

WYNIKI BADAŃ LITOLOGICZNYCH, STRATYGRAFICZNYCH, SEDYMENTOLOGICZNYCH, PETROGRAFICZNYCH I MINERALOGICZNYCH

Maria KULETA, Anna FIJAŁKOWSKA-MADER

WPROWADZENIE

Pozycję stratygraficzną osadów w profilu otworu Mniszków IG 1 określono głównie na podstawie kryteriów litostratygraficznych, a także w miarę możliwości, danych biostratygraficznych, głównie palinologicznych. Do wyznaczania granic wyróżnionych jednostek wykorzystano również wyniki zreinterpretowanych badań geofizycznych (fig. 3). Odmiany mikro-litofacjalne skał węglanowych określono stosując klasyfikację R.L. Folka (1962), R.J. Dunhama (1962) i V.P. Wrighta (1992), uwzględniając zmiany zaproponowane również przez K. Jaworowskiego (1987). W przypadku piaskowców wykorzystano podział R.H. Dotta (1964), zmodyfikowany przez F.J. Pettijona i in. (1973). Autorzy niniejszego tomu użyli spolszczonych nazw angielskich terminów (por. Mizerski, Sylwestrzak, 2002).

W stosunku do profilu stratygraficznego triasu, przedstawionego we wcześniejszych opracowaniach (Jurkiewicz, 1973a, Kuleta i in., 2005), dokonano weryfikacji granic jednostek litostratygraficznych triasu i jury oraz zmieniono nazwy wydziałów litostratygraficznych zgodnie z Tabelą stratygraficzną Polski (Wagner, 2008). Dla warstw gipsowych I i warstw gipsowych II, w obrębie nieformalnej formacji retu, wprowadzono nazwy odpowiednio dolne warstwy gipsowe i górne warstwy gipsowe (por. Szulc i in., 2015). Osady określane mało precyzyjnym i mylącym terminem „kajper górny” przypisano do warstw ze Studziannej, korelowanych z warstwami drawieńskimi, jarkowskimi i zbąszyneckimi na Niżu Polski (Fijałkowska-Mader, 2018).

TRIAS¹

TRIAS DOLNY

Maria KULETA, Anna FIJAŁKOWSKA-MADER

Pstry piaskowiec środkowy

Najniższą część profilu otworu (głęb. 2896,0–3028,0 m) stanowią osady środkowego pstrego piaskowca, należące do dwóch nieformalnych jednostek litostratygraficznych: formacji ze Stachury i formacji z Samsonowa. Są one korelowane odpowiednio z formacją pomorską i półczyńską/ilastą na Niżu Polski (Kuleta, Nawrocki, 2000, 2002). W archiwalnej dokumentacji otworu Mniszków IG 1 (Jurkiewicz, 1973a) wiek skał, zaliczanych obecnie do formacji ze Stachury, określono jako ?cechsztyń lub ?trias. Założono, że kontaktują one tektonicznie z leżącymi wyżej osadami. Wykonane wtedy, a także w późniejszym czasie (Romanek, 1995), badania makro- i mikrofaunistyczne nie rozstrzygnęły kwestii wieku tych osadów.

Za zaliczeniem ich do formacji ze Stachury przemawiają cechy litofacjalne, głównie obecność wapieni bioklastycznych, które nie są znane z innych wydziałów litostratygraficznych NW obrzeżenia Gór Świętokrzyskich, starszych od retu. Wapienie te występują w wielu innych otworach zarówno w bliskim (Stachura IG 1, Cierchy IG 1) jak i dalekim obrzeżeniu (Radwanów IG 1, Studzianna IG 1 czy Opoczno PIG 2 [Kuleta, Zbroja, 2006]). Bardzo mała, nawiercona miąższość wydzielienia, wynosząca zaledwie 4 m, podczas gdy w sąsiednim otworze Opoczno PIG 2 wynosi ok. 40 m, a w bardziej oddalonym na NE otworze Studzianna IG 2 – 184 m, może wynikać nie tylko z faktu końca otworu, lecz redukcji tektonicznej jego stropowej części. Natomiast osady formacji z Samsonowa Jurkiewicz i in. (1973) zaliczyli do górnego pstrego piaskowca –

¹ Rozdział opracowano na podstawie rozdziału pt. „Wyniki badań litologicznych i stratygraficznych. Trias” autorstwa M. Kulety, A. Iwanowa i H. Jurkiewicza w pracy M. Kulety (2005).

retu, podkreślając równocześnie niespotykanie dużą miąższość tej jednostki. Formacja z Samsonowa jest szeroko rozprzestrzeniona w całym NW obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich (Kuleta, Zbroja, 2006). W otworze Opoczno PIG 2, położonym najbliżej Mniszkowa, osiąga ponad 380 m miąższości (Kuleta, 1994, 2006). Znacznie mniejsza miąższość (128 m) w profilu otworu Mniszków IG 1 może być związana z redukcją tektoniczną, obejmującą niższą część wydzielenia oraz wyższą część formacji ze Stachury. Potwierdzać to może również gwałtowna zmienność litologiczna profilu, której nie zaobserwowano w otworze Opoczno PIG 2, położonym w odległości ok. 17 km na SW. Stropowa granica jednostki, wyraźnie zaznaczona na krzywych geofizyki wiertniczej (fig. 3) może być wyrazem luki erozyjnej występującej na pograniczu środkowego i górnego pstręgo piaskowca, obserwowanej w całym regionie świętokrzyskim.

Formacja ze Stachury

Formacja ze Stachury (głęb. 3024,0–3028,0 m) jest wykształcona jako szare wapienie sparytowe, bioklastyczne i wapienie mikrytowe, cienkoławicowe, przekładane drobnymi, nieregularnymi warstewkami szarozielonych iłowców i margli (Apendiks – ap. 1/23). Wapienie odpowiadają bioklastycznym wakstonom i pakstonom, partiami madstonom marglistym i piaszczystym. Materiał bioklastyczny stanowią pokruszone skorupki nieoznaczalnych małżów, a także owalne i podłużne formy oraz ich fragmenty, które przyjęto za szczątki glonów wapiennych *Dasycladaceae* (fig. 5A), uznawanych za formy tetydzkie (Pastwa-Leszczynska, Śliwiński, 1960). Obecne są także pelloidy. Osad wykazuje niewyraźne, mikrolaminacyjne zróżnicowanie zawartości szczątków organicznych i pelloidów, mikrytowego i sparytowego kalcytu, a także domieszki pyłowego i drobnopsamitowego kwarcu oraz minerałów ilastych. Partiami laminację podkreśla jednokierunkowe ułożenie wydłużonych bioklastów.

Osady formacji ze Stachury powstały w płytkim zbiorniku typu brakicznej laguny, powyżej podstawy falowania

(Kuleta, Zbroja, 2006). Obecność glonów *Dasycladaceae* stanowi dowód na pierwsze w triasie, pewne połączenie basenu polskiego z oceanem Tetydy (por. Szyperko-Teller, Moryc, 1988; Szulc, 1995, 2019).

Formacja z Samsonowa

Formacja z Samsonowa (głęb. 2896,0–3024,0 m) jest wykształcona w typowych dla tej jednostki facjach. Są to mułowce i iłowce, często piaszczyste, barwy brunatnej i brunatnowiśniowej z zielonymi zaplamieniami, słabo zwięzłe, o sferycznej oddzielności, „bezstrukturalne” (ap. 1/22, 1/23). Charakterystyczną cechą jest obecność kilkumilimetrowych, gruzłowych skupień kalcytu, miejscami również gipsu. W obrębie tych osadów występują wkładki szarozielonych i brunatnych mułowców laminowanych.

W płytkach cienkich, wykonanych z rdzenia uzyskanego z głębokości 2917,0–2920,6 m, zaobserwowano mułowce i iłowce złożone z niejednorodnej, bezładnej mieszaniny minerałów ilastych, pyłowych, czasem psamitowych ziarn kwarcu oraz wodorotlenków żelaza (fig. 5B). Czerwonobrunatne zabarwienie ma charakter plamisty i smużysty o różnej intensywności w poszczególnych miejscach, podkreślający „grudkową” strukturę skały. Występują też plamiste lub owalne miejsca pozbawione żelazistego barwnika. W masie tej tkwią luźno rozmieszczone skupienia (gruzły) kalcytowe o rozmytych zarysach, przesycone tlenkami Fe oraz gruzły i gniazda o średnicy ok. 1 cm drobnotabliczkowego gipsu.

Obecny, w stropowym odcinku rdzenia, szarozielony piaskowiec drobnodziarnisty typu waki litycznej zawiera w swym składzie obok kwarcu, znaczne ilości schlorytyzowanego biotyту i nieregularne laminy mułowcowe. Spoiwem jest pyłowy matriks, miejscami sparytowy cement kalcytowy, bardzo rzadko siarczanowy.

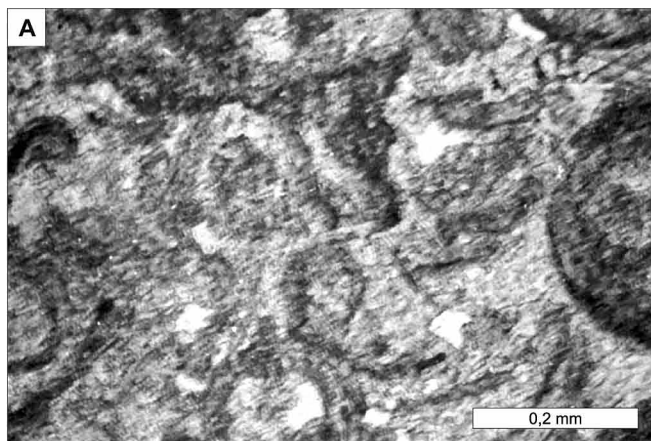
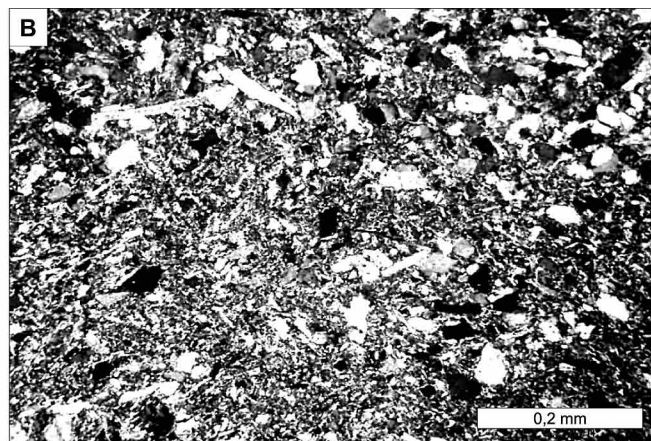
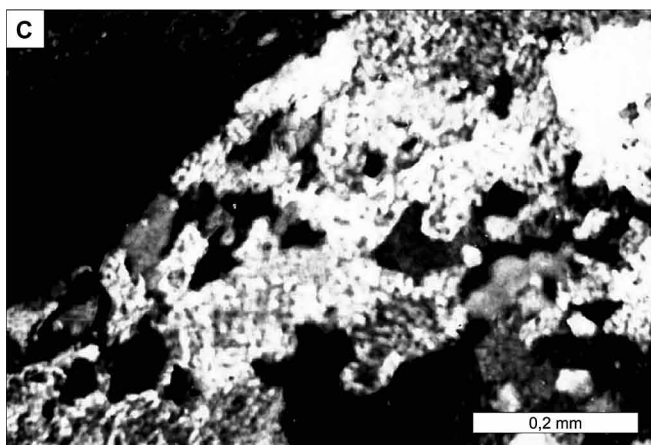
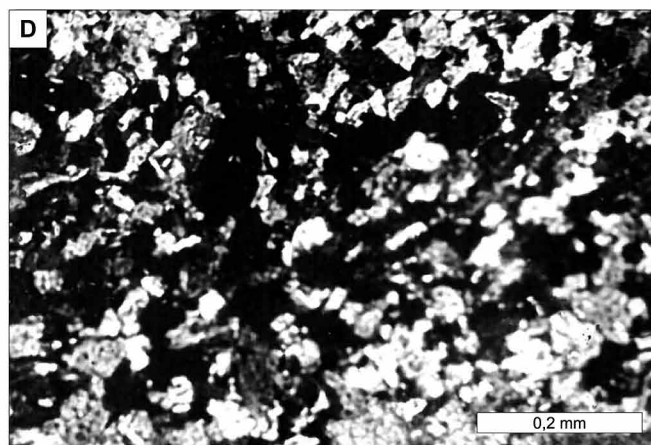
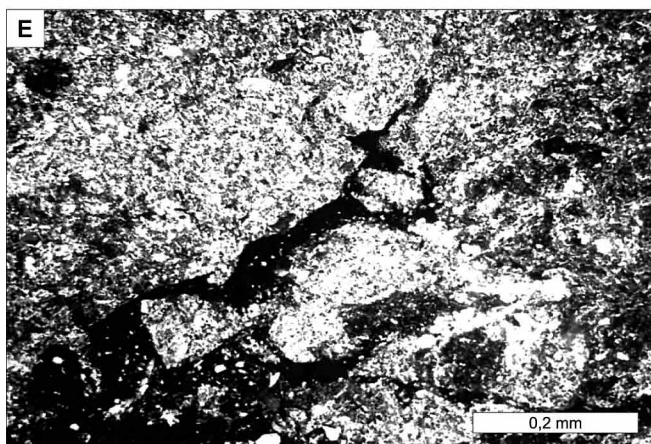
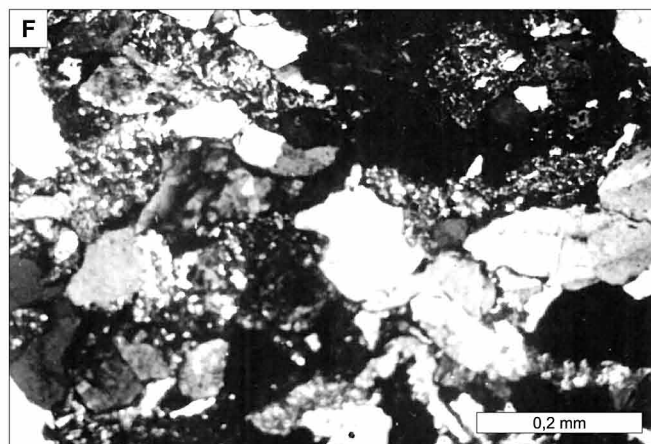
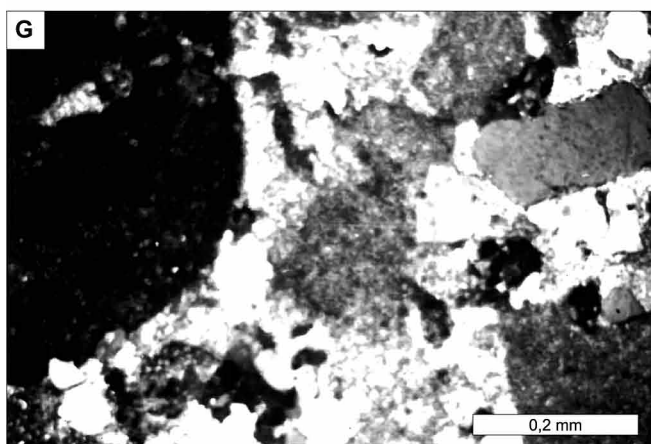
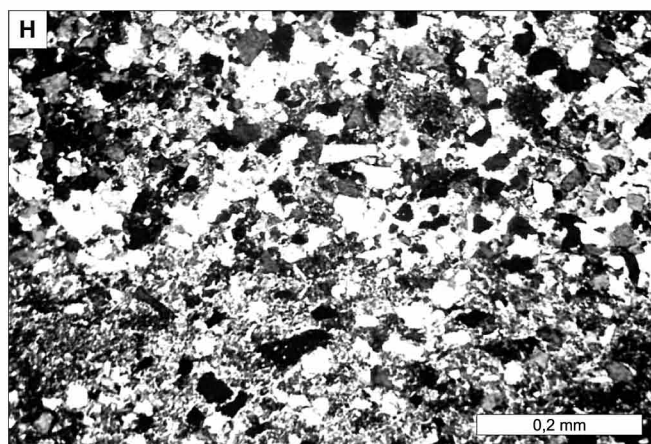
W profilach położonych bliżej cokołu paleozoicznego Gór Świętokrzyskich formację z Samsonowa tworzą głównie osady rzek meandrujących, w dalszym obrzeżeniu natomiast utwory równi zalewowych i okresowych playi (Kuleta, Zbroja, 2006).

Fig. 5. Wybrane typy petrograficzne skał triasowych z otworu Mniszków IG 1 (zdjęcia wykonane w mikroskopie polaryzacyjnym PL)

A – Wapień organogeniczno-detrytyczny, pakston glonowy; głęb. 3025,0 m, dolny trias, formacja ze Stachury; 1N. **B** – Mułowiec z dużą zawartością biotyту i muskowitu; głęb. 2917,2 m, dolny trias, formacja z Samsonowa; NX. **C** – Brekcja iłowcowa spojona anhydrytem; głęb. 2602,5 m, środkowy trias, środkowy wapień muszlowy; NX. **D** – Gips drobnokrystaliczny w iłowcu; głęb. 2466,1 m, górny trias, warstwy gipsowe dolne; NX. **E** – Howiec marglisto-żelazisty; głęb. 2382,0 m, górny trias, piaskowiec trzcinowy; NX. **F** – Piaskowiec polimiktyczny, arenit subarkozowy; głęb. 2359,0 m, górny trias, piaskowiec trzcinowy; NX. **G** – Ortozlepieniec drobnookruchowy, wśród okruchów dominują wapienie i margle, spoiwo węglanowo-ilaste; głęb. 2318,6 m; górny trias, piaskowiec trzcinowy; NX. **H** – Mułowiec o spoiwie węglanowo-ilastym; głęb. 2316,1 m, górny trias, piaskowiec trzcinowy; NX. 1N – nikiel równoległy, NX – nikiel skrzyżowane

Selected petrographic types of the Triassic rocks from the Mniszków IG 1 borehole (photographs taken in polarizing microscope PL)

A – Organogenic-detrilic limestones, algal packstone; depth 3025.0 m, Lower Triassic, Stachura Formation; 1N. **B** – Mudstone with high content of biotite and muscovite; depth 2917.2 m, Lower Triassic Samsonów Formation; NX. **C** – Claystone breccia cemented with anhydrite; depth 2602.5 m, Middle Triassic, Middle Muschelkalk; NX. **D** – Fine-crystalline gypsum in claystone; depth 2466.1 m, Upper Triassic, Lower Gypsum Beds; NX. **E** – Marly-ferrous claystone; depth 2382.0 m, Upper Triassic, Schilfsandstein; NX. **F** – Polymictic sandstone, subarkosic arenite; depth 2359.0 m, Upper Triassic, Schilfsandstein; NX. **G** – Fine-grained orthoconglomerate with limestones and marls debris and carbonate-clayey cement; depth 2318.6 m; Upper Triassic, Schilfsandstein; NX. **H** – B. Mudstone with carbonate-clayey cement; depth 2316.1 m, Upper Triassic, Schilfsandstein; NX. 1N – parallel nicols, NX – crossed nicols



Maria KULETA**Formacja retu**

Przynależność retu do dolnego triasu przyjęto zgodnie z Tabelą stratygraficzną Polski (Wagner, 2008). Do retu zaliczono utwory z interwału głębokości 2764,0–2896,0 m (miąższość 132,0 m). W obrębie jednostki wyróżniono ret dolny z warstwami z Radoszyc, warstwami gipsowymi dolnymi i warstwami międzygipsowymi oraz ret górny z warstwami gipsowymi górnymi i warstwami z Wilczkowic. W archiwalnej „Dokumentacji otworu Mniszków IG 1” H. Jurkiewicz (1973) umiejscowił osady warstw gipsowych górnych i warstw z Wilczkowic w dolny wapieniu muszlowym. Zaliczenie tych osadów do retu wynikało ze szczegółowej analizy profilu litologicznego i geofizycznego, porównania z wykształceniem i następstwem litofacjalnym w profilach sąsiednich m. in. Nieświń PIG 1 (por. Kuleta, Romanek, 2018) i Opoczno PIG 2 (por. Romanek, 2006), a także danych biostratygraficznych M. Romanek (1995).

Warstwy z Radoszyc

Warstwy z Radoszyc (głęb. 2869,5–2896,0 m) są reprezentowane przez brunatnoszare piaskowce drobnopiaszczyste, brunatnoszare mułowce piaszczyste, mułowce i iłowce słabozwięzłe, rozsypliwie z drobnymi żyłkami i skupieniami różowego gipsu. W uzyskanym odcinku rdzenia (głęb. 2880,0–2887,2 m) występują tylko „bezstrukturalne” mułowce (ap. 1/22) utworzone z masy ilasto-żelazistej, w której tkwią luźno rozmieszczone ziarenka kwarcu pyłowego i piaszczystego oraz charakterystyczne obtoczone ziarna hematytu o rozmiarach od 2 do 5 mm.

Brak możliwości badań mikroskopowych piaskowców (tylko próbki okruchowe) obecnych w opisywanym wydzieleniu, nie pozwala na jednoznaczne określenie czy całość pakietu ma cechy lądowych warstw z Wąchocka *sensu* Senkowiczowa (1970) czy też przybrzeżnomorskich warstw z Radoszyc. Być może rejon Mniszkowa leży w strefie zazębienia się tych zróżnicowanych facjalnie i genetycznie jednostek (por. Senkowiczowa, 1970).

Warstwy gipsowe dolne i warstwy międzygipsowe

Warstwy gipsowe dolne i warstwy międzygipsowe zostały wyróżnione w interwale głębokości 2803,0–2869,5 m. W niższej części jednostki występują szare wapienie z wkładkami jasnoszarych wapieni drobnopiaszczystych. W stropowej partii profilu, rozpoznanej dwoma odcinkami rdzenia: na głębokości 2840,7–2843,3 i 2820,5–2822,5 m są obecne jasne wapienie krystaliczne z cienkimi wkładkami ciemnoszarych margli dolomitycznych oraz margle o grubopłytkowej oddzielności, z drobnymi przewarstwieniami jasnoszarego,

drobnokrystalicznego anhydrytu (ap. 1/21). Zawartość i grubość wkładek anhydrytowych jest największa w interwale głębokości ok. 2820–2830 m (ap. 1/21). W przystropowej części profilu występują już tylko szare osady wapienno-margliste.

Mikroskopowo wapienie odpowiadają bioklastycznym floatstonom z tłem typu wakstonu, przechodzącym w organodetrytyczne madstony/wakstony laminowane mułowcem. Margle można nazwać madstonami z domieszką pokruszonej fauny i laminami materiału ilasto-pyłowego.

Zarówno w wapieniach jak i marglach obserwuje się domieszkę drobnej, przekrystalizowanej fauny. Z margli B. Pacholec (Jurkiewicz, 1973a) oznaczyła małże: *Lima* cf. *striata* Goldf., *Lingula* sp., *Velopecten alberti* Goldf., *Gervillia* sp., *Myophoria* sp., małżoraczki *Estheria* sp., ślimaki, łuski ryb i zwęglone szczątki roślin.

Warstwy gipsowe górne i warstwy z Wilczkowic

Warstwy gipsowe górne i warstwy z Wilczkowic (głęb. 2764,0–2803,0 m) w części przyspągowej są reprezentowane przez jasnoszare wapienie margliste z wkładkami ciemnoszarych margli. Wyżej są to wapienie piaszczyste z przejściami do piaskowców drobnopiaszczystych. Mikroskopowo piaskowce wapniste odpowiadają składem wapnistym wkom kwarcowym (odcinek rdzenia na głębokości 2781,0–2783,6 m; ap. 1/21). Ziarna kwarcu, będące głównym składnikiem piaskowców, mają wymiary 0,06–0,50 mm z przewagą ziarn o średnicy 0,1–0,2 mm. Ich zarysy są bardzo różne: od izometrycznych do wydłużonych. Na ogół są źle obtoczone i mają zatoki korozyjne oraz wrostki kalcytowe. Spoiwo jest zmienne, czysto kalcytowe lub margliste typu tła skalnego. Miejscami obserwuje się drobne laminki margliste wśród piaskowca, co przy rytmicznej zmianie składu spoiwa, nadaje skale teksturę równoległą. Podobnie, jak w wapieniach piaszczystych, występuje tu również gips wymieszany z kalcytem spoiwa lub tworzący niewielkie, soczewkowate skupienia. Obecne wśród piaskowców i wapieni piaszczystych (madstony piaszczyste) wkładki wapieni marglistych i ciemnoszarych margli (madstony margliste) zawierają partiami znaczny udział szczątków fauny i można je zaliczyć do wakstonów marglistych.

W rdzeniu na głębokości 2781,4–2783,2 m M. Romanek (1995) stwierdziła masowe wystąpienie zębów ryb z rodzaju *Saurichthys*, a na głębokości 2782,0 m człony łodyg liliowców. B. Pacholec (patrz Jurkiewicz i in., 1973) oznaczyła stąd liczne małże: *Plagiostoma* cf. *striatum* (Schlotheim), *Eopecten albertii* (Goldfuss), *Eopecten* sp., *Myophoria* sp., *Gervillia* sp., *Lingula* sp. oraz ślimaki, łuski ryb i uwęglone szczątki flory.

Osady retu powstały w płytkiej lagunie o podwyższonym zasoleniu (Iwanow, 1998a).

TRIAS ŚRODKOWY

Wapień muszlowy

Profil wapienia muszlowego wyróżniono w interwale głębokości 2586,5–2764,0 m. Obejmuje on wapień muszlowy dolny, środkowy i górny. Granice wyznaczono w obrębie prób okruchowych na podstawie profili geofizycznych (fig. 3). Jedynie granicę między środkowym i górnym wapieniem muszlowym wyznaczono w obrębie rdzeniowanego odcinka profilu. Ponadto, ograniczono spągowy zasięg wapienia muszlowego *sensu* Jurkiewicz (1973a), podniesiono natomiast jego granicę stropową wliczając jeszcze do wapienia muszlowego prawie cały profil dolnego kajpru *sensu* Jurkiewicz (1973a). M. Romanek (1995) na podstawie badań konodontów i skolekodontów stwierdziła, że do głębokości 2680 m (wyżej brak rdzenia) występują jedynie osady dolnego wapienia muszlowego, co uwzględniono przy wyróżnieniu i podziale omawianej jednostki. Podstawą zaliczenia utworów do środkowego wapienia muszlowego była natomiast obecność siarczanów i brak skamieniałości (por. Kuleta, Romanek, 2018).

Wapień muszlowy dolny

Wapień muszlowy dolny (głęb. 2661,0–2764,0 m) w najniższej części jest reprezentowany przez ciemnoszare wapień margliste, mikrytowe lub drobnosparytowe z drobnymi fragmentami skamieniałości i z nieregularnymi wkładkami i laminami ciemnoszarych margli. W wyższej części profilu występują początkowo ciemnoszare, dzielące się płytkowo margle, a następnie jasnoszare wapień pelityczne z falistymi laminami marglistymi. Ponad nimi występują wapień z odciskami muszli *Plagiostoma* sp. W górnej części profilu w wapieniach licznie spotyka się skorupki ramienionogów. Omawiana jednostka rozpoznana została czterema odcinkami rdzenia na głębokościach: 2759,2–2762,0 m (ap. 1/21), 2732,0–2733,8 m (ap. 1/20), 2704,5–2707,5 m (ap. 1/20) i 2675,0–2681,0 m (ap. 1/20), umożliwiającymi wykonanie badań petrograficznych i biostratygraficznych.

Mikroskopowo wapień można sklasyfikować jako madstony przechodzące w bioklastyczne wakstony z cienkimi, nieregularnymi laminami ilasto-marglistymi. W stropowej części profilu występują wakstony/pakstony bioklastyczno-peloidowe. W wapieniach są notowane liczne szwy stylolitowe. Bioklasty są reprezentowane przez otwornice, małżoraczki, człony liliowców i nieliczne małże. M. Romanek (1995), prowadząc w omawianych osadach szczegółowe badania paleontologiczne, stwierdziła dość bogaty zespół makro- i mikroskamieniałości: na głębokości 2760,5 m – masowe nagromadzenia odcisków i skorupki ramienionogów *Lingula tenuissima* Bronn., *Lingula* sp.; na głębokości 2732,0–2733,8 m – źle zachowane odciski *Plagiostoma* sp.; na głębokości 2733,5 m – fragment konodonta z rodzaju *Gondolella* oraz masowo występujące zęby ryb i człony liliowców; na głębokości 2707,4 m – skolekodont *Delosites raridentatus* Kozur oraz skleryty strzykw z rodzaju *Theelia*; na głębokości 2706,3 m – nieoznaczone krynoidy oraz małżoraczki; na głębokości 2705,8 m – konodonty *Gondolella navicula* Huckriede, *Hindeodella* sp., *Neo-*

hindeodella sp., skleryty strzykw *Theelia* sp. i skolekodont *Delosites raridentatus* Kozur; na głęb. 2680,0 m – konodonty *Neospathodus kockeli* (Tatge), *Gondolella excelsa* (Mosher), skleryty strzykw *Theelia* sp., małżoraczki i człony liliowców. Uzyskane z próbek konodonty, jakkolwiek nieliczne, mają duże znaczenie stratygraficzne i są wskaźnikowe dla dolnego wapienia muszlowego. Obecność małży z rodzaju *Plagiostoma* może wskazywać na przynależność odcinka profilu z głębokości 2732,0–2733,8 m do warstw z *Plagiostoma stratum*, natomiast dolna część wydzielienia z laminacją falistą może odpowiadać warstwom falistym *sensu* Senkowiczowa (1970).

Wapień i margle powstały w płytkim, epikontynentalnym, otwartym morzu, na ogół w warunkach spokojnej sedymentacji, poniżej podstawy falowania (Senkowiczowa, 1970). Przy okresowym wzroście energii środowiska był dostarczany materiał pokruszonych muszli.

Wapień muszlowy środkowy

Wapień muszlowy środkowy (głęb. 2601,0–2661,0 m) jest reprezentowany przez ciemnoszare wapień margliste i margle, ciemnoszare lub szarozielone wapień mikrytowe, nieco piaszczyste z drobnymi przewarstwieniami margli i ciemnych ilowców marglistych (ap. 1/19). W wyższej części profilu są obecne także ciemnoszare dolomity z wkładkami margli dolomitycznych. Wapień i dolomity zawierają liczne żyłki wypełnione grubosparytowym kalcytem oraz szwy stylolitowe z bitumiczną powłoką (głęb. 2638,0–2643,0 m). W samym stropie występuje 1,4 m pakiet brekcji sedymentacyjnej złożonej z okruchów wapieni pelitycznych, dolomitów, margli i ilowców spojonych kalcytem i anhydrytem (fig. 5C) oraz cienkie warstwy dolomitowo-anhydrytowe. W całym profilu nie znaleziono żadnych szczątków organicznych (Jurkiewicz, 1973a; Romanek, 1995).

Według klasyfikacji petrograficznej wymienione wyżej skały wapienne i dolomitowe odpowiadają madstonom, madstonom marglistym i piaszczystym (ap. 1/19). Wapień pelityczne, margliste i dolomityczne, występujące ponad dolomitami, osadzały się w głębszej strefie sublitoralnej, poniżej normalnej podstawy falowania z wpływami środowiska wyżej energetycznego. Utwory dolomitowo-anhydrytowe osadzały się w płytkiej strefie sublitoralnej z wpływami sebhyy. Świadczą o nich pseudomorfozy dolomitu po gipsie, obecność anhydrytów gruzłowych, pojedynczych kryształów gipsów oraz dolomitów (Gradziński i in., 1986).

Wapień muszlowy górny

Wapień muszlowy górny (głęb. 2586,5–2601,0 m) w spągowej części wykształcony jest jako wapień pelityczne – madstony – z drobnymi, nieregularnymi laminami ilasto-marglistymi, w których obecna jest domieszka substancji organicznej. W wyższej części występują wapień i dolomity.

Utwory te powstały w płytkim morzu epikontynentalnym (Iwanow, 1998b).

Maria KULETA, Anna FIJAŁKOWSKA-MADER

TRIAS GÓRNY

Kajper

Osady kajpru wyróżniono w interwale głębokości 1483,0–2586,5 m. Obejmuje on kajper dolny i kajper środkowy, nie stwierdzono natomiast kajpru górnego, obejmującego pstre i szare warstwy parszowskie *sensu* Karaszewski (1962). Granice kajpru wyznaczono na podstawie prób okruchowych, profili geofizycznych (fig. 3) i danych palinostratygraficznych (Fijałkowska-Mader, ten tom). Natomiast granice niektórych wydzielen w obrębie kajpru (między warstwami gipsowymi dolnymi a piaskowcem trzcinowym, piaskowcem trzcinowym a warstwami gipsowymi górnymi i warstwami gipsowymi górnymi a warstwami ze Studziannej) wyznaczono także w obrębie rdzenia, na podstawie zmian litologicznych. Bazując na zmienności cech litologicznych podzielono piaskowiec trzcinowy na dolny i górny. Dokonano także podziału warstw ze Studziannej na dolne, środkowe i górne.

Kajper dolny

Warstwy sulechowskie

Kajper dolny (głęb. 2556,5–2586,5 m) jest reprezentowany przez mułowce i margle, zidentyfikowane tylko w próbkach okruchowych.

Kajper środkowy

Kajper środkowy (głęb. 1483,0–2556,5 m) obejmuje dolomit graniczny, warstwy gipsowe dolne, piaskowiec trzcinowy, warstwy gipsowe górne i warstwy ze Studziannej.

Dolomit graniczny

Dolomit graniczny (głęb. 2539,0–2556,5 m) jest wykształcony w postaci ciemnoszarych dolomitów drobnokrystalicznych oraz margli.

Warstwy gipsowe dolne

Warstwy gipsowe dolne (głęb. 2395,0–2539,0 m) w części spągowej (do głębokości ok. 2400 m) są wykształcone jako oliwkowoszare margle z przewarstwieniami iłowców marglistych oraz drobnymi laminami i druzami anhydrytu (ap. 1/18). W przystropowej części profilu występują przede wszystkim iłowce i mułowce brunatnowiśniowe z zielonymi plamami, miejscami piaszczyste i margliste bez wyraźnych struktur sedimentacyjnych. Zawierają drobne plamiste i gruzłowe skupienia węglanów. Według klasyfikacji petrograficznej (rdzeń z głębokości 2497,0–2499,6 m; ap. 1/18; 2462,5–2466,3 m; ap. 1/17; 2421,0–2429,1 m; ap. 1/17) osady margliste odpowiadają madstonom i madstonom marglistym z laminami iłowców. Są to skały barwy szarej, a w niektórych partiach profilu zabarwione na brunatno. Przedstawiają na ogół dość monotonną serię. Strukturę mają mikrytowo-

-drobnosparytową, a teksturę najczęściej bezładną, spordycznie równoległą. Są zbudowane z jednorodnej masy, która jest mieszaniną kalcytu z substancją ilastą. Miejscami w tym tle występują nieregularne skupienia lub smugi kryształków kalcytu lub gipsu (fig. 5D), niekiedy o falistej oddzielności drobnotabliczkowej. Czasem pojawia się również detrytyczny kwarc, który układając się w drobne laminy i smugi, nadaje miejscami skale teksturę równoległą. Barwa brunatna pochodzi od związków żelaza. Występują one w postaci pigmentu mineralnego, rozproszonego w bardzo równomierny sposób. Margle są bardzo często poprzecinane zespołem równoległych spękań wypełnionych drobno i średniokrystalicznym kalcytem.

Główną treść skalną pstrych iłowców, w stropowej części profilu, stanowi mieszanina drobnołuseczkowatej substancji ilastej i mikrytu kalcytowego. Minerale ilaste, wykształcone w formie króciutkich pręcików, układają się nierównomiernie lub miejscami zgodnie w powyginane smugi, nadając skale teksturę kierunkową. Kalcyt skupia się niekiedy w niewielkie (średnicy 0,5 cm) gniazda większych kryształów. W niektórych partiach iłowce zawierają niewielkie ilości detrytycznego kwarcu aleurytowego o ostrych zarysach ziarn, które są rozmieszczone w tle nierównomiernie. Bardzo charakterystyczne jest dla tych skał plamiste, zabarwienie związkami żelaza. Plamy są rozmieszczone nierównomiernie, czasem są skupione w smugi i gniazda utworzone z czystych wodorotlenków żelaza. Związki żelaza koncentrują się w licznie występujących tu synsedymenacyjnych szczelinach z wysychania i wokół nich, tworząc szachownicowe przerosty ze skałą. Opisane cechy tych osadów odpowiadają charakterystyce ilastych gleb kopalnych – wertisoli (Mack i in., 1993).

A. Fijałkowska-Mader (Fijałkowska, 1992; Fijałkowska-Mader, ten tom) na głębokości 2425,0 i 2427,0 m stwierdziła zespół mikroflorystyczny podpoziomu *Triadispora verrucata* poziomu *Porcellispora longdonensis*, wyróżnianego przez T. Orłowską-Zwolińską (1983, 1985) w wyższej części dolnych warstwach gipsowych.

Osady dolnych warstw gipsowych powstały w lagunie o podwyższonym zasoleniu (Iwanow, 1998c), gdzie dochodziło do okresowych wynurzeń i rozwoju gleb.

Piaskowiec trzcinowy

Piaskowiec trzcinowy (głęb. 2299,0–2395,0 m) jest wyraźnie dwudzielny. Piaskowiec trzcinowy dolny, do głębokości 2331,5 m, budują szare i szarozielone piaskowce polimiktyczne, drobno- i średnioziarniste typu waki litycznej (fig. 5F), przewarstwiane szarymi mułowcami i iłowcami (ap. 1/16), lokalnie marglisto-żelazistymi (fig. 5E). Główny składnik piaskowców stanowią ziarna kwarcu, pertytów i mikropertytów, a także okruchy skał krzemionkowych oraz niewielka ilość muskowitu i schlorytyzowanego biotyty. Ziarna kwarcu,

o wymiarach 0,5–1,0 mm, mają nieregularne zarysy. Przeważnie ściśle przylegają one do siebie lub do ziaren innych minerałów. Wśród skaleni dominują formy przeobrażone, w różnym stopniu objęte procesami kaolinizacji i serycytyzacji. Spoiwo piaskowca jest niejednorodne, zbudowane z autogenicznego kwarcu zmieszanego z substancją ilastą lub wodorotlenkami żelaza. Partiami spoiwo jest czysto krzemionkowe, całkowicie przekrystalizowane. Ponadto, w całej skale widoczne są skupienia kalcytu, które mogły powstać z rozkładu plagioklazów wapiennych. Utwory dolnego piaskowca trzcinowego są osadem rzeczonym.

Piaskowiec trzcinowy górny budują piaskowce i mułowce o spoiwie węglanowo-ilastym (fig. 5H), miejscami piaskowce typu arenitu subarkozowego o barwach szarych, brunatno-szarych i zielonoszarych. Obecne są przewarstwienia ciemnoszarych, laminowanych mułowców marglistych (ap. 1/15) z licznymi szczątkami zwęglonej flory oraz szarzielonych mułowców marglistych. Występują również wkładki (grubości 0,4–0,6 m) zlepieńców wapienno-marglistych o spoiwie ilastym. Są to para- i ortozlepieńce drobnookruchowe, polimiktyczne o teksturze bezładnej (fig. 5G). Główny ich składnik stanowią litoklasty wapieni pelitycznych, iłowców oraz zażelazionych skał węglanowych, które mogą być fragmentami zniszczonych, węglanowych poziomów glebowych (calcsoli). Niektóre otoczaki są prawie w całości złożone z tlenków żelaza z niewielką domieszką różnokrystalicznego kalcytu. Okruchy skał węglanowych, wielkości 0,1–2,0 cm, z przewagą 0,5–1,0 cm, mają kształty zaokrąglone, izometryczne lub są prawie całkowicie nieobtoczone. Ostro odcinają się od spoiwa lub ich granice z tłem skalnym są nieostre. Okruchy tkwią w spoiwie, którym jest mieszanina drobnołuseczkowatej substancji ilastej i niewielkiej ilości mikrytowego kalcytu i pyłowego kwarcu. Spoiwo ma charakter tła skalnego.

A. Fijałkowska-Mader (Fijałkowska, 1992; Fijałkowska-Mader, ten tom) znalazła na głębokości 2320,0 m zespół miosporowy, należący do poziomu *Aulisporites astigmosus* datującego piaskowiec trzcinowy (Orłowska-Zwolińska, 1983, 1985).

Osady górnego piaskowca trzcinowego powstały w środowisku rzeczonym (por. Gajewska, 1997). Reprezentują zarówno facje korytowe (piaskowce i zlepieńce), jak i równi zalewowej (iłowce i mułowce). Okruchy węglanowe pochodzą z poziomów glebowych, które rozwijały się na terenie równi zalewowej i były niszczone w czasie powodzi (Esteban, Klapa, 1983; Retallack, 2001).

Warstwy gipsowe górne

Warstwy gipsowe górne (głęb. 2081,0–2299,0 m) w części dolnej są wykształcone jako iłowce brunatnowiśniowe, dolomityczne o sferycznej oddzielności, z dość licznymi druzami różowego gipsu i anhydrytu (ap. 1/14, 1/15). Ku górze profilu przechodzą w brunatnowiśniowe mułowce z zielonymi plamami i drobnymi żyłkami oraz skupieniami anhydrytu lub gipsu (ap. 1/14).

Środkową część wydzielania budują utwory wapienno-margliste (madstony margliste). Od margli, które budują dolne warstwy gipsowe, różnią się większym udziałem dolomitu oraz brunatnawym, nierównomiernym zabarwieniem.

Kryształy dolomitu występują jako niewielkie, prawidłowo wykształcone romboedry, tkwiące w pelitycznej mieszaninie kalcytu i minerałów ilastych.

Strop wydzielania stanowią ciemnoszare i brunatne margle dolomityczne z pojedynczymi kryształkami i drobnymi druzami siarczanów, miejscami o teksturze pseudobrekcji.

Na głębokości 2086,4 m A. Fijałkowska-Mader (ten tom) zidentyfikowała zespół mikroflorystyczny poziomu *Aulisporites astigmosus*-*Corollina meyeriana*, występującego w niższej części górnych warstw gipsowych (por. Orłowska-Zwolińska, 1983, 1985).

Sedymantacja górnych warstw gipsowych zachodziła w zbiorniku o podwyższonym zasoleniu typu playi lub ?sebhý w klimacie gorącym, suchym (por. Gajewska, 1978).

Warstwy ze Studziannej

Warstwy ze Studziannej wydzielono w interwale głębokości 1483,0–2081,0 m (miąższość 598,0 m, w tym łączna długość odcinków rdzeniowanych wynosi 16,7 m). Zmienność litologiczna, stwierdzona w materiale okruchowym i na podstawie interpretacji krzywych geofizycznych (fig. 3) umożliwiła podzielenie jednostki na część dolną, środkową i górną.

Warstwy ze Studziannej dolne

Warstwy ze Studziannej dolne (głęb. 1983,2–2081,0 m) są wykształcone w postaci pstrych mułowców przewarstwionych drobnoziarnistymi piaskowcami brunatnymi o spoiwie krzemionkowo-żelazistym (ap. 1/13). Brak osadów wapienno-marglistych, obecnych w profilu Nieświń PIG 1 (Fijałkowska-Mader, 2018) i Studzianna IG 2 (Jurkiewicz, 1988) może wskazywać na lukę obejmującą dolną część wydzielania i prawdopodobnie wyższą część górnych warstw gipsowych.

Warstwy ze Studziannej środkowe

Warstwy ze Studziannej środkowe (głęb. 1675,9–1983,2 m) są na ogół zbudowane z brunatnych i szarych mułowców bezstrukturalnych, miejscami wykazujących drobno sferyczną oddzielność (ap. 1/12, 1/13). W ich skład wchodzi głównie nieobtoczone okruchy kwarcu, wielkości 0,02–0,08 mm. Obok kwarcu występują skaleni zbliżnione albitowo lub pertyty w postaci tabliczek o nierównych krawędziach. Okruchy te ułożone są w warstewki przechodzące jedne w drugie, a różniące się grubością, ilością i wielkością materiału pyłowego oraz charakterem spoiwa. W obrębie warstewek obserwuje się również normalne frakcjonalne warstwowanie aż do zupełnego zaniku materiału pyłowego. Spoiwem jest mieszanina drobnoziarnistego i pelitycznego kalcytu oraz drobnołuseczkowatej substancji ilastej, w niektórych partiach również tlenowych związków żelaza. Wykazuje ono cechy spoiwa typu tła skalnego. W miejscu występowania większych ziarn kwarcu, spoiwo kalcytowe ma cechy sparytu. W mułowcu o zabarwieniu brunatnym brak jest zróżnicowania na poszczególne warstewki, a głównym czynnikiem nadającym skale teksturę mikro-kierunkową jest rytmiczna koncentracja barwnika. Mułowce zawierają przewarstwienia brunatnych iłowców o strukturze pelitowej i słabo widocznej teksturze kierunkowej. Iłowce te składają się z mieszaniny drobnołuseczkowatych minerałów ilastych, chlorytów i wodorotlenków Fe. W ich

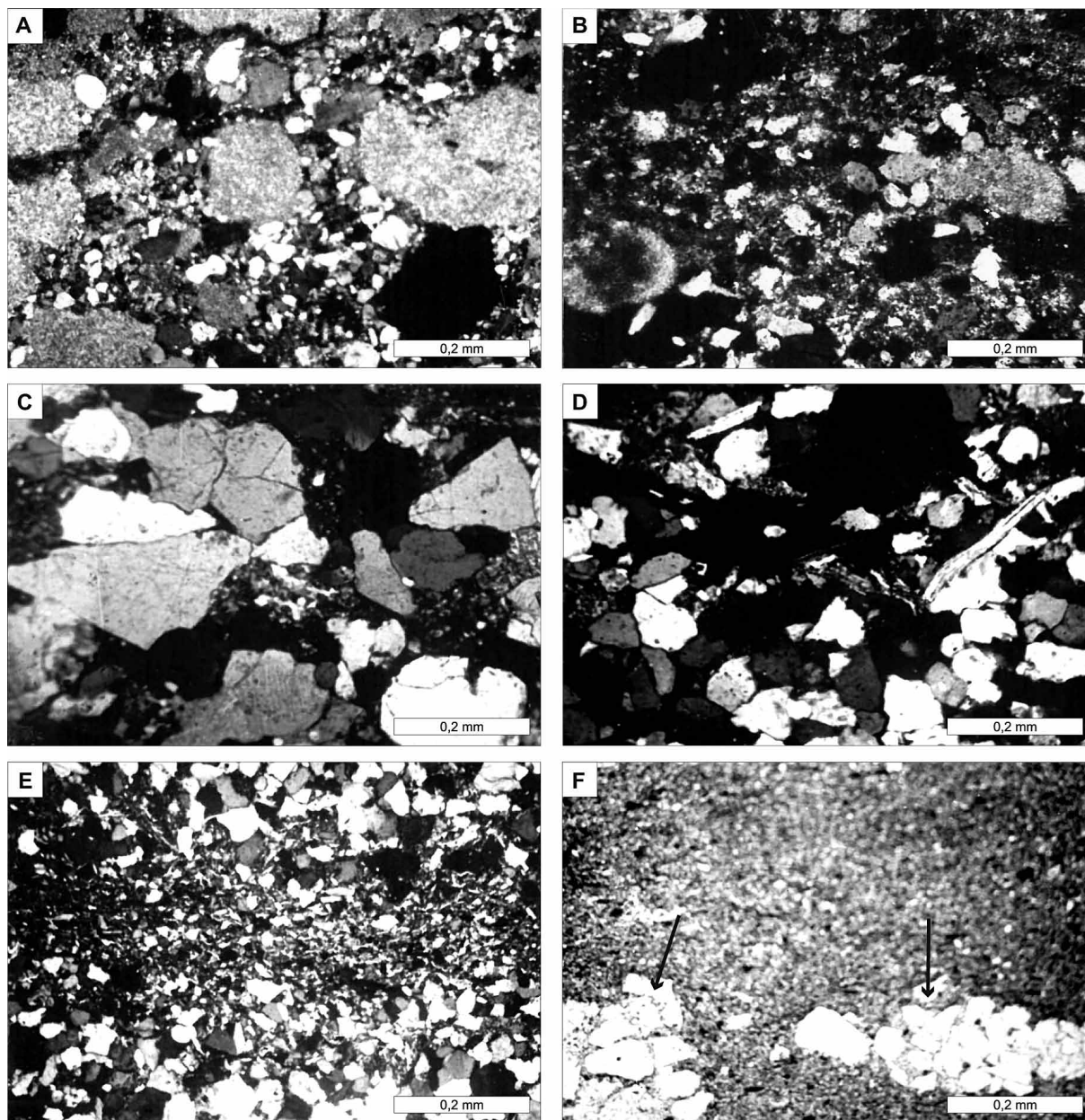


Fig. 6. Wybrane typy petrograficzne skal triasu górnego i jury dolnej z otworu Mniszków IG 1 (zdjęcia wykonane w mikroskopie polaryzacyjnym PL)

A – Zlepieniec drobnookruchowy, okruchy pochodzą najprawdopodobniej ze zniszczonych, węglanowych poziomów glebowych, spoiwo ilasto-mułowcowe; głęb. 1676,3 m, górny trias, warstwy ze Studziannej środkowe; NX. **B** – Mułowiec zlepniący z okruchami węglanów; głęb. 1675,9 m, górny trias, warstwy ze Studziannej środkowe; NX. **C** – Piaskowiec różnoziarnisty polimiktyczny, waka lityczna; głęb. 1531,0 m, górny trias, warstwy ze Studziannej górne; NX. **D** – Piaskowiec kwarcowy drobnoziarnisty, waka lityczna zawierająca ziarna schlorityzowanego biotyty; głęb. 1410,5 m, dolna jura, formacja drzewicka; NX. **E** – Piaskowiec, arenit kwarcowy drobnoziarnisty laminowany mułowcem; głęb. 1305,5 m, dolna jura, formacja ciechocińska; NX. **F** – Iłowiec z laminami kwarcowymi; głęb. 1281,0 m, dolna jura, formacja ciechocińska; NX.

1N – nikole równoległe, NX – nikole skrzyżowane

Selected petrographic types of the Upper Triassic and Lower Jurassic rocks
from the Mniszków IG 1 borehole (photographs taken in polarizing microscope PL)

A – Fine-grained conglomerate, derbis come, most probably, from the desintegrated carbonate pedogenic horizons, clayey-mudstone cement; depth 1676.3 m, Upper Triassic, Middle Studzianna Beds; NX. **B** – Conglomeratic mudstone with carbonate grains; depth 1675.9 m, Upper Triassic, Middle Studzianna Beds; NX. **C** – Polymictic sandstone, lithic wacke; depth 1531.0 m, Upper Triassic, Upper Studzianna Beds; NX. **D** – Fine-grained quartz sandstone, lithic wacke with grains of chloritized biotite; depth 1410.5 m, Lower Jurassic, Drzewicka Formation; NX. **E** – Fine-grained quartz sandstone, arenite, with mudstone lamination; depth 1305.5 m, Lower Jurassic, Ciechocinek Formation; NX. **F** – Claystone with quartz laminae; depth 1281.0 m, Lower Jurassic, Ciechocinek Formation; NX.

1N – parallel nicols, NX – crossed nicols

obrębie występują gruzły węglanowe w postaci skupień i smug o nierównomiernych zarysach. Natomiast iłowce występujące w wyższych partiach wydzielenia są piaszczyste, barwy szarzielonej lub zabarwione plamście na brunatno tlenkami żelaza. Ziarna kwarcu aleurowego i drobno-psamitowego są źle obtoczone, mają nierówne brzegi i liczne wrostki minerałów ilastych. Układają się w warstewki lub smugi podkreślając kierunkową teksturę skały.

W stropowej części wydzielenia w obrębie mułowców występują wkładki zlepieńców wapiennych drobno- i średnio-okruchowych (fig. 6A) oraz piaskowców polimiktycznych, średnio- i drobnoziarnistych, tworzących wraz z mułowcami i iłowcami następstwo prostych, frakcjonowanych cykli sedymentacyjnych (np. na głęb. 1675,9–1678,0 m; ap. 1/11, 1/12). Mułowce w stropie czy spągu zlepieńców mają charakter zlepieńcowaty i zawierają zażelazione okruchy skał węglanowych (fig. 6B) o nieostrych granicach ze spoiwem. Spoiwo w mułowcach ma charakter tła skalnego. Jest mieszaniną węglanów z minerałami ilastymi, a w strefach zabarwionych na brunatno również tlenków żelaza. Tlenki żelaza występują jako pigment mineralny barwiący skałę plamście, miejscami jednolicie lub tworzący subtelną laminację o zróżnicowanej koncentracji tego składnika. Natomiast parazlepienie są zbudowane z różnej wielkości litoklastów węglanowych: mikrytowych wapieni, wapieni dolomitycznych i zażelazionych gruzłów węglanowych, rzadziej iłowców lub mułowców. Okruchy są dobrze obtoczone, ale zdarzają się też ostrokrawędziste. Większość otoczków węglanowych posiada czerwone i brunatno-czerwone obwódki tlenków Fe, a niektóre z nich są zastąpione

prawie całkowicie przez substancję żelazistą. Otoczaki są zlepione mieszaniną składającą się ze sparytowego cementu węglanowego, w którym tkwią ziarna źle obtoczonego kwarcu, przekrystalizowanych skał krzemionkowych i zserycytizowanych skałeni. Miejscami spoiwo jest ilaste.

Górne warstwy ze Studziannej są korelowane z warstwami zbąszyneckimi na Niżu Polski (Fijałkowska-Mader, 2018).

Okruchy węglanowe (kalkrety) powstały z niszczenia poziomów glebowych – calcisoli, a cała sekwencja środkowych warstw ze Studziannej utworzyła się w środowisku suchej równi aluwialnej (por. Pieńkowski i in., 2014).

Warstwy ze Studziannej górne

Warstwy ze Studziannej górne (głęb. 1483,0–1675,9 m) są zbudowane z mułowców bezwapnistych, mułowców piaszczystych oraz iłowców o barwach brunatnowisniowych i pstrych z przeławieniami drobno- i różnoziarnistych, szarzielonych piaskowców polimiktycznych (fig. 6C, ap. 1/11). Piaskowce składem odpowiadają arenitom sublitycznym i wacom litycznym. Składają się głównie z ziarn kwarcu z domieszką okruchów przekrystalizowanych skał krzemionkowych. Spotyka się również przeobrażone w różnym stopniu skałenie i plagioklasy, a także minerały blaszkowe. Miejscami występuje glaukonit. Spoiwem jest regeneracyjny kwarc, ilasto-pyłowy matriks i cement kalcytowy.

Górne warstwy ze Studziannej są korelowane z wyższą częścią warstw zbąszyneckich (Fijałkowska-Mader, 2018), zatem erozją objęte zostały osady górnego kajpru odpowiadające warstwom wielichowskim na Niżu Polski (Becker i in., 2008).

JURA

Zbigniew ZŁONKIEWICZ

WPROWADZENIE

Utwory jurajskie, zajmujące najwyższą, podkenozoiczną część profilu Mniszków IG 1 (interwał głęb. 21,5–1483,0 m) były rdzeniowane zaledwie w 8,0%, początkowo co ok. 100 m, a poniżej głębokości 600 m, co ok. 50 m. Uzyskano łącznie 76,0 m rdzenia (uzysk 69,2%) w tym: dla jury górnej rdzeniowanie wyniosło 6,6% (uzysk rdzenia 67,8%), dla jury środkowej rdzeniowanie 11,0% (uzysk rdzenia 65,4%) i dla jury dolnej rdzeniowanie 7,0% (uzysk rdzenia 76,5%).

Dodatkowych danych dostarczyły próbki okruchowe. W materiałach archiwalnych (Jurkiewicz i in., 1973) nie ma informacji, mówiących o długościach odcinków, obejmujących poszczególne próbki. Mogłaby ona mieć znaczenie dla wyznaczenia głębokości granic przyjętego podziału litostratygraficznego. Wiadomo jedynie, że w interwale głębokości 21,0–41,0 m próbki okruchowe pobierane były co 2 m.

Upad warstw, wyrażony nachyleniem powierzchni granicznych ławic, odnotowany w skałach jurajskich nieco wzrasta

z głębokością i waha się w granicach 0–7°, dla jury dolnej wyjątkowo sięgając nawet 20°.

Ważnym źródłem informacji o nierdzeniowanych odcinkach profilu jury dolnej i środkowej, a w mniejszym stopniu dla jury górnej, były krzywe karotażowe profilowań geofizycznych; krzywa elektroopornościowa oraz promieniowania gamma i neutron gamma (fig. 3). Na ich podstawie zostały wyznaczone prezentowane granice typów litologicznych, a w konsekwencji na nich opierał się podział stratygraficzny tej części profilu. Zastosowano w nim zaktualizowane schematy litostratygraficzne (Pieńkowski, 2004; Dadlez i in., 2008; Matyja, Wierzbowski, 2014) i metodykę stratygrafii sekwencji. Jednostki litostratygraficzne jury dolnej przyjęto wg G. Pieńkowskiego (2004), jury środkowej według R. Dadleza i in. (2008). Wśród tych jednostek znalazły się także tradycyjne wydzielenia, jak na przykład „seria podwapieniaka dolnego”, wprowadzona przez S. Różyckiego (1955). Dla „warstwy bułastej”, w prezentowanym opracowaniu zaproponowano na-

zwę „kompleks silikoklastyczno-węglanowy”, lepiej oddającą charakter zróżnicowanych litologicznie utworów, wchodzących w skład „warstwy bulastej”. W przypadku jury górnej zastosowano nazwy jednostek pochodzące z kilku opracowań. Nazwę „formacja wapieni gąbkowych częstochowskich” zaczerpnięto od R. Dadleza i in. (2008), a nazwy ogniw w obrębie tej formacji – od B.A. Matyi (1977) oraz B.A. Matyi i A. Wierzbowskiego (2014). Nazwę „formacja pilecka/wapienie siedleckie” podano za B.A. Matyją (1977), R. Dadlezem i in. (2008) oraz B.A. Matyją i A. Wierzbowskim (2014). Nazwy „ogniwo wapieni z Kurnędza” i „zespół mar-

glisty środkowy” pochodzą z pracy B.A. Matyi i A. Wierzbowskiego (2014). Nazwa „kompleks wapieni oolitowo-płytowych” pochodzi od R. Dadleza i in. (2008), „formacja oolitowa” – od A. Dembowskiej (1979) zaś „formacja pałucka” – od R. Dadleza i in. (2008).

Wykorzystano ponadto wyniki badań petrograficznych w płytkach cienkich wykonanych przez M. Kuletę i oznaczenia mikrofaunistyczne H. Jurkiewicza (1973a), które okazały się istotne dla podziału stratygraficznego jury środkowej. Posłużono się również wynikami badań palinostratygraficznych A. Fijałkowskiej-Mader (ten tom).

Zbigniew ZŁONKIEWICZ

JURA DOLNA

Wyznaczenie spągu jury dolnej nie stanowi specjalnej trudności. W profilach geofizycznych zaznacza się on wyraźnie na głęb. 1483,0 m w spągu ławicy piaskowców, przykrywających miąższy kompleks iłowców triasowych (fig. 3, 7). W próbkach okruchowych poniżej tej głębokości następuje zmiana barwy z szarej w skałach jurajskich na brunatnowisną i pstrą w utworach triasowych.

Określenie granicy jury dolnej i środkowej jest trudniejsze, ponieważ wskazania, wynikające z krzywych geofizycznych i próbek okruchowych, nie są jednoznaczne. W próbkach okruchowych, na podstawie których ostatecznie przyjęto tę granicę na głębokości 1115,0 m, powyżej niej, szare piaskowce dolnojurajskie są zastępowane przez czarne, bardziej ilaste skały środkowojurajskie. Na krzywych geofizycznych zmiana mogąca odpowiadać tej granicy, zaznacza się na różnych głębokościach: 1115,0 i 1120,0 m. Pomocne dla wyznaczenia granicy okazały się informacje z wierceń Opoczno PIG 2 (Złonkiewicz, 2006a), Ostalów PIG 2 (Złonkiewicz, 2006b) i Nieświń PIG 1 (Złonkiewicz, 2018).

W otworze stwierdzono niepełny profil jury dolnej. Za podstawowe horyzonty korelacyjne w profilu dolnojurajskim, przyjęto stosunkowo łatwe do wyznaczenia granice formacji ciechocińskiej. Zmiany litologiczne w profilu jury dolnej i środkowej powiązano z cyklami transgresyjno-regresyjnymi basenu sedimentacyjnego bruzdy śródpolskiej, opracowanymi przez A. Feldman-Olszewską (1997a) i G. Pieńkowskiego (1997, 2001).

Bazując na kryteriach litologicznych i paleogeograficznych, w profilu wiercenia nie wyodrębniono utworów dolnojurajskich starszych od pliensbachu. Najprawdopodobniej obszar ten we wczesnej jurze podlegał erozji w warunkach lądowych, pozostając poza zasięgiem starszych ingresji zbiornika brakiczno-morskiego bruzdy śródpolskiej, ewentualnie utwory te zostały zerodowane we wczesnym pliensbachu w warunkach lądowych. Kwestię wieku najstarszych rozpoznanych w otworze utworów jurajskich jednoznacznie potwierdzić mogłyby jedynie datowania paleontologiczne.

Wykształcenie litologiczne, a przede wszystkim cykliczna zmienność obserwowanego profilu oraz analogie ze szczególnie rozpoznanymi profilami z obrzeżenia Gór Święto-

krzyskich (Pieńkowski, 1983, 1984, 1991, 2001, 2004, 2006), pozwoliły na interpretację środowisk sedimentacji.

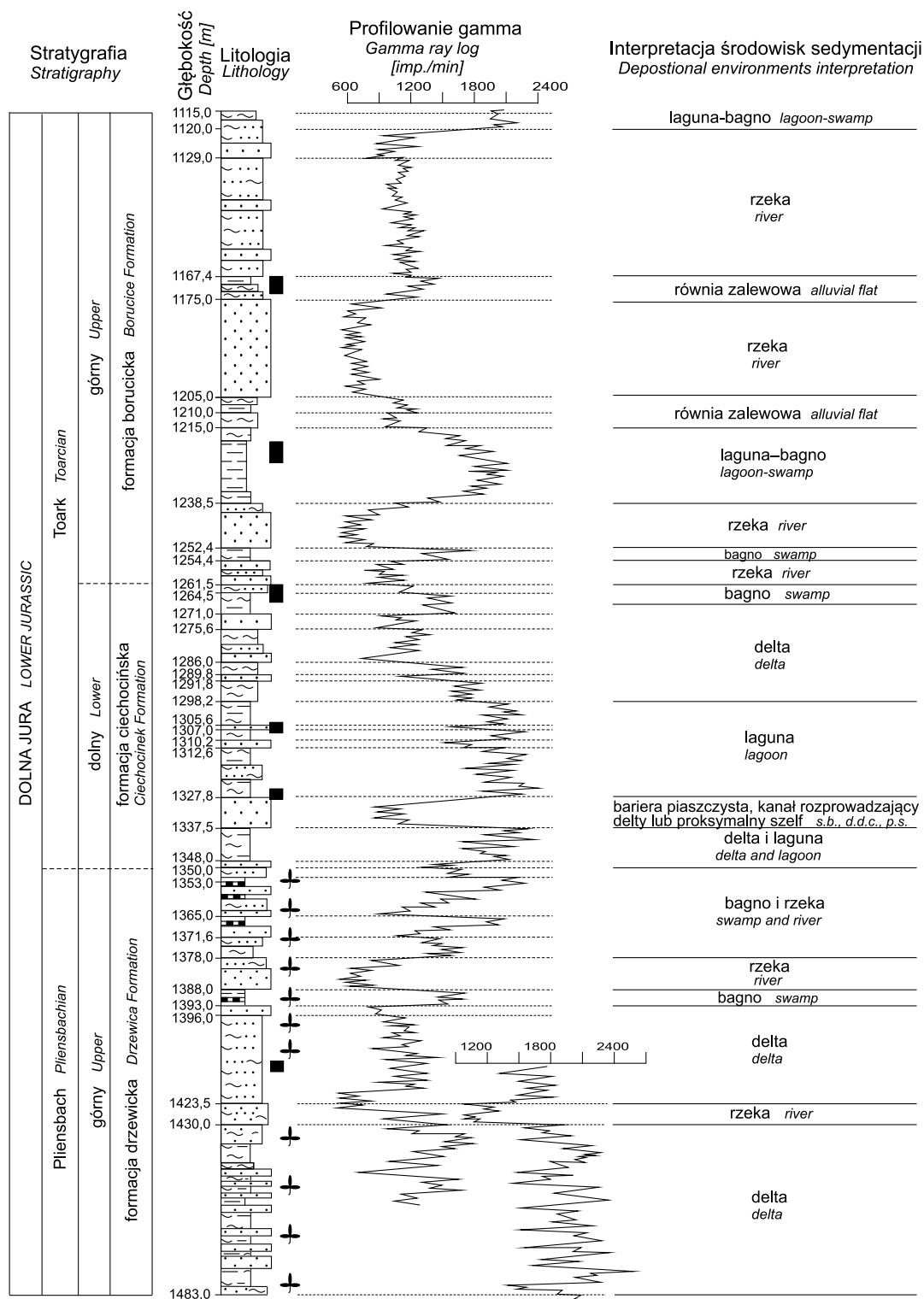
Ze względu na niepełność rdzeniowania, zarówno prezentowany podział jak i podaną interpretację środowisk facjalnych, należy jednak traktować jako hipotetyczne.

Formacja drzewicka

Najstarsze utwory zaliczone tu do jury dolnej (fig. 3), reprezentują najprawdopodobniej formację drzewicką (głęb. 1350,0–1483,0 m). Nad stropem triasu są wykształcone w formie heterolitów (głęb. 1396,0–1483,0 m), wskazujących na cykliczność sedimentacji, złożonych z dominujących jasnoszarych drobnoziarnistych piaskowców o spoiwie ilasto-krzemionkowym, z nielicznymi szczątkami zwęglonej flory, a ponadto z ciemnoszarych mułowców i iłowców z dość obfitym muskowitem. Heterolity są przedzielone pakietem o większym udziale piaskowców, który na krzywych geofizycznych dość wyraźnie zaznacza się w interwale głębokości 1423,5–1430,0 m. Powyżej niego w heterolitach dominują mułowce.

Odcinek rdzeniowany (1410,2–1413,5 m; ap. 1/10, 1/11) tworzą leżące na przemian, średnio- i gruboławicowe białoszare piaskowce drobnoziarniste, przewarstwiane cienkimi pakietami ciemnoszarych mułowców ilastych. W piaskowcach są obecne intraklasty i fragmenty rozerwanych lamin mułowcowych (fig. 8A). W najniższej części odcinka rdzeniowanego, w piaskowcach spotyka się także przewarstwienie mułowców w formie laminacji złożonej. Piaskowce, z najwyższej części odcinka rdzeniowanego, wykazują drobną laminację riplemarkową, podkreśloną smużkami substancji ilasto-węglistej (fig. 8B). Pakiety mułowców bywają masywne oraz gęsto laminowane poziomo piaskowcami, czemu towarzyszą bioturbacje i niewielkie pograży. W całym odcinku rdzeniowanym zaznacza się podrzędna cykliczność sedimentacji i stopniowy wzrost udziału frakcji piaszczystej.

Mikroskopowo (Kuleta, 1973) piaskowce z najwyższej części odcinka rdzeniowanego mają strukturę różnoziarnistą, teksturę bezładną. Wielkości ziaren kwarcu, który jest głównym składnikiem, wahają się w granicach 0,08–0,50 mm.



s.b., d.d.c., p.s. – sandy barrier, delta distributional channel or proximal shelf

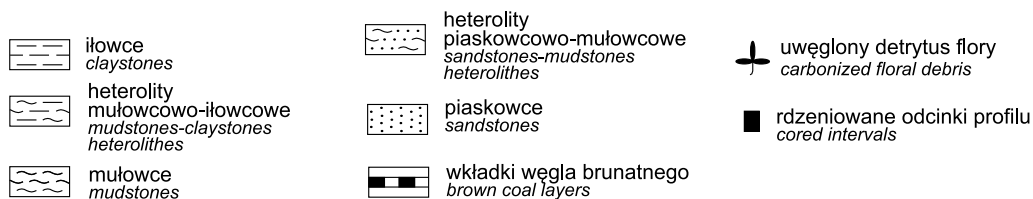


Fig. 7. Szczegółowy profil litologiczno-sedymentologiczny osadów jury dolnej w otworze Mniszków IG 1

Detailed lithological-sedimentological section of the Lower Jurassic deposits in the Mniszków IG 1 borehole

Zdarzają się ziarna nieco większe. Częste są mniejsze ziarna, wtedy jest to piaskowiec mułowcowy. W poszczególnych ławicach lub warstwach piaskowca, przedzielonych iłowcem, czy mułowcem, struktura może być równozarzysta. Partiami ziarna są dobrze wysortowane, choć charakteryzuje je bardzo różny stopień obtoczenia. Większe ziarna są zazwyczaj lepiej obtoczone. O ich pierwotnych zarysach może świadczyć tylko delikatne przyprószenie kryształu przez substancję ilastą. Częstym zjawiskiem jest korozja ziaren, prowadząca do utworzenia postrzępionych brzegów i wypełniania licznych zatok autogenicznym kwarcem lub bezpostaciową krzemionką. Ziarna najczęściej utraciły swój pierwotny kształt, w wyniku powstania obwódek regeneracyjnych i wzajemnego zazębienia. W piaskowcach występują partie o strukturze zbliżonej do kwarcytowej i wtedy brak jest spoiwa, a ziarna kwarcu ściśle przylegają do siebie. Oprócz dominującego kwarcu, w niewielkich ilościach występują fragmenty skał krzemionkowych, ksenomorficzne, zsercytyzowane blaszki skaleni i plagioklazów oraz pojedyncze ziarna schlorityzowanego biotytu (fig. 6D). Z minerałów ciężkich występuje cyrkon i turmalin. Spoiwo ma charakter wiążący i złożone jest z autogenicznego kwarcu i niewielkiej ilości substancji ilastej. Wykazuje ono agregatową polaryzację lub jest izotropowe. Bardzo rzadko są spotykane warstwy lub gniazda piaskowca, gdzie w spoiwie obok krzemionki i minerałów ilastych występuje kalcyt.

Górną część formacji drzewickiej budują osady przeważnie prostych cykli sedimentacyjnych o miąższości do 10 m. Reprezentują je piaskowce, przechodzące ku górze w mułowce, a następnie iłowce, ewentualnie z wkładkami węgla.

Na podstawie wykształcenia litologicznego oraz analogii z innymi profilami tej części dolnej jury w obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich (por. Pieńkowski, 1997, 2004) można przyjąć, że najniższa część formacji w profilu Mniszków powstała w środowiskach równi deltowych. Heterolity piaskowcowo-mułowcowe reprezentują korytowy osad delty lub rzeki. Następnie sedimentacja przebiegała na równi deltowej – odcinek rdzeniowany obejmuje okres stopniowego przechodzenia do osadów bardziej proksymalnych.

Natomiast wyższe partie formacji reprezentują cyklicznie zmieniające się osady aluwialne rzeki meandrującej, a okresowo węgliste osady bagienne.

Formacja ciechocińska

Spąg formacji ciechocińskiej (głęb. 1261,5–1350,0 m) jest wyznaczony pojawieniem się w próbkach okruchowych osadów barwy szarzielonej. Na krzywych geofizycznych odpowiada on spągowi dwumetrowej ławicy piaskowców, rozpoczynającej kolejny cykl sedimentacyjny i podścielającej pakiet ciemnoszarzielonych heterolitów iłowcowo-mułowcowych (głęb. 1337,5–1348,0 m), rozdzielonych pakietem białoszarych piaskowców drobnoziarnistych (głęb. 1327,8–1337,5 m). Do głęb. 1312,6 m są to ciemnoszare mułowce, iłowce i mułowce piaszczyste, leżące na przemian. Wyżej, do głęb. 1298,2 m, stwierdzono mułowce i mułowce ilaste, przewarstwione dwiema ławicami piaskowców. Powyżej głębokości 1298,2 m, aż do stropu formacji ciechocińskiej, występują na przemian kilkumetrowej miąższości pakiety iłowców piaszczystych, mułowców, mułowców piaszczystych i piaskowców, przy czym ku górze profilu zaznacza się wzrost udziału facji piaszczystej.

W obrębie formacji ciechocińskiej uzyskano 3 odcinki rdzeniowane. W najniższym z nich (głęb. 1325,5–1328,5 m; ap. 1/10), przy spągu stwierdzono 25 cm warstwę białoszarych piaskowców drobnoziarnistych, lekko wapnistych, laminowanych riplemarkowo. Obecne są riplemarki wstępujące (fig. 8D) oraz bardzo drobne warstwowania rynnowe i kopułowe. Stwierdzono w nich ziarna glaukonitu i szczątki zwęglonej flory. Leżące ponad piaskowcami, zapiaszczone, zielonoszare mułowce, tworzące większość odcinka rdzeniowanego, są zaburzone pogrążami i lekko zbioturbowane. Okresowo przechodzą w heterolit mułowcowo-pyłowcowy o laminacji poziomej. Zawierają domieszkę ilastą, której udział jest największy w środkowej części interwału, czemu towarzyszy obecność drobnej sieczki roślinnej.

Odcinek środkowy obejmuje fragment środkowej części formacji (głęb. 1304,2–1307,5 m; ap. 1/10). Najniższe 15 cm

Fig. 8. Wykształcenie litologiczne skał jury dolnej w otworze Mniszków IG 1

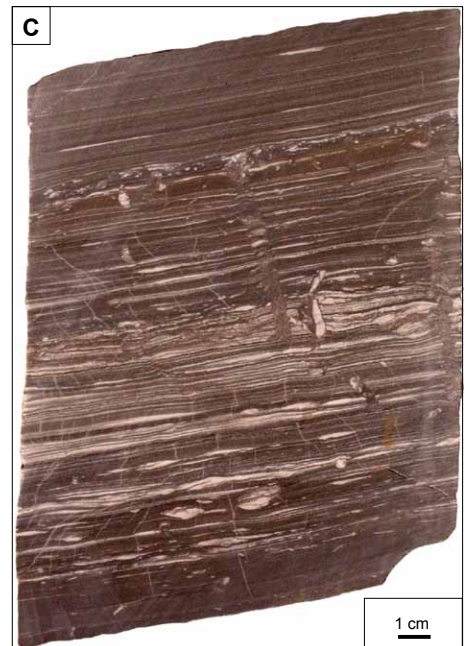
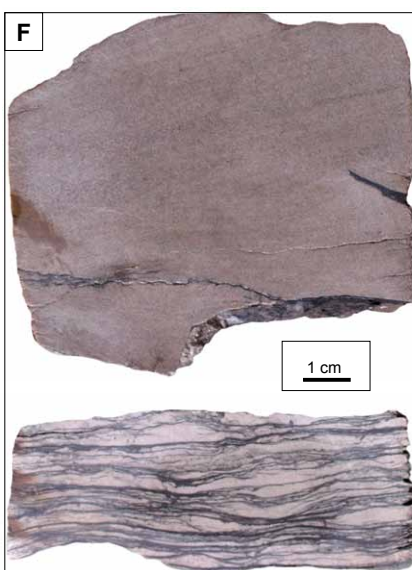
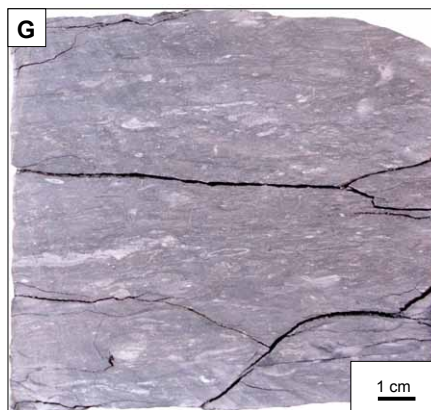
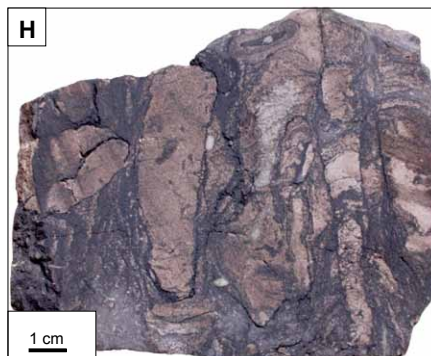
A, B – pliensbach, formacja drzewicka; C–F – toark, formacja ciechocińska; G–I – toark, formacja borucicka.

A – Piaskowiec z porożrywanymi laminami mułowców; głęb. 1411,40–1411,56 m. B – Piaskowiec z drobną laminacją riplemarkową; głęb. 1411,00–1411,23 m. C – Heterolit mułowcowo-piaskowcowy z bioturbacjami; głęb. 1305,00–1305,10 m. D – Riplemarki wstępujące w piaskowcu; głęb. 1326,15–1326,35 m. E – Heterolit piaskowcowo-mułowcowy z kanałami *Scolithos*; głęb. 1305,86–1305,99 m. F – Piaskowiec laminowany faliście czarnym mułowcem, w górnej części piaskowiec ze słabo widoczną laminacją poziomą i przekątną; głęb. 1262,20–1262,35 m. G – Mułowiec z poziomą i soczewkową laminacją zaburzoną przez bioturbacje; głęb. 1216,10–1216,24 m. H – Mułowiec z ekstraktami piaskowca i pogrążami; głęb. 1172,43–1172,55 m. I – Piaskowiec zbioturbowany; głęb. 1164,08–1164,40 m

Lithology of the Lower Jurassic deposits in the Mniszków IG1 borehole

A, B – Pliensbachian, Drzewica Formation; C–F – Toarcian, Ciechocinek Formation; G–I – Toarcian, Borucice Formation.

A – Sandstone with mudstone intraclasts and torned mudstone laminae; depth 1411.40–1411.56 m. B – Sandstone with fine ripplemark lamination; depth 1411.00–1411.23 m. C – Mudstone-sandstone heterolith with bioturbations; depth 1326.15–1326.35 m. D – Ascending ripplemarks in sandstone; depth 1326.15–1326.35 m. E – Sandstone-mudstone heterolith with the *Scolithos* channels; depth 1305.86–1305.99 m. F – Sandstone with black mudstone wave-like lamination, in the upper part sandstone with hardly visible horizontal and cross lamination; depth 1262.20–1262.35 m. G – Bioturbated mudstone with horizontal and lenticular lamination; depth 1216.10–1216.24 m. H – Mudstone with sandstone extraclasts and convolutions; depth 1172.43–1172.55 m. I – Bioturbated sandstone; depth 1164.08–1164.40 m



rdzenia tworzą heterolity, złożone z mułowców ciemnoszarych i białoszarych piaskowców drobnoziarnistych, występujących z zbliżonych proporcjach, o gęstej laminacji poziomej i soczewkowej, zaburzonej licznymi kanałami *Scolithos* (fig. 8E). Przykrywają je heterolity, złożone z mułowców, mułowców ilastych i iłowców piaszczystych, gęsto laminowanych poziomo, zawierające smużki jasnoszarych pyłowców i drobnoziarnistych piaskowców w ilości 10–30% oraz bioturbacje (fig. 8C). W najwyższej części rdzenia występują kanały bioturbacyjne typu *Thalassinoides* i *Cruziana*.

W płytkach cienkich (Kuleta, 1973) widać, że w piaskowcach występują pojedyncze ciemne laminy o bardzo nierównomiernym przebiegu falistym, złożone z minerałów ilastych o wysokiej dwójłomności, aleurytowego kwarcu, wodorotlenku żelaza i substancji bitumicznej. Miejscami są one pojedyncze, miejscami występują w bardzo dużych ilościach, tworząc strukturę falistą lub smużystą. Mułowce, które stanowią przewarstwienia wśród piaskowców (fig. 6E), składają się głównie z kwarcu o średnicy ziaren poniżej 0,08 mm, bardzo liczne muskowitu oraz ulegającego chlorytyzacji biotytu. Lepiszczem tych ziaren są minerały ilaste, wykształcone jako drobnitkie łuseczki, serycyt i chloryt oraz autogeniczna krzemionka, a partiami wodorotlenki żelaza i substancja węglista. Miejscami spoiwo ma charakter wiążący, lecz częściej wykazuje cechy miazgi, złożonej z wyżej wymienionych minerałów oraz ziarenek kwarcu. Ziarna minerałów ilastych oraz miki układają się najczęściej zgodnie z dłuższymi osiami, co nadaje skale równoległą strukturę. Często spotyka się gniazdo- we i liniowe skupienia minerałów blaszkowych.

Iłowce piaszczyste, które w wyższym odcinku rdzenia występują w heterolitach, zawierają minerały ilaste, serycyt, drobno igiełkowy muskowit, a także ziarna kwarcu frakcji drobnoaleurytowej 0,01–0,02 mm i mniejsze. Często występuje substancja bitumiczna, żelazista i liczne zwęglone lub spirytyzowane szczątki flory. Blaszki i łuseczki mineralne układają się zgodnie i smużście. Kwarc rozmieszczony jest nierównomiernie lub układa się w równoległe warstewki, podkreślające falistą lub równoległą strukturę skały (fig. 6F). W laminach kwarcowych nagromadzone są też duże ilości muskowitu. Substancje barwiące – bitumiczna i żelazista, rozmieszczone są równomiernie w całej skale lub tworzą liniowo wydłużone skupienia. Szczątki flory układają się równoległe, skośnie lub prostopadłe do tekstury.

Odcinek rdzeniowany z przystropowej partii formacji (głęb. 1263,5–1267,0 m; ap. 1/10) rozpoczyna w spągu pakiet heterolitów miąższości 1,9 m, złożony z białoszarych pyłowców, laminowanych poziomo ciemnoszarymi mułowcami (po 50%), z poziomami zbioturbowanymi. Wyższą część odcinka rdzeniowanego tworzą piaskowce drobnoziarniste białoszare, laminowane faliście czarnoszarymi mułowcami węglistymi, przechodzące ku górze w piaskowce ze słabo widoczną laminacją poziomą i przekątną (fig. 8F). W nich są widoczne przewarstwienia piaskowców szarzielonych z domieszką średniego ziarna piaszczystego i fragmentów rozrywanych lamin mułowców.

Wykształcenie litologiczne oraz analogie z innymi profilami jury dolnej w obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich (por. Pieńkowski,

1997) pozwalają przyjąć, że najniższa część formacji ciechocińskiej w profilu otworu Mniszków IG 1 powstała w środowiskach deltowych i lagunowych, podczas transgresji zbiornika brakiczno-morskiego. Pakiet piaskowcowy, rozdzielający utwory silnie ilaste, może być osadem bariery, kanału deltowego lub bliskiego szelfu. Przykrywają go utwory powstałe podczas regresji i stopniowego zaniku zbiornika. Początkowo są to osady lagunowe, wyżej przechodzące w deltowe, coraz bardziej proksymalne, a przy stropie formacji osady bagienne.

Formacja borucicka

Formację borucicką (głęb. 1115,0–1261,5 m) rozpoczyna ponad dwudziestometrowy kompleks szarych piaskowców drobnoziarnistych, wyraźnie zaznaczający się na krzywych geofizycznych i w próbkach okruchowych. Tworzy on spągową część formacji, jednolitą pod względem litologii, przewarstwowaną wąską wkładką mułowcowo-ilastą lub węglistą. Ponad piaskowcami obserwuje się stopniowy wzrost, a następnie spadek udziału facji ilasto-mułowcowych, w wyniku czego powstał pakiet miąższości 33,5 m, złożony z iłowców oraz heterolitów mułowcowo-iłowcowych, z mułowcami w spągu i stropie. Powyżej występuje monotonna seria piaskowców (30,0 m), których strop sięga głęb. 1175,0 m, a następnie heterolitów mułowcowo-piaskowcowych (55,0 m) kończących sedimentację dolnej jury.

Rdzeniowaniem objęto dwa odcinki formacji borucickiej. W niższym (głęb. 1216,3–1223,5 m; ap. 1/9) przewiercono czarnoszare mułowce ilaste, lekko bitumiczne, o pierwotnej laminacji poziomej i soczewkowej, zaburzonej bioturbacyjnie (fig. 8G).

Wyższy odcinek rdzenia (głęb. 1167,4–1173,0 m; ap. 1/8, 1/9) obejmuje pogranicze serii piaskowców i kompleksu heterolitów mułowcowo-piaskowcowych. Ponad cienką (10 cm) wkładką mułowcowo-ilastą (15 cm) z ekstraklastami i strukturami pogrązowymi (fig. 8H). Przykrywają je drobnoziarniste piaskowce ciemnoszare i czarne (4,75 m), o spoiwie węglisto-ilastym, wyżej ilastym, z cyklicznie zmieniającą się i rosnącą ku górze domieszką pyłu węglistego. Ich pierwotne warstwowanie zostały zaburzone przez bioturbacje (fig. 8I). W skale wyczuwa się obecność siarkowodoru. Najwyższą, dwudziestocentymetrową część odcinka rdzeniowanego tworzą zbioturbowane czarne mułowce węglisto-piaszczyste.

Górną granicę formacji, a zarazem strop jury dolnej, w próbkach okruchowych wyznacza, zaobserwowana na głęb. 1115,0 m, zmiana litologii z mułowcowo-ilastej na mułowcowo-piaskowcową oraz zmiana barwy mułowców z czarnych na szare. Na tej samej głębokości zmiana litologii została odnotowana na krzywej promieniowania γ , zaś na krzywych opornościowych i promieniowania γ analogiczna zmiana zaznacza się na głęb. 1120,0 m.

Wykształcenie litologiczne oraz analogie z innymi profilami jury dolnej w obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich (por. Pieńkowski, 1997) pozwalają przyjąć, że niższa część formacji, zbudowana z piaskowców, jest osadem rzeczonym. Rozdzielające je ogniwo osadów mułowcowo-ilastych powstało w środowiskach lagunowych, podczas krótkotrwałej ingresji zbiornika brakicznego, której ślady odnotowano również

w profilu Brody-Lubienia (*op. cit.*). Kompleks heterolitów, reprezentujących wyższą część formacji osadzał się ponownie w środowiskach rzek meandrujących. Formacja borucicka

powstała podczas regresji zbiornika, która zaczęła się we wczesnym toarku i doprowadziła do powstania wyższych partii formacji ciechocińskiej.

Zbigniew ZŁONKIEWICZ

JURA ŚRODKOWA

Problem wyznaczenia granicy jury dolnej i środkowej, którą przyjęto tu na głęb. 1115,0 m, został omówiony w rozdziale o jurze dolnej.

Strop jury środkowej przyjęto na głęb. 854,0 m (fig. 3, 9). W próbkach okruchowych powyżej, dolomity charakterystyczne dla keloweju są zastępowane przez górnourajskie wapienie.

Podział stratygraficzny tego odcinka profilu został przeprowadzony na podstawie kryteriów litologicznych, przy wykorzystaniu metod stratygrafii sekwencji oraz nielicznych wskazań paleontologicznych. Obserwowane zmiany litologii, odzwierciedlają historię rozwoju basenu sedymentacyjnego i dają się zinterpretować jako sekwencje osadów, powstałe w kolejnych cyklach transgresyjno-regresyjnych.

Analogia z profilami jury środkowej regionu świętokrzyskiego i sąsiadujących obszarów bruzdy śródpolskiej (por. Różycki, 1955; Daniec, 1970; Dayczak-Calikowska, 1997; Feldman-Olszewska, 1997b) pozwoliła na przeprowadzenie podziału wiekowego w badanym profilu i przyjęcie założenia, że w otworze Mnisków IG 1 aalen dolny nie jest reprezentowany, a piętru temu odpowiada luka erozyjna.

Ze względu na niepełność rdzeniowania i brak ciągłości wskazań paleontologicznych, zarówno prezentowany podział profilu jak i podane środowiska facjalne, należy jednak traktować jako hipotetyczne.

Seria piaszczysto-ilasta

Seria piaszczysto-ilasta (głęb. 1063,3–1115,0 m) rozpoczyna się sedymentacją czarnych mułowców z wkładką iłowców w spągu, przy czym całą niższą część profilu do głęb. 1063,3 m tworzą heterolity złożone z mułowców i iłowców, układające się w cykle odwrócone. Urozmaicają je podrzędne wkładki białych piaskowców.

W odcinku rdzeniowanym (głęb. 1101,0–1105,6 m; ap. 1/8) niższą część profilu tworzą heterolity czarnych mułowców i białoszarych piaskowców, o gęstej laminacji smużystej i soczewkowej, podrzędnej laminacji riplemarkowej (fig. 10A), rzadziej poziomej, ze strukturami bioturbacyjnymi. Wyżej pojawiają się przewarstwienia iłowców, piaskowce są zastępowane pyłowcami i liczniej występują bioturbacje.

Obserwacje mikroskopowe skał z odcinka rdzeniowanego (Kuleta, 1973) wykazały, że są to mułowce laminowane iłowcami lub piaskowcami, ewentualnie mułowce, ku górze przechodzące w iłowce laminowane mułowcami. Mają one niejednorodną strukturę psamitową lub aleurytowo-ilastą oraz zróżnicowaną strukturę; równoległą, falistą lub gruzłową. Składają się z na-

przemianległych warstewek o grubości od 1 mm do kilku cm i różniących się składem. Głównymi składnikami warstewek mułowca są kwarc i muskowit. Ziarenka kwarcu są ze sobą pozazębiane i miejscami skała ma cechy kwarcytu. Gdy spoiwo jest obecne, ma ono charakter wiążący i składa się z przekrystalizowanej lub bezpostaciowej krzemionki oraz niewielkich skupień węglanów. Większe nagromadzenie muskowitu następuje na granicy poszczególnych warstewek.

Warstewki ilaste są utworzone z drobnolusieczkowej substancji ilastej, muskowitu, drobnych ziarenek kwarcu oraz utlenionych związków żelaza i substancji bitumicznej. Często są obecne siarczki, występujące w postaci smug i gniazd. Warstewki mułowca i iłowca zazębiają się wzajemnie lub oddzielone są ostrą granicą, podkreśloną nagromadzeniem blaszek muskowitu.

Piaskowiec jest zbudowany ze źle obtoczonych ziaren kwarcu, zaś jego spoiwo węglanowe, typu tła skalnego, układa się w warstewki (Kuleta, 1973). Miejscami obserwuje się koncentrację węglanów, co nadaje skale charakterystyczną gruzłową strukturę. Gruzły mają najczęściej izometryczne, czasem elipsoidalne kształty, o zarysach dość ostrych, mocno odgraniczonych od ilastego, ciemnego tła. Geneza tych gruzłów nie jest jednoznaczna. Przypominają one toczyłce ilaste, ewentualnie mogą być formami diagenetycznymi typu konkrecyjnego.

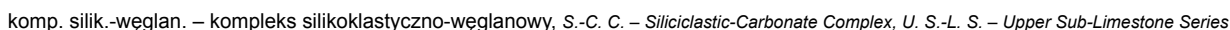
W rdzeniowanym odcinku znaleziono nieliczne otwornice aglutynujące: *Ammodiscus* sp., *Reophax multilocularis* (Haeusler), *Trochamminoides* sp., *Lenticulina* sp. div. (Jurkiewicz, 1973a), których obecność wskazuje na górny aalen (Kopik, 1980).

Seria piaskowcowa

Seria piaskowcowa (głęb. 1024,2–1063,3 m) jest utworzona z piaskowców drobnodziarnistych, o spoiwie ilastym lub ilasto-węglistym. Wśród nich spotyka się pakiety heterolitów o dominacji piaskowców. Wyjątkowo występują mułowce, jako element w sedymentacyjnym cyklu prostym (1049,2–1055,8 m) i symetrycznym (1040,0–1049,2 m).

Odcinek rdzeniowany (głęb. 1030,5–1034,2 m; ap. 1/8) jest zbudowany z kruchych, drobnodziarnistych, białoszarych piaskowców. Pył węglisty, występujący w formie smużek, ujawnia laminację zaburzoną pogrążami i bioturbacjami.

W obrazie mikroskopowym (Kuleta, 1973) są to drobnodziarniste piaskowce mułowcowe, o beładnej teksturze. Skała składa się z ziaren kwarcu, należących do frakcji psamitowej i aleurytowej (0,05–0,20 mm), ponadto z niewielkiej ilości zmienionych plagioklazów, blaszek muskowitu oraz przekry-



Pozostałe objaśnienia jak na figurze 8.
For other explanations see Figure 8.

Detailed lithological-sedimentological section of the Middle Jurassic deposits in the Mniszków IG 1 borehole

Znalezione tu pojedyncze otwornice *Rhebdamina* sp., *Lenticulina varians recta* (Franke) i *Ammodiscus* sp. (Jurkiewicz, 1973a) wskazują na niższą część środkowej jury (Kopik, Marcinkiewicz, 1997).

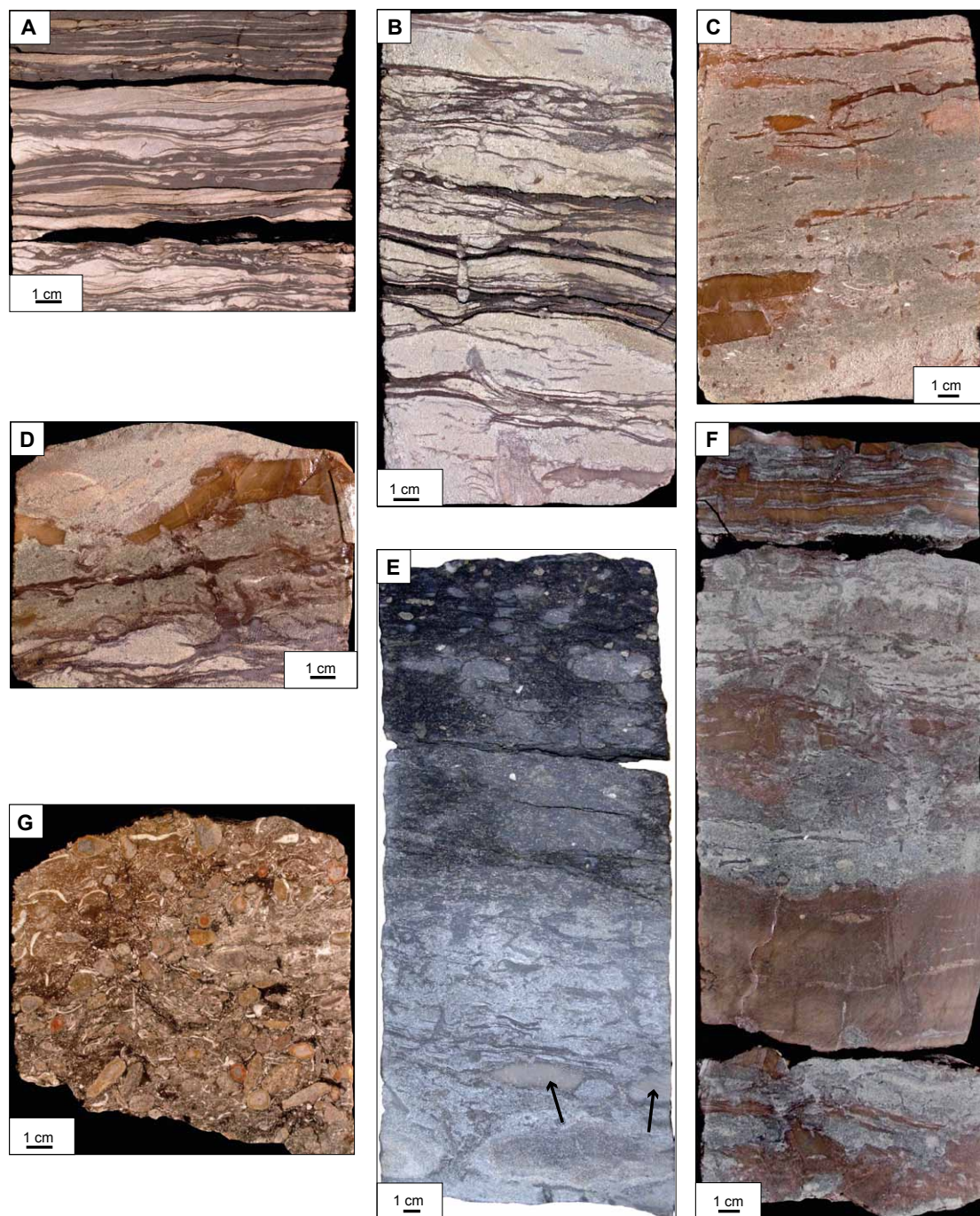


Fig. 10. Wykształcenie litologiczne skal jury środkowej w otworze Mniszków IG 1

A – aalen, seria piaszczysto-ilasta, **B–G** – baton, seria podwapieniaka dolnego.

A – Heterolit mułowcowo-piaszczysty z laminacją smużystą, soczewkową, podrzędną riplemarkową; głęb. 1101,98–1102,15 m. **B** – Piaskowiec z laminami i smużkami mułowca oraz pojedynczymi bioturbacjami; głęb. 960,98–961,20 m. **C** – Piaskowiec z intraklastami syderytu i fragmentami muszli małżów cienkoskorupowych; głęb. 960,08–960,26 m. **D** – Piaskowiec z klastami dolomitów syderyticznych; głęb. 960,43–960,54 m. **E** – Gruzły syderytu w obrębie piaskowca (wskazane strzałkami) i mułowca (w części górnej rdzenia), głęb. 957,53–957,88 m. **F** – Zbiotrowany piaskowiec z przewarstwieniami syderytu; głęb. 957,88–958,23 m. **G** – Osad sztormowy zawierający intraklasty mułowców, onkoidy, muszle małżów i drobny detrytus organogeniczny; głęb. 918,15–918,30 m

Lithology of the Middle Jurassic deposits in the Mniszków IG 1 borehole

A – Aalenian, Sandy-Clayey Series, **B–G** – Bathonian, Lower Sub-Limestone Series.

A – Mudstone-sandstone heterolith with streaky, lenticular and subordinate ripplemark lamination; depth 1101.98–1102.15 m. **B** – Sandstone with mudstone laminae and smudges, single bioturbations; depth 960.98–961.20 m. **C** – Sandstone with siderite intraclasts and fragments of the thin shell bivalves. **D** – Sandstone with sideritic dolomite clasts; depth 960.43–960.54 m. **E** – Sideritic nodules within sandstone (pointed with arrows) and mudstone (upper part of the core); depth 957.53–957.88 m. **F** – Bioturbated sandstone laminated with siderite; depth 957.88–958.23 m. **G** – Tempestite containing mudstone intraclasts, oncoids, bivalvia shells and fine organogenic detritus; depth 918.15–918.30 m

Badane skały odpowiadają sekwencji osadów powstałych w cyklu transgresyjno-regresyjnym J3-I (por. Feldman-Olszewska, 1997a). Cykliczność sedimentacji, obserwowana w serii piaszczysto-ilastej, pozwala interpretować tworzące ją heterolity jako osady dystalnych środowisk deltowych lub szelfu pośredniego. Jej rozwój przypada na transgresję i początek regresji zbiornika morskiego bruzdy śródpolskiej. Wyższa, piaszczysta część profilu powstawała w środowiskach szelfu bliskiego w szczytowym okresie regresji. W początkowym etapie jej tworzenia miały miejsce niewielkie wahania poziomu morza, odzwierciedlone cykliczną sedimentacją i obecnością mułowców.

Dolna seria ilasta

Dolna seria ilasta (głęb. 964,1–1024,2 m) jest reprezentowana przez monotonne czarne iłowce, w wyższej części profilu stopniowo przechodzące w mułowce, mułowce piaszczyste, a w stropie w piaskowce.

W odcinku rdzeniowym (głęb. 1101,0–1105,6 m; ap. 1/7) występują czarne iłowce, lekko margliste, miejscami o nieznacznej poziomej laminacji.

W obrazie mikroskopowym (Kuleta, 1973) iłowce zbudowane są z substancji ilastej, serycytu, drobnoułkowych igiełek muskowiowych oraz znacznej domieszki drobnoaleurowego kwarcu (fig. 11A). Całość zabarwiona jest na brązowo z żółtymi związkami żelaza, tworzącymi ciemniejsze smugi. W górnej swej partii iłowce są zapieczone bezładnie rozmieszczonymi ziarnami kwarcu (0,06–0,40 mm) i zawierają siarczki, układające się w równoległe laminy.

Na iłowcach leżą piaskowce o spoiwie krzemionkowym, nierównomiernie laminowane iłowcem jw. Bardzo źle wysortowany materiał ziarnowy piaskowców składa się głównie z kwarcu (0,05–2,00 mm, z przewagą ziaren 0,5 mm). Ziarna

wykazują bardzo zróżnicowany stopień obtoczenia i różne kształty. Z reguły większe ziarna są lepiej obtoczone. Licznie obserwuje się obwódki regeneracyjne i ślady reakcji ze spoiwem, w postaci zatok korozyjnych. Oprócz ziaren kwarcu występują okruchy skał krzemionkowych, czyste lub zmienione skalenie oraz muskowi. Spotyka się cyrkon, rutyl i turmalin. Spoiwo krzemionkowo-ilaste, jest miejscami przekrystalizowane, typu wiążącego. W obrębie piaskowca spotyka się warstewki lub smugi syderytu ilastego o nierównomiernym przebiegu.

Dolna seria ilasta powstała w środowisku szelfowym, początkowo szelfu dalekiego, następnie pośredniego, a jej strop – w strefie szelfu bliskiego. Stanowi ona sekwencję osadów, powstałych podczas transgresji morskiej, a następnie regresji, odpowiadających cyklowi sedimentacyjnemu J3-II (por. Feldman-Olszewska, 1997a).

Seria podwapieniaka dolnego

W profilu podwapieniaka dolnego (głęb. 898,0–964,1 m) obserwuje się stopniowy wzrost promieniowania γ (fig. 9), co odzwierciedla przechodzenie od piaskowców do mułowców ilastych.

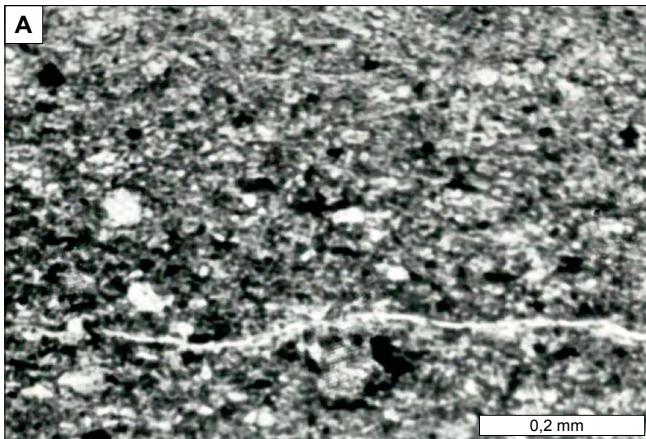
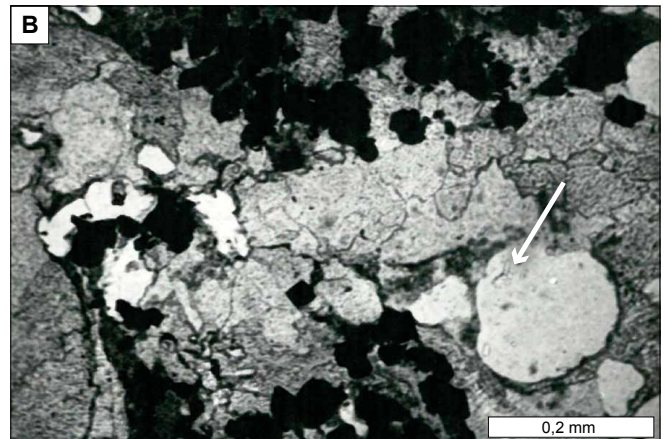
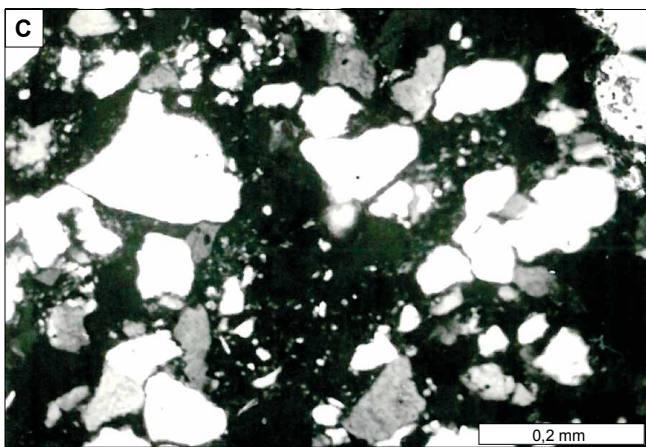
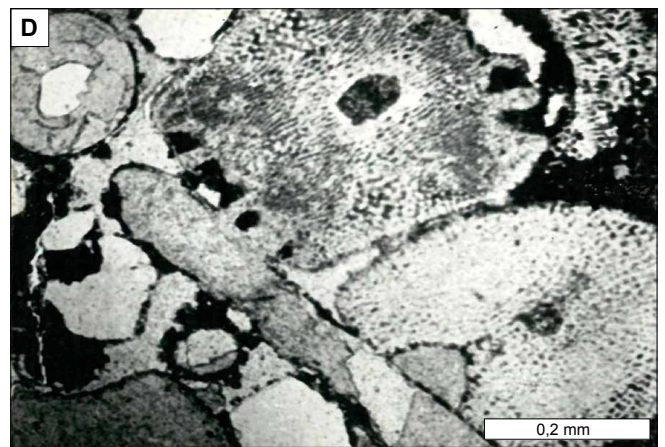
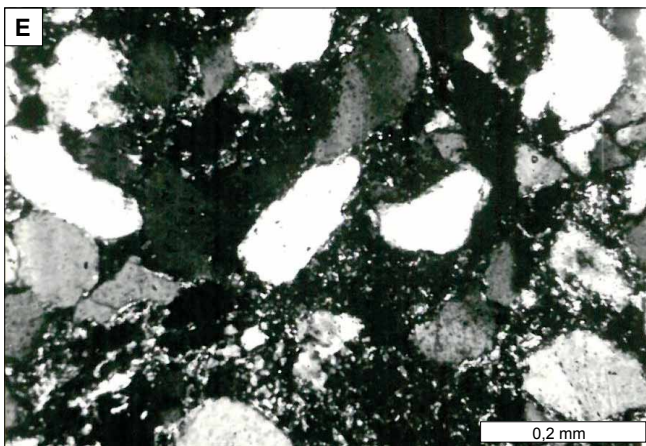
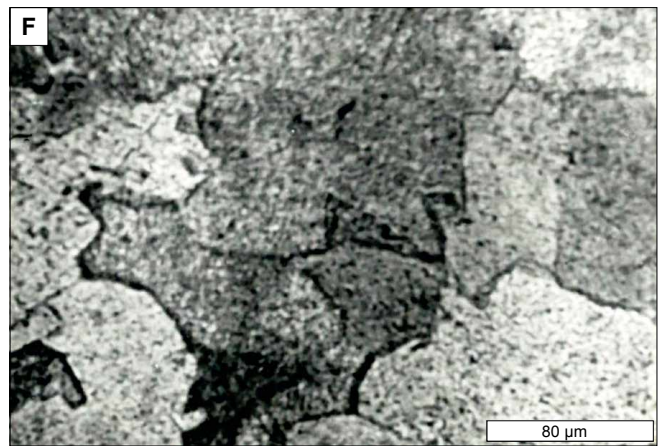
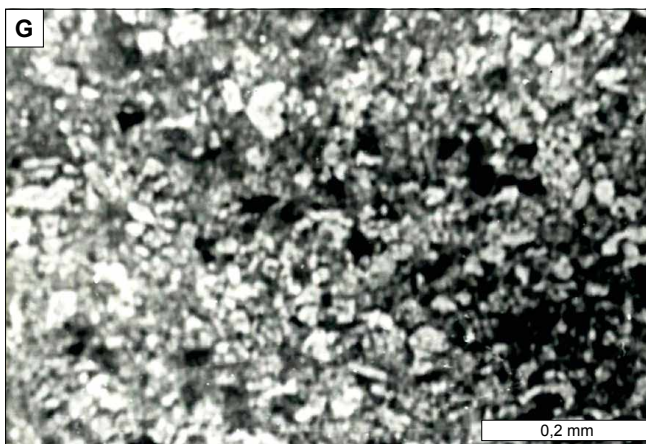
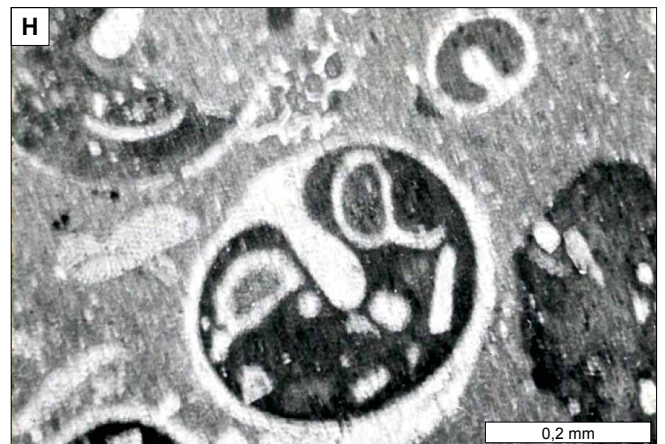
Odcinek rdzeniowy (głęb. 956,8–962,8 m; ap. 1/7) przedstawia cykle sedimentacyjne o miąższościach zwykle ok. 20 cm. Cykle są rozpoczynane jasnoszarymi i jasno szarobieżowymi piaskowcami drobnoziarnistymi lub średnio- i drobnoziarnistymi. Ku górze przechodzą w piaskowce z intraklastami, bądź z laminami i smużkami, brązowych mułowców (fig. 10B). Pojawiają się też oliwkowe syderity ilaste oraz dolomity syderytyczne w formie intraklastów (fig. 10D), lamin i cienkich ławic. W dolnej partii rdzenia piaskowce mają spoiwo regeneracyjne, wyżej dolomitowe lub syderyticzno-dolomitowe. Obserwuje się struktury bioturbacyjne, a w wyższej partii rdzenia, rzadkie pokruszone musz-

Fig. 11. Wybrane typy petrograficzne skal jury środkowej i górnej z otworu Mniszków IG 1 (zdjęcia wykonane w mikroskopie polaryzacyjnym PL)

A – Iłowiec marglisty; głęb. 1006,0 m, środkowa jura, dolna seria ilasta; NX. **B** – Piaskowiec różnoziarnisty z żyłką kalcytową (wskazana strzałką) w części centralnej i z pirytem; głęb. 958,0 m, środkowa jura, seria podwapieniaka dolnego; 1N. **C** – Piaskowiec kwarcowy różnoziarnisty, waka kwarcowa; głęb. 916,6 m, środkowa jura, seria podwapieniaka dolnego; NX. **D** – Dolomit organodetrytyczny, dolopakston, widoczne okrągłe przekroje poprzeczne zdolomitizowanych kolców jeżowców; głęb. 915,6 m, środkowa jura, seria podwapieniaka dolnego; NX. **E** – Piaskowiec kwarcowo-mułowcowy o spoiwie ilastym, zawierającym wodorotlenki żelaza, substancję bitumiczną i kwarc, waka lityczna; głęb. 875,5 m, środkowa jura, seria podwapieniaka górnego; NX. **F** – Dolomit średnioziarnisty, sparytowy; głęb. 860,2 m, środkowa jura, kompleks silikoklastyczno-węglanowy; NX. **G** – Margiel dolomityczny; głęb. 164,0 m, górna jura, formacja muszłowców stobnickich; NX. **H** – Wapień organogeniczny, wackston/floatston z okruchami iłowca, w części centralnej poprzecznie przecięta muszla ślimaka o stożkowym kształcie; głęb. 62,6 m, górna jura, formacja muszłowców stobnickich; NX. 1N – nikole równoległe, NX – nikole skrzyżowane

Selected petrographic types of the Middle and Upper Jurassic rocks from the Mniszków IG 1 borehole (photographs taken in polarizing microscope PL)

A – Marly claystone; depth 1006.0 m, Middle Jurassic, Lower Claystone Member; NX. **B** – Variegated quartz sandstone with calcite vein (indicated with an arrow) in the central part and pyrite; depth 958.0 m, Middle Jurassic, Lower Sub-Limestone Series; 1N. **C** – Variegated quartz sandstone, quartz wacke; depth 916.6 m, Middle Jurassic, Lower Sub-Limestone Member; NX. **D** – Organodetrital dolomite, dolopackstone, with circle cross sections through dolomitic spines of echinoids; depth 915.6 m, Middle Jurassic, Lower Sub-Limestone Series; NX. **E** – Quartz muddy sandstone with clayey cement containing iron hydroxides, bituminous matter and quartz, lithic wacke; depth 875.5 m, Middle Jurassic, Upper Sub-Limestone Series; NX. **F** – Medium-grained dolosparite; depth 860.2 m, Middle Jurassic, Siliciclastic-Carbonate Complex; NX. **G** – Dolomitic marl; depth 164.0 m, Upper Jurassic, Stobnica Lumachelle Formation; NX. **H** – Organogenic limestones, wackstone/floatstone with claystone debris and transverse section of cone-shaped snailshell in the central part; depth 62.6 m, Upper Jurassic, Stobnica Lumachelle Formation; NX. 1N – parallel nicols, NX – crossed nicols



le małży cienkoskorupowych (fig. 10C) oraz sporadyczne, przekrystalizowane ooidy.

W odcinku rdzeniowym znaleziono liczne otwornice z grupy *Lagenidae* oraz *Epistomina coronata* Terquem, *Ophthalmidium* sp., *Planularia eugenii* (Terquem) i *Fronicularia* sp. Obecność *Planularia eugenii* (Terquem) wskazuje na przynależność do bajosu górnego–batonu dolnego (Kopik, Marcinkiewicz, 1997), a wykształcenie profilu sugeruje wiek wczesnobatoński.

W górnej partii tego odcinka rdzeniowanego (958,0 m) występuje piaskowiec o obfitym spoiwie węglanowym, z przewarstwieniami, soczewkami (fig. 10F) i diagenetycznymi gruzłami syderytu (fig. 10E). Spoiwo ma charakter tła skalnego. Składa się z grubokrystalicznego kalcytu i dolomitu. W tej masie tkwią ziarna kwarcu (0,1–0,5 mm) wykazujące różny stopień obtoczenia. Składnikami okruszczowymi są ponadto ekstraklasty skał krzemionkowych oraz skalenie i plagioklasy, a także pojedyncze cyrkonie. Syderyt występujący wśród piaskowców jest czysty lub zailony. Miejscami występują także przejścia od piaskowca o spoiwie syderytowym, przez syderyt piaszczysty do czystego syderytu. Syderyt ma strukturę drobnogruzelkową lub drobnoziarnistą, teksturę bezładną. Jego skupienia w formie soczewek lub smug nie mają ostrych granic, lecz przechodzą stopniowo w skałę otaczającą. Lokalnie piaskowiec jest spękany, a szczelinki są wypełnione kalcytem, któremu towarzyszy pirit (fig. 11B).

Na głęb. 950,5 m najprawdopodobniej znajduje się powierzchnia erozyjna, powyżej której następuje wzrost udziału frakcji piaszczystej, widoczny na krzywych geofizycznych aż do stropu kompleksu utworów, zaliczonych tu do batonu dolnego i środkowego. Bezpośrednio ponad powierzchnią erozyjną początkowo powstawały zielonoszare piaskowce średnio- i gruboziarniste o spoiwie ilasto-żelazistym, a wyżej szare piaskowce drobnoziarniste, okresowo przewarstwiane piaszczystymi dolomitami detrytycznymi i mułowcami, które widoczne są w odcinku rdzeniowanym. Wykształcenie profilu i charakter osadów pozwalają przyjąć, że erozja na tej głębokości spowodowana była raczej wyjątkowo silnym sztormem,

a nie okresowym wynurzeniem. Ponad interwałem rdzeniowanym trwała nadal sedimentacja piaskowców drobnoziarnistych o spoiwie węglanowym, z przewarstwieniami mułowców.

W odcinku rdzeniowanym na głęb. 915,4–921,4 m (ap. 1/6, 1/7, 1/5–7a) rozpoznano osady sztormowe w postaci przewarstwiających się piaskowców dolomitycznych (w wyższej partii także piaskowców mułowcowych) oraz piaszczystych dolomitów detrytycznych, z rzadkimi wkładkami czarnych, nieco bitumicznych ilowców, które tworzą też smużyste laminy w piaskowcach i dolomitach piaszczystych (ap. 1/5–7a). Cienka (20 cm) ławica szarooliwkowego zlepionca rozdziela przyspągową – silniej piaszczystą od wyższej – silniej węglanowej części odcinka rdzeniowanego. W mułowcowo-węglanowym tle, dolomityczno-syderytowym, lekko wapnistym, zawierającym drobny detrytus organogeniczny, tkwią intraklasty szarych mułowców i onkoidy (łącznie ok. 66% obj. skały) oraz muszle małży i krynoidy (fig. 10G). W górnej części odcinka obecne są także wkładki syderytów.

Piaskowce tworzą ławice o miąższości ok. 20 cm. Są zazwyczaj drobno-, rzadziej średnioziarniste, szare, szaroróżowe, laminowane poziomo lub przekątnie (tabularnie). Zawierają drobny detrytus frakcji psamitowej: kolce jeżowców, trochity liliowców, muszle *Bositra buchi* (Roemer) oraz intraklasty dolomitów i mułowców syderyticznych (fig. 12A). W wyższej partii rdzenia są to drobnoziarniste piaskowce mułowcowe brunatnoszare, bądź oliwkowoszare, laminowane smużysto, o zmiennym udziale domieszki pylasto-ilasto-węglanowej (dolomitowej lub syderytowej), ooidów (fig. 12E) i biodetrytusu (fig. 12D), ze śladami bioturbacji.

W obrazie mikroskopowym (Kuleta, 1973) piaskowce składają się z przewadze z ziaren kwarcu, frakcji od pylastej po piaszczystą (0,02–2,00 mm). W poszczególnych ławicach ziarno bywa od dobrze po bardzo źle wysortowane i w różnym stopniu obtoczone (fig. 11C). Zazwyczaj grubsze ziarno jest lepiej obtoczone. Ziarna często utraciły własne kształty, są ze sobą pozazębiane i posiadają ślady korozji na krawędziach oraz obwódki regeneracyjne. O pierwotnych kształtach

Fig. 12. Wykształcenie litologiczne skał jury środkowej i górnej w otworze Mniszków IG 1

A, D, E – baton, seria podwapieniaka dolnego, B – baton, seria podwapieniaka górnego, C – kelowej, warstwa bulasta, F–H – kimeryd, ogniwo wapieni z Kurnędza.

A – Piaskowiec z detrytusem fauny oraz intraklastami dolomitów i mułowców dolomitycznych; głęb. 917,96–918,50 m. B – Zbioturbowany piaskowiec; głęb. 877,10–877,40 m. C – Dolomit o teksturze smużysto-bulastej; głęb. 860,50–860,80 m. D – Piaskowiec laminowany z biodetrytusem krynoidów przechodzący w mułowiec z intraklastami syderytu; głęb. 915,40–915,55 m. E – Wapień drobnoziarnisty z ooidami w środkowej części zdjęcia; głęb. 917,70–917,80 m. F – Wapień detrytyczny z fragmentami muszli ostrzyg i szwami stylolitowymi; głęb. 349,77–349,90 m. G – Wapień detrytyczny z fragmentami małży cienkoskorupowych, trochitami liliowców, onkoidami (?) i pojedynczymi bioturbacjami; głęb. 347,88–348,10 m. H – Wapień detrytyczny z kilkoma horyzontami cyklicznych zmian uziarnienia frakcjonalnego; głęb. 348,75–349,00 m

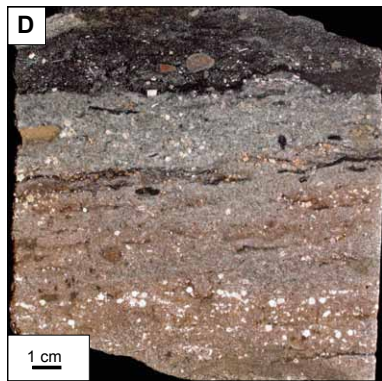
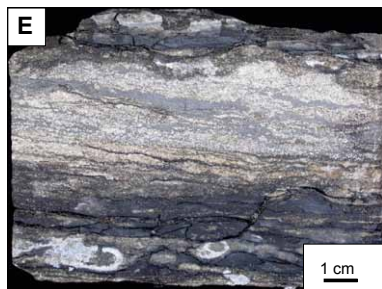
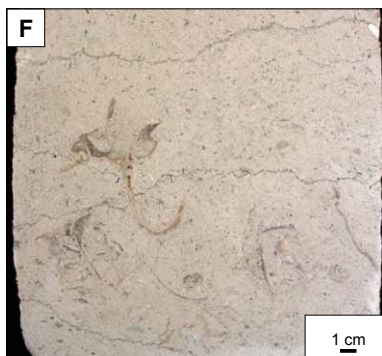
Lithology of the Middle and Upper Jurassic deposits in the Mniszków IG 1 borehole

A, D, E – Batonian, Lower Sub-Limestone Series, B – Batonian, Upper Sub-Limestone Series, C – Callovian, Nodular Bed, F–H – Kimmeridgian, Kurnędz Limestone Member.

A – Sandstone with fauna detrytus and intraclasts of dolomites and dolomitic mudstone; depth 917.96–918.50 m. B – Bioturbated sandstone; depth 877.10–877.40 m. C – Dolomite with the smuggy-nodular texture; depth 860.50–860.80 m. D – Laminated sandstone with crinoids passing into mudstone with sideritic intraclasts; depth 915.40–915.55 m. E – Fine-grained limestones with ooids; depth 917.70–917.80 m. F – Detritic limestones with fragments of oyster shells and stylolites; depth 349.77–349.90 m. G – Detritic limestones with fragments of thin-shell bivalves, crinoids, oncoids (?) and single bioturbations; depth 347.88–348.10 m. H – Detritic limestones with several horizons of fractional grading cyclicity; depth 348.75–349.00 m

ziaren świadczy przyprószenie minerałami ilastymi oraz wrostki. Obok kwarcu, materiałem terygenicznym są czyste lub zsercytyzowane ksenomorficzne ziarna skaleni potasowych i skaolinizowanych plagioklazów, ziarna przekrystalizowanych skał krzemionkowych, muskowit, schlorytyzowany biotyt, a także turmalin i siarczki żelaza. Spoiwo ma

mieszany skład; krzemionkowo-ilasto-chlorytowy i jest zażelazione, z przewagą poszczególnych składników w różnych ławicach. Ma ono charakter wiążący lub tła skalnego, czasem miazgi, gdy występują w nim dodatkowo ziarna kwarcu. Często jest w spoiwie domieszka wapienno-dolomitowa typu tła skalnego. Krzemionka spoiwa jest przekry-



stalizowana w droбноagregatowy chalcedon lub bezpostaciowa. W spoiwie spotyka się również niewielkie skupienia syderytu o nieregularnych kształtach.

Częste są w piaskowcach laminy zażelazionego ilowca, o przebiegu falistym, określające teksturę skały.

Detrytyczne dolomity i dolomity wapniste (arenity, biosparyty, greinston) szare, często piaszczyste, bywają laminowane przekątnie, poziomo i faliście. Tworzą warstwy o miąższości 20–50 cm. Zawierają drobny detrytus (jak piaskowce), tworzący także laminy i cienkie wkładki dolomitów krynowych oraz dolomitów, zawierających drobne okruchy kalców jeżowców i/lub ooidy.

W obserwacjach mikroskopowych M. Kuleta (1973) opisała dolomity jako wapniste dolomity organodetrytyczne, pseudoolitowe, zapiaszczone, o teksturze bezładnej. Obserwuje się w nich stopniowe przejścia do piaskowców o spoiwie ilasto-węglanowym, silnie zażelazionym. Materiał organodetrytyczny, to głównie kolce jeżowców i szczątki mszywiolów, przekrystalizowane w dolomit. Poprzeczne przekroje kalców o owalnych kształtach upodabniają się do ooidów (fig. 11D). Węglany zastępujące detrytus organogeniczny mogą mieć charakter pojedynczych kryształów, wypełniających cały okruch lub są to skupienia drobnych ziarenek, o prawidłowych zarysach romboedrow. Przekrystalizowane szczątki najczęściej stykają się ze sobą lub są zlepione kryształicznym kalcym. Szczątki te są często wypełnione glaukonitem, który również jest obecny w spoiwie. Licznie występują nagromadzenia siarczków, w formie pojedynczych kryształów o prawidłowych zarysach, układających się w wydłużone smugi, albo w postaci zbitych skupień, często inkrustrujących szczątki organodetrytyczne.

Najprawdopodobniej z tego interwału pochodzą otwornice oznaczone przez H. Jurkiewicza (1973a); *Trocholina conica* (Schlumberger), wskazująca na baton (Kopik, Marcinkiewicz, 1997) oraz *Lenticulina* sp. i *Epistomina* sp.

Osady powapieniaka dolnego powstały w płytkim morzu przy stałe zaznaczającym się oddziaływaniu sztormów, w fazie transgresji i następującej po niej regresji, w cyklu sedimentacyjnym J3-III (por. Feldman-Olszewska, 1997a). Reprezentują środowiska szelfowe silikoklastyczne, okresowo silikoklastyczno-węglanowe, przeważnie szelfu pośredniego i bliskiego, okresowo szelfu dalekiego.

Seria podwapieniaka górnego

Spąg osadów podwapieniaka górnego (głęb. 867,5–898,0 m) wyznacza gwałtowny wzrost udziału frakcji pyłkowej, odnotowany na krzywych geofizycznych (fig. 3, 9). W spągowej części można wyróżnić dwa odwrócone cykle sedimentacyjne (od mułowców w spągu po piaskowce w stropie). Również w próbkach okruchowych, obok piaskowców, spotyka się ciemnoszare mułowce, choć w tym przypadku granice ich zasięgu w profilu nie zaznaczają się aż tak ostro.

Powyżej głęb. 888,0 m dominują piaskowce, w części o spoiwie węglanowym, których strop (na głęb. 868,4 m) wyznaczony jest gwałtowną zmianą na krzywych geofizycznych. W rdzeniu (głęb. 874,0–878,4 m; ap. 1/6) rozpoznano jasno-

szare i beżowoszare piaskowce droбноziarniste, w dolnym 1,5 m odcinku rdzenia także piaskowce średnioziarniste, zbityrowane (fig. 12B). Zawierają domieszkę frakcji pyłastej, a większemu jej udziałowi, towarzyszy wzrost ilości bioturbacji. Obecne są także nieregularne smużki ilasto-węgliste. Piaskowce mają spoiwo ilaste, a w części ilasto-wapniste.

W płytkach cienkich M. Kuleta (1973) stwierdziła drobnoziarniste piaskowce o teksturze bioturbacyjnej. Skład ziarnowy, składający się z materiału terygenicznego, jest identyczny z opisanym w poprzednim odcinku rdzeniowym. Skupienia piaskowca o spoiwie krzemionkowym, częściowo przekrystalizowanym, tkwią w otaczającej masie, złożonej z mieszaniny minerałów ilastych, chlorytów, wodorotlenków żelaza, substancji bitumicznej i kwarcu (fig. 11E).

W osadach podwapieniaka górnego etap transgresji jest zapisany osadami silikoklastycznych środowisk szelfu pośredniego i dalekiego, zaś etap regresji – utworami środowisk szelfu pośredniego i bliskiego, które powstały w cyklu J3-IV (por. Feldman-Olszewska, 1997a). Okresowo na lokalnych platformach węglanowych powstawały osady o charakterze biostromy.

Kompleks silikoklastyczno-węglanowy/warstwa bulasta

Spąg kompleksu silikoklastyczno-węglanowego (854,0–867,5 m) przyjęto w miejscu, w którym zaznacza się zmiana osadów z piaszczystych na bardziej mułowcowe.

Nad spągiem wyróżniono pakiet mułowców ?dolomitycznych (głęb. 866,4–868,4 m) nieobjęty rdzeniowaniem, zaznaczający się jedynie na krzywych geofizycznych (fig. 3, 9). Powyżej leżą dolomityczne utwory piaszczyste z glaukonitem, tworzące trzy odwrócone cykle sedimentacyjne; od mułowców dolomitycznych w spągu, po dolomity, dolomity piaszczyste i piaskowce dolomityczne w stropie. Przy stropie całego kompleksu występują dolomity silnie zsylikowane.

W rdzeniu (głęb. 860,0–862,5 m; ap. 1/5, 1/5–7a) stwierdzono dolomity średnioziarniste, mikrosparytowe, szare i białoszare o diagenetycznej strukturze smużysto-bulastej, w formie białych i szarych łat z podrzędnymi smugowaniami (fig. 12C). Rzadziej spotyka się dolomity laminowane poziomo lub masywne.

W płytkach cienkich M. Kuleta (1973) obserwowała dolomity średnioziarniste, o bezładnej teksturze, stopniowo lub gwałtownie przechodzące w chalcedon (fig. 11F). W szczelinach i porach w dolomitach gromadzi się również chalcedon, miejscami przepajający całą skałę. W masie chalcedonowej, autigeniczne kryształy dolomitu, tworzą skupienia i pojedyncze ziarna. Chalcedon jest wykształcony jako promieniste skupienia lub bezładnie wykryształizowane agregaty. Spotyka się też detrytyczny kwarc.

W tym odcinku rdzenia H. Jurkiewicz (1973a) oznaczył otwornice: *Lenticulina* sp., *Fronicularia* sp. i *Trocholina* sp., których obecność jednak bliżej nie precyzuje wieku skał (por. Kopik, Marcinkiewicz, 1997).

Skały kompleksu silikoklastyczno-węglanowego odpowiadają utworom cyklu J4-I (por. Feldman-Olszewska 1997a). Ich najstarsza część powstawała podczas transgresji, w środowiskach dalekiego szelfu silikoklastyczno-węglan-

nowego. U schyłku keloweju miała miejsce regresja zbiornika. Brak ciągłości rdzeniowania, a tym samym brak danych sedimentologicznych, uniemożliwia jednoznaczne wskazanie w profilu z Mniszkowa osadów, związanych z maksimum transgresji i rozpoczęciem regresji. Etap ten prawdopodobnie przypada na najwyższą część kompleksu, gdzie

stwierdzono dolomity wapniste z ziarnami kwarcu (głęb. 866,4 m). Zatem wydaje się najbardziej prawdopodobne, że odcinek rdzeniowany przedstawia profil utworów z etapu regresji, powstałych w niezbyt głębokim, otwartym szelfie pośrednim lub bliskim.

Aleksandra KOZŁOWSKA, Marta KUBERSKA

SKAŁY SYDERYTOWE JURY ŚRODKOWEJ W OTWORZE WIERTNICZYM MNISZKÓW IG 1

Wstęp

Syderyt to minerał – węglan żelaza, który może zawierać domieszki magnezu, wapnia i manganu. W profilu jury środkowej otworu wiertniczego Mniszków IG 1 zbadano 10 próbek skał, które zawierają syderyt w ilości 0,7–89,0% obj. skały (tab. 2). Skały syderytowe są wieku: baton środkowy, baton dolny, bajos górny i aalen górny, zgodnie z podziałem stratygraficznym przyjętym przez A. Feldman-Olszewską (Kozłowska i in., 2008). W zależności od zawartości syderytu i materiału detrytycznego wyróżniono: syderyty ilaste (w tym ilasto-piaszczyste) i piaszkowce syderytowe. W pracy wykorzystano dostępne obecnie metody instrumentalne, stosowane w badaniu skał syderytowych (Kozłowska, 2019). Wszystkie próbki zbadano w mikroskopie polaryzacyjnym Optiphot 2 firmy Nikon, stosując standardową analizę mikroskopową płytek cienkich. Próbkę poddano analizie barwnikowej roztworem Evam'ego w celu odróżnienia minerałów węglanowych. Badania wykazały obecność syderytu, który nie barwi się i ankerytu, który barwi się na kolor ciemnoniebieski. Dodatkowo wykonano badania w elektronowym mikroskopie skaningowym LEO 1430, z którym współpracuje mikrosonda energetyczna EDS ISIS firmy Oxford Instruments. Zbadano 3 preparaty, w postaci szlifów odkrytych, polerowanych, napylnych węglem. W jednej próbce wykonano badania rentgenowskie, na dyfraktometrze rentgenowskim firmy Philips PW 1840, w celu potwierdzenia obecności berthierynu w skale (Kozłowska, Maliszewska, 2015). Wymienione badania przeprowadzono w Państwowym Instytucie Geologicznym – Państwowym Instytucie Badawczym. W jednej próbce wykonano oznaczenie izotopowe węgla i tlenu w syderycie, w Pracowni Spektrometrii Mas Instytutu Fizyki na Uniwersytecie im. Marii Curie-Skłodowskiej w Lublinie.

Charakterystyka petrograficzno-mineralogiczno-geochemiczna skał syderytowych

Syderyty ilaste to skały zawierające >50% obj. syderytu. Do tej grupy skał zaliczono 4 próbki. Piaszkowce syderytowe o zawartości syderytu 0,7–34,0% obj. skały reprezentuje 6 próbek (tab. 2).

W syderytach ilastych głównym składnikiem jest syderyt wzbogacony w magnez – Mg-syderyt. Wyniki analiz chemicznych w mikroobszarze wykazały, że minerał ten zawiera: 67,8–82,1% mol. FeCO_3 , 8,8–22,3% mol. MgCO_3 , 7,9–9,7%

mol. CaCO_3 , 0,2–0,7% mol. MnCO_3 i reprezentuje syderoplesyt (fig. 3, fig. 13). Syderoplesyt występuje w postaci anhidralnych kryształów wielkości mikrytu, mikrosparytu i sparytu (fig. 14A, B). Niekiedy występują osobniki sparytu mające pokrój romboedryczny. Figura 14C przedstawia obraz BSI dwóch rodzajów cementów syderoplesytowych, różniących się składem chemicznym (tab. 3), co zaznacza się różnym odcieniem szarości minerałów (fig. 14C). Z analizy fotografii wynika, że w czasie krystalizacji cementów syderoplesytowych zawartość magnezu w ich składzie chemicznym wzrastała. Miejscami obserwowano sferolity syderytowe. W próbce z głęb. 958,4 m wykonano oznaczenia izotopów węgla i tlenu w syderoplesycie, które przedstawiają się następująco: $\delta^{13}\text{C}$ –9,61‰_{PDB} i $\delta^{18}\text{O}$ –0,80‰_{PDB} (tab. 2). W zmiennych ilościach syderoplesytowi towarzyszy ankeryt. Oprócz minerałów węglanowych, syderyty ilaste zawierają 3,0–8,7% obj. skały pelitu ilastego. Analiza rentgenowska zidentyfikowała wśród minerałów ilastych kaolinit, illit i berthieryn (Kozłowska, Maliszewska, 2015). Ziarna kwarcu, frakcji aleurytowej i psamitowej, stanowią 5,0–29,7% obj. skały. Ziarna skaleni, blaszki łyszczyków, zwęglone szczątki roślinne i skupienia piryty najczęściej nie przekraczają ilości 1% obj. skały (tab. 2). Jako minerał akcesoryczny występuje cyrkon. W syderytach ilastych zawartość bioklastów, intraklastów i ooidów waha się w granicach 1% obj. skały. Ooidy są zbudowane z berthierynu, który częściowo lub całkowicie jest zastąpiony ankerytem (fig. 14D) lub syderoplesytem (Kozłowska, Maliszewska, 2015).

Piaszkowce syderytowe reprezentują drobnoziarniste arenity i waki kwarcowe. Głównym składnikiem szkieletu ziarnowego jest kwarc o zawartości 29,2–57,0% obj. skały. Skalenie występują w ilości ok. 1% obj. skały. Zawartość blaszek łyszczyków, w arenitach nie przekracza 1% obj. skały, natomiast w wace dochodzi do 10% obj. skały. Szczątki organiczne stwierdzono w dolnej części profilu w ilości 1,4% i 3,6% obj. skały. Intraklasty i bioklasty występują w górnej części profilu, w osadach batonu środkowego. Zawartość intraklastów najczęściej nie przekracza 1%, maksymalnie 2,3% obj. skały. Bioklasty występują w większej ilości 0,7–18,5% obj. skały. W obrębie bioklastów zidentyfikowano fragmenty szkarłupni (fig. 14E) oraz małży, brachiopodów i ślimaków. Bioklasty są ankerytowe, rzadziej kalcytowe czy syderoplestowe. W piaszkowcach stwierdzono lokalnie śladowe ilości ooidów. Zawartość piryty waha się 0,0–3,0% obj. skały. Arenity spojone są

Tabela 2

Skład skał syderytowych jury środkowej w % obj.

Middle Jurassic sideritic rocks composition in % vol.

Głębokość Depth [m]	Wiek Age	Nazwa Skały Name of rock	Syderyt Siderite	Ankeryt Ankerite	Minerały ilaste Clay minerals	Kwarc Quartz	Skalenie Feldspar	Łysz- czyki Micas	Ooidy Ooids	Intraklasty Intraclasts	Bioklasty Bioclasts	Piryty Pyrite	Szczątki roślinne Organic debris	Inne Other
915,5	Bt2	pc syd	2,0	38,0	2,0	47,0	1,3	0,0	0,0	1,0	8,7	0,0	0,0	0,0
916,9	Bt2	pc syd	34,0	14,6	1,3	40,4	1,0	0,0	0,0	2,3	4,7	1,7	0,0	0,0
918,6	Bt2	pc syd	33,0	13,2	3,7	29,2	0,0	0,7	0,0	1,0	18,5	0,7	0,0	śl Cr
919,7	Bt2	pc syd	10,3	34,0	1,3	51,7	1,3	0,0	0,0	0,0	0,7	0,7	0,0	0,0
958,0	Bt1	syd il	67,7	9,3	8,7	11,7	0,3	0,7	1,0	0,0	śl	0,3	0,3	0,0
958,4	Bt1	syd il	89,0	2,0	3,0	5,0	śl	0,0	0,0	0,0	śl	0,0	1,0	0,0
959,5	Bj2	syd il	62,3	0,0	5,7	29,7	śl	0,0	0,7	1,0	0,0	śl	0,6	0,0
961,0	Bj2	syd il	68,0	5,7	7,3	16,0	0,0	0,7	1,0	0,0	0,3	śl	1,0	śl Cr
962,0	Bj2	pc syd	27,3	14,0	8,6	47,4	0,0	0,0	1,0	0,0	0,0	0,0	1,4	0,3 Kl
1102,8	Aa2	pc syd	0,7	0,0	22,7	57,0	1,0	10,0	0,0	0,0	0,0	3,0	3,6	2,0 Kl

Cr – cyrkon; Kl – kaolinit; pc syd – piaskowiec syderytowy; syd il – syderyt ilasty; śl – ślad

Bt2 – baton środkowy, Bt1 – baton dolny, Bj2 – bajos górny, Aa2 – aalen górny

Cr – zircon; Kl – kaolinite; pc syd – sideritic sandstone; syd il – clayey siderite; śl – trace

Bt2 – Middle Bathonian, Bt1 – Lower Bathonian, Bj2 – Upper Bajocian, Aa2 – Upper Aalenian

Tabela 3

Wyniki analiz chemicznych oraz oznaczenia izotopów węgla i tlenu w minerałach węglanowych

Chemical composition and carbon and oxygen isotopic data of carbonate minerals

Głębokość Depth [m]	Mg % wag. wt. %	Ca % wag. wt. %	Mn % wag. wt. %	Fe % wag. wt. %	MgCO ₃ % mol.	CaCO ₃ % mol.	MnCO ₃ % mol.	FeCO ₃ % mol.	δ ¹³ C ‰PDB	δ ¹⁸ O ‰PDB	δ ¹⁸ O ‰SMOW	Miejsce analizy i rodzaj węglanu Point of analysis and carbonate type
916,9	5,00	1,08	1,51	36,61	17,7	2,6	3,2	76,5	—	—	—	1 – syderoplesyt mikryt, sferolity sideroplesite micritic, spherulites
	7,19	21,41	0,55	9,64	25,2	53,6	1,2	20,0	—	—	—	2 – ankeryt sparyt ankerite spar
958,4	—	—	—	—	—	—	—	—	-9,61	-0,80	30,03	syderoplesyt sideroplesite
959,5	2,79	3,16	0,15	39,84	9,7	7,9	0,3	82,1	—	—	—	1 – syderoplesyt mikryt sideroplesite micritic
	6,46	3,75	0,36	33,20	22,3	9,2	0,7	67,8				2 – syderoplesyt sparyt sideroplesite spar
	2,53	3,90	0,11	39,55	8,8	9,7	0,2	81,3				2a-syderoplesyt sparyt sideroplesite spar
962,0	3,81	1,49	1,57	38,60	13,3	3,7	3,3	79,7	—	—	—	1 – syderoplesyt mikryt sideroplesite micritic
	6,50	21,07	0,66	11,34	22,7	52,5	1,4	23,4	—	—	—	2 – ankeryt sparyt ankerite spar

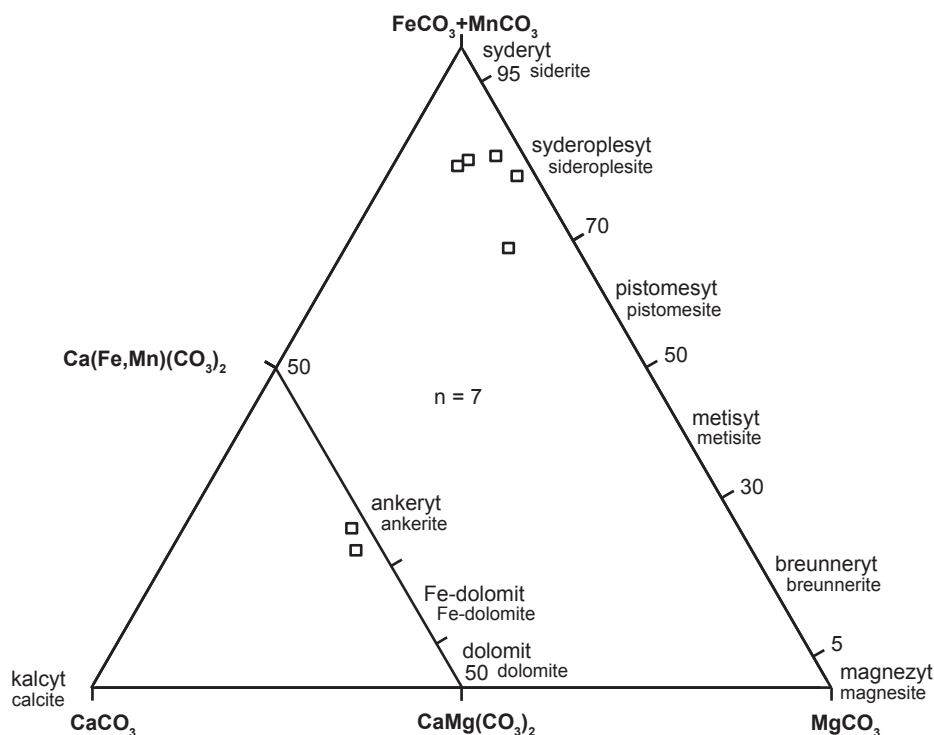


Fig. 13. Skład chemiczny cementów węglanowych skał syderytowych na diagramie trójkątnym $\text{FeCO}_3 + \text{MnCO}_3 - \text{CaCO}_3 - \text{MgCO}_3$

Chemical composition of carbonate cements of sideritic rocks on triangle diagram $\text{FeCO}_3 + \text{MnCO}_3 - \text{CaCO}_3 - \text{MgCO}_3$

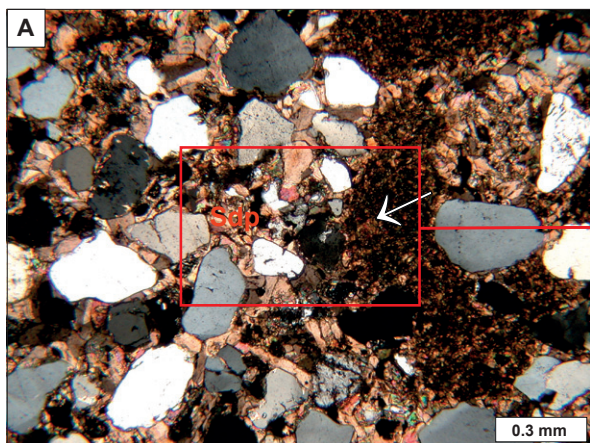
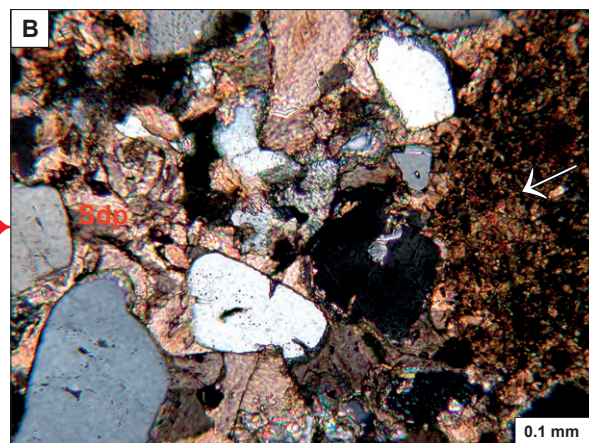
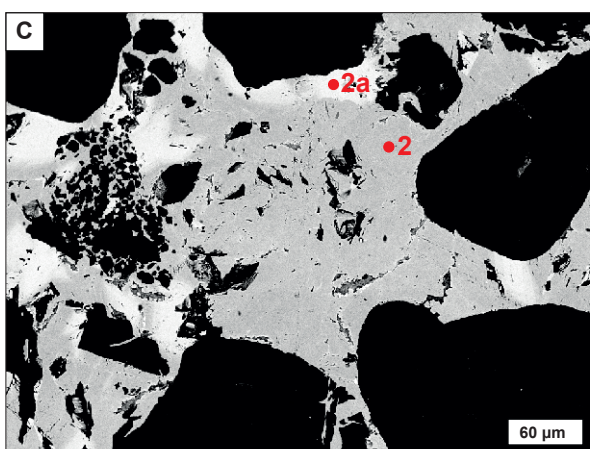
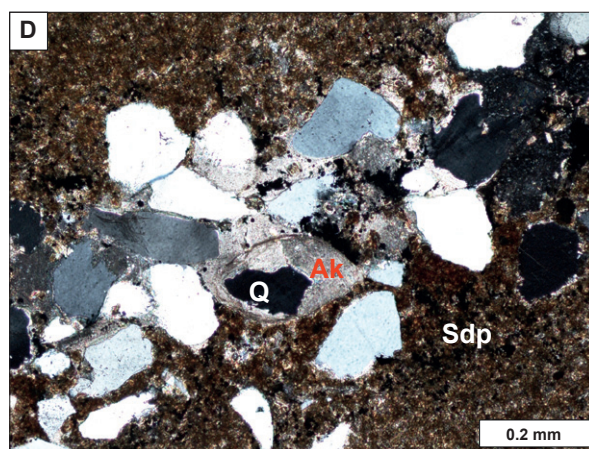
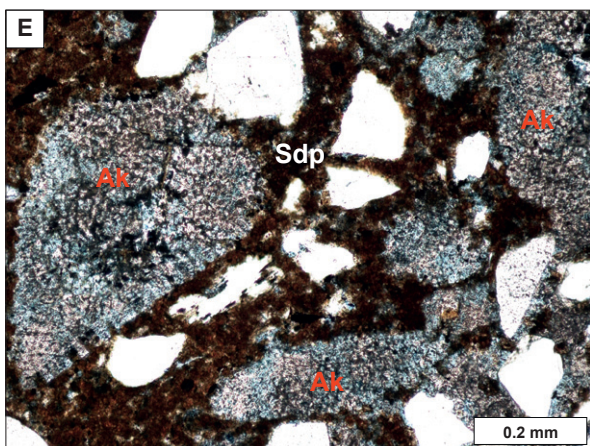
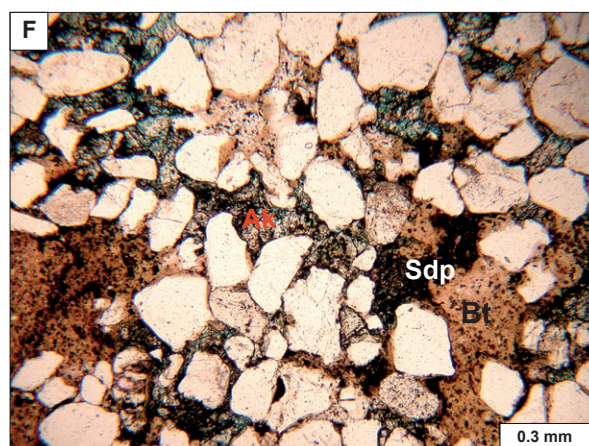
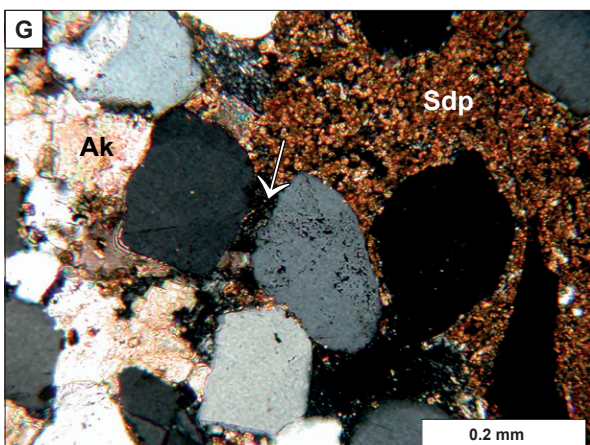
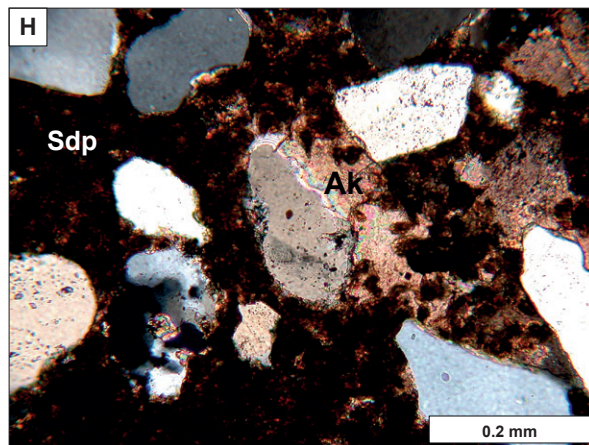
cementami węglanowymi: syderyt i ankeryt (fig. 14F–H) oraz minerałami ilastymi, wśród których zidentyfikowano berthieryn (fig. 14F) i kaolinit (fig. 14G). Syderyt tworzy kryształy wielkości mikrytu (fig. 14F, G), niekiedy w formie sferolitów (fig. 14H). Analiza chemiczna w mikroobszarze wykazała, że minerał ten zawiera: 76,5–79,7% mol. FeCO_3 , 13,3–17,7% mol. MgCO_3 , 2,6–3,7% mol. CaCO_3 , 3,2–3,3% mol. MnCO_3 i reprezentuje syderoplesyt (tab. 2, fig. 13). Głównym składnikiem spoiwa w wace są minerały ilaste impregnowane materią organiczną, z niewielką ilością syderytu.

Geneza skał syderytowych

W historii diagenety skał syderytowych wyróżniono: eo-, mezo- i telodiagenetę (Kozłowska i in., 2008; Kozłowska, 2019). Podczas eodiagenety, we wczesnym etapie tworzył się berthieryn występujący w postaci ooidów lub spoiwa w piaskowcach (Kozłowska, Maliszewska, 2015). Najważniejszym minerałem autogenicznym w skałach syderytowych jest syderyt wzbogacony w magnez, Mg-syderyt, który składem chemicznym odpowiada syderoplesytowi. Oznaczenia składu izotopowego węgla i tlenu wskazują, że minerał ten tworzył się w warunkach anoksycznych/lub suboksycznych. Wartości $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ syderoplesytów ze skał syderytowych w północno-wschodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich wskazują,

że minerał ten tworzył się w strefie mikrobiologicznej metanogenezy (Kozłowska i in., 2008; Kozłowska, 2014; Jarmolowicz-Szulc, Kozłowska, 2016; Kozłowska, 2019). Morad (1998) podaje, że dla węglanów wytrącających się w tej strefie wartości $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ mieszczą się w zakresie od -22% do $+2\%$ PDB . Oznaczenie składu izotopowego tlenu ($-0,80\%$ PDB) wskazuje, że minerał ten tworzył się z wody porowej odpowiadającej wodzie morskiej, przyjmując temperaturę jego krystalizacji ok. 20°C (Kozłowska i in., 2008). Do minerałów powstałych we wczesnym etapie diagenety należą także: piryt i kaolinit. W mezodiagenecie kontynuowane było tworzenie się syderoplesytu, ale o wyższej zawartości magnezu, w porównaniu z syderoplesytem powstałym w eodiagenecie. Temperatura jego tworzenia się jest szacowana na ok. 60°C (Kozłowska i in., 2008; Jarmolowicz-Szulc, Kozłowska, 2016; Kozłowska, 2019). Z innych minerałów węglanowych krystalizował ankeryt, w temperaturach ok. $70\text{--}160^\circ\text{C}$ (Kozłowska i in., 2008; Kozłowska, 2019). W telodiagenecie mogły powstać żyłki wypełnione minerałami węglanowymi oraz krystalizować kaolinit.

Poza cementacją, ważnym procesem diagenetycznym jest również zastępowanie przez minerały węglanowe berthierynu, czy pierwotnego kalcytu w bioklastach. Efekty kompaktacji mechanicznej są widoczne w piaskowcach, natomiast słabo w syderytach ilastych. W skałach syderytowych nie zaobserwowano efektów rozpuszczania.



Zbigniew ZŁONKIEWICZ

JURA GÓRNA

Spąg jury górnej (głęb. 854,0 m) zaznacza się w próbkach okruchowych zastąpieniem dolomitów keloweju przez wapienie górnourajskie, a w krzywych karotażowych – spadkiem promieniowania gamma (fig. 3, 15) i wzrostem oporności.

W prezentowanym podziale litostratygraficznym profilu jury górnej w otworze Mniszków IG 1 podstawą były schematy litostratygraficzne utworzone dla obszaru sulejowskiego (Barczyk, 1961; Matyja, Wierzbowski, 2014) i świętokrzyskiego (Kutek, 1968; Matyja, 1977; Gutowski i in., 2007). Informacje na temat rozwoju tych części basenu bruzdy śródpolskiej pozwoliły na korelację z innymi profilami regionu (*op. cit.*; Niemczycka, 1997; Matyja i in., 1989) i przybliżone określenie wieku wydzielen. Wobec fragmentaryczności rdzeniowania oraz stylu archiwalnego opisu próbek okruchowych, który nie uwzględnia cech litologicznych i diagnostycznych dla wydzielen tych schematów (przy dużej zmienności facjalnej utworów oksfordu i kimerydu), a także skąpych datowaniach faunistycznych, prezentowane granice poszczególnych jednostek litostratygraficznych należy traktować jako przybliżone.

Analogie w wykształceniu litologicznym górnej jury w badanym otworze z profilami z regionu świętokrzyskiego pozwalają przyjąć, że w otworze Mniszków IG 1 reprezentowany jest oksford i kimeryd, z wyjątkiem najwyższej części. W jego stropie znajduje się granica erozyjna, a w konsekwencji luka stratygraficzna o bliżej niesprecyzowanym zasięgu, wywołana wieloetapową erozją, rozpoczętą we wczesnej kredzie.

Formacja wapieni gąbkowych częstochowskich

Ogniwo wapieni jasnogórskich i ogniwo wapieni siwych

Wprawdzie w opisie próbek okruchowych wapieni z niższej części profilu górnej jury nie wykazano odmienności litologicznych, jednak wykształcenie krzywych karotażowych pozwala wyróżnić charakterystyczne pakiety o różnej marglistości (fig. 3, 15). Wobec tego na ich podstawie, pomimo braku materiału rdzeniowego, z dużym prawdopodobieństwem, można przyjąć obecność ogniwa wapieni jasnogórskich (głęb. 849,2–854,0 m), zbudowanych z wapieni pelitycznych oraz wapienno-marglistych utworów ogniwa wapieni siwych (głęb. 839,0–849,2 m).

Skały te reprezentują dolny i środkowy oksford, czyli poziomy *Cordatum* i *Plicatilis* (por. Matyja, 1977) i rozpoczynają kompleks utworów formacji I – gąbkowo-wapiennej (*sensu* Dembowska, 1979). W profilu górnej jury z niecki tomaszowskiej (Matyja, Wierzbowski, 2014) odpowiadają niższej części formacji wapieni gąbkowych częstochowskich.

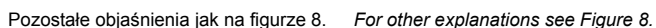
Osady obu ogniw powstawały w środowiskach otwartego szelfu węglanowego, przy stosunkowo niewielkim morfologicznym zróżnicowaniu dna morskiego, lecz przy różnej dynamice środowiska. Na dnie morza, w którym osadziły się wapienie jasnogórskie, istniały pojedyncze biohermy gąbkowe (Trammer, 1989). Zmiana facji między gąbkowymi

Fig. 14. Mikrofotografie syderytu ilastego (A–D) i piaskowca syderytowego (E–H), występującego w podwapieniaku dolnym (jura środkowa) profilu Mniszków IG 1, wykonane w mikroskopie polaryzacyjnym (PL – A, B, D–H) i skaningowym mikroskopie elektronowym (BSI – C)

A – Syderyt ilasty zbudowany z syderoplesytu o kryształach wielkości mikrytu (strzałka) i sparytu (Sdp); głęb. 958,4 m; NX. **B** – Fragment syderytu ilastego z fot. A; syderoplesyt mikrytowy (strzałka) i sparytowy (Sdp). **C** – Cementy syderoplesytowe różniące się składem chemicznym w syderycie ilastym; punkty 2 i 2a – miejsca analiz chemicznych (tab. 2); głęb. 959,5 m. **D** – Ooid berthierynowy z jądrem kwarcowym (Q) – berthieryn zastąpiony ankerytem (Ak) w syderycie ilastym z mikrytowym syderoplesytem (Sdp); głęb. 958,0 m; NX. **E** – Ankerytowe (Ak – niebieska barwa) fragmenty szkarłupni w piaskowcu syderytowym, scementowanym mikrytowym syderoplesytem (Sdp); głęb. 918,6 m 1N. **F** – Piaskowiec syderytowy spojony cementami węglanowymi: mikrytowym syderoplesytem (Sdp) i sparytowym ankerytem (Ak – niebieska barwa) oraz minerałami ilastymi – berthieryn (Bt); głęb. 962,0 m; 1N. **G** – Piaskowiec syderytowy spojony cementami: mikrytowym syderoplesytem (Sdp), sparytowym ankerytem (Ak) oraz minerałami ilastymi – kaolinit (strzałka); głęb. 962,0 m; NX. **H** – Piaskowiec syderytowy scementowany syderoplesytem (Sdp) wykształconym w formie sferolitów i ankerytem (Ak); głęb. 916,9 m; NX. 1N – nikole równoległe, NX – nikole skrzyżowane

Microphotographs of clayey siderite (A–D) and sideritic sandstone (E–H), occurring in the Lower Sub-Limestone Member (Middle Jurassic) in the Mniszków IG 1 section, taken in polarizing microscope (PL – A, B, D–H) and scanning electron microscope (BEI – C)

A – Clayey siderite composed with micritic sideroplesite (arrow) and sideroplesite spar (Sdp); depth 958.4 m, NX. **B** – Part of clayey siderite from photo A; micritic sideroplesite (arrow) and sideroplesite spar (Sdp). **C** – Sideroplesite cements differing in chemical composition in clayey siderite; points 2 and 2a – places of chemical analysis (tab. 3); depth 959.5 m. **D** – Berthierine ooid with quartz (Q) nucleus – berthierine replaced by ankerite (Ak) in clayey siderite with micrite sideroplesite (Sdp); depth 958.0 m, NX. **E** – Ankerite (Ak – blue colour) fragments of echinoderms in sideritic sandstones cemented by micritic sideroplesite (Sdp); depth 918.6 m, 1N. **F** – Sideritic sandstones cemented by carbonates: micritic sideroplesite (Sdp) and spar ankerite (Ak – blue colour) and clay minerals – berthieryn (Bt); depth 962.0 m, 1N. **G** – Sideritic sandstones cemented by: micritic sideroplesite (Sdp), spar ankerite (Ak) and clay minerals – kaolinite (arrow); depth 962.0 m, NX. **H** – Sideritic sandstones cemented by sideroplesite (Sdp) in the form of spherulites and ankerite (Ak); depth 916.9 m, NX. 1N – parallel nicols, NX – crossed nicols.



Detailed lithological-sedimentological section of the Upper Jurassic deposits in the Mniszków IG 1 borehole

wapieniami jasnogórkimi a marglistymi wapieniami siwymi odzwierciedla stopniowe pogłębianie się zbiornika i obniżenie dynamiki środowiska sedymentacji.

Ogniwo wapieni morawickich

Wapienie morawickie (głęb. 686,0–839,0 m;) są reprezentowane na ogół przez typowe dla tego wydzielenia, jasnoszare wapienie pelityczne, z charakterystycznymi plamami tuberoidowymi (putroidowymi). W górnej partii kompleksu (powyżej głęb. 720,6 m) plamy te nie występują, zaś są obecne struktury mikrobialne(?). Z tego powodu zaliczenie omawianego odcinka profilu do wapieni morawickich nie jest bezdyskusyjne, nie tylko ze względu na brak materiału rdzeniowego. Także w tej części regionu świętokrzyskiego, w najwyższych partiach profili wapieni morawickich zazwyczaj obserwuje się zanik plam tuberoidowych i stopniowe przejście od facji typowych dla wapieni morawickich do pelitycznych facji wapieni siedleckich (Matyja, 1977).

Najniższy odcinek rdzeniowany (głęb. 799,5–803,5 m; ap. 1/5) tworzą gruboławicowe wapienie pelityczne (wakstony), jasnoszare o odcieniu beżowym. Drobne plamy tuberoidowe stanowią w nich ok. 20% obj. skały. W mikrytowym tle tkwią fragmenty i całe gąbki, pojedyncze muszle ramienionogów *Rhynchonellidae* i *Terebratulidae*, drobne czerty i nagromadzenia ziemistego piryty. Trochity liliowców, drobny, nieoznaczalny detrytus organogeniczny oraz intraklasty o średnicy do 0,2 cm, tworzą poziomy koncentracji.

Rdzeń z górnej części wapieni morawickich (głęb. 710,0–716,0 i 716,0–720,8 m; ap. 1/4, 1/5) budują pelityczne wapienie (madstony i wakstony), jasnoszare o odcieniu kremowym, z pojedynczymi, drobnymi intraklastami, fragmentami kołców jeżowców (o średnicy do 0,2 cm) i nieoznaczalnymi szczątkami biogenicznymi. Są one przewarstwiane ok. 1 m ławicami podobnych wapieni, o smużkowo-plamistej strukturze mikrobialnej(?). W obrębie jednej z ławic obserwuje się stopniowy wzrost, a następnie zanik domieszki detrytusowej i obecności smug.

W obrazie mikroskopowym (Kuleta, 1973) są to wapienie mikrytowe, masywne, zawierające niewielką domieszkę ilastą, śladowe ilości związków żelaza i bituminów oraz pojedyncze, kalcytowe /przekryształizowane/ okruchy organodetrytyczne.

Ponad wyższym odcinkiem rdzeniowanym, do przyjętego tu stropu wapieni morawickich, na krzywych karotażowych obserwuje się zmienność oporności i promieniowania γ , co można interpretować jako przewarstwianie się wapieni pelitycznych z detrytusem organogenicznym i smużystymi strukturami mikrobialnymi(?) oraz wapieni pozbawionych tych struktur. W części próbek okruchowych opisano wapienie zsylikowane(?).

Z głęb. 799,5–803,5 m opisano otwornice: *Dorothia* sp., *Epistomina* sp., *Spirillina polygyrata* Gümbel i *Trocholina* sp. (Jurkiewicz, 1973a), których obecność potwierdza przynależność skał do środkowego oksfordu (Styk, 1997).

W południowo-zachodniej części regionu świętokrzyskiego wapienie morawickie reprezentują poziom *Transversarium* oksfordu środkowego i przechodzą do poziomów *Bifurcatus*, *Hypselum* i *Bimammatum* oksfordu górnego (Matyja, 1977). Natomiast w pobliżu Mniszkowa, w rejonie Tomaszowa Mazowieckiego i Opoczna, kres tworzenia tych wapieni nastąpił

podczas sedymentacji poziomu *Bifurcatus* lub *Hypselum* (Matyja, Wierzbowski, 2014).

Nie jest wykluczone, że w najwyższej części profilu wapieni morawickich powstawały też wapienie facji biohermowych, wykształcone w postaci wapieni skalistych. Biohermowe wapienie gąbkowe oraz gąbkowo-mikrobialne tworzyły się przy znacznym udziale materiału organogenicznego, w środowiskach otwartego szelfu węglanowego, podczas powolnej regresji i przy postępującym ujednolicaniu warunków sedymentacji w zbiorniku. Niewiele wiadomo o różnicach w subsydencji dna, choć na ich obecność wskazuje porównanie miąższości utworów facji mikrobialno-gąbkowych w północno-wschodnim i południowo-zachodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich (Gutowski, 2006), a nawet obserwacje na mniejszym obszarze (Gutowski, 1998; Złonkiewicz, 2015a). Pomimo różnicowania subsydencji, batymetria dna była stosunkowo mało zróżnicowana, najprawdopodobniej także na obszarach występowania biohermowych budowli węglanowych (Matyja, Wierzbowski, 1996 *versus* Matyszkiewicz, 1999). W strefach obniżenia między biohermami gromadził się materiał pochodzący z ich niszczenia, co prowadziło do powstania pakietów zróżnicowanych wapieni detrytycznych.

Wapienie morawickie należą do utworów formacji I – gąbkowo-wapiennej (*sensu* Dembowska, 1979). W profilu górnej jury z niecki tomaszowskiej (Matyja, Wierzbowski, 2014) odpowiadają one większości (z wyjątkiem najniższej części profilu) formacji wapieni gąbkowych częstochowskich.

Formacja pilecka/wapienie siedleckie

Wapienie siedleckie (głęb. 381,7–686,0 m;) reprezentują odcinek profilu o wyjątkowo monotonnym wykształceniu litologicznym. Są to wapienie pelityczne (madstony), pylaste (brudzące palce), jasnoszare, z odcieniem beżowym, żółtym lub kremowym. Rzadziej występują pylaste wapienie margliste i margle, szaroniebieskie, w których są obecne szwy styliolitowe zabliźnione czarnym iłem. W cienkich ławicach (oddzielność tabliczkowa) są widoczne słabo wyraziste, nieregularne smugowania, związane ze wzrostem marglistości. W wapieniach pelitycznych występują drobne (o średnicy do 0,2 cm) okruchy kołców jeżowców, zazwyczaj rzadkie i rozproszone, ale w poziomach koncentracji (w najwyższym rdzeniowanym interwale 415,5–421,5 m) maksymalnie do 15% obj. skały. Spotyka się rozproszone trochity liliowców, pojedyncze muszle ramienionogów *Terebratulidae*. W najniższym rdzeniowanym interwale (653,5–657,2 m) obecne są plamki tuberoidowe oraz nierozpoznawalne struktury biogeniczne (?kanały bioturbacyjne, ?fragmenty koralowców), wypełnione przekryształizowanym kalcytem. Wkładki wapieni pelitycznych z rozproszonymi plamami tuberoidowymi (wydzielone jako facja pelityczno-gąbkowa) stwierdzono także w części profili na terenie niecki miechowskiej w najniższej części wapieni siedleckich, miejscami bezpośrednio ponad wapieniami morawickimi (Złonkiewicz, 2009b).

Na krzywej promieniowania γ (fig. 3, 15), w wyższej części profilu wapieni siedleckich (głęb. 395,6–420,0 i 440,0–449,5 m) zaznaczają się pakiety silniej margliste, a bezpośrednio pod stropem tego wydzielenia (głęb. 381,7–387,4 m) – pakiet margli.

W odcinkach rdzeniowych (głęb. 415,5–421,5 m; ap. 1/3, 511,0–516,2 m; ap. 1/3, 614,9–620,0 m; ap. 1/3, 1/4, 653,5–657,2 m; ap. 1/4) skały jedynie nieznacznie różnią się zabarwieniem, udziałem domieszki marglistej oraz procentową zawartością kolców jeżowców. W płytkach cienkich M. Kuleta (1973) opisała je jako wapienie mikrytowe masywne, zawierające niewielką domieszkę ilastą oraz śladowe ilości związków żelaza i bituminów.

Oznaczono w nich otwornice: *Pseudocyclamina* cf. *jaccardi* (Schrodt) – szczególnie częsty w najwyższym rdzeniowym odcinku oraz *Trocholina selescensis* Bielecka et Pożaryski, *Spirillina* sp. i *Lenticulina* sp. div. (Jurkiewicz, 1973a), które wskazują na najwyższy oksford–dolny kimeryd (por. Styk, 1997). Interpretacja zasięgu wiekowego formacji pileckiej/wapieni siedleckich, wydzielonych w omawianym profilu, która opiera się na korelacjach regionalnych, nie jest jednoznaczna. W południowo-zachodniej części regionu świętokrzyskiego (Matyja, 1977) wapienie siedleckie powstawały w poziomie *Planula* górnego oksfordu. W niecce tomaszowskiej, przylegającej od północy do obszaru, w którym zlokalizowany jest otwór Mniszków IG 1, wapienie pileckie (odpowiadające formacji II – wapienno-marglistej – sensu Dembowska, 1979) zaliczone zostały do poziomów *Bifurcatus* i *Hypselum* późnego oksfordu (Matyja, Wierzbowski, 2014).

Dolna granica monotonnego kompleksu, zdominowanego przez wapienie mikrytowe (pelityczne), typowe dla formacji wapienno-marglistej (sensu Dembowska, 1979), do której należą także wapienie siedleckie (sensu Matyja, 1977; Złonkiewicz, 2009b), jest czytelna w litologii na znacznym obszarze basenu epikontynentalnego. Natomiast utwory leżące powyżej tego kompleksu, na obszarze Polski środkowej i południowo-wschodniej, a także na zachodzie Ukrainy, charakteryzuje silne urozmaicenie facjalne oraz rzadkość wskazań faunistycznych. Ich sedimentacja jest związana z wieloetapową migracją ku południowi strefy płytkowodnych osadów węglanowych. Fakt ten znalazł odzwierciedlenie w tworzeniu lokalnych schematów stratygraficznych, których korelacja, a tym samym określenie wieku wydzielen, nie jest jednoznaczna. W konsekwencji korelacja regionalna górnej granicy monotonnego wapieni pelitycznych w profilu Mniszkowa IG 1 jest bardziej problematyczna.

Wobec diachronicznego charakteru granicy pomiędzy kompleksem utworów pelitycznych i nadległym kompleksem osadów detrytycznych, ściślej związanych z sedimentacją płytkowodną, jako regionalne horyzonty korelacyjne w tej części profilu są traktowane przewarstwiające pakiety utworów marglistych. Istotne znaczenie stratygraficzne ma zwłaszcza środkowy z nich, określany na obszarze Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej jako „środkowy zespół marglisty”, a w południowo-zachodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich i w niecce miechowskiej jako „najniższy poziom marglisty” (Wierzbowski, 1966; Kutek, 1994a, b; Złonkiewicz, 2006d, 2009b; Gutowski i in., 2007; Matyja, Wierzbowski, 2014). Jak wspomniano, w najwyższej części miąższego profilu utworów pelitycznych w Mniszkowie IG 1 trzy pakiety o zwiększonej marglistości zaznaczyły swą obecność na krzywych promieniowania γ (fig. 3, 15). Prezentowany podział stratygraficzny górnopaleozoicznego profilu z Mniszkowa IG 1 oparto na analogiach ze schematem stratygraficznym opracowanym dla niec-

ki tomaszowskiej przez B.A. Matyję i A. Wierzbowskiego (2014), co spowodowało wskazanie odpowiednika tego marglistego horyzontu korelacyjnego wśród utworów detrytycznych, w wyższej części przewierconego profilu. Nie jest jednak wykluczone, że w Mniszkowie IG 1 temu horyzontowi korelacyjnemu odpowiada najwyższy ze wspomnianych 3 pakietów marglistych, bezpośrednio podścielający utwory detrytyczne.

W niecce tomaszowskiej ponad formacją pilecką wyróżniono formację koralowcową (Matyja, Wierzbowski, 2014), którą kreatorzy uznali za odpowiednik formacji III – koralowcowej, wydzielonej w Polsce Centralnej przez J. Dembowską (1979) i stanowiącej odpowiednik kompleksu wapieni kredowatych (sensu Dadlez i in., 2008), a w południowo-zachodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich i części niecki miechowskiej, korelowanej z wapieniami kredowatymi i – ze względu na obecność koralowców kolonijnych – z utworami znad wapieni kredowatych (sensu Kutek, 1968; Gutowski i in., 2006, 2007; Złonkiewicz, 2009b). W litologii utworów z Mniszkowa IG 1 nie znaleziono podstaw do wyodrębnienia formacji koralowcowej, zatem w podziale prezentowanym w niniejszym opracowaniu, do formacji pileckiej/wapieni siedleckich, włączono całość utworów pelitycznych, które leżą na wapieniach morawickich, a zarazem poniżej kompleksu utworów detrytycznych, tu utożsamionych z ogniwem wapieni z Kurnędza. Strop formacji koralowcowej na terenie niecki tomaszowskiej, wobec braku wskazań faunistycznych w profilach na jej obszarze, przyjęto na pograniczu poziomów *Bimamatum* i *Planula* (Matyja, Wierzbowski, 2014). W konsekwencji można przyjąć, że w profilu otworu Mniszków IG 1 strop wapieni siedleckich, przebiega na pograniczu poziomów *Bimamatum* i *Planula*.

Osady wapieni siedleckich początkowo stanowiły wypełnienie wydłużonych rowów pomiędzy grzbietami bioherm i poza zasięgiem facji detrytyczno-gąbkowych. Następnie stały się powszechnym typem facjalnym dość wyrównanych, pokrytych mułem wapiennym obszarów otwartego szelfu węglanowego, rozpościerających się na przedpolu płytkowodnej platformy, migrującej od północnego wschodu (Matyja i in., 1989; Peszat, 1991; Gutowski i in., 2007). Odnotowane różnice miąższości w części zapewne odzwierciedlają zróżnicowanie subsydencji w basenie. W niecce tomaszowskiej, sąsiadującej z rejonem badań, w jej północnej części miąższości utworów zaliczonych do formacji pileckiej wynoszą 200–250 m, podczas gdy w rejonie południowym – zdaniem B.A. Matyji i A. Wierzbowskiego (2014) – są one 4–5 krotnie mniejsze. Informacja ta pozostaje jednak dyskusyjna, wobec danych z Mniszkowa IG 1, który lokuje się w sąsiedztwie południowej części niecki tomaszowskiej, w profilu którego brak jest formacji koralowcowej, zaś miąższość wapieni siedleckich/formacji pileckiej wynosi ok. 300 m.

Formacja oolitowa

Ogniwo wapieni z Kurnędza

Ogniwo wapieni z Kurnędza (głęb. 256,0–381,7 m; miąższość 125,7 m), analogiczne do wydzielonego w niższej części formacji oolitowej w wierceniach w niecce tomaszowskiej (Matyja, Wierzbowski, 2014), odpowiada kompleksowi

wapieni oolitowo- płytowych (Dadlez i in., 2008), a zarazem stanowi łączny odpowiednik utworów znad wapieni kredowatych i oolitowo- płytowych utworów kimerydu wydzielonym przez J. Kutka (1968). W obrębie ogniwa z Kurnędza przebiega granica między górnym oksfordem – poziom *Planula* a dolnym kimerydem – poziom *Platynota* (Matyja, Wierzbowski, 2014). Ze względu na zbyt słabe rozpoznanie profilu otworu Mniszków IG 1 odcinkami rdzeniowanymi oraz z uwagi na notowaną w regionie dużą zmienność litologiczną i zazębianie się facji pelitycznych, oolitowych i koralowcowych na pograniczu oksfordu i kimerydu, zrezygnowano z zastosowania bardziej szczegółowych podziałów litostratygraficznych (por. Barczyk, 1961; Kutek, 1968; Gutowski, 1998; Gutowski i in., 2007; Złonkiewicz, 2009b; Matyja, Wierzbowski, 2014).

W odcinku rdzeniowanym (głęb. 347,5–352,7 m; ap. 1/2), przy spągu rozpoznano niebieskawe wapienie pelityczne (madstony) pylaste, lekko margliste, o strukturze smużysto-soczewkowej, zawierające rzadką fauną małżów *Ostreidae* (fig. 12F) i ramienionogów *Rhynchonellidae* oraz rozproszony, drobny detrytus kółców jeżowców. Widoczne są szwy stylolitowe. Wyżej leżą jasno beżowoszare wapienie pelityczne (madstony) z kilkuprocentową domieszką zmikrytyzowanych ooidów. Zdecydowaną większość odcinka rdzeniowego stanowią jasno szarobeżowe wapienie detrytyczne (wakstony, pakstony i greinstony, kalkarenity od drobno- po gruboziarniste) z drobnym detrytusem, składającym się z ooidów, grudek pelletowych, intraklastów oraz drobnego biodetrytusu (okruchy kółców jeżowców, fragmenty i całe muszle *Ostreidae* i *Rhynchonellidae* oraz otwornice; fig. 12G). W skale widoczne są laminacje poziome i smużyste oraz gradacja wielkości ziaren (fig. 12H), wskazujące na cykliczność sedimentacji, wywołaną falowaniem i oddziaływaniem prądów. W stropowym odcinku rdzeniowanym (głęb. 256,0–262,0 m; ap. 1/2) stwierdzono kremowobiałe pelityczne wapienie kredowate (fig. 3).

Ogniwo wapieni z Kurnędza w profilach z niecki tomaszowskiej zostało przez B.A. Matyję i A. Wierzbowskiego (2014) zaliczone do formacji oolitowej, którą badacze ci uznali za odpowiednik formacji IV – oolitowej, wydzielonej przez J. Dembowską (1979) w Polsce środkowej. Formacja ta obejmuje osady płytkowodnej platformy węglanowej, która w regionie świętokrzyskim przetrwała do schyłku poziomu *Hypselocyclum* dolnego kimerydu, a jej zatopienie zakończyło sedimentację kompleksu wapieni oolitowo- płytowych (*sensu* Dadlez i in., 2008), a tym samym transgresyjno-regresywnej sekwencji COK, opisanej przez J. Kutka (1994b). Stopniowemu zatapianiu platformy towarzyszyły eustatyczno-tektoniczne wahania poziomu morza, powodujące zmiany w dynamice środowiska sedimentacji, zapisane w litologii osadów.

W rdzeniu z głębokości 347,5–352,7 m, należącym w Mniszkowie IG 1 do niższej części profilu ogniwa z Kurnędza, znaleziono fragment prawdopodobnie *Ataxioceras* sp. (por. Jurkiewicz, 1973a) – amonita wskazującego na wczesny kimeryd (Malinowska, 1997), pośrednio na poziom *Hypselocyclum*. Taki wiek korelowałby tę część profilu z kompleksami detrytycznymi „dolnego oolitu” i „górnego oolitu”, wydzielonymi przez J. Kutka (1968, 1994a) w południowo-zachodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich i powstałymi w etapie mak-

symalnego spłylenia zbiornika w regionie świętokrzyskim. Zarazem określałoby to ich pozycję w profilu jednoznacznie ponad marglistymi horyzontami korelacyjnymi, czyli ponad środkowym zespołem marglistym A. Wierzbowskiego (1966) i „najniższym poziomem marglistym” J. Kutka (1968, 1994a). Marglisty horyzont korelacyjny jest datowany na wczesny kimeryd, na najmłodszą część doby *Planula* i niemal całą dobę *Platynota* (Kutek, 1994a), ewentualnie dobę *Platynota* (Wierzbowski, 1966; Złonkiewicz, 2009b). Porównanie miąższości kompleksów detrytycznych w badanym profilu oraz w profilach z niecki tomaszowskiej również skłania, by w Mniszkowie IG 1 pakiet warstw, w których znaleziono amonita, umiejscowić w dolnej części ogniwa z Kurnędza. Tymczasem w górnej części ogniwa wapieni z Kurnędza, a zarazem poniżej wspomnianego marglistego horyzontu korelacyjnego, w kamieniołomie w Podkurnędzu (na południe od Sulejowa), znaleziono zespół amonitów, który precyzyjnie wskazuje na przynależność do podpoziomu *Desmoides*, wyznaczającego środkową część poziomu *Platynota* (Matyja, Wierzbowski, 2014). Chociaż zmienność facjalna utrudnia bliższe skorelowanie profili z Podkurnędza i z otworu Mniszków IG 1, tym samym uniemożliwiając weryfikację wieku badanych utworów, jednak właściwe wydaje się wiązanie omawianych utworów detrytycznych, tu zaliczonych do ogniwa z Kurnędza, z osadami wcześniejszego cyklu rozwojowego płytkowodnej platformy węglanowej i skorelowanie ich z utworami znad wapieni kredowatych oraz facjami biostromowymi wapieni kredowatych, wydzielonymi w południowo-zachodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich i części niecki miechowskiej (Kutek, 1968, 1994a; Gutowski i in., 2006; Złonkiewicz, 2009b).

Zespół marglisty środkowy

Zespołowi marglistemu środkowemu (głęb. 217,0–256,0 m; miąższość 39,0 m) odpowiada seria kremowoszarych wapieni pelitycznych, miejscami z przewarstwieniami ciemniejszych margli, leżąca na wapieniach kredowatych ogniwa wapieni z Kurnędza. Na obszarze przyległej do terenu badań niecki tomaszowskiej, B.A. Matyja i A. Wierzbowski (2014) umiejscawiają ten zespół wewnątrz formacji oolitowej i korelują go z najniższym poziomem marglistym J. Kutka (1968) z południowo-zachodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich oraz ze środkowym zespołem marglistym z obszaru Jury Polskiej A. Wierzbowskiego (1966).

Kompleks wapieni oolitowo- płytowych

Kompleks wapieni oolitowo- płytowych (głęb. 182,0–217,0 m; miąższość 35,0 m) w profilu otworu Mniszków IG 1 znany jest wyłącznie z próbek okruchowych. W większości budują go wapienie oolitowe i organodetrytyczne jasnoszare lub jasnożółte, z drobnymi warstewkami margli ciemnoszarych. W najwyższej części tego wydzielienia, powyżej głębokości 187,0 m, stwierdzono jasnoszare wapienie pylaste.

W profilu oznaczono otwornice: *Spirillina elongata* Bielecka et Pożaryski – wskazującą na dolny kimeryd (Styk,

1997), *Epistomina* sp., *Lenticulina* sp. div., a ponadto małżoraczki: *Retocythere* sp. i *Protocythere* (Jurkiewicz, 1973a).

Wydzielony tu kompleks wapieni oolitowo-płytowych odpowiada jednostce o tej samej nazwie, wyodrębnianej w podziale jury w Polsce pozakarpacie (Dadlez i in., 2008). W prezentowanym opracowaniu wydzielony kompleks skorelowano z najwyższym ogniwem formacji oolitej w niecce tomaszowskiej (*sensu* Matyja, Wierzbowski, 2014) oraz z najwyższą częścią formacji IV – oolitej zdefiniowanej przez J. Dembowską (1979). Tworzące opisywaną jednostkę różnorodne wapienie ziarniste odpowiadają „dolnemu kimerydowi” w schemacie korelacyjnym W. Barczyka (1961) dla rejonu Sulejowa. Powstały one współcześnie z oolitowo-płytowymi utworami kimerydu z okresu maksymalnego spłyceńa i w schyłkowej fazie istnienia platformy węglanowej, szczegółowo zbadanymi przez J. Kutka (1968) w południowo-zachodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich.

Formacja muszłowców stobnickich

Kompleks marglisto-muszłowcowy (33,0–182,0 m; miąższość 149,0 m) tworzą monotonne wapienie pelityczne, w różnym stopniu margliste, z przewarstwieniami margli, szare, rzadko zielonkawoszare. Miejscami obserwuje się poziomy koncentracji drobnego detrytus, na który składają się pokruszone muszle małżowe (rzadziej spotyka się całe muszle), otwornice i drobne okruchy kołców jeżowców.

W tym odcinku profilu znajduje się odpowiednik „środkowego kimerydu” wg A. Barczyka (1961).

W rdzeniu (głęb. 164,0–169,5 m; ap. 1/1) stwierdzono szare margle i wapienie margliste o oddzielności na tabliczki o grubości ok. 3–6 cm. Okresowo pojawiają się w nich jaśniejsze wkładki wapieni bardzo drobnoziarnistych (kalcytuty, madstony). Miejscami obecna jest domieszka pyłu kwarcowego, co prowadzi do powstania szarych wkładek mułowcowo-marglistych, z bardzo drobną laminacją smużystą, soczewkową i riplemarkową, ewentualnie zaburzonych pogrążami.

W obrazie mikroskopowym M. Kuleta (1973) opisała margle dolomityczne, różnoziarniste, zbudowane z mieszaniny automorficznego dolosparytu, minerałów ilastych i pelitu kwarcowego (fig. 11G). Wraz z domieszką minerałów siarczkowych rozmieszczone są one w skale nieregularnie lub skupione w smugi. Smugi te nadają skale strukturę kierunkową.

W osadach tych stwierdzono dość częste otwornice *Epistomina* sp., *Lenticulina münsteri* (Roemer), *L. minuta* (Bornemann), *L. prima* (d'Orbigny), *Marginulina* sp., *Trocholina* sp., a ponadto małżoraczki z rodzajów *Cytheropteron* i *Protocythere* (Jurkiewicz, 1973a), których obecność nie precyzuje wieku skał (por. Styk, 1997).

W rdzeniu z najwyższej części profilu (głęb. 59,2–64,4 m; ap. 1/1) dominują szare, pelityczne wapienie margliste i margle, ewentualnie ze smużkami drobnego detrytus muszłowego. Przeławiają je cienkie przewarstwienia wapieni detrytycznych (wakstony, pakstony, greinstony) grudkowych, z licznymi, drobno pokruszonymi, czasem zachowanymi w całości

muszlami małżów *Exogyra nana* (Sowerby) i *E. virgula* (De-france), *Ostrea deltata* Schmidt i *Astartae* sp. oraz otwornicami *Everticyclammina virguliana* (Koechlin), *Epistomina* sp., *Marginulina buscensis* Bielecka et Pożaryski, *Lenticulina* cf. *infravolgensis* (Furssenko et Polienova) (Jurkiewicz, 1973a). Ponadto obecne są drobne okruchy kołców jeżowców i intraklasty wapieni pelitycznych. Spotyka się kanały żerowiskowe. Wskazania faunistyczne (por. Malinowska, 1997; Styk, 1997) i pozycja w profilu wskazują na przynależność tych utworów do górnego kimerydu.

W płytach cienkich są to wapienie organodetrytyczne (wakstony), gdzie materiał organodetrytyczny reprezentowany jest głównie przez fragmenty otwornic, miejscami przybierających postać pseudoooidów, podrzędnie przez fragmenty muszli ślimaków (fig. 11H) i małżów, wypełnione krystalicznym kalcytem, mikrytem, ewentualnie glaukonitem. Miejscami spotyka się okruchy iłowca. Detrytus tkwi w marglistym tle mikrytowym. Lokalnie muszle uległy chalcedonizacji lub kalcytyzacji. Minerale siarczkowe występują w rozproszeniu, miejscami inkrustują szczątki organiczne.

Muszłowce stobnickie opisane w niecce tomaszowskiej (Kutek, 1962; Matyja, Wierzbowski, 2014) i wydzielone także w profilu Mniszkowa IG 1, stanowią lokalny odpowiednik kompleksu marglisto-muszłowcowego (*sensu* Dadlez i in., 2008), a tym samym reprezentują formację V – wapienno-marglisto-muszłowcową (*sensu* Dembowska, 1979). Omawiane utwory powstawały po zatopieniu platformy węglanowej, w słabo dotlenionym środowisku szelfu silikoklastycznego, w obrębie sekwencji LUK (Kutek, 1994; Matyja, Wierzbowski, 2014). Dolna granica wydzielenia jest horyzontem korelacyjnym, obrazującym pojawienie się osadów związanych z transgresją, czytelnym w skali regionalnej (Kutek 1994a, b; Gutowski, 2006; Gutowski i in., 2007; Matyja, 2009).

Formacja pałucka

Formacja pałucka w otworze Mniszków IG 1 (głęb. 21,5–33,0 m; niepełna miąższość 11,5 m) znana jest wyłącznie z próbek okruchowych. W badanym otworze tworzą ją pelityczne wapienie margliste i margle szare, od jasnych po ciemne, ewentualnie zielonkawoszare.

Wiercenie rozpoznało jedynie niższą część profilu formacji pałuckiej, którą można korelować z ogniwem margli bratkowskich, wydzielanym w niecce tomaszowskiej (Matyja, Wierzbowski, 2014). Całkowita miąższość formacji w niecce tomaszowskiej liczy do 120 m, natomiast miąższości ognia margli bratkowskich sięgają 45–60 m.

Utwory formacji pałuckiej odpowiadają formacji VI – łupkowo-marglisto-mułowcowej (Dembowska, 1979). Powstawały one w późnym kimerydzie, w okresie pogłębienia się basenu oraz z początkiem depozycji transgresywno-regresywnej sekwencji KVB (Kutek, 1994b; Wierzbowski, Matyja, 2014).

CZWARTORZĘD

Zbigniew ZŁONKIEWICZ

PLEJSTOCEN

Osady plejstocenu nie były rdzeniowane a ich rozpoznanie bazuje na próbkach okrucowych, pobieranych co 5 metrów. Utwory plejstocenu są wykształcone w postaci piasków wodnolodowcowych i glin glacialnych. Piaski drobno- i średnioziarniste tworzą warstwę przypowierzchniową. Podścielają je gliny zwałowe, prawdopodobnie związane z dwoma etapami

glacialnymi. Przewiercone bezpośrednio pod piaskami, brunatne gliny z otoczkami skał krystalicznych, zapewne powstały podczas zlodowaceń środkowopolskich (por. Lindner, 1992). Gliny piaszczyste szarozółte i ciemnoszare, leżące na podłożu mezozoicznym, mogą reprezentować zlodowacenia południowopolskie.

Anna FIJAŁKOWSKA-MADER

WYNIKI BADAŃ PALINOLOGICZNYCH

Do badań mikroflorystycznych pobrano łącznie 17 próbek z głęb. 1117,3–3026,0 m. W 10 próbkach stwierdzono obecność palinomorf, natomiast 7 okazało się próbkami ujemnymi (tab. 4, fig. 16). Lista wszystkich oznaczonych palinomorf wraz z nazwiskami kreatorów znajduje się w Apendyksie 2, a dokumentacja fotograficzna wybranych okazów mikroflory znajduje się na figurach 17–20.

Zróżnicowany jakościowo materiał mikroflorystyczny (por. Apendyks) umożliwił wyróżnienie sześciu (I–VI) zespołów miospor występujących w przedziale stratygraficznym od górnego triasu do dolnej jury. Wstępne wyniki badań palinologicznych z otworu Mniszków IG 1 były przedstawione przez autorkę (Fijałkowska, 1988), która wyróżniła wówczas trzy zespoły miosporowe charakterystyczne dla dolnych warstw gipsowych (na głęb. 2425,0 m i 2427,4 m), piaskowca trzcinowego (głęb. 2320,0 m) i dolnej jury (głęb. 1117,3–1325,5 m). Obecnie autorka uszczegółowiła palinostratyfację wyróżniając cztery zespoły (III–VI) w osadach górnego triasu i dwa (I–II) w utworach dolnej jury. Ponadto skorelowała zespoły późnotriasowe z poziomami i podpoziomami palinologicznymi wyróżnionymi na obszarze Polski pozakarpaciej przez T. Orłowską-Zwolińską (1983, 1985), natomiast zespoły wczesnojurajskie – z poziomami wyróżnionymi przez K. Dybkjær (1991) w basenie duńskim.

Zespół I stwierdzono na głęb. 1117,3–1220,5 m (fig. 16). Dominują w nim spory paproci z rodzaju *Deltoidospora/Cyathidites* (fig. 17A–C), mchów z rodzaju *Sphagnumsporites* (fig. 17F) i widłaków z rodzaju *Lycopodiumsporites* (fig. 17O, 17P) oraz bezworkowe, okrągłe ziarna pyłków roślin iglastych *Classopollis/Corollina* (*C. torosus*, fig. 17F1), należących do rodziny Cheirolepidaceae, a także *Spheripollenites/Cupressacites* (*S. psilatus*, *S. subgranulatus*) z rodziny Cupressaceae (cyprysowate). W próbce z głęb. 1167,4 m stwierdzono pojedyncze akritarchy z grupy Acanthomorphae (fig. 17K1). Obecność dwuworkowych ziarn pyłku iglastych z rodzajów: *Pinuspollenites* (fig. 17A1), *Cedripites* (fig. 17B1), *Piceapollenites* (fig. 17C1) i *Pseudopodocarpites* przy jednoczesnym braku (wyjątek stanowi 1 okaz) spor *Leptolepidites*, o nieokreślonej przynależności botanicznej (paprocie drzewiaste lub widłaki; por. Dettmann, 1963; Guy-Ohlson, 1971; Filatoff,

1975), wskazuje, że zespół należy do poziomu interwałowego *Sphaeripollenites – Leptolepidites* i *Perinopollenites ellatides* wieku późny toark–?aalen (por. Dybkjær, 1991), który można korelować z V fazą mikroflorystyczną, wyróżnianą przez M. Rogalską (1976) na Niżu Polski.

Zespół II występuje na głęb. 1325,5 m (fig. 16). Dominują w nim ziarna pyłku *Spheripollenites psilatus* (fig. 19F), *Classo-*

Tabela 4

Wykaz próbek pobranych do badań palinologicznych z otworu Mniszków IG 1

List of samples taken for palynological studies from Mniszków IG 1 borehole

Lp.	Głębokość Depth [m]	Zespół miosporowy Miospore assemblage
1	1117,3+	I
2	1167,4+	I
3	1217,0+	I
4	1220,0+	I
5	1220,5+	I
6	1325,5+	II
7	1677,0	
8	2086,4+	III
9	2320,07+	IV
10	2425,0+	V
11	2427,4+	VI
12	2464,0+	?
13	2880,3	
14	2992,2	
15	2997,9	
16	3025,4	
17	3026,0	

+ próbki zawierające palinomorfy

+ palynomorphs bearing samples

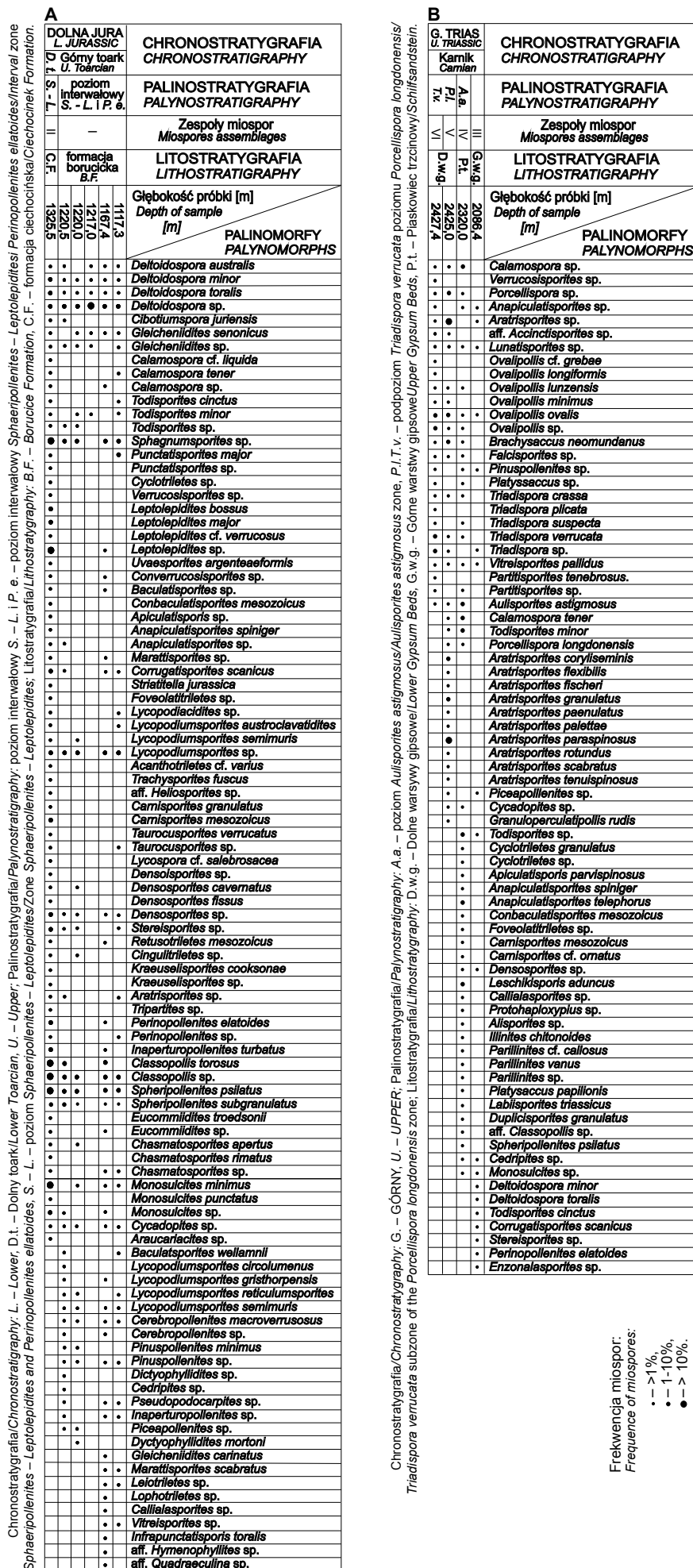


Fig. 16. Występowanie miospor w osadach triasu górnego i jury dolnej w otworze Mniszków IG 1

Miospores occurrence in the Upper Triassic and Lower Jurassic deposits from the Mniszków IG 1 borehole

pollis torosus (fig. 19E) i *Monosulcites minimus* (fig. 19G). Wśród spor najliczniej występują przedstawiciele rodzajów: *Leptolepidites*, z gatunkami *L. bossus* (fig. 19J) i *L. major* (fig. 19K) i *Sphagnumsporites* (fig. 18F). Często spotyka się spory z rodzaju *Deltoidospora* (fig. 18A), ziarna pyłku iglastych *Perinollenites elatoides* (fig. 19A), u których błona zewnętrzna tworzy otoczkę wokół ciała centralnego, upodabniając go do formy jednworkowej, łączone z rodzinami Taxodiaceae/Cupressaceae oraz zbliżone do nich wyglądem pyłki z rodzaju *Inaperturopollenites* (fig. 19B). Rzadziej występują spory widłaków z rodzajów *Lycopodiumsporites* (fig. 18Z) i *Densosporites* (fig. 18D1), paproci *Corrugatisporites scanicus* (fig. 18R) i skrzypów z rodzaju *Calamospora* (fig. 18D). Cechą wyróżniającą ten zespół jest brak dwuworkowych ziaren pyłku. Wykształcenie zespołu odpowiada poziomowi *Sphaeripollenites* – *Leptolepidites* wyróżnianym we wczesnym toarku na obszarze Skandynawii (Dybkaer, 1991). Poziom ten można korelować z IV fazą mikroflorystyczną M. Rogalskiej (1976).

Zespół III stwierdzono na głęb. 2086,4 m (fig. 16). Zawiera pojedyncze, słabo zachowane spory paproci *Deltoidospora minor*, *D. toralis*, *Todisporites cinctus* i *Corrugatisporites scanicus*, spory widłaków z rodzajów *Anapiculatisporites*, *Aratrisporites* i *Densosporites* oraz ziarna pyłku iglastych, zarówno dwuworkowych z rodzajów *Lunatisporites*, *Ovalipollis*, *Pinuspollenites* i *Triadispora*, jak i bezworkowych, reprezentujących rodzaje: *Perinopollenites* i *Monosulcites*. Ponadto sporadycznie występują w nim akritarchy z rodzajów *Baltisphaeridium* i *Michrhystridium*. Brak gatunków przewodnich może sugerować, że zespół ten odpowiada późnokarnickiemu poziomowi interwałowemu *Aulisporites astigosus* – *Corollina meyeriana*, występującemu w niższej części górnych warstw gipsowych (por. Orłowska-Zwolińska, 1983, 1985).

Zespół IV zidentyfikowano na głęb. 2320,0 m. W porównaniu z zespołem III jest bogatszy i bardziej zróżnicowany taksonomicznie (fig. 16). Stosunkowo licznie występują w nim bezworkowe ziarna pyłku *Aulisporites astigosus* (fig. 19Z, A1) produkowane przez sagowce, spory paproci *Leschikisporis aduncus* i *Todisporites minor*, spory skrzypów z rodzaju *Calamospora* (fig. 19K) oraz spory widłaków z *Anapiculatisporites telephorus* (fig. 19C1). Pojedynczo spotyka się spory paproci z rodzajów *Cyclotriteles* (fig. 19L), *Apiculatisporis* i *Carnisporites* oraz ziarna pyłku iglastych zarówno dwuworkowe z rodzajów: *Ovalipollis*, *Triadispora* (fig. 19S, 19T), *Labiispo-*

rites (fig. 19R), *Protohaploxypinus* (fig. 19N), *Alisporites* i *Parillinites* (fig. 19P) oraz bezworkowe pyłki *Duplicisporites granulatus* (fig. 19W). Prawie jedną trzecią część omawianego spektrum stanowią miospory silnie uwęglone i/lub zniszczone (fig. 19B1–K1), co może wskazywać na ich redepozycję. Obecność gatunku *Aulisporites astigosus* i liczniejsze występowanie taksonu *Leschikisporis aduncus* wskazuje, że zespół należy do karnickiego poziomu *Aulisporites astigosus* wyróżnionego przez T. Orłowską-Zwolińską (1983, 1985) w osadach piaskowca trzcinowego (Fijałkowska, 1992; Fijałkowska-Mader i in., 2020).

Zespół V występuje na głęb. 2425,0 m (fig. 16). Jest silnie zdominowany przez spory widłaków z rodzaju *Aratrisporites* (fig. 20E–M14), którym towarzyszą spory mszaków *Porcellispora longdonensis* (fig. 20C) oraz paproci *Todisporites minor* (fig. 20B) i skrzypów *Calamospora tener* (fig. 20A). Mniej licznie spotyka się ziarna pyłków *Brachysaccus neomundanus* (fig. 20P), pyłki z rodzaju *Ovalipollis* (fig. 20N, 20O) oraz *Triadispora* z gatunkami: *T. crassa* (fig. 20R) i *T. verrucata* (fig. 20S). Sporadycznie występują okazy *A. astigosus* (fig. 20T, 20U). Znaczna część okazów jest silnie zniszczona (fig. 20W–A1) i trudna do identyfikacji. Obecność taksonów *P. longdonensis* i *T. verrucata* wskazuje, że zespół ten reprezentuje wczesnokarnicki podpoziom *Triadispora verrucata* poziomu *Porcellispora longdonensis*, wyróżniony przez T. Orłowską-Zwolińską (1983, 1985) w górnej części dolnych warstw gipsowych. Zarówno poziom *P. longdonensis* jak i młodszy *A. astigosus* są korelowane ze poziomem *Camerosporites secatus* przyjętym przez J.G. Ogg'a (2012) za standardowy dla karniku.

Zespół VI stwierdzony na głęb. 2427,4 m (fig. 16) zawiera nieliczne ziarna pyłku głównie z rodzajów *Ovalipollis* (fig. 20D1–F1), *Triadispora* (fig. 20H1–J1) i *Brachysaccus*, którym towarzyszą pojedyncze ziarna *Lunatisporites* sp., *Falcisporites* sp., *Partitisporites* sp. i *Aulisporites astigosus* (fig. 20B1). Spory są reprezentowane przez rodzaje: *Porcellispora*, *Verrucosisporites*, *Calamospora* i *Aratrisporites*. Sporadycznie spotyka się też zniszczone, nieoznaczalne akritarchy. Stosunkowo liczne występowanie gatunku *T. verrucata* sugeruje przynależność tego zespołu do podpoziomu *Triadispora verrucata* poziomu *Porcellispora longdonensis*.

Próbki z osadów starszych (tab. 4) nie zawierały palinomorf.

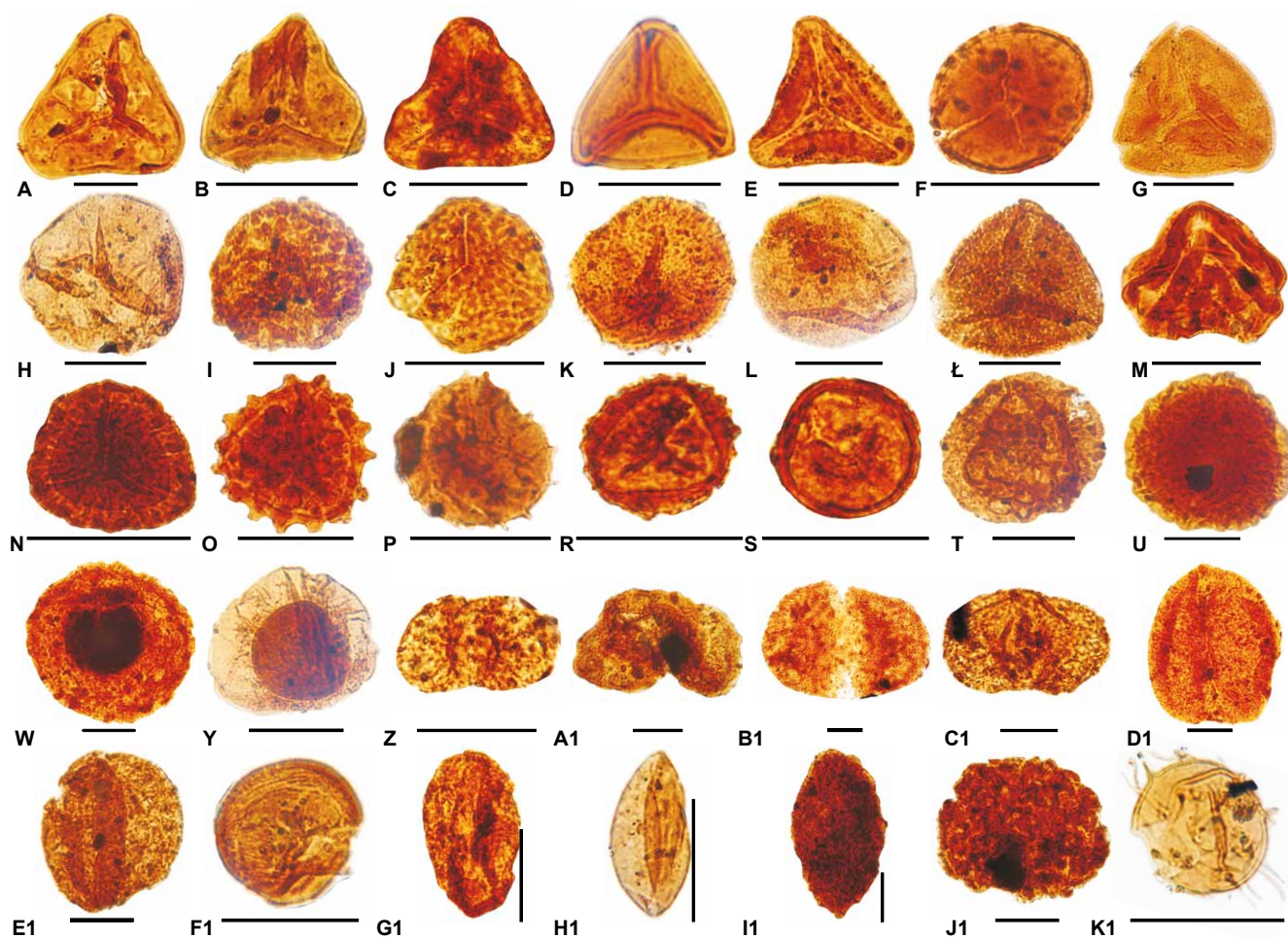


Fig. 17. Miospory występujące w osadach jury dolnej (formacja borucicka) w otworze wiertniczym Mniszków IG 1

Miospores from the Lower Jurassic (Borucice Formation) in the Mniszków IG 1 borehole

A, K, M, P, T – głębokość 1220,5 m; B, D, G, I, J, 1L, L, S, U, Y, A1, E1, F1, H1, K1 – głębokość 1167,4 m; C, E, F, H, N, O, R, W, Z, B1–D1, G1, I1, J1 – głębokość 1117,3 m.

A, K, M, P, T – depth 1220.5 m; B, D, G, I, J, 1L, L, S, U, Y, A1, E1, F1, H1, K1 – depth 1167.4 m; C, E, F, H, N, O, R, W, Z, B1–D1, G1, I1, J1 – depth 1117.3 m.

A – *Deltoidospora australis* (Couper) Pocock, p1 (preparat 1/silde 1) G32/4*. B – *Deltoidospra minor* (Couper) Pocock, p1, W42. C – *Deltoidospora* sp., p1, V33/4. D – *Gleicheniidites carinatus* (Bolch.) Bolchovitina, p1, T38/1. E – *Gleicheniidites senonicus* (Ross) Skarby, p1, Y38/2. F – *Sphagnumsporites* sp., p2, L41/3. G – *Infrapunctatisporis toralis* (Leschik) Lund, p1, H32. H – *Punctatisporites major* (Couper) Kedves et Simoncsics, p1, W36. I – *Leptolepidites* sp., p1, Y38. J – *Converrucosporites* sp., p1, N25. K – *Baculatisporites wellmanii* (Couper) Krutzsch, p1, M49. L – *Baculatisporites* sp., p1, U39/3. L – aff. *Hymenophyllites* sp., p1, F43/3. M – *Corrugatisporites scanicus* Nilsson, p2, G34. N – aff. *Lycopodiadites* sp., p1, H24. O – *Lycopodiumsporites gristhorpensis* Couper, p2, V34/4. P – *Lycopodiumsporites* cf. *semimuris* Danzé-Corsin et Laveine, p1, J43/3. R – aff. *Zebrasporites* sp., p1, T24. S – *Retusotriletes mesozoicus* Klaus p1, T41. T – aff. *Densosporites* sp., p2, L40/2. U – *Callialasporites* sp., p1, M32/1. W – aff. *Perinopollenites* sp., p2, S26. Y – *Inaperturopollenites turbatus* Balme, p1, U37. Z – *Vitreisporites* sp., p1, W22/4. A1 – *Pinuspollenites* sp., p2, W31/1. B1 – *Cedripites* sp., p2, E33. C1 – *Piceapollenites* sp., p1, K26/1. D1 – aff. *Sorosaccus/Podozamites* sp., p1, W21/4. E1 – aff. *Quadraeculina* sp., p1, E25/2. F1 – *Classopollis torosus* (Reissinger) Klaus, p1, E25/2. G1 – *Eucommiidites* sp., p1, V43/4. H1 – *Monosulcites minimus* Cookson, p1, O34/2. I1 – *Riccisporites* sp., p1, N31/1. J1 – *Cerebropollenites macroverrucosus* (Thiergart) Schulz, p1, M30. K1 – Akritarcha z grupy Acanthomorphae, p2, L32/4

Skala liniowa – 30 µm

Scale bar – 30 µm

* Lokalizacja przy pomocy współrzędnych szkiełka „England Finder”

Location after „England Finder” coordinates

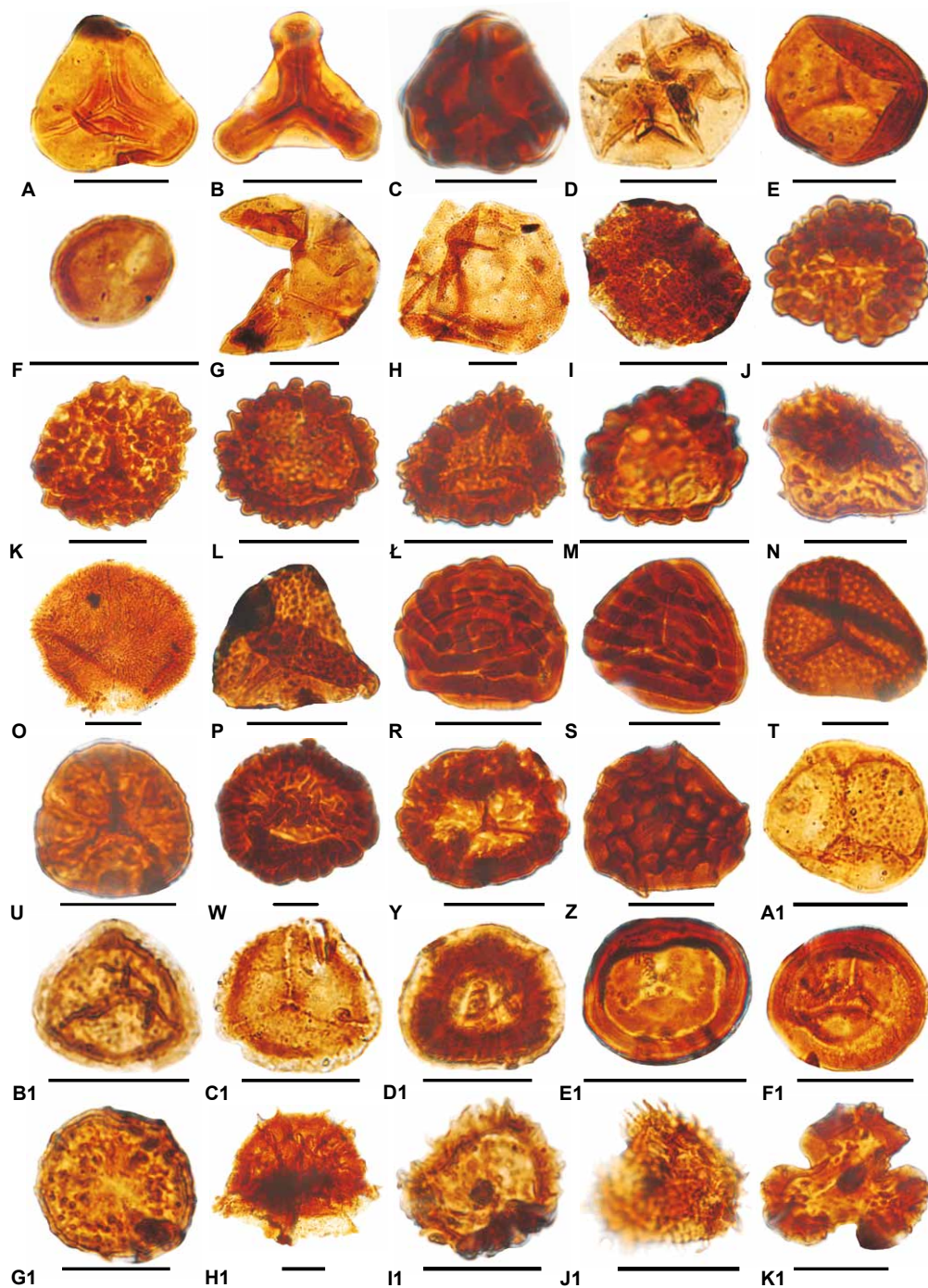


Fig. 18. Spory występujące w osadach jury dolnej (głęb. 1325,5 m; formacja ciechocińska) w otworze wiertniczym Mniszków IG 1

Spores from the Lower Jurassic (depth 1325.5 m; Ciechocinek Formation) in the Mniszków IG 1 borehole

A, B – *Deltoidospora toralis* (Leschik) Lund, A – pl S26/3, B – pl, P32. **C** – *Cibotiumspora juriensis* (Balme) Filatoff, p2, D28/3. **D** – *Calamospora* cf. *liquida* Kosanke, p2, A38/1. **E** – *Todisporites minor* Couper, pl, 192/4. **F** – *Sphagnumsporites* sp., pl, Y39/4. **G** – *Punctatisporites major* (Couper) Kedves et Simoncsics. **H** – *Punctatisporites* sp., p2, R34. **I** – *Verrucosisorites* sp., pl, Z23/3. **J** – *Leptolepidites bossus* (Couper) Schulz., pl, T32/3. **K** – *Leptolepidites major* Couper, pl, Q38/2. **L** – *Leptolepidites* cf. *verrucosus* Couper, p2, H43. **Ł** – aff. *Leptolepidites* sp., pl, P24. **M** – *Uvaesporites argenteaeformis* (Bolch.) Schulz, p2, G24. **N** – *Anapiculatisporites* sp., pl, V33/2. **O** – *Apiculatisporis* sp., p2, K44/4. **P** – *Conbaculatisporites mesozoicus* Klaus, pl, Y28. **R** – *Corrugatisporites scanicus* Nilsson, p2, P44/2. **S** – *Striatitella jurassica* Mädlar, pl, K39. **T** – aff. *Foveolatitriteles* sp., pl, A37/1. **U–Y** – aff. *Lycopodiacidites* sp., U – pl, M34, W – p2, Y41/4, Y – pl, N27. **Z** – *Lycopodiumsporites austroclavatidites* (Cookson) Potnié, p2, U34. **A1** – *Carnisporites granulatus* Schulz, p2, H42. **B1** – *Lycospora* cf. *salebrosacea* (Maljav.) Schulz, pl, V35/2. **C1** – *Densosporites* sp., pl, Y27/3. **D1** – *Densosporites fissus* (Reinhardt) Schulz, pl, O38/2. **E1** – *Stereisporites* sp., pl, G36/1. **F1** – aff. *Cingulitriteles* sp., pl, Y31. **G1** – *Taurocusporites* sp., pl, Y35. **H1** – *Kraeuselisporites cooksonae* (Klaus) Dettmann, pl, M23/3. **I1, J1** – *Kraeuselisporites* sp., I1 – pl, Z36/2, J1 – pl, U37/4. **K1** – *Tripartites* sp., pl, J34

Skala liniowa – 30 μ m

Scale bar – 30 μ m

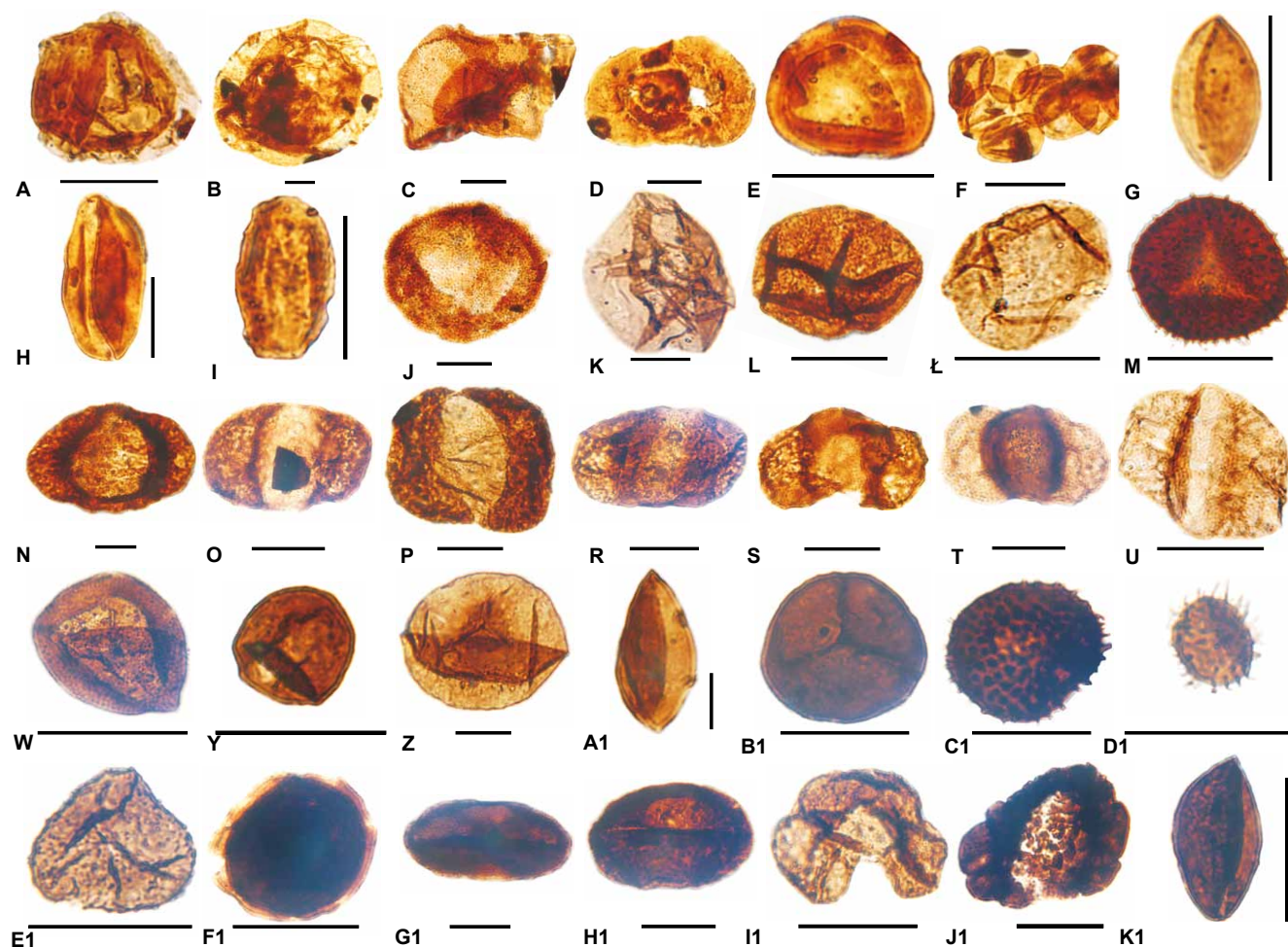


Fig. 19. Ziarna pyłku występujące w osadach jury dolnej (formacja ciechocińska) i miospory z utworów triasu górnego (piaskowiec trzcinowy) w otworze wiertniczym Mniszków IG 1

Pollen grains from the Lower Jurassic (Ciechocinek Formation)
and miospores from the Upper Triassic (Schilfsandstein) in the Mniszków IG 1 borehole

A–J – głęb. 1325,5 m, dolna jura; K–K1 – głęb. 2320,0 m, górny trias, preparat 1.

A–J – Lower Jurassic, depth 1325.5 m; K–K1 – depth 2320.0 m, Upper Triassic, slide 1.

A – *Perinopollenites elatoides* Couper, p1, 192/4. B – *Inaperturopollenites turbatus* Balme, p1, P29. C, D – aff. *Inaperturopollenites* sp., C – p2, A45/3, D – p1, H25/2. E – *Classopollis torosus* (Reissinger) Couper, p1, V34/1. F – *Sphaeripollenites psilatus* Couper, p1, T33. G – *Monosulcites minimus* Cookson, p1, V35/2. H – *Monosulcites* sp., p1, O31. I – *Eucommiidites* sp., p1, 199/4. J – *Chasmatosporites rimatus* Nilsson, p2, T39/1. K – *Calamospora* sp., Z38. L – *Cyclotriletes granulatus* Mädlar, V43/4. Ł – *Cyclotriletes* sp., U40/3. M – *Anapiculatisporites telephorus* (Pautsch) Klaus, Y39/4. N – *Protohaploxypinus* sp., V37/2. O – *Alisporites* sp., 189. P – *Parillinites* cf. *callosus* Scheuring, V25/4. R – *Labiisporites triassicus* Orłowska-Zwolińska, W45/3. S – *Triadispora* cf. *bölichii* Scheuring, , W45. T – *Triadispora crassa* Klaus, P35/4. U – *Viterisporites* sp., N49/1. W – *Duplicisporites granulatus* Leschik, R48. Y – *Sphaeripollenites psilatus* Couper, V37/2. Z, A1 – *Aulisporites astigmus* (Leschik) Klaus, Z – V48, A1 – Y32/1. B1 – *Todisporites minor* Couper, O29/2. C1 – *Anapicu-latisporites* (Pautsch) Klaus, S42. D1 – *Anapiculatisporites spiniger* (Leschik) Reinhardt, M35/3. E1 – *Conbaculatisporites* sp., W31/3. F1 – aff. *Leschikisporis* sp., S26. G1 – *Ovalipollis lunsensis* Klaus, R43. H1 – *Ovalipollis ovalis* Krutzsch, S37/4. I1 – aff. *Pinuspollenites* sp., S30. J1 – *Triadispora verrucata* (Schulz) Scheuring, T35/4. K1 – *Monosulcites minimus* Cookson, O39

B1–K1 – miospory silnie uwęglone i/lub zniszczone, redeponowane

B1–K1 – stronger coalificated and wasted, reworked miospores

Skala liniowa – 30 µm

Scale bar – 30 µm

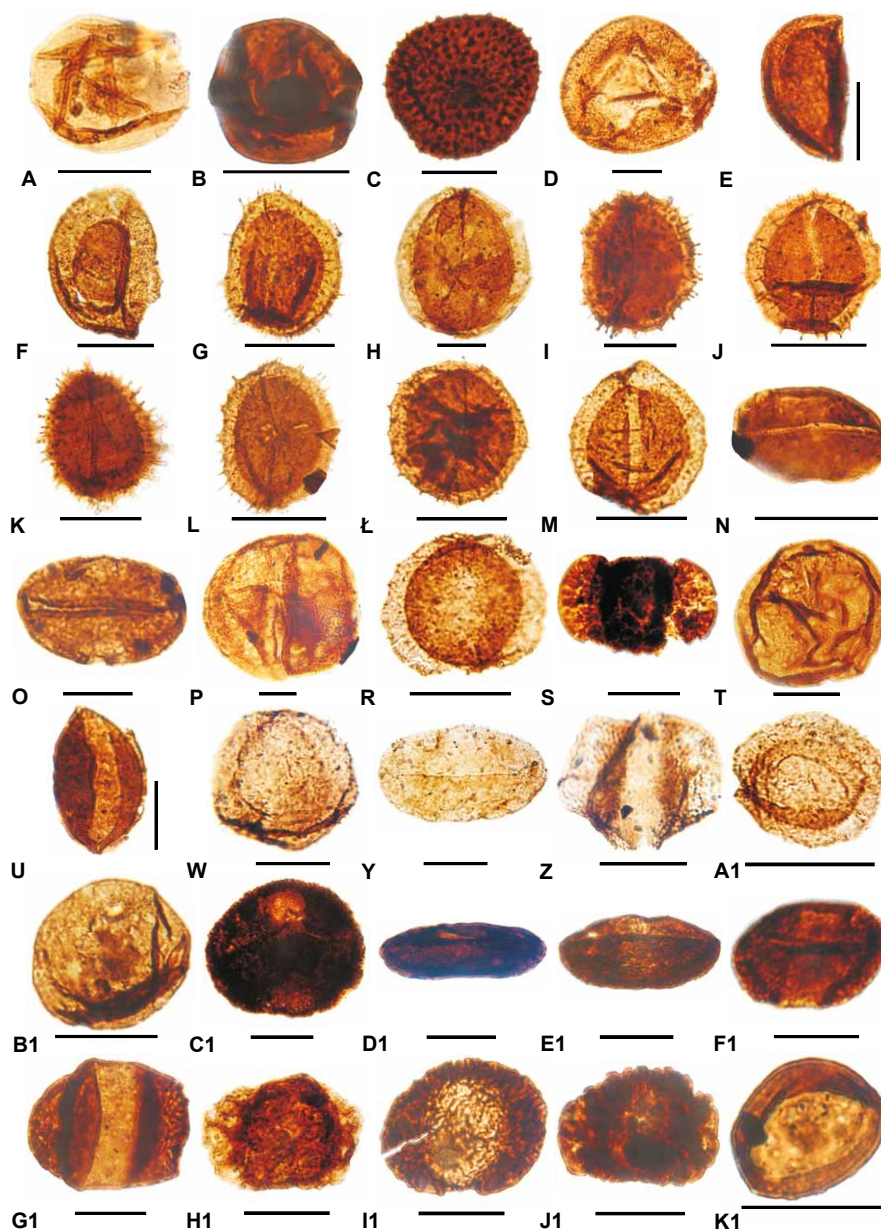


Fig. 20. Miospory występujące w osadach triasu górnego (dolne warstwy gipsowe) w otworze wiertniczym Mniszków IG 1

Miospores from the Upper Triassic (Lower Gypsum Beds) in the Mniszków IG 1 borehole

A–A1 – głęb. 2425,0 m, B1–K1 – głęb. 2427,4 m.

A–A1 – depth 2425.0 m, B1–K1 – depth 2427.4 m.

A – *Calamospora tener* (Leschik) de Jersey, p1, R35. B – *Todisporites minor* Couper, p1, K51/2. C – *Porcellispora longdonensis* (Clarke) Scheuring, p1, Q29/2. D – aff. *Apiculatisporis* sp., p2, T38/2. E – *Aratrisporites coryliseminis* Klaus, p1/T30. F – *Aratrisporites fischeri* Playfordt et Dettmann, p1, P41/2. G – *Aratrisporites flexibilis* Playfordt et Dettmann, p1, R32. H – *Aratrisporites granulatus* (Klaus) Playfordt et Dettmann, p1, P41/3. I – *Aratrisporites paenulatus* Playfordt et Dettmann, p1, S40/4. J – *Aratrisporites palettae* (Klaus) Playfordt et Dettmann, p1, 195/2. K, L – *Aratrisporites paraspinosus* Klaus, p1, K – V47, L – Y48/1. Ł – *Aratrisporites rotundus* Mädlar, p1, V37/4. M – *Aratrisporites scabratus* Klaus, p1, V37/3. N – *Ovalipollis minimus* Scheuring, p1, G42/4. O – *Ovalipollis ovalis* Krutzsch, p2, T47. P – *Brachysaccus neomundanus* (Leschik) Mädlar, p2, V41/2. R – *Triadisporea crassa* Klaus, p1, T36/2. S – *Triadisporea verrucata* (Schulz) Scheuring, p1, P37. T, U – *Aulisporites astigosus* (Leschik) Klaus, T – p1, R37, U – p2, W26/4. W – aff. *Porcellispora* sp., p1, W34. Y – *Ovalipollis ovalis* Krutzsch, p2, O42. Z – *Vitreisporites* sp., p1, O29. A1 – *Granuloperculatipollis rudis* Venkatachala et Goczán, p1, O29. B1 – *Aulisporites astigosus* (Leschik) Klaus, p2, J41/2. C1 – aff. *Porcellispora* sp., p2, E26/2. D1 – *Ovalipollis longiformis* Krutzsch, p1, F27/1. E1 – *Ovalipollis lunzensis* Klaus, p1, Q24. F1 – *Ovalipollis ovalis* Krutzsch, p2, U44/3. G1 – *Falcisporites* sp., p1, Z43. H1 – *Triadisporea crassa* Klaus, p1, W43/2. I1 – *Triadisporea plicata* Kluas, p2, V32. J1 – *Triadisporea verrucata* (Schulz) Scheuring, p1, A34/4. K1 – *Classopollis torosus* (Reissinger) Couper, p1, Q24

W–A1 – miospory silnie zniszczone

W–A1 – stronger wasted miospores

Skala liniowa – 30 µm

Scale bar – 30 µm