

WYNIKI BADAŃ LITOLOGICZNYCH, STRATYGRAFICZNYCH, SEDYMENTOLOGICZNYCH, MINERALOGICZNYCH, PETROLOGICZNYCH I GEOCHEMICZNYCH

SYLUR

Teresa PODHALAŃSKA

LITOLOGIA I STRATYGRAFIA

Utwory syluru w otworze Maciejowice IG 1 nie zostały w całości przewiercone; wierceniem rozpoznano jedynie ich najwyższą część występującą na głęb. 5001,5–5059,0 m (miąższość >57,5 m). Wiek skał, zalegających pod utworami formacji sycyńskiej lochkowu, określono na przydol (Miłaczewski, ten tom). Profil syluru częściowo przerdzeniowano, a częściowo przewiercono gryzerem. Profil tworzą głównie iłowce szare i ciemnoszare, iłowce wapniste oraz, rzadziej spotykane, wapienie. Upad warstw wynosi zwykle 5–10°, miejscami występują prawie pionowe spękania zabliznione kalcytem.

Skamieniałości są nieliczne. Występują problematyczne szczątki flory i bardzo nieliczne małże *Nuculites* sp., *Lunulicardium* sp. Stwierdzono również obecność dużych rozmiarów tentakulitów w dwóch próbkach z głęb. 5004,0 oraz 5046,0 m (Hajłasz, 1977). Zaliczono je do gatunku *Styliolina gigantea* Urbanek i Hajłasz, znanego z zespołu dużych górnosylurskich tentakulitów z utworów przydolu wyniesienia Łęby (m.in. w wierceniach Karwia IG 1

i Chłapowo IG 1), wcześniej znalezionej i opracowanej przez Hajłasz (1974).

W związku z podobieństwem wykształcenia litologicznego utworów syluru w otworze Maciejowice IG 1 do profili w obszarze bałtyckim, a także do innych otworów z zachodniej części basenu podlasko-lubelskiego, jak np. Siedliska IG 1, Wojcieszków 1, Busówno IG 1, Krowie Bagno IG 1, Łopiennik IG 1, przyjęto, że omawiane utwory w otworze Maciejowice IG 1 należą do przystropowej części formacji z Pucka (Modliński i in., 2006; Podhalańska, 2017, 2019; Porębski, Podhalańska, 2017, 2019).

Otwór Maciejowice IG 1, podobnie jak blisko leżący otwór Izdebno IG 1, znajduje się w pobliżu strefy Teisseyre’a–Törnquista, w przykrawędziowej części platformy wschodnioeuropejskiej, w strefie silnej subsydencji i maksymalnych miąższości syluru. Przyjmuje się, że miąższość systemu przekracza tu znacznie 1000 metrów, tutaj występują też największe miąższości przydolu (Modliński i in., 2010).

DEWON

Lech MIŁACZEWSKI

STRATYGRAFIA, PALEOGEOGRAFIA I ZARYS SEDYMENTACJI W DEWONIE

Badania w północno-zachodniej części dewońskiego basenu lubelskiego, zwanej segmentem stężyckim, rozpoczęły się w 1972 r. wraz z opracowaniem projektu otworu Maciejowice IG 1, który był częścią „Projektu badań geologicznych w rowie lubelskim i na podniesieniu łukowsko-hrubieszowskim”. Projekt ten został sporządzony pod kierunkiem A.M. Żelichowskiego, przez zespół geologów i geofizyków,

przy współudziale autora niniejszego rozdziału. Głębinie otworu Maciejowice IG 1 w obrębie dewonu odbywało się zgodnie z przyjętymi założeniami, potwierdziły się przyjęte założenia, zmodyfikowane wynikami otworu Wilga IG 1. Pod utworami karbonu spodziewano się utworów famenu (choć we wcześniej wierconym otworze Wilga IG 1 ich nie było), franu, dewonu środkowego i dolnego.

Nadzór geologiczny nad otworem Maciejowice IG 1 w zakresie dewonu sprawował autor, który pierwszy sprofilował rdzenie na potrzeby innych badań przed ich dekompletacją. Opracowanie profilu dewonu odbywało się w ścisłej współpracy z K. Radliczem (petrografia) oraz z B. Hajłasz, M. Nehring-Lefeld i E. Tomczykową (paleontologia). Po kilku latach najważniejsze wyniki badań opublikowano (Miłaczewski i in., 1983). W 2011 r. ukazała się obszerna publikacja zbiorowa „Baseny dewońskie południowo-wschodniej Polski” pod redakcją naukową M. Narkiewicza (Narkiewicz, 2011b), podsumowująca dotychczasową wiedzę o dewonie lubelskim i radomsko-łysogórskim, mająca przełomowe znaczenie w wielu aspektach, zwłaszcza stratygrafii i litologii.

Utwory dewonu w otworze Maciejowice IG 1 przewiercono od famenu po lochkow, osiągając formację sycyńską i całkowicie ją przewiercając. Profil dewonu górnego nie jest kompletny, gdyż został on częściowo zerodowany w czasie pofameńsko-przedwczesnokarbońskiej przerwy sedimentacyjnej. Eroзии uległy wyższe utwory famenu (zapewne odpowiedniki formacji niedrzwickiej lub hulczańskiej). W rezultacie, na wapieniach gruzłowych formacji firlejskiej famenu leżą bezpośrednio utwory karbonu. Zlokalizowane w pobliżu otwory Żabieniec 1, Izdebnog IG 1, Stężyca 1 posiadają profil bardziej pełny od góry. W odróżnieniu od położonego nieopodal na północnym zachodzie otworu Potycz 1, gdzie cały profil dewonu został zerodowany, a pod wizenem leżą utwory syluru (fig. 4).

Litostratygrafia

W profilu utworów dolnodewońskich w otworze Maciejowice IG 1 wyróżnia się wszystkie z trzech kompleksów litologicznych, stanowiących podstawowe jednostki podziału litostratygraficznego dewonu dolnego dewońskiego basenu lubelskiego. Są one wydzielone na całym tym obszarze i skorelowane ze sobą za pomocą metod geofizyki otworowej (Miłaczewski, 1981). W profilu Maciejowice IG 1 występują od dołu ku górze następujące formacje: sycyńska (poprzednia nieformalna nazwa – seria ilasta najniższa), czarnolesska (seria mułowcowo-piaszczysta szara) i zwoleńska (seria oldredu).

Formacja sycyńska jest szeroko rozprzestrzeniona na obszarze dewońskiego basenu lubelskiego (łącznie z rejonem podniesienia radomsko-kraśnickiego). Występuje też w obniżonych częściach podniesionej platformy prekambryjskiej (np. w zapadlisku włodawskim). Ku północnemu zachodowi od otworu Wilga IG 1 (por. Waksmundzka, Wójcik, 2019) jej występowanie kończy się na granicy basenu i bloku warszawskiego, natomiast ku południowemu wschodowi jej występowanie przedłuża się na terytorium Ukrainy. Formacja swym habitusem litologicznym i paleontologicznym przypomina utwory poziomów borszczowskiego, czortkowskiego i iwaniewskiego z odsłonięć na Podolu (Miłaczewski, 1981), choć udział iłowców jest większy w części polskiej. Wspomniane poziomy, a także opisywane z nich skamieniałości, przez długie lata zaliczano do syluru.

Wydzielenie granic formacji ma charakter podziału arbitralnego. Jej strop wyznaczono w nierodzeniowanej części profilu na głębokości 4393,0 m, określonej przy pomocy pomiarów geofizycznych. W sąsiednim otworze Wilga IG 1 strop ten znajduje się na głęb. 3285,0 m (fig. 4). Natomiast spąg formacji wyznaczono na głęb. geofizycznej 5001,5 m, tuż nad kilkoma cienkimi warstwami wapieni występujących w iłowcu, uznanych za geofizyczny, regionalny reper korelacyjny „w2a”. Miąższość formacji wynosi 608,5 m. W podziale na geofizyczne kompleksy korelacyjne, stosowanym w PGNiG S.A. (obecnie Grupa PKN Orlen) utwory formacji sycyńskiej należą do kompleksu A (Kaczyński, 1974; por. Miłaczewski i in., 1983 *vide* fig. 1 i 2). Leżące niżej utwory syluru górnego, zaliczone do przydolu, a w podziale litostratygraficznym do formacji z Pucka (Podhalańska, 2017, 2019, ten tom) są bardzo podobne litologicznie.

Formację sycyńską tworzą ciemnoszare, niekiedy z odcieniem zielonawym iłowce, iłowce pylaste i mułowce ilaste, czasem margliste lub dolomityczne, zawierające cienkie (1–3 cm), soczewkowate przewarstwienia wapieni organodetrytycznych (biorudytów i bioarenitów) i wapieni ilastych (mikrytów). W otworze Maciejowice IG 1 formacja jest dość skąpo rdzeniowana, ale na wykresach profilowań geofizycznych w jej obrębie jest widoczne zróżnicowanie na cienkie warstwy różniące się zwartością i zaileniem. Grubsze przewarstwienia wapieni lub margli zaznaczają się na wykresach PG w postaci anomalii ujemnych, a na wykresach PNG jako anomalie dodatnie. W formacji występują, na ogół licznie, skamieniałości fauny zarówno bentonicznej, planktonicznej, jak i nektonicznej.

Dolna granica formacji przebiega w stropie warstwy (lub pakietu cienkich warstw) wapienia ilastego, margla lub iłowca wapnistego, stanowiącego geofizyczny poziom korelacyjny „w2a”. Warstwa ta na ogół zaznacza się na wykresach sondowania oporności (SO), PNG i PG. W jej pobliżu przebiega biostratygraficzna granica między sylurem (oddziałem przydol) a dewonem (piętnem lochkow). Spąg formacji sycyńskiej nie jest tożsamy ze spągiem dewonu w sensie chronostratygraficznym. Biostratygraficzna granica sylur/dewon przebiega między poziomami graptolitowymi *transgrediens* i *uniformis* i została zdefiniowana na podstawach paleontologicznych (Pajchłowa, Miłaczewski, 2003). Litologię formacji i kwestię tej granicy szerzej scharakteryzowano w opracowaniu profilu otworu Busówno IG 1 (Miłaczewski, 2007).

W otworze Maciejowice IG 1 początek profilu formacji sycyńskiej można prześledzić na podstawie próbek okrucichowych, w których występują zwierciny ciemnoszarych iłowców, miejscami wapnistych. Nową granicę na krzywej PG przeprowadzono na głęb. 5001,5 m, w porównaniu z dokumentacją wynikową otworu – gdzie została postawiona na głębokości 4925,0 m (Miłaczewski, 1977). Niestety, w przypadku otworu Maciejowice IG 1, z uwagi na jego dużą głębokość, panujące wysokie temperatury przy jego dnie oraz niedostatki ówczesnej radiometrycznej aparatury pomiarowej, zapis PG poniżej głęb. 4900,0 m wydaje się niewiarygodny, zwłaszcza gdy porówna się go z krzywymi PG z formacji sycyńskiej z otworu Terebin IG 5 (Miłaczew-

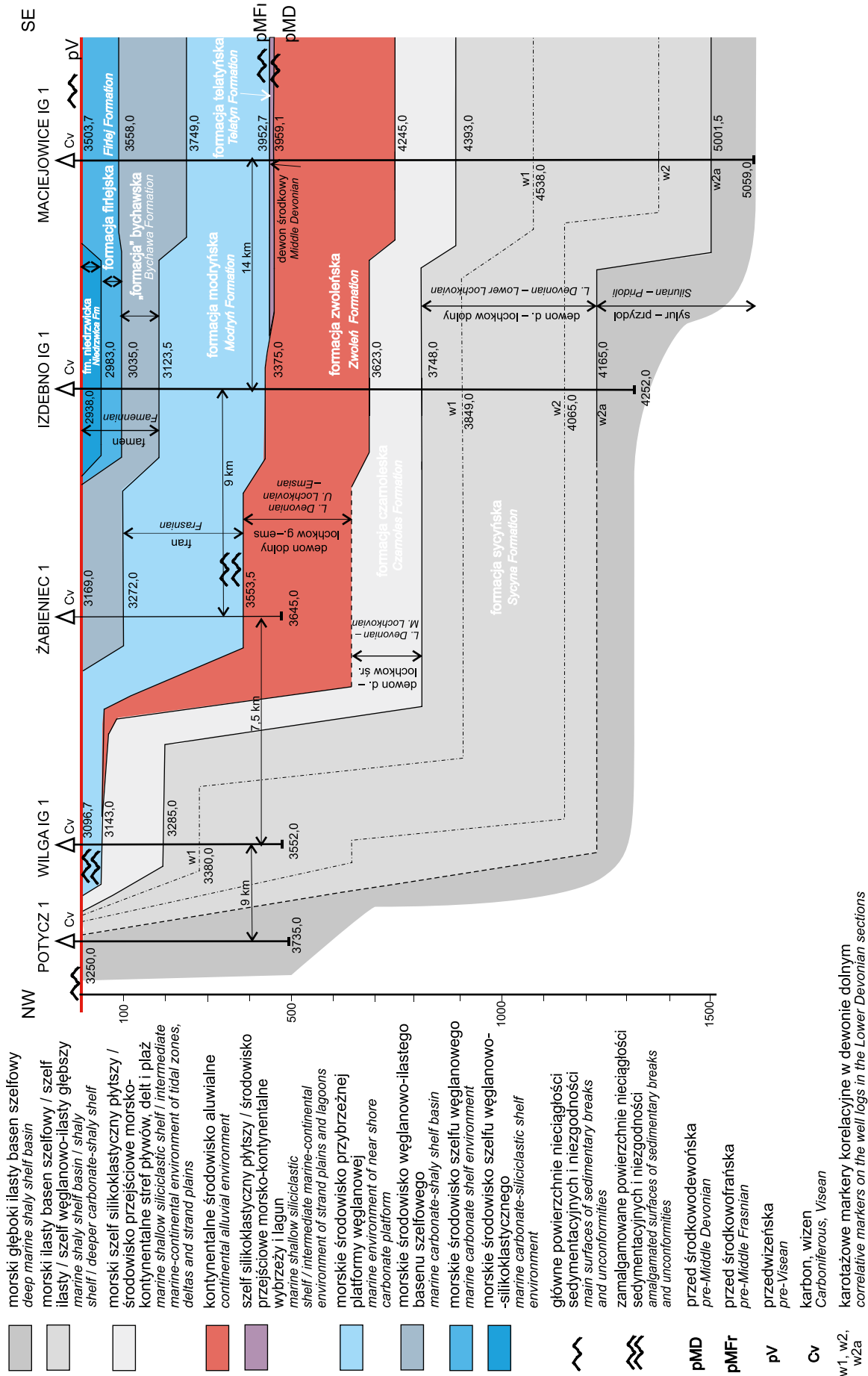


Fig. 4. Przekrój korelacyjny dewonu wzdłuż linii Potycz 1–Maciejowice IG 1 (wg Milaczewskiego, 2019)

Correlation cross section along the line Potycz 1–Maciejowice IG 1 boreholes (after Milaczewski, 2019)

ski, 2014). Najbardziej wiarygodna okazała się identyfikacja warstw wapiennych na krzywej pozornej oporności właściwej (PO EN10).

Pierwszy od dołu rdzeń długości 15,5 m pobrano z interwału 4934,5–4950,0 m, czyli 51,5 m nad spągami formacji sycyńskiej. Występuje w nim iłowiec ciemnoszary, illitowo-chlorytowy, laminowany równolegle, na przemian o przełamie gładkim i chropawym. Spotykane są bardzo nieliczne skamieniałości, ograniczone do spłaszczonych tentakulitów oraz małych, gładkoskorupowych małży i małżoraczków. Sporadycznie występują zwęglone szczątki flory, a przy spągu rozproszone asfalteny i piryty. Utwory te wykształceniem litologicznym nie odbiegają od warstw niższych, zaliczonych do syluru.

Pozornie jednolity profil pionowy formacji sycyńskiej w świetle pomiarów PG okazuje się jednak bardzo różnorodny, aż do samego stropu formacji. Pierwszy rdzeń znajduje się w obrębie stosu cienkich dodatnich anomalii elektrycznych na krzywej EN10. Prawdopodobnie występujące tu iłowce są bardziej margliste, co nie jest widoczne w rdzeniu. Poza tym zaznacza się wiele wyrazistych anomalii dodatnich PO EN10, wśród których kilka stanowi regionalne poziomy korelacyjne.

Spąg formacji sycyńskiej jest wyznaczony przez strop poziomu „w2a”. Następny wyższy poziom to „w2”, który występuje na głęb. ok. 4876,0 m, natomiast w sąsiednim otworze Izdebno IG 1 na głęb. 4065,0 m (fig. 4). Kolejny jest poziom „w1” na głęb. 4538 m, widoczny zarówno na krzywej EN10 jako pakiet anomalii wysokooporowych w interwale głęb. 4500,0–4560,0 m, jak i na krzywej GR. W profilu Wilga IG 1 jest on na głęb. 3380,0 m, a w Izdebno IG 1 na głęb. 3849,0 m.

W profilu formacji spośród iłowców wyróżniono na krzywej EN10 wapienie lub margle, na następujących przybliżonych głębokościach: 5001,5 (poziom „w2a”); 4950,0; 4880,0; 4760,0; 4640,0; 4615,0; 4560,0; 4550,0; 4540,0; 4520,0; 4475,0 i 4420,0 m. Ujemne anomalie gamma i dodatnie elektryczne najprawdopodobniej odpowiadają iłowcowemu odcinkowi profilu, w którym liczniej pojawiają się ławiczki przepełnione skamieniałościami – ramienionogów, koralowców gałązkowych, mszywiolów, małży, liłowców oraz tentakulitów. Ławiczki te mogą być zapisem wydarzeń sztormowych, których efektem było rozmycie jakiegś biocenozy i wtórne złożenie szczątków organizmów, pochodzących z różnych biotopów. Wyraziste anomalie ujemne można też wiązać z powierzchniami maksymalnej regresji (ang. *Maximum Regression Surface* – MRS sensu Embry, 2009), jednak bez odpowiednich danych z rdzeni byłoby to nadmierne uproszczenie. Wydarzenia sztormowe mogą być różnej rangi i w różnym stopniu wpływać na środowisko sedymentacyjne. Z kolei anomalie dodatnie gamma mogą odzwierciedlać powierzchnie maksymalnego zalewu (ang. *Maximum Flooding Surface* – MFS sensu Embry, 2009). Powierzchnie te bywają związane z osadami skondensowanymi stratygraficznie, wzbogaconymi w skamieniałości, konkretne piryty, substancję organiczną, pierwiastki promieniotwórcze i fosforyty (Embry, *op. cit.*). Powierzchnie tego typu dzielą sekwencje transgresywno-

-regresywne (T-R) na część dolną – transgresywny ciąg systemowy (ang. *Transgressive System Tract* – TST) oraz na część górną – regresywny ciąg systemowy (ang. *Regressive System Tract* – RST).

Na głęb. ok. 4620,0 m na większości pomiarów geofizycznych zaznacza się cienka, wyrazista anomalia ujemna. Interwał ten jest przerzucany na głęb. 4616,0–4632,2 m, gdzie występują w obrębie 16,1 m rdzenia ciemnoszare iłowce, wśród których występują dość liczne przewarstwienia (grubości 1–5 cm) wapieni organodetrytycznych. W iłowcach są liczne odciski dużych małży oraz tentakulity, a w wapieniu pokruszone muszle brachiopodów oraz małżoraczki. Wyraźnie widać, że iłowce i wapienie pochodzą z różnych stref batymetrycznych, na co wskazuje inwentarz spotykanych w nich skamieniałości fauny. Występują tu tentakulity, które żyły zawieszone w toni wodnej, stanowiąc plankton, duże małże bytujące na mulistym dnie, w niższej strefie fotycznej, poniżej podstawy falowania, na co wskazuje pozioma laminacja osadu, jak również brachiopody, które żyły znacznie płycej, gdyż ich skorupki *post mortem* były rozdzielane, włózione po dnie przez prądy i falowanie oraz usypywane w wały przybrzeżne. Wydaje się, że tak cienkie warstwy wapienne nie powinny być w tym przypadku rejestrowane przez aparaturę geofizyczną. Jednakże wydzielenie anomalii było możliwe w związku z istniejącym kontrastem między iłowcami i wapieniami w zawartości pierwiastków promieniotwórczych. Występujące w wyższym rdzeniu z głęb. 4430,0–4446,3 m podobne, cienkie przewarstwienia muszlowców ramienionogowych w iłowcach nie wykazują już tak dużych anomalii na krzywych PG, jak scharakteryzowane powyżej.

W wyższej części profilu formacji sycyńskiej przebiega na głęb. 4538,0 m, geofizyczny poziom korelacyjny „w1”, który odpowiada warstwie (lub warstwom) wapienia lub margla spotykanej pomiędzy iłowcami. W profilu Izdebno IG 1 poziom ten przebiega na głęb. 3849,0 m, natomiast w profilu Wilga IG 1 – 3380,0 m (fig. 4). Warstwa ta może być MRS oraz granicą sekwencji transgresywno-regresywnej (ang. *Sequence Boundary* – SB). Z powierzchniami tego typu bywa związana obecność zlepieńców, żwirowców, wymieszanych osadów składających się z pokruszonych szczątków organicznych, ooidów i pizoidów żelazistych (Embry, 2009 z literaturą tam cytowaną; Miłaczewski, 2014). Z powodu braku rdzenia geneza poziomu „w1” pozostaje nierozstrzygnięta. Niemniej jednak, jest on dobrym horyzontem korelacyjnym w skali całego dewońskiego basenu lubelskiego (Miłaczewski, 2014). Jego regionalny charakter wskazuje, że może być odzwierciedleniem nagłego zjawiska geologicznego – tempesty lub sejsmitu, powstałym w wyniku trzęsienia Ziemi i działania fali tsunami. Podobne utwory zostały opisane w ludlowie na obszarze basenu podlasko-lubelskiego przez Porębskiego i in. (2013).

W profilu Maciejowice IG 1 nad horyzontem „w1” zmienia się trend uziarnienia na krzywej PG, na drobniejszy ku górze. Układ warstw przybiera charakter retrogradacyjny, aż do kolejnej granicy MFS na głęb. 4450,0 m, gdzie anomalia PG jest lokalnie największa, a następnie agra-

cyjny w interwale głęb. 4445,0–4465,0 m. Około głęb. 4440,0 m występuje kolejna wyraźna anomalia dodatnia, zapewne związana z MFS lub nieciągłości sedimentacyjnej. Wyżej uwidacznia się przesuwanie anomalii w lewo wraz z malejącą ilastością osadu do głęb. 4393,0 m, gdzie wyznaczono strop formacji sycyńskiej, jak również kilka anomalii dodatnich niższej rangi. Górna granica formacji sycyńskiej jest usytuowana w miejscu pojawienia się pierwszych grubszych przewarstwień piaskowców wśród iłowców i jest jednocześnie dolną granicą formacji czarnolesskiej. Granica ta jest dość wyraźna na wykresach geofizyki otworowej i zaznacza się wzrostem pozornych oporów właściwych, spadkiem natężenia na krzywej PG i wzrostem natężenia na PNG.

Mięszość formacji sycyńskiej wynosi 608,5 m w otworze Maciejowice IG 1, natomiast ze względu na erozyjne zredukowanie w profilach otworów Wilga IG 1 i Izdebnio IG 1 jest duża mniejsza, gdyż wynosi odpowiednio >267,0 m oraz 317,0 m. Nieduże mięszości spotykane są na południowym wschodzie basenu w profilach Białopole IG 1 – 289,0 m, Strzelce IG 2 – 159,0 m i Terebin IG 5 – 297,0 m. Stosunkowo dużą mięszość formacji wynoszącą ok. 500 m zanotowano w profilu Łopiennik IG 1, która jednakże może być pozorna z powodu zaburzeń uskokowych.

W profilu litofacjalnym formacji sycyńskiej można zaobserwować stopniowe spływanie się morskiego zbiornika sedimentacyjnego, które zaznacza się w charakterze osadów i zespole skamieniałości. Iłowce ze skamieniałościami organizmów planktonicznych i nektonicznych, stopniowo ku górze są zastępowane przez iłowce z obfitym bentosem i przewarstwieniami wapieni organodetrytycznych, a te przez iłowce pylaste z przewarstwieniami piaszczystymi i skamieniałościami organizmów brakicznych. Na krzywych geofizycznych zaznacza się przy tym wyraźny trend grubienia ziarna ku górze.

Turnau (2011) w profilu formacji sycyńskiej z nieodległego otworu Pionki 4 oznaczyła nieliczne miospory, które pozwoliły określić lochkowski wiek tej formacji.

Formacja czarnolesska została wykreowana przez Miłaczewskiego (1981) jako formalna jednostka litostratygraficzna. W podziale dewonu na geofizyczne kompleksy korelacyjne odpowiada ona dolnej części kompleksu B (Kaczyński, 1974; por. Miłaczewski i in., 1983 *vide* fig. 1 i 2). W formacji nie wyróżniono ogniów. W profilu otworu Maciejowice IG 1 spąg i strop formacji występują w obrębie nierozdzielanych odcinków profilu na głęb. geofizycznych wynoszących odpowiednio 4393,0 i 4245,0 m. Mięszość formacji wynosi 148,0 m.

Formacja czarnolesska jest reprezentowana przez mułowce i mułowce ilaste, ciemnoszare, niekiedy z odcieniem zielonawym, przewarstwione i rytmicznie laminowane szarymi piaskowcami kwarcowymi. Utwory występują w warstwach bardzo różnej mięszości, rzędu centymetrów do kilku metrów. Cechą charakterystyczną utworów formacji czarnolesskiej są liczne zaburzenia sedimentacyjne typu pogrązków piaszczystych, konwolucji, spływów i zsuwów kohezyjnych oraz rozmyć i różnego rodzaju bioturbacji – śladów pełzania, bytowania, żerowania i uciekania bentosu.

Dolna granica formacji czarnolesskiej przebiega w spągu pakietu piaskowców przeławionych mułowcami o mięszości ok. 10 m, który wyraźnie odróżnia się od występujących poniżej iłowców formacji sycyńskiej. W formacji czarnolesskiej, wykształconej głównie jako piaskowce i mułowce, średnia wielkość anomalii PG jest wyraźnie przesunięta w lewo w stosunku do formacji niższej. Przy granicy obu formacji występuje ujemna anomalia PG, związana zapewne z MFS, rozpoczynającej nowy TST. Na wykresach PG do głęb. ok. 4245,0 m nie jest widoczny żaden wyraźny trend, a cienkie anomalie tworzą układ agradientny. Wskazuje to na często powtarzające się z podobnym natężeniem warunki sedimentacji w zbiorniku, jak np. na rozległych równiach pływowych.

Górna granica formacji czarnolesskiej w profilach dewonu Lubelszczyzny stanowi jednocześnie dolną granicę formacji zwolenńskiej (Miłaczewski, 1981). W północno-zachodniej części basenu jest to granica erozyjna. W profilu Maciejowice IG 1 granica formacji jest zachowana, w odróżnieniu od profilu otworu Wilga IG 1, gdzie utwory formacji zwolenńskiej nie występują, gdyż zostały prawdopodobnie w całości zerodowane. Pojawiających się w tym otworze, przy stropie formacji czarnolesskiej czerwonych i zielonych mułowców, przewarstwionych szarymi, o małej mięszości, zdaniem autora tego rozdziału i zarazem kreatora formacji, nie można zaliczyć do formacji zwolenńskiej. Na erozyjnej górnej granicy formacji czarnolesskiej leżą utwory węglanowe franu. Analogiczna sytuacja ma również miejsce w profilu otworu Stężyca 1.

Na wschodnim krańcu obszaru lubelskiego mięszość formacji czarnolesskiej maleje ku wschodowi i południowemu wschodowi. W otworze Łopiennik IG 1 wynosi 187,5 m, lecz jest prawdopodobnie zredukowana uskokami, a w pobliskim otworze Małochwiej 1 – 320,0 m i jest przypuszczalnie zwiększona przez uskok odwrócony. Mięszość formacji w wymienionych profilach otworów jest następująca: Białopole IG 1 – 143,5 m; Terebin IG 5 – 173,0 m; Strzelce IG 2 – 43,0 m; Horodło 1 – 38,0 m (Miłaczewski, 2014), a w otworze Trawniki 1, położonym w centralnej części basenu, ok. 150 m. Zarówno strop, jak i spąg formacji czarnolesskiej są heterochroniczne, co zostało uwarunkowane niejednoczesną zmianą warunków sedimentacji w różnych miejscach basenu.

Formacja zwolenńska w profilu Maciejowice IG 1 leży zgodnie na formacji czarnolesskiej, reprezentując aluwialne wypełnienie dewońskiego basenu lubelskiego. Posiada bardzo charakterystyczną litologię, gdyż są to utwory terygeniczne – od zlepieńców drobnookruchowych typu bruku korytowego, poprzez piaskowce kwarcowe, rzadziej waki, mułowce i iłowce pylaste różnej barwy – ciemnoczerwone, ochrowe, zielonawe, ciemnoszare, często pstre, po iłowce ciemnoszare i czarne z rozproszonym muskowitem i drobnym detrytusem zwęglonej flory. W mułowcach często spotykane są nodularne konkrecje dolomityczne lub wapnistodolomityczne. Obecność tych konkrecji, czerwona barwa skał, a także występowanie cyklotemów o ziarnie malejącym ku górze, złożonych ze zlepieńców poprzez piaskowce, mułowce, aż po szare iłowce, ograniczonych od spągu

i stropu powierzchniami erozyjnymi, są cechami charakterystycznymi dla osadów rzek meandrujących. Utwory tej genezy są powszechnie spotykane w obrębie formacji zwoleńskiej.

Kreatorem formacji jest Miłaczewski (1981), który w tej pracy zamieścił jej szczegółowy opis. Formacja została nadwiercona w wielu miejscach na obszarze dewońskiego basenu lubelskiego, ale przewiercana w mniej licznej grupie otworów. Podobne utwory znane są z wielu miejsc w Europie, szczególnie w Walii, Szkocji i Anglii (ang. *Old Red Sandstone*).

Na wykresach PG jest widoczny dość wyraźny trend wzrostu anomalii dodatnich w górę profilu (ang. *fining upward* – FU), co sugeruje wzrost zawartości substancji ilastej i/lub piryty w osadach. Krzywa ma kształt zębaty, co wskazuje na dość częstą, cykliczną zmianę warunków sedymentacji.

Formacja zwoleńska była przerzedzaniowana w 5 odcinkach. Dolna granica formacji nie była rdzeniowana i poprowadzono ją arbitralnie na krzywej PG na głęb. geofizycznej 4245,0 m, w miejscu zmiany trendu rośnięcia ziarna ku górze (CU) na drobnienie ziarna ku górze (FU). W miejscu tym zmienia się charakter krzywej PG z aggradacyjnego ułożenia stosu cienkich, zębatych anomalii (ang. *aggradational stacking pattern, serrated*), na trend retrogradacyjny (ang. *retrogradational stacking pattern*), w którym w górę profilu zwiększa się ilastość i drobnienie ziarna.

Najniżej w profilu formacji zwoleńskiej występują mułowce, a nieco wyżej pojawiają się w nich cienkie warstwy piaszczyste. Na głęb. 4190,0–4208,0 m pobrano pierwsze 17,7 m rdzenia, w którym występuje m.in. ponad 14 m charakterystycznego, ciemnoczerwonego mułowca. Różnica w litologii profilu rdzeniowego, w stosunku do pomiarów PG wskazuje tu na rozbieżności, między głębokościami wiertniczymi i geofizycznymi. Na głęb. ok. 4200,0 m zaznacza się na wykresie PG bardzo wyraźna, cienka anomalia ujemna wywołana przez obecność czystego, bez domieszek ilastych, piaskowca kwarcowego lub kwarcytu. Być może występuje tu MRS. Wyżej w profilu, aż do głębokości ok. 4000,0 m, zaznacza się na wykresie PG 10 ujemnych anomalii, które można wiązać z powierzchniami MRS, i odpowiadającą im liczbę powierzchni MFS. Te ostatnie są związane z depozycją osadów mułowcowo-ilastych i zaznaczają się anomaliami dodatnimi.

Formację telatyńską wydzielono w profilu otworu Maciejowice IG 1 na głęb. wiertniczej 3952,7–3959,1 m (fig. 4). Na figurze 5 przedstawiono szczegółowy profil litologiczny formacji telatyńskiej, w połączeniu z odpowiednio powiększonym profilem PG i PNG. Zaznaczono tam granice subsekwencji oraz wykryte powierzchnie erozyjne. Uzyskane wyniki nie są jednoznaczne z uwagi na braki w materiale rdzeniowym i dyskusyjną jakość pomiarów karotażowych wykonywanych aparaturą analogową.

W nawiązaniu do wyników Narkiewicza (2011a) w obrębie formacji wydzielono ogniwo przewodowskie, którego strop to ostra, nierówna granica rozmycia. Utwory ogniwa wykazują cechy morskich utworów bardzo płytkowodnych, być może miejscami plażowych, miejscami pływowych

(Einsele, 1992). Wyżej znajduje się niepodzielona część formacji telatyńskiej, w której dominują utwory marglisto-dolomityczne, laminowane poziomo, z występującymi reliktami mat glonowych.

Na głęb. wiertniczej 3952,7 m przebiega strop formacji telatyńskiej wyrażony ostrą, nierówną granicą, na której spoczywają utwory formacji modryńskiej. Ostrość i wyrazistość tej granicy sugeruje, że wyznacza ona dłuższą przerwę sedymentacyjną, w czasie której podłoże zostało wzbogacone w pierwiastki promieniotwórcze.

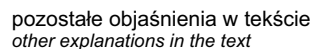
W przypadku fragmentu profilu zaliczonego w otworze Maciejowice IG 1 do formacji telatyńskiej nie mamy możliwości oparcia się na danych biostratygraficznych. Położenie między dwoma wyraźnymi powierzchniami erozyjnymi, o podwyższonej promieniotwórczości pozwala na wyróżnienie dodatkowego pakietu litologicznego, który w profilu otworu Wilga IG 1 nie występuje.

Utwory formacji w całości włączono do przypuszczalnego dewonu środkowego, który w profilu otworu Maciejowice IG 1 jest bardzo cienki – jego miąższość wynosi zaledwie 6,4 m (wg miary geofizycznej są to 4,5 m). W stosunku do archiwalnej dokumentacji wynikowej otworu (Żelichowski i in., 1977), do profilu dewonu środkowego włączono również część osadów klastycznych, zaliczonych pierwotnie do dewonu dolnego – do stropowej części formacji zwoleńskiej. Zmianę granicy umożliwiła analiza scyfrowanych danych karotażowych, wraz z reinterpretacją profilu litologicznego, jak również wyniki badań zamieszczone w pracy Narkiewicza (2011a).

Formacja modryńska została wykreowana przez Miłaczewskiego (1981) jako jednostka formalnego podziału litostratygraficznego dewonu, spotykana na obszarze południowo-wschodniej Lubelszczyzny. Późniejsze badania przeprowadzone przez Narkiewicza (2011a) wykazały, że zasięg formacji obejmuje cały obszar dewońskiego basenu lubelskiego. Objęły one również redefinicję i wyróżnienie nowych ogniw w obrębie formacji.

W profilu otworu Maciejowice IG 1 utwory formacji występują w interwale głęb. 3749,0–3952,7 m (miąższość 203,7 m), a w profilu Wilga IG 1 na głęb. 3143,0–3096,7 m, a jej miąższość wynosi 46,3 m i jest zredukowana w wyniku erozji epigenetycznej. W spągu i stropie formacji występują tu wyraźne powierzchnie erozyjne. Miłaczewski (w Miłaczewski i in., 1983 *vide* fig. 1) w profilu tego otworu, wydzielił w obrębie utworów franu serię dolomitową, którą skorelował z jej odpowiednikiem z otworów Pionki 4, Maciejowice IG 1 i Izdebnio IG 1. Według późniejszej korelacji Narkiewicza (2011a) profil formacji modryńskiej w otworze Wilga IG 1 zawiera sekwencję transgresywno-regresywną (T-R) M-3 oraz nierozdzieloną sekwencję M-4/5 (por. również fig. 11, *op. cit.*). Narkiewicz (2011a) nie wydzielił w obrębie formacji ogniw składowych.

W otworze Maciejowice IG 1 pierwsza warstwa zaliczona do formacji modryńskiej leży na głęb. wiertniczej 3952,7 m, na nierównej powierzchni szarobrunatnego dolomikrytu. Jest ona reprezentowana przez 0,7 m szaroniebieskawego iłowca dolomitycznego, z laminacją zaburzoną przez bentos, w spągu silnie piaszczystego, o radioaktywności



Lower and Middle Devonian boundary interval in the Maciejowice IG 1 borehole: lithology, lithostratigraphy and depositional sequences interpreted on the basis of geophysical logs (gamma-ray GR and neutron–gamma-ray NEGR)

ok. 120 jednostek GR_C. Jego powstanie może być związane ze strefą pływów, na obszarze laguny zabarierowej. Natomiast w profilu Wilga IG 1, pierwsza warstwa formacji modryńskiej to 0,5 m ciemnoszarego dolomikrytu z zielonawym odcieniem, nieregularnie smugowanego grubszym materiałem piaszczystym, zawierającego grudki piryty. Hłowiec leży na nierównej powierzchni stropowej szarozielonawego mułowca ilastego, pokrytej naskorupieniami krystalicznego piryty, występującego w stropie formacji czaroleskiej. Duże nagromadzenie piryty jest przypuszczalnie związane z obecnością wyraźnej, dodatniej anomalii PG spotykanej przy spągu formacji.

Wyżej w profilu formacji w otworze Maciejowice IG 1 występuje dolomit marglisty (miejscami margiel dolomitowy), ciemnoszarobrunatnawy, skrytokrystaliczny, niewyraźnie, równolegle warstwowany. Czasami w jego obrębie są spotykane powyginane laminy, prawdopodobnie złożone z mat glonowych. 0,4 m powyżej stropu dolomitu występują różnokształtne impregnacje pirytowe, mogące być nośnikiem minerałów uranowych tworzących dodatnie anomalie na wykresach PG. Warstwa ta występuje na głęb. wiertniczej 3950,0–3952,0 m. Pomiary składu chemicznego, wykonane w obrębie scharakteryzowanych utworów, wykazały 53,5–74,5 % dolomitu i 9,7–16,7% kalcytu.

Różnego typu szarobrunatne, czasami szarosine dolomity, zarówno dolomikryty, jak i dolosparyty, z ciemnymi plamami związanymi z obecnością rozproszonego piryty, tzw. „marmurkowych”, opisał w profilu otworu Wilga IG 1 Narkiewicz (2011a) na głęb. ok. 3115,0 m. Czasami występują w ich obrębie smugi i laminy anhydrytu, wskazujące na hypersalinarnie warunki sedymentacji, być może w obrębie laguny. Wśród dolomitów Narkiewicz (*op. cit.*) zaobserwował ok. 8 poziomów brekcji śródformacyjnych.

Na wykresach PG jest widoczny dość wyraźny trend wzrostu anomalii dodatnich w górę profilu utworów formacji modryńskiej. Wskazuje to na wzrost zawartości substancji ilastej i/lub piryty w profilu litologicznym. Krzywa PG ma kształt zębaty, co może wskazywać na cykliczną zmianę warunków sedymentacji.

W profilu Maciejowice IG 1 występuje pewne podobieństwo w ułożeniu anomalii PG do wyżej scharakteryzowanych, co sugeruje, jak w profilu Wilga IG 1, cykliczne środowisko depozycji formacji modryńskiej. Od dolnej granicy formacji do spągu ogniwa stężycznego na głęb. 3833,0 m występuje 5 takich cykli. Każdy z nich przy spągu posiada stos niewielkich, zębatych anomalii dodatnich i kończy się wyraźną anomalią dodatnią.

W obrębie interwału rdzeniowego z głęb. 3891,3–3911,6 m spotykana jest wyraźna, wąska anomalia dodatnia, na głęb. geofizycznej 3902,0–3903,0 m, o wartości maksymalnej 58 jednostek GR_C, którą przypuszczalnie wytworzył ciemnoszarobrunatnawy wapień marglisty, bioklastyczno-kalkarenitowy. Prawdopodobnie znajduje się tu MFS, będąca zapisem transgresji morskiej, która wkroczyła na osady formacji telatyńskiej. Transgresja rozwijała się etapowo. Na początku zachodziła sedymentacja osadów węglanowych, najprawdopodobniej w przybrzeżnej lagunie, odciętej od otwartego morza pasem płycizn i mierzei.

Wody laguny miały podwyższone zasolenie, na co wskazuje obecność anhydrytu w profilu Wilga IG 1. Za anomalię w spągu marszu rdzeniowego z głęb. 3853,5–3871,5 m odpowiada zapewne wapień nieco marglisty, drobnogrzłowy. W jego obrębie może występować MFS, która wskazuje na osiągnięcie maksymalnej głębokości zbiornika sedymentacyjnego.

Na głęb. 3905,1 m przebiega granica między dolomitową, a wapienną częścią formacji modryńskiej. W górę profilu pojawiają się szarobieżowe wapienie ziarniste, miejscami zawierające liczne fragmenty skamieniałości organizmów bentosowych, tj. stromatoporoidów lamelarnych, masywnych i gałązkowych, koralowców, niekiedy ramienionogów. W obrębie wapieni występują również liczne intraklasty, brekcje śródformacyjne oraz powierzchnie nieciągłości sedymentacyjnej. Narkiewicz (2011a) interpretuje je jako wynik szeregu etapów erozji i/lub rozpuszczania osadów przybrzeżnej platformy węglanowej. Na wykresach PG zaznaczają się one na wymienionych głębokościach wynoszących ok. 3930,0; 3902,0; 3880,0; 3870,0; 3840,0 i 3833,0 m. Anomalie te stanowią regionalne repery korelacyjne, które można śledzić w wielu profilach w dewońskim basenie lubelskim. Rozpuszczanie utworów wapiennych w czasie okresowych emersji, rozwój zjawisk krasowych i podsączenie kapilarne roztworów wzbogaconych w pierwiastki promieniotwórcze, prowadziło do koncentracji tych pierwiastków w ilastych osadach rezydualnych. Tego typu anomalie PG są również spotykane w profilu Wilga IG 1 na głęb. 3098,0–3130,0 m oraz często bywają opisywane z serii utworów węglanowych (np. Ehrenberg, Svåná, 2001).

Ogniwo ze Stężycy, wydzielone w profilu formacji modryńskiej w otworze Maciejowice IG 1 na głęb. 3781,0–3833,0 (miąższość 52,0 m), jest wyraźnie widoczne na wykresach PG jako ułożone agradacyjnie drobne anomalie o niewielkim natężeniu, zawarte między dwoma wyrazistymi anomaliąmi dodatnimi. Według Narkiewicza (2011a) diagnostyczną cechą ogniwa jest jego czysto węglanowy charakter i ziarnisty typ wapieni. Dominują tu wapienie ziarniste, kalkarenity ze zmiennym udziałem większych bio- i intraklastów. Nieznaczna domieszka substancji ilastej jest widoczna w postaci cienkich horyzontalnych smug falistych.

Powyżej ogniwa ze Stężycy leżą wapienie margliste, tworzące wyższą część formacji modryńskiej. Jak dotychczas nie wydzielono tu ogniw litostratygraficznych. W tej nierdzienionej części profilu, na krzywej PG jest widoczny bardzo wyraźny trend retrogradacyjny utworzony z szeregu anomalii o natężeniu rosnącym ku górze. Widać tu wyraźnie anomalie dodatnie i ujemne, które można interpretować odpowiednio jako powierzchnie MRS oraz MFS. Ten układ anomalii odzwierciedla znany z późnego franu etap pograżania i zalewania platform węglanowych oraz budowy organicznych.

„Formacja” bychawska jest niesformalizowaną jednostką litostratygraficzną. Jej opis znajduje się m.in. w pracach Miłaczewskiego (1981), Miłaczewskiego i in. (1983) oraz Narkiewicza (2011a). Wcześniej jednostka ta była nazwana serią wapieni pasiastych. „Formacja” bychawska

występuje w centralnej (segment lubelski) i północno-zachodniej (segment stężycy) części dewońskiego basenu lubelskiego wraz z wchodzącym w jego skład podniesieniem radomsko-krańnickim, gdzie została opisana w profilu otworu Opole Lubelskie IG 1 (Miłaczewski, 1972a). W południowo-wschodniej części (segment komarowski) basenu, „formacja” bychawska nie występuje, gdyż jest facjalnie zastąpiona przez formację firlejską.

Dolna granica formacji przebiega blisko granicy franu i famenu (Miłaczewski, 1972a, b) i zapewne jest diachroniczna. Jest to wyraźna granica między odmiennymi kompleksami litologicznymi – jasnoszarymi lub beżowymi, wysokowęglanowymi wapieniami formacji modryńskiej oraz ciemnoszarymi lub czarnymi wapienno-marglisto-ilaistymi utworami formacji bychawskiej. Z punktu widzenia stratygrafii sekwencji, granica ta przypuszczalnie przebiega po granicy sekwencji depozycyjnej III rzędu. Górna granica formacji bychawskiej pokrywa się ze spągami wyższej formacji firlejskiej i może mieć charakter ciągłego przejścia litologicznego, podobnie jak w profilach otworów Lublin IG 1 i Kock IG 2. Może też być granicą erozyjną powstałą na skutek działania późnej erozji epigenetycznej, jak np. w profilu otworu Stężycza 1. Granica ta jest również granicą diachroniczną.

Większa część formacji bychawskiej najprawdopodobniej przynależy do dolnofameńskiego poziomu konodontowego *crepida*. Na początku badań prowadzonych w latach 60. XX w., nie natrafiono w niej na bardziej wskaźnikowe skamieniałości, oprócz rzadkich, małych, planktonicznych małży *Buchiola retrostriata* Buch oraz dużych małżoraczków entomozoidowych. W profilu Maciejowice IG 1 makroscamieniałości są bardziej liczne i należą do nich przede wszystkim ramienionogi. Wskazują one na fameński wiek formacji, jednak nie pozwalają na bardziej precyzyjny podział. Ma ich podstawie można natomiast sformułować wnioski dotyczące ekologii i paleogeografii, wskazujące na istnienie połączeń między basenami sedimentacyjnymi wnętrza platformy wschodnioeuropejskiej, Polski i Europy Zachodniej.

„Formacja” bychawska to monotonna litologicznie kompleks skalny, złożony z utworów marglistych o teksturze gruzłowej, tj. ciemnoszare lub czarne wapienie margliste, margle i iłowce wapniste. Osady cechują się ciemną barwą, marglistością, ubóstwem skamieniałości bentonicznych oraz subtelną, równoległą lub falistą laminacją. Tworzą ją czarne lub ciemnoszare oraz nieco jaśniejsze laminy, które często mają ostre spągi. Zespoły lamin są ułożone zgodnie z sekwencją Boumy, co wskazuje na działalność prądów zawiesinowych. Miejscami jest również widoczna charakterystyczna tekstura pasiasta, wyrażona obecnością ciemnych i jasnych, dość regularnych pasów. Cecha ta znalazła odzwierciedlenie w pierwotnej nazwie tych osadów, tj. seria wapieni pasiastych. Charakterystyczna dla utworów „formacji” bychawskiej tekstura gruzłowa należy do typu warstwowego i jest złożona z gruzłów, ułożonych dłuższymi osiami równoległe do siebie. Często zachowują one lateralną ciągłość, tworząc warstewki faliste z przewężeniami, przypominającymi teksturę budinażu.

Obraz geofizyczny formacji w profilu otworu Maciejowice IG 1, mimo pozornej monotonii litologicznej, jest zróżnicowany na odcinki z agradacyjnym ułożeniem anomalii PG, rozdzielone wyróżniającymi się anomaliami dodatnimi i ujemnymi. Występujący pomiędzy spągami formacji, a głęb. geofizyczną 3720,0 m dolny kompleks z agradacyjnym ułożeniem warstw kończy się wyraźną anomalią ujemną PG. Następny pakiet anomalii dodatnich, kończący się na głęb. 3680,0 m, ma dość dużą miąższość i również jest zakończony wybitną anomalią ujemną. Na odcinku kolejnych 10 m zmienia się trend i na głęb. 3670,0 m zaznacza się największa anomalia dodatnia. Na tej głębokości przypuszczalnie znajduje się MFS, którą można zidentyfikować również w rdzeniu na głęb. 3666,5 m. Powyżej zaznacza się zmiana trendu PG na ujemny, a następnie zmiana na głęb. ok. 3668,0 m na dodatni. Najwyższe w profilu wskazania dodatnie są spotykane na głęb. ok. 3635,0 m i ponownie następuje zmiana trendu. Jeszcze wyżej, aż do stropu „formacji” bychawskiej, anomalie są ułożone w pakiet agradacyjny.

W pobliżu górnej granicy formacji znajduje się odcinek rdzeniowany, w którym występują wapienie posiadające typowe cechy wapieni pasiastych. W porównaniu do niższych partii profilu, skamieniałości brachiopodów są liczniejsze i bardziej zróżnicowane. W świetle powyższej charakterystyki zbiornik sedimentacyjny, w którym przypuszczalnie powstała „formacja” bychawska był stosunkowo głębokim basenem szelfowym z depozycją osadów pelagicznych, jak również prądów zawiesinowych. Dno zbiornika znajdowało się poniżej strefy fotycznej, a w wodzie przydennej oraz w osadzie występował niedobór tlenu.

W profilu otworu Maciejowice IG 1 **formacja firlejska** leży zgodnie na „formacji” bychawskiej, a kontakt między nimi jest związany ze stopniowym przejściem facjalnym. Formacja firlejska została ustanowiona przez Miłaczewskiego (1981) w miejsce nieformalnej jednostki litostratygraficznej – serii wapieni gruzłowych. Wiek formacji został określony jako fameński ze wskazaniem na famen niższy, jednakże bez bliższego sprecyzowania. Na obszarze dewońskiego basenu lubelskiego wiek formacji jest zmienny. Na południowym wschodzie w segmencie komarowskim, gdzie formacja zalega zgodnie na utworach franu, jej dolna granica przebiega w sąsiedztwie spągu dolnego poziomu *triangularis*. W profilu otworu Maciejowice IG 1 występuje natomiast dwa poziomy konodontowe wyżej. Górna granica formacji, analogicznie do jej spągu, ma również charakter przejścia facjalnego.

Formacja firlejska ma monotonna skład litologiczny. Są to osady węglanowe o charakterystycznej teksturze gruzłowej. Ciemnoszare lub ciemnoszarobrunatnawe gruzły różnych kształtów i wielkości, utworzone najczęściej z kalcyfikrytu lub kalcydolomikrytu, tkwią różnie rozmieszczone w nieco ciemniejszym, bardziej marglistym lub ilasto-węglanowym tle skalnym. Skąły są najczęściej twarde i zwarte. W ich obrębie wyraźne warstwowanie nie jest widoczne, aczkolwiek ułożenie gruzłów dłuższymi osiami równoległe do siebie sugeruje obecność uwarstwienia, miejscami odbiegającego od poziomego.

Skamieniałości w utworach gruzłowych występują dość liczne, i są to głównie brachiopody, najczęściej *Cyrtospirifer* ex. gr. *archiaci* Murchison, które tworzą ławiczki zwartych muszlowców złożonych z rozdzielonych skorupiek. Muszlowce te mają prawdopodobnie genezę sztormową. Cyrtospiryfery występują również ze zmniejszającą się liczebnością przez cały profil formacji. Często są także ławiczki utworzone z całych muszli *Ptychomaletoechia* sp., a także ławiczki *Athyris* sp. *sensu lato*.

W obrębie formacji występują również inne skamieniałości, lecz nie tak licznie jak ramienionogi. Spotykane są fragmenty łodyg liliowców, gałązek koralowców *Tabulata* z grupy *Aulopora*, małżów, pancerzy skorupiaków oraz duże małżoraczki i łuska ryby. Nie stwierdzono obecności *in situ* koralowców, stromatoporoidów oraz tentakulitów, ale były one znalezione w obrębie intraklastów.

Bardziej szczegółowa charakterystyka utworów gruzłowych formacji firlejskiej znajduje się w pracy Miłaczewskiego i Radlicza (2007). Tu warto podkreślić, że w górę profilu formacji zmniejsza się udział osadów gruzłowych, a rośnie zawartość kwarcu detrytycznego i pojawiają się mniej typowe odmiany litologiczne, tj. wapienie piaszczyste i piaskowce wapniste. Trend zmiany litologii w profilu formacji jest też wyraźnie widoczny na wykresach geofizyki wiertniczej. Na przykład na krzywej PG wyraźnie widać w interwale głęb. 3503,7–3588,0 m dość wyraźny trend zmniejszania się natężenia promieniowania w górę profilu. W interwale głęb. ok. 3528,5–3534,0 m występuje warstwa, prawdopodobnie piaszczystego wapienia gruzłowego, charakteryzująca się najniższym natężeniem PG. Jest to przypuszczalnie związane z obecnością MRS, mogącą być granicą sekwencji T-R. Powyżej niej wskazania PG gwałtownie rosną, co jest związane z występowaniem ok. 20 m miąższości wapieni marglistych, których promieniotwórczość jest podobna jak przy spągu formacji firlejskiej. Wyżej następuje ponowna zmiana trendu na ujemny.

Na głęb. geofizycznej 3504,5 m jest zlokalizowany punkt przecięcia krzywej PG w prawo związany z wyraźną granicą erozyjną z utworami karbonu. Granica ta została przerzdeniowana i występuje na głęb. wiertniczej 3503,7 m, a powyżej leży zlepieniec wulkanoklastyczny (Kozłowska, ten tom), którego wiek określono na turnej (Waksmundzka, ten tom).

Porównując warunki sedymentacji osadów formacji firlejskiej z rejonu otworu Maciejowice IG 1, do profilu otworu Lublin IG 1 z centralnej Lubelszczyzny widoczne jest, że w fałszenie znajdował się on w części basenu o znacznie mniejszej subsydencji, co skutkowało mniejszą miąższością nagromadzonych osadów. W obu obszarach występują natomiast podobne facje osadów i zespoły fauny. Jednakże rejon centralny cechuje się większą różnorodnością litologiczną i udziałem w osadach składników terygeniczych, zwłaszcza frakcji piaszczystej, ciemniejszą barwą skał, mniejszą ilością skamieniałości bentosowych oraz ponad dwukrotnie większą miąższością. Cechy te sugerują depozycję osadów w zbiorniku o względnej równowadze pomiędzy tempem akumulacji, a subsydencją dna, przy względnej bliskości obszaru alimentacyjnego.

Biostratygrafia i chronostratygrafia

W zonacji miosporowej formacji sycyńska i czarnoleśka należą do poziomu MN (*micrornatus* – *newportensis* – podpoziomy R i M), czyli do lochkowu niższego i środkowego (Turnau i in., 2005). W późniejszej pracy Turnau (2011) umieściła formację czarnoleśką w podpoziemiu R (lochkow środkowy). Należy podkreślić, że oznaczenia te opierają się na dość nielicznym materiale pochodzącym z formacji sycyńskiej z otworów Pionki 4 oraz z odległej południowo-zachodniej części basenu z otworu Terebin IG 5. W otworze Wilga IG 1 z rejonu północno-zachodniego oznaczalnych miospor nie znaleziono. Inne badane skamieniałości – małżoraczki, tentakulity (Miłaczewski i in., 1983), ramienionogi i małże (Tomczykowa, w: Tomczyk, Tomczykowa, 1983) były traktowane jako wskaźnikowe dla dawnych pięter żedyn i zigen (lochkow nie był wtedy piętrem standardowym). Późniejsze badania i rewizja tych oznaczeń wykazała, że są one wieku niższy lochkow (Pajchłowa, Miłaczewski, 2003; Studencka, 2007). Dane biostratygraficzne dotyczące utworów formacji zwoleńskiej są skąpe i wskazują na lochkow górny, prag oraz ems. Spąg i strop formacji są heterochroniczne (Narkiewicz, 2011a).

Przypuszczalny dewon środkowy jest reprezentowany w profilu otworu Maciejowice IG 1 przez utwory o bardzo niewielkiej miąższości, należące do formacji telatyńskiej. Profil formacji jest transgresywny, a spąg heterochroniczny. Jej osady powstały na obszarze o słabej subsydencji, gdzie sedymentację przerywały etapy syngenetycznej erozji, a także niedepozycji. Rezultatem tego jest obecność w profilu dewonu środkowego licznych luk stratygraficznych związanych z powierzchniami erozyjnymi.

Wiek wydzielonego w obrębie formacji telatyńskiej ogniwa przewodowskiego nie jest udokumentowany biostratygraficznie. Narkiewicz (2011a) sugeruje, że w profilu otworu Maciejowice IG 1 można go w przybliżeniu określić na eifel, a leżących powyżej utworów węglanowo-ila-tych z wyższej części formacji – opcjonalnie na eifel, eifel-żywet lub żywet.

Utwory franu w rejonie północno-zachodnim (segmente stężycskim) są wykształcone jako utwory wyłącznie węglanowe. Występuje w nich wiele skamieniałości, przede wszystkim konodonty, ponadto koralowce i stromatoporoidy, a także ramienionogi, tentakulity i małżoraczki. Inne skamieniałości, tj. małże, ślimaki, liliowce, skolekodonty, otwornice, czy glony wapienne nie mają praktycznego znaczenia stratygraficznego. Goniatyty, choć ważne stratygraficznie, są bardzo rzadko spotykane.

W profilu otworu Wilga IG 1, oprócz konodontów, nie znaleziono fauny, którą udałooby się oznaczyć. Przewiercony fragment formacji modrzyńskiej w tym otworze, ze względu na jej usytuowanie w profilu, był uważany przez Miłaczewskiego (w Miłaczewski i in., 1983) za dolnofrański, aczkolwiek jego korelacja z utworami franu dolnego w innych profilach nie była pewna. Dopiero badania Narkiewicz i Bultyncka (2011) oraz Narkiewicz (2019) pomogły wyjaśnić ten problem. Wskazały one, że tuż pod erozyjnym stropem formacji, na głęb. 3097,8 m, występują

elementy konodontowe taksonów *Polygnathus morgani* Klapper et Lane i *Icriodus* aff. *I. excavatus* Weddige oraz inne bliżej nieoznaczalne elementy wskazujące na dolny poziom *hassi* (nienajniższy fran środkowy). Niższa część piętra frańskiego w profilu Wilga IG 1 przypuszczalnie nie osadziła się, natomiast wyższa uległa epigenetycznej erozji.

W profilu Maciejowice IG 1 występuje wyższa część franu, natomiast brak jest utworów franu dolnego, co potwierdzają korelacje Narkiewicza (2011a, *vide* fig. 23). Na krzywych geofizycznych jest tu widoczny wyraźny trend pogłębiający ku górze, związany ze zmianą środowiska płytkowodnej platformy na głębsze morze.

W profilu Maciejowice IG 1 występują formacje litostratygraficzne – bychawska i firlejska, którym przypisuje się wiek fameński (Narkiewicz, Bultynck, 2011). Ich utwory są bogate w skamieniałości, zwłaszcza ramienionogi, które jednakże nie mają zbyt dużego znaczenia dla stratygrafii. „Formacja” bychawska powstała w czasie reżimu transgresywnego, w bardzo szybko pogłębiającym się, aktywnym tektonicznie basenie szelfowym. Jego głębokość wynosiła poniżej 100 m i dominowała depozycja osadów ilasto-węglanowych, w warunkach dys- i anaerobowym (Narkiewicz, 2011a). Osady „formacji” bychawskiej powstały we wczesnym famenie, natomiast formacji firlejskiej zostały utworzone we wczesnym i środkowym famenie (Narkiewicz, Bultynck, 2011), w warunkach otwartomorskich w środowisku węglanowo-ilastego szelfu niżej pływowego (Narkiewicz, 2011a). Utwory famenu nie występują we wszystkich profilach w segmencie stężyckim z powodu erozji epigenetycznej.

„Formacja” bychawska powstała we wczesnym famenie, w reżimie transgresywnym. Później w famenie środkowym nastąpiła zmiana charakteru osadów w związku z reżimem regresywnym i silniejszym dopływem materiału terygenicznego z podnoszącego się obszaru zlokalizowanego na wschód od strefy Kocka i na południowym wschodzie (rejon Włodzimierza Wołyńskiego, Ukraina). Doprowadziło to do powstania w późnym famenie morskich utworów klastycznych formacji huleżańskiej i czerwonych klastyków (Miłaczewski, 1981).

Zarys sedymentacji utworów dewońskich i paleogeografia

W rejonie otworu Maciejowice IG 1, u schyłku syluru rozciągał się zbiornik morski typu basenu szelfowego, w którym odbywała się sedymentacja pelagiczna materiału ilowego. Z początkiem lochkowu warunki sedymentacji nie zmieniły się w sposób istotny. W dalszym ciągu panowały warunki otwartomorskie. Zbiornik rozciągał się przypuszczalnie na cały obszar lubelsko-radomski i obejmował rejon Łysogórski Gór Świętokrzyskich (formacja z Rudek wg Kozłowskiego, 2008; Miłaczewski, 2010). Na południowym wschodzie sięgał co najmniej do Dniestru, i miał połączenie z morzami na obszarze dzisiejszych Reńskich Gór Łupkowych, Ardenów, Bretanii (Francja), Walii i Maroka.

Połączenie zbiornika lubelsko-radomskiego z basenem na obszarze syneklizy bałtyckiej nie jest dostatecznie zbadane. Zbiornik w syneklizie bałtyckiej miał zupełnie inny

charakter, była to płytka część szelfu, w której odbywała się sedymentacja osadów piaszczystych i mułowych, w warunkach zwiększonego zasolenia wód (Kursz, 1975). Mogła to być również strefa przybrzeżna tego samego basenu, którego częścią środkową był basen radomsko-lubelski. Jak wykazały badania Radlicza i Wójcika (ten tom), morze lochkowskie było stosunkowo głębokie, a jego dno znajdowało się poniżej podstawy fałowania. W niezdiagenezowanym osadzie panowały zapewne warunki redukcyjne, o czym świadczą ciemna barwa skał i obecność w nich pirytu. Przy dnie zbiornika, okresowo panowały warunki wybitnie niesprzyjające rozwojowi bentosu, na co wskazują zachowanie się delikatnej laminacji osadu, brak szczątków fauny i występowanie jedynie szczątków nektonu i planktonu. Okresowo warunki tlenowe przy dnie były bardziej sprzyjające życiu bentosu, wtedy było ono zasiedlane przez cienkoskorupowe małże i ramienionogi.

Jak sugeruje Radlicz (2008), w depozycji osadów mogły mieć udział również prądy zawiesinowe. Wskazywać na to może współwystępowanie szczątków małżów i ramienionogów cienkoskorupowych z gruboskorupowymi, które zasiedlały różne strefy głębokościowe w zbiorniku, a zostały razem wymieszane przez prąd zawiesinowy.

We wczesnodewońskim (wczesny lochkow) zbiorniku sedymentacyjnym akumulacja osadów stopniowo zaczęła przeważać nad subsydencją dna, zbiornik zaczął się spłycać i wypełniać osadami, a jego powierzchnia uległa zmniejszeniu. Zapis tego zjawiska jest widoczny w wyższej części profilu formacji sycyńskiej jako zwiększony udział kwarcu detrytycznego, a także w postaci ławiczek bioklastycznych złożonych ze szczątków bentosu, powstałych w spływającym się morzu w wyniku działalności sztormów. W innych profilach otworów zlokalizowanych bardziej ku południowemu wschodowi, jak np. Łopiennik IG 1 (Miłaczewski, 2008) ławiczki wapieni bioklastycznych są cienkie i niezbyt liczne, natomiast w Busównu IG 1, Białopole IG 1 i Terebin IG 5 (Miłaczewski, 2007, 2012, 2014) są grubsze i liczniejsze, co wskazuje na depozycję w płytszym zbiorniku. Przeławiczenia bioklastyczne wyraźnie zaznaczają się na wykresach SO i PNG, dając charakterystyczny grzebieniasty wygląd krzywych.

W czasie depozycji osadów formacji czarnoleskiej, w środkowym lochkowie, po raz pierwszy zbiornik zaczął być zasilany w większą ilość materiału terygenicznego frakcji piaskowej. Było to wywołane spłyceniem morza i zwiększeniem intensywności erozji na lądzie, co należy wiązać z ostatnimi ruchami wznoszącymi epoki kaledońskiej. Zmienił się charakter fauny bentonicznej ograniczonej do wielkoraków i nielicznych małżoraczków, wskazujących na wody o zmniejszonym zasoleniu. Jak wykazały badania Radlicza (2008) oraz Radlicza i Wójcika (ten tom), energia środowiska była okresowo duża, gdyż tworzyły się dojrzałe arenity kwarcowe. W okresach spokojniejszej sedymentacji powstawały ilowce pylaste. Akumulacja osadów odbywała się w środowiskach przejściowych między pełnomorskimi a lądowymi, tj. niżejplywowym, pływowym, deltowym i plażowym. Szczegółowy opis ewolucji środowisk sedymentacyjnych formacji sycyńskiej i czarnoleskiej jest

zawarty w opracowaniu profilu otworu Wilga IG 1 (Miłaczewski, 2019).

Kolejna formacja zwoleńska, powstała w reżimie regresywnym, zawiera utwory wyłącznie terygeniczne, powstałe w środowisku rzek meandrujących płynących po bardzo rozległej nizinie aluwialnej. Występujące w profilu otworu Maciejowice IG 1 piaskowce kwarcowe, rzadziej waki, są osadami koryt rzecznych i glików krewasowych, natomiast osady drobnoziarniste – najczęściej mułowce i iłowce są osadami pozakorytowymi. Wśród nich najczęściej występują kolorowe mułowce, zwane także iłowcami pylastymi, barwy ciemnoczerwonej, zielonawej i szarej. Mogą być bezstrukturalne, bryłowe lub warstwowane. Rzadziej występują mułowce ilaste i iłowce ciemnoszare lub czarne, zawierające na powierzchniach uławicenia łuszczyki muskowitu i biotyty oraz drobny, zwęglony detrytus roślinny. Niekiedy występują w nich skorupki małżoraczków. Mułowce te są uważane za osady pozakorytowe powstałe w zaostiskach meandrowych lub niewielkich jeziorach.

Cechą charakterystyczną formacji zwoleńskiej, jest obecność w obrębie mułowców różnokształtnych, nodularnych konkrecji, najczęściej dolomityczno-wapiennych. Uważa się, że konkrecje te są związane z poziomami gleb kopalnych, powstałych w warunkach subaeralnych.

Inną cechą charakterystyczną formacji zwoleńskiej, choć nie zawsze w pełni wyrażoną, jest cykliczne wykształcenie osadów rzecznych. Są to cykle proste, niesymetryczne, tworzące stos warstw w układzie agradacyjnym. Profil w pełnym cyklu zaczyna się od cienkiej warstwy zlepieńców pochodzenia miejscowego, przykrytych różnej miąższości piaskowcami kwarcowymi, a te kolorowymi mułowcami, zwieńczonymi iłowcami ciemnoszarymi ze szczątkami organicznymi. Cykl zakończony bywa powierzchnią erozyjną.

Formacja zwoleńska jest szeroko rozprzestrzeniona na obszarze dewońskiego basenu lubelskiego, wraz z podniesieniem radomsko-kraśnickim, gdzie znajdowało się depocentrum i nagromadziły się osady znacznej miąższości przekraczającej 1000,0 m. Występuje ona również dalej na południowy wschód na Podolu, gdzie została wydzielona w tzw. serię dnistrzańską.

Generalizując, na przełomie syluru i dewonu, od wenloku, aż po późny ems, sedymentacja w basenie lubelskim reprezentowała typ ziarna grubiejącego ku górze. Zdaniem Miłaczewskiego (1981), ten długotrwały cykl sedymentacyjny składał się z etapu regresywnego (formacje sycyńska i czarnolesska) oraz etapu sedymentacji kontynentalnej (formacja zwoleńska). Górna granica tego cyklu ma charakter erozyjnej poligenicznej i polichronicznej powierzchni nieciągłości, ścinającej różne jednostki litostratygraficzne powstałe we wczesnym dewonie. W centrum i na południowym wschodzie basenu, w segmencie komarowskim, powierzchnia ta przebiega między utworami formacji zwoleńskiej, a ogniwa przewodowskiego formacji telatyńskiej (Miłaczewski, 2014). Ku północnemu zachodowi, w segmencie stężyckim nieciągłość ta w coraz większym stopniu ścina formację zwoleńską, a w profilu otworu Wilga IG 1 –

nawet górną część formacji czarnolesskiej (Miłaczewski, 2014; fig. 4).

Powyżej tej powierzchni nieciągłości, leżą różne fragmenty profilu formacji telatyńskiej. Takie następstwo można zaobserwować w profilach otworów Stężyca 1 i Maciejowice IG 1, w południowej części segmentu stężyckiego, jak również w centralnym i komarowskim.

Utwory formacji telatyńskiej i młodsze utwory dewonu stanowią drugi megacykl sedymentacyjny dewonu, w którym odcinek od eiflu po środkowy famen odpowiada etapowi transgresywnemu, a wyższy famen – regresywnemu (Miłaczewski, 1981). W obrębie tego megacyklu Narkiewicz (2011a) wyróżnił szereg cykli transgresywno-regresywnych niższego rzędu, od T-1 do T-5 w obrębie formacji telatyńskiej, M-1–M-5 w obrębie formacji modryńskiej oraz cykl FA w famenie. Cykle T1–M-2 obejmują środkowodewońsko-wczesnofrański etap sedymentacji. Początkowo zaznacza się tutaj wzrost udziału facji otwartomorskich, od terygenicznego cyklu T-1, przez facje środowisk przybrzeżnomorskich i/lub odciętych od otwartego zbiornika morskiego, aż po facje otwartej platformy węglanowej. U schyłku cyklu T-5 zaznaczył się epizod regresji, podkreślony lokalną erozją lub luką sedymentacyjną. We wczesnym franie (cykle M-1 i M-2) sedymentacja w basenie odbywała się w środowiskach platformy węglanowej, przez system otwartego szelfu węglanowo-ilastego po proksymalną platformę i lagunę ewaporacyjną. W profilu otworu Maciejowice IG 1 zachowały się jedynie osady ogniwa przewodowskiego – cyklu T-1 – oraz węglanowa część formacji telatyńskiej, należąca być może do cyklu T-2. Brak natomiast młodszych osadów środkowodewońsko-wczesnofrańskiego etapu sedymentacji, w tym dolnofrańskiej części formacji modryńskiej, obejmującej cykle M-1 i M-2. Podobnie jak w otworze Wilga IG 1, w profilu pojawiają się dopiero utwory węglanowe, wchodzące w skład cyklu M-3 (Narkiewicz, 2011a, *vide* fig. 23), rozpoczynające środkowo-późnofrański etap sedymentacji, zdominowanej początkowo przez środowiska rozległej platformy węglanowej, a później otwartego szelfu węglanowo-ilastego. Etap famenijski obejmuje jeden duży cykl transgresywno-regresywny, w którym „formacja” bychawska reprezentuje środowiska sedymentacji głębokomorskiej, poniżej sztormowej podstawy falowania i zubożone w tlen. Początek sedymentacji wapieni gruzłowych formacji firlejkiej odpowiada powolnemu spłycaaniu basenu szelfowego na węglanowo-ilastym szelfie niżejplywowym (Narkiewicz, 2011a).

Górna granica dewonu w profilu Maciejowice IG 1 odpowiada walnej nieciągłości sedymentacyjnej, powierzchni erozyjnej i niezgodności katowej, ścinającej – w różnych częściach Lubelszczyzny – różne ogniwa dewonu, syluru, ordowiku, kambriu i ediakaru oraz podłoża krystalicznego. Na dużym obszarze dewońskiego basenu lubelskiego ulega amalgamacji z przedjurajską powierzchnią nieciągłości. Na przykład w profilu otworu Ciepeliów IG 1, koło Zwolenia, na erozyjnym stropie formacji zwoleńskiej leżą niezgodnie utwory jury.

Krzysztof RADLICZ, Krystian WÓJCIK

MIKROFACJE I PETROGRAFIA UTWORÓW DEWONU

Petrografia utworów dewonu w otworze Maciejowice IG 1 opracowano na podstawie 126 płytek cienkich (Radlicz, 1977). Przy identyfikacji i w opisach mikrostruktury skał wykorzystano klasyfikację Dunhama (1962), zmodyfikowaną przez Embry'ego i Klovana (1972) oraz Wrighta (1992), wprowadzoną do polskiego piśmiennictwa przez Jaworowskiego (1987), oraz skomentowaną przez Flügela (2004). Do opisu petrograficznego skał klastycznych wykorzystano natomiast klasyfikację Pettijohna i in. (1972). Wyniki analiz petrograficznych utworów dewonu w otworze Maciejowice IG 1 podsumowano w tabeli 2.

Mikrostruktury skał węglanowych podzielono na dwie grupy genetyczne. Do pierwszej zaliczono mikrostruktury pierwotne, w których występuje czytelna struktura osadu, powstała w rezultacie sedimentacji lub działalności organizmów. Obejmuje ona:

- madstony – mikryty węglanowe lub węglanowo-ila-
ste z udziałem do 10% allochemów;
- wakstony – mikryty węglanowe lub węglanowo-ila-
ste z udziałem 10–45% allochemów;
- pakstony – mikryty węglanowe lub węglanowo-ila-
ste z udziałem powyżej 45% allochemów i zwartym
szkielecie ziarnowym (niekiedy ziarna częściowo
spojone węglanem krystalicznym);
- greinstony – sparyty z udziałem powyżej 45% allo-
chemów;
- rudstony/flotstony – mikryty węglanowe, węglanowo-
ilaste lub sparyty z udziałem powyżej 45% alloche-
mów (w tym przynajmniej 10% allochemów o średnicy
>2 mm) i zwartym lub luźnym szkielecie ziarnowym;
- bandstony – mikrostruktury powstałe w wyniku po-
grzebania organizmów w pozycji *in situ* lub w wyni-
ku ich aktywności biogenicznej, bez rozróżniania na
podtypy.

Do drugiej grupy zaliczono dolosparstony – mikro-
strukturę diagenetyczną, która częściowo lub całkowicie
zatarła pierwotną, depozycyjną mikrostrukturę osadu
w wyniku dolomityzacji. Zwięzłość osadu i sposób upo-
rządkowania allochemów w obrębie tła skalnego zostały
zdefiniowane jako tekstura skały, tj. bezładna, smużysta,
równoległa, gruzłowa, laminowana równolegle, organiczna
i zbioturbowana. Spoiwo scharakteryzowano, uwzględnia-
jąc obecność mikrytu, sparytu, dolomikrytu, dolosparytu,
minerałów ilastych i krzemionki. Wśród głównych alloche-
mów zidentyfikowano kwarc, muskowit z biotytem i chlo-
rytem, skalenie, getyt, onkoidy, peloidy i litoklasty/intra-
klasty. Identyfikację bioklastów przeprowadzono na pod-
stawie podręcznika Flügela (2004). Skały klastyczne roz-
różniono na podstawie kryteriów uwzględniających frakcję
ziaren oraz udział ilastego spoiwa (Pettijohn i in., 1972).
Charakterystyczne mikrofacje skał węglanowych i kla-
stycznych zilustrowano na figurach 6–9.

W 1977 r. w Głównym Laboratorium Chemicznym ów-
czesnego Instytutu Geologicznego wykonano 61 oznaczeń

chemicznych CaO, MgO, CO₂ i części nierozpuszczalnych
w HCl z próbek dewońskich z otworu Maciejowice IG 1.
Wyniki analiz zostały przeliczone na zawartość CaCO₃,
CaMg(CO₃)₂, FeCO₃, CaSO₄, MgO i CaO oraz na stosunek
CaO/MgO i stopień dolomityczności (dd) według metodyki
opracowanej przez Radlicza (1967, 1968, 1974).

Stopień dolomityczności jest określony wzorem:

$$dd = [\%wag] \text{ MgO} / [\%wag] \text{ CaO} \times 1391$$

i określa zawartość dolomitu w węglanach, zawsze wy-
rażony liczbą całkowitą. W czystym dolomie dd = 1000,
przy 50% zawartości CaCO₃ i 50% zawartości dolomitu dd
= 352, przy zawartości 95% CaCO₃ i 5% zawartości dolo-
mitu dd = 29. Wyniki tych analiz w formie skróconej pod-
sumowuje tabela 2.

Ponadto wykonano badania rentgenostrukturalne dyfrak-
tografem Rigaku-Denki i analizy derywatograficzne odpow-
iednio 6 i 7 próbek z formacji sycyńskiej. Zostały one
wówczas zinterpretowane przez B. Szymczak i Z. Górzyń-
skiego. Podsumowanie tych analiz zamieszczono w tabeli 3.

Mikrofacje skał węglanowych

Madstony występują w formacjach firlejskiej, bychaw-
skiej i modryńskiej, rozpoznano je łącznie w 7 próbkach
(3a, 4, 5, 6, 11, 15, 27) (tab. 2; fig. 6C). W formacji firlejskiej
i w stropowej części „formacji” bychawskiej madstony cha-
rakteryzują się gruzłową lub smużystą teksturą oraz wy-
raźnym udziałem ziaren kwarcu. Rzadko pojawia się mu-
skowit. Wśród bioklastów rozpoznano krynoidy i igły gą-
bek. Spągowa część formacji bychawskiej i formacja firlej-
ska zawierają madstony o bezładnej teksturze, pozbawione
kwarcu i bioklastów. W madstonach zawartość CaO wynosi
31,7–52,7%, a MgO 0,8–2,4%, przy stopniu dolomityzacji
14–107.

Wakstony rozpoznano w 9 próbkach z formacji firlej-
skiej (2, 3), bychawskiej (7–9, 12, 13) oraz modryńskiej
(22 i 26) (tab. 2; fig. 6A). Cechą charakterystyczną waksto-
nów z formacji firlejskiej jest obecność ziaren kwarcu i po-
jedynczych igieł gąbek. W jednym przypadku (próbka 2)
dość powszechnie pojawiają się krynoidy obok pojedyn-
czych ramienionogów, a tekstura skały jest gruzłowa.
W drugim (próbka 3) są zauważalne peloidy oraz tekstura
laminowana. Zawartość CaO wynosi 26,3–42,5%, a MgO
1,1–2,6% przy stopniu dolomityzacji dd = 36–139. W „for-
macji” bychawskiej wakstony odznaczają się bezładną tek-
sturą albo są widoczne laminacje genezy mechanicznej.
Znika udział kwarcu, nadal powszechnie występują jednak
igły gąbek i inne, bliżej nierozpoznane bioklasty. Zawar-
tość CaO wynosi w nich 28,4–51,5%, a MgO 0,3–1,1%,
przy stopniu dolomityzacji 7–39. W wakstonach formacji
modryńskiej występuje tekstura bezładna i pojedyncze bio-
klasty, a stopień dolomityzacji wynosi dd = 1–164.

Petrografia dewonu oraz wyniki analiz chemicznych w otworze Maciejowice IG 1

Petrography of the Devonian rocks and results of chemical analyses in the Maciejowice IG 1 borehole

[illegible]

Tabela 2 cd.

[illegible]

Pakstony są powszechnym typem mikrofacji rozpoznawym w profilu dewonu otworu Maciejowice IG 1, choć są wewnętrznie zróżnicowane. Występują w 14 próbkach, w formacjach firlejskiej (4a), bychawskiej (10), modryńskiej (14, 16, 17, 24, 25, 28, 29 i 31) i sycyńskiej (92b, 94, 96 i 98a) (tab. 2; fig. 6B, D, 7A, C–E, 9C). W formacji firlejskiej stwierdzono pakston krynoidowy ze znaczną domieszką ziaren kwarcu, pojedynczymi litoklastami/intraklastami wapiennymi, ramienionogami i innymi, bliżej nierozpoznawalnymi bioklastami. Nieco inny charakter ma próbka z „formacji” bychawskiej, w której, w mikrytowym i bardzo słabo zdolomityzowanym (dd = 4) matriksie wy-

stępują liczne, choć bardzo drobne igły gąbek. Większą różnorodność spotkano w próbkach z formacji modryńskiej. W jej stropowej części występują pakstony bioklastyczne z zauważalnym udziałem krynoidów, pojedynczymi ramienionogami, koralowcami i peloidami. W dolnej części formacji pakstony odznaczają się wyraźnie większym udziałem peloidów, obecnością kalcisfer, a niekiedy licznymi styliolinami (próbka 24) i ramienionogami (próbka 28), a tylko z akcesorycznym udziałem krynoidów, koralowców i intraklastów. Niekiedy pojawiają się też kolce jeżowców i ślimaki (próbka 28). Pakstony formacji modryńskiej mają zawartość CaO 46,9–55,2% i MgO 0,0–4,3%

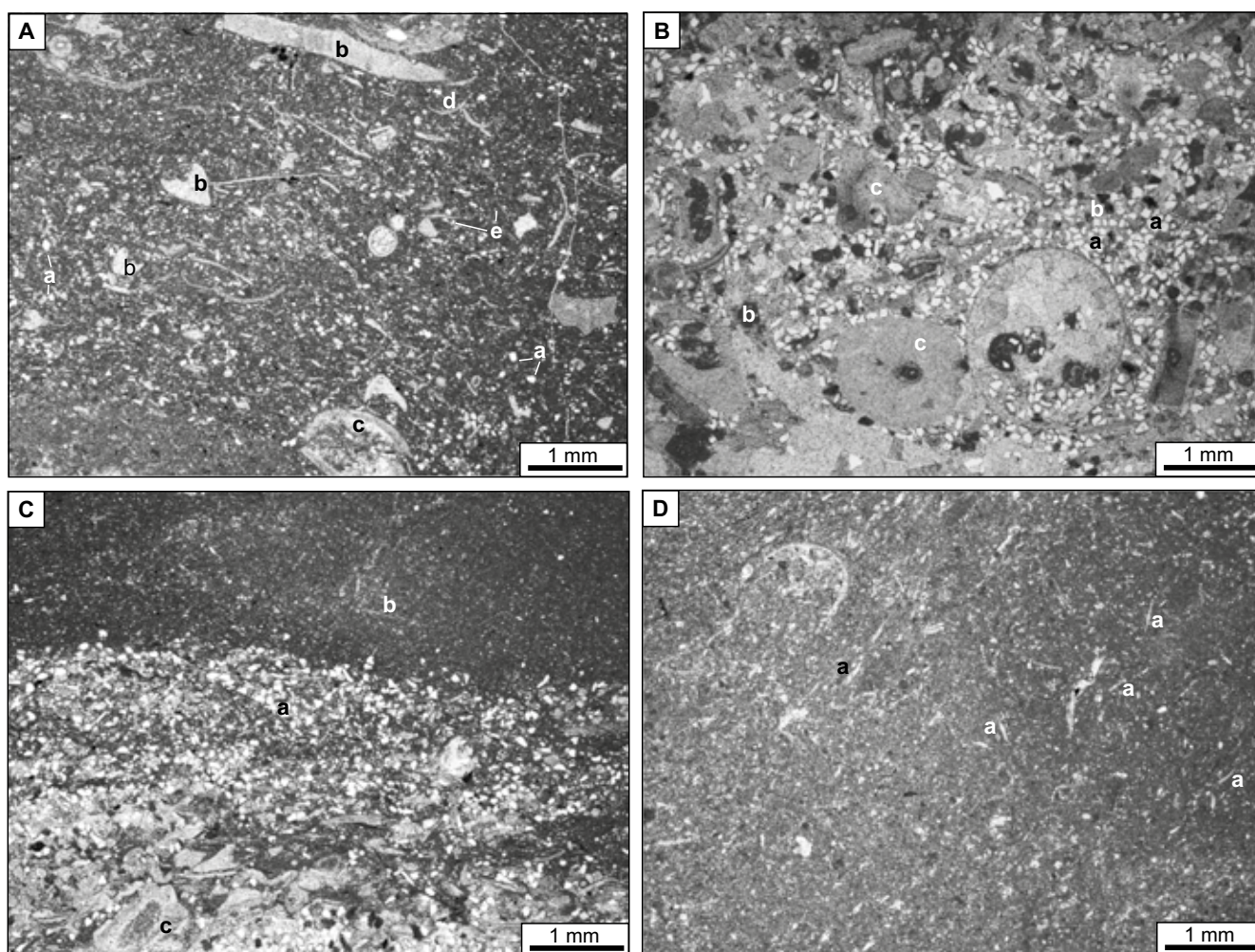


Fig. 6. Petrografia dewonu w otworze Maciejowice IG 1 (formacja firlejska i „formacja” bychawska)

A. Wakston/pakston z kwarcem i krynoidami; widoczne ziarna kwarcu (a), szczątki liliowców (b), ramienionogi (c), małżoraczki (d), igły gąbek (e); formacja firlejska; próbka 2; głęb. 3497,4 +10,2 m, bez analizatora. **B.** Pakston kwarcowo-krynoidowy; widoczne ziarna kwarcu (a), litoklasty (b), szczątki liliowców (c); formacja firlejska; próbka 4a; głęb. 3516,0 +17,2 m, bez analizatora. **C.** Madston z przewarstwieniem pakstonu kwarcowo-krynoidowego; widoczne ziarna kwarcu (a), igły gąbek (b), szczątki liliowców (c); „formacja” bychawska; próbka 6; głęb. 3591,0 +0,5 m, bez analizatora. **D.** Pakston/wakston bioklastyczny; widoczne igły gąbek (a); „formacja” bychawska; próbka 10; głęb. 3664,5 +8,6 m, bez analizatora

Petrography of the Devonian succession in the Maciejowice IG 1 borehole (Firlej Formation and Bychawa formation)

A. Wackstone/packstone with quartz and crinoids; quartz grains (a), crinoid fragments (b), brachiopods (c), ostracods (d), sponge spicules (e); Firlej Formation; sample 2, depth 3497.4 +10.2 m, without analyzer. **B.** Quartz-crinoid packstone; quartz grains (a), lithoclasts (b), crinoid fragments (c); Firlej Formation; sample 4a; depth 3516.0 +17.2 m, without analyzer. **C.** Mudstone with intercalation of quartz-crinoid packstone; quartz grains (a), sponge spicules (b), crinoid fragments (c); Bychawa formation; sample 6; depth 3591.0 +0.5 m, without analyzer. **D.** Bioclastic packstone/wackstone; sponge spicules (a); Bychawa formation; sample 10; depth 3664.5 +8.6 m, without analyzer

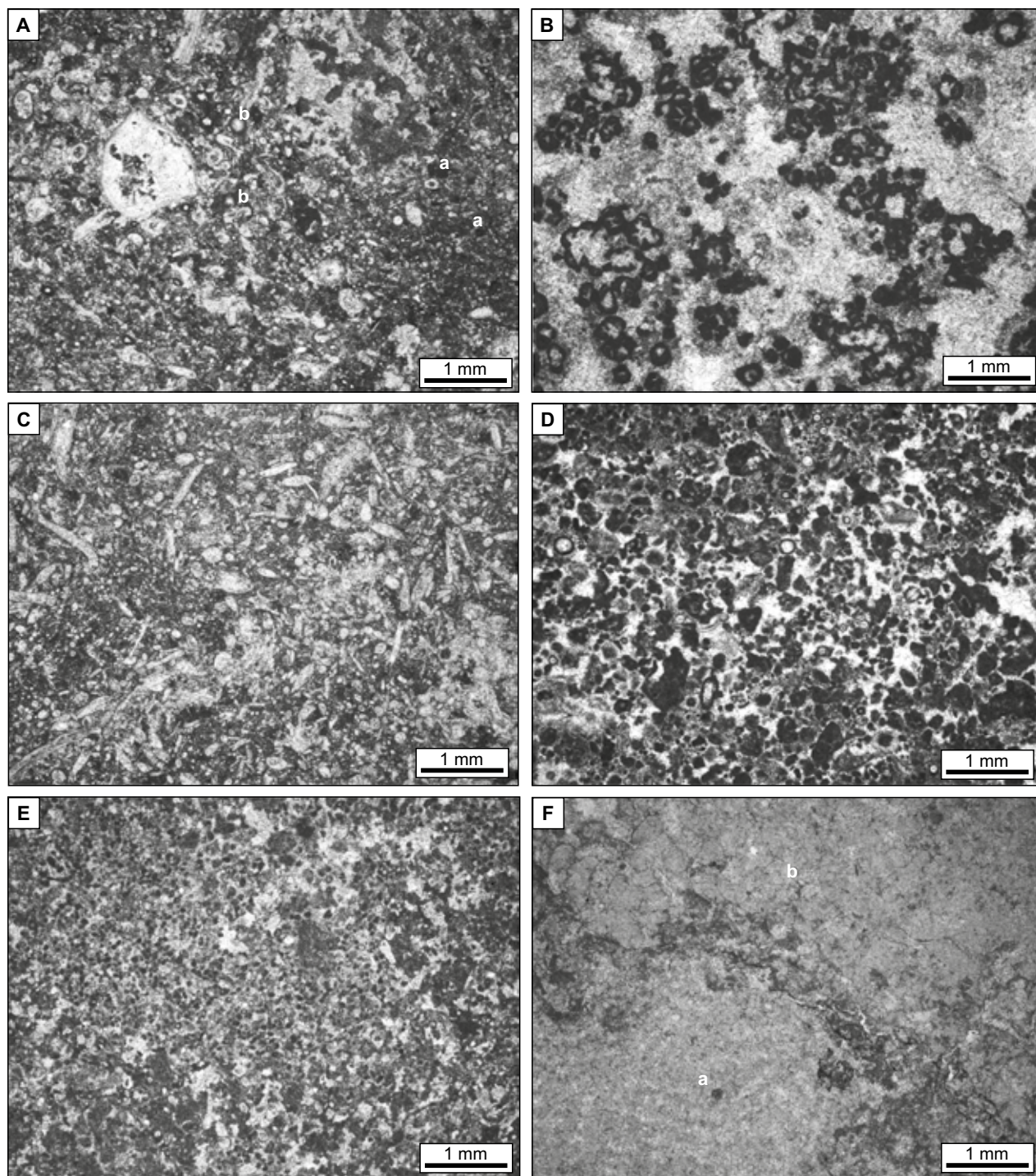


Fig. 7. Petrografia dewonu w otworze Maciejowice IG 1 (formacja modryńska)

A. Pakston peloidowo-bioklastyczny; widoczne peloidy (a), kalcisfery (b); formacja modryńska; próbka 17; głęb. 3772,0 +17,7 m, bez analizatora. **B.** Bandston renalcisowy; formacja modryńska; próbka 18; głęb. 3815,3 +0,2 m, bez analizatora. **C.** Pakston glonowy; formacja modryńska; próbka 24; głęb. 3853,5 +10,2 m, bez analizatora. **D.** Pakston peloidowo-kalcisferowy; formacja modryńska; próbka 25; głęb. 3853,5 +12,2 m, bez analizatora. **E.** Pakston peloidowo-kalcisferowy; formacja modryńska; próbka 29; głęb. 3893,1 +2,3 m, bez analizatora. **F.** Rudston stromatoporoidowo-koralowco-
wy; fragment stromatoporoida (a), fragment koralowca (b); formacja modryńska; próbka 34; głęb. 3893,1 +18,3 m, bez analizatora

Petrography of the Devonian succession in the Maciejowice IG 1 borehole (Modryń Formation)

A. Peloid-bioclastic packstone; peloids (a), calcisphaerids (b); Modryń Formation; sample 17; depth 3772.0 +17.7 m, without analyzer. **B.** Renalcid boundstone; Modryń Formation; sample 18; depth 3815.3 +0.2 m, without analyzer. **C.** Algae packstone; Modryń Formation; sample 24; depth 3853.5 +10.2 m, without analyzer. **D.** Peloid-calcisphaerid packstone; Modryń Formation; sample 25; depth 3853.5 +12.2 m, without analyzer. **E.** Peloid-calcisphaerid packstone; Modryń Formation; sample 29; depth 3893.1 +2.3 m, without analyzer. **F.** Stromatoporoid-coral rudstone; stromatoporoid (a), coral (b); Modryń Formation; sample 34; depth 3893.1 +18.3 m, without analyzer

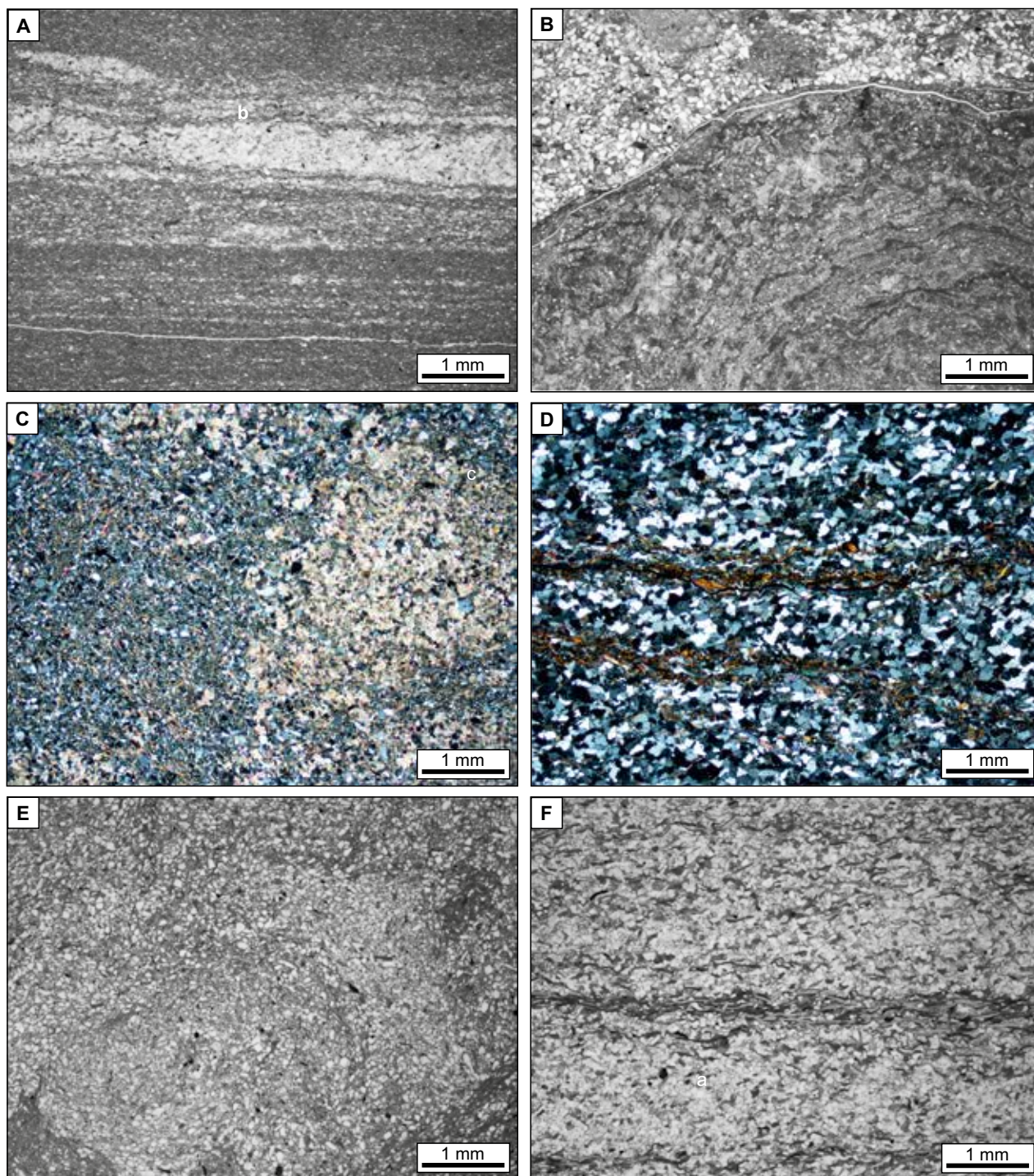


Fig. 8. Petrografia dewonu w otworze Maciejowice IG 1 (formacja zwoleńska i formacja czarnoleska)

A. Mułowiec z laminami arenitowymi (arenit kwarcowy z łyszczykami); formacja zwoleńska; próbka 39a; głęb. 3976,6 $\pm$ 0,7 m, bez analizatora. **B.** Waka kwarcowa z onkoidami; formacja zwoleńska; próbka 43; głęb. 3994,0 $\pm$ 8,4 m, bez analizatora. **C.** Waka kwarcowa z łyszczykami i konkrecjami dolomitowymi; formacja zwoleńska; próbka 56; głęb. 4111,0 $\pm$ 2,5 m, nikole skrzyżowane. **D, F.** Arenit kwarcowy z laminą łyszczykową; formacja czarnoleska; próbka 78; głęb. 4278,0 $\pm$ 13,3 m, D – bez analizatora, F – nikole skrzyżowane. **E.** Zbiorurbowany arenit kwarcowy; formacja czarnoleska; próbka 80; głęb. 4350,0 $\pm$ 0,3 m, bez analizatora

Petrography of the Devonian succession in the Maciejowice IG 1 borehole (Zwoleń Formation and Czarnolas Formation)

A. Clastic mudstone with arenite laminae; Zwoleń Formation; sample 39a; depth 3976.6 $\pm$ 0.7 m, without analyzer. **B.** Quartz wacke with oncolids; Zwoleń Formation; sample 43; depth 3994.0 $\pm$ 8.4 m, without analyzer. **C.** Quartz wacke with muscovite and biotite and dolomite concretions; Zwoleń Formation; sample 56; depth 4111.0 $\pm$ 2.5 m, crossed nicol. **D, F.** Quartz arenite with muscovite/biotite lamina; Czarnolas Formation; sample 78; depth 4278.0 $\pm$ 13.3 m, D – without analyser, F – crossed nicol. **E.** Bioturbated quartz arenite; Formacja czarnoleska; sample 80; depth 4350.0 $\pm$ 0.3 m, without analyzer

przy stopniu dolomityzacji $dd = 1-128$, zazwyczaj jednak bardzo niskim $dd < 10$. Charakterystyczną cechą pakstónów formacji sycyńskiej z kolei jest powszechność tekstury równoległej. W jednym przypadku (próbka 92b) tentakulity, ramienionogi i trylobity są masowo nagromadzone, pojawiają się one także w pozostałych próbkach, choć ustępują liczebnością małżoraczkom (próbka 94) i małżom (próbki 96 i 98a). Stopień dolomityzacji, zbadany w dwóch pakstónach formacji sycyńskiej, wynosi $dd = 43-377$.

Greinston występuje tylko w jednej próbce 92a w pobliżu stropu formacji sycyńskiej i został rozpoznany w obrębie warstwy wapienia ziarnistego (tab. 2; fig. 9A). Dominują w nim bioklasty trylobitów, ramienionogów i tentaku-

litów, a znamieny jest brak krynoidów. Charakterystyczne jest też równoległe ułożenie składników ziarnistych. Tło skalne stanowią średnie i duże kryształy sparytu, sięgające do 2 mm średnicy.

Rudstony występują w dwóch próbkach (21 i 34; tab. 2; fig. 7F) w obrębie formacji modryńskiej. Dominującymi allochemami są w nich fragmenty stromatoporoidów i litoklasty węglanowe. Zawartość CaO wynosi w nich 47,5–54,7%, a MgO 0,1–6,1%, przy stopniu dolomityzacji 1–178.

Bandstony stwierdzono w 5 próbkach (18–20, 23 i 36; tab. 2; fig. 7B) w środkowej części formacji modryńskiej oraz w formacji telatyńskiej. W pierwszej z wymienionych formacji, w próbkach 18–20 występują masowe nagromadzenia

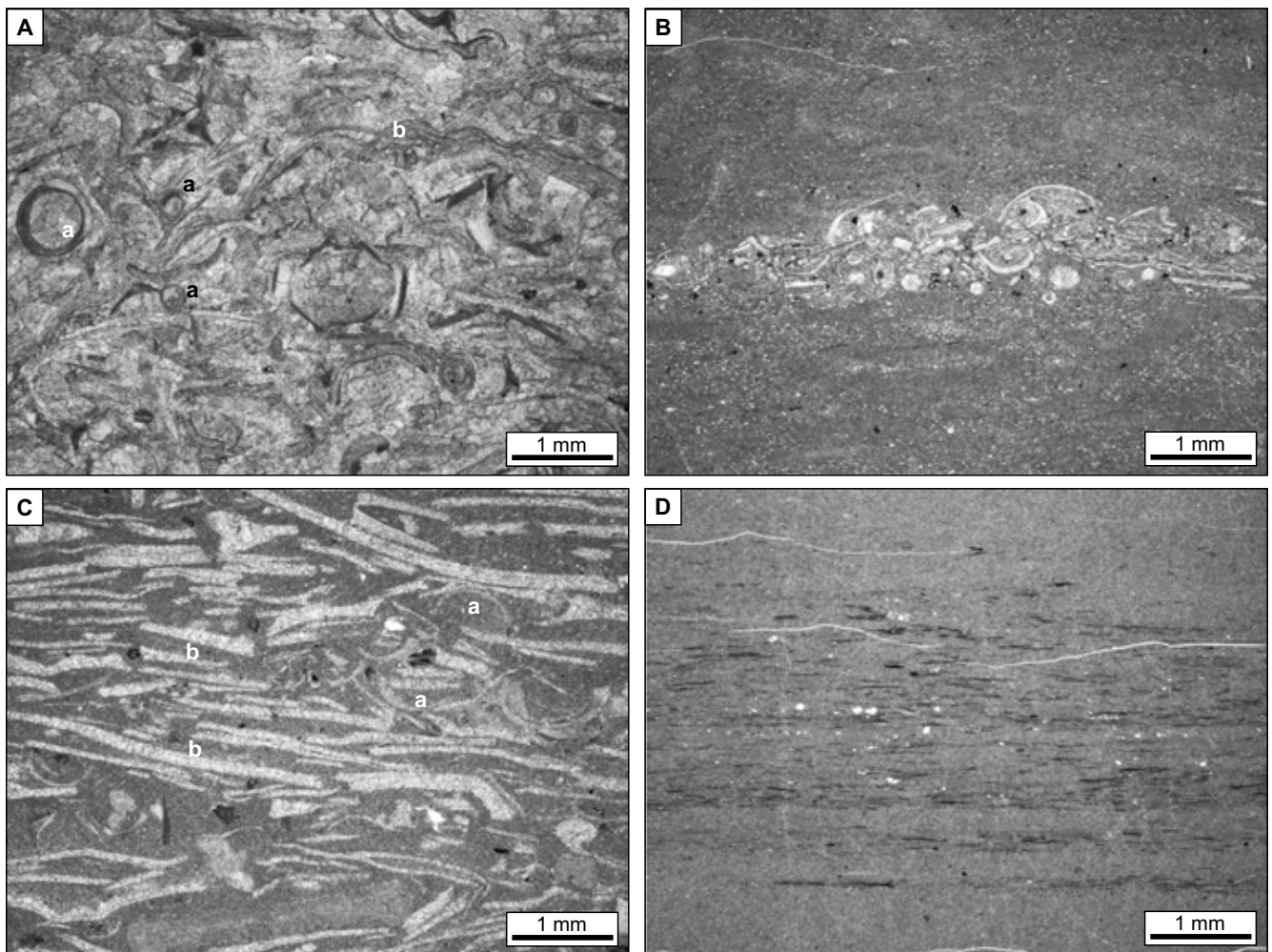


Fig. 9. Petrografia dewonu w otworze Maciejowice IG 1 (formacja sycyńska)

A. Greinston tentakulitowo-trylobitowo-ramienionogowy; widoczne tentakulity (a), fragmenty trylobitów (b); formacja sycyńska; próbka 92a; głęb. 4430,0 +1,4 m, bez analizatora. **B.** Lamina pakstónu bioklastycznego (małżoraczkowego) w mułowcu; formacja sycyńska; próbka 94; głęb. 4600,0 +0,1 m, bez analizatora. **C.** Pakstón małżowy z małżoraczkami; widoczne małżoraczki (a), małże (b); formacja sycyńska; próbka 96; głęb. 4616,0 +2,4 m, bez analizatora. **D.** Mułowiec nasycony substancją bitumiczną podkreślającą subtelną laminację; formacja sycyńska; próbka 101; głęb. 4741,0 +8,5 m, bez analizatora

Petrography of the Devonian succession in the Maciejowice IG 1 borehole (Sycyna Formation)

A. Tentaculoid-trilobite-brachiopod grainstone; tentaculoids (a), trilobite fragments (b); Sycyna Formation; sample 92a, depth 4430.0 +1.4 m, without analyzer. **B.** Bioclastic (ostracod) packstone lamina within clastic mudstone; Sycyna Formation; sample 94; depth 4600.0 +0.1 m, without analyzer. **C.** Bivalve packstone with ostracods; ostracods (a), bivalves (b); Sycyna Formation; sample 96; depth 4616.0 +2.4 m, without analyzer. **D.** Clastic mudstone with bitumens revealing subtle lamination; Sycyna Formation; sample 101; depth 4741.0 +8.5 m, without analyzer

Tabela 3

**Wyniki analiz rentgenostrukturalnych i derywatograficznych utworów dewonu (formacja sycyńska)
w otworze Maciejowice IG 1 (na podstawie: Szymczak, Górzyński, 1977)**

Results of diffraction and derivatography analyses in the Devonian (Sycyna Formation)
of the Maciejowice IG 1 borehole (according to Szymczak, Górzyński, 1977)

Litostratygrafia Lithostratigraphy	Głębokość Depth [m]	Analizy rentgenostrukturalne Diffraction results B. Szymczak						Analizy derywatograficzne Derivatography results Z. Górzyński								
		kwarc quartz	chloryt chlorite	illit illite	kalcyt calcite	dolomit dolomite	skaleń feldspar	illit illite	Fe-Mg chloryt Fe-Mg chlorite	Fe chloryt Fe-chlorite	hydromuskowit hydro-muscovite	kalcyt calcite	dolomit dolomite	lepidokrokit lepidocrocite	piryt pyrite	substancja organiczna organic matter
Formacja sycyńska Sycyna Formation	4430,0 +4,5	++	++	++	+		+	++	++		++		+		+	
	4616,0 +1,5	++	++	++	++	+	+	++		++		++	+			
	4741,0 +0,5	++	++	++	++	++	+	++		++		+		+		
	4832,2 +0,5							++		++			+			
	4832,2 +9,1	++	++	++	+	+	+	++		++			++			++
	4919,0 +7,6	++	++	++	+	+	+	++		++			++		++	++
	4934,5 +15,4	++	++	++	+	+	+	++		++			++			++

wapiennych glonów inkrustujących z grupy *Renalcis*, natomiast próbka 23 reprezentuje przekrój przez stromatoporoidea, choć nie ma pewności czy jest to fragment redeponowany, czy skamieniałość znajduje się w pozycji wzrostu. W wymienionych próbkach zawartość CaO wynosi 55,5–56,0%, a MgO 0,0–0,5%, przy stopniu dolomityzacji 1–13. Próbka z formacji telatyńskiej to zdolomityzowana (dd = 630) mata mikrobialna (bindston).

Dolosparstony zostały rozpoznane w 4 próbkach (30, 32, 33 i 35; [tab. 2](#)) w spągowej części formacji modryńskiej. Kryształy dolosparytu osiągają wielkość 0,005–0,500 mm. Zawartość CaO wynosi w nich od 23,6 do 45,5%, a MgO od 7,2 do 17,5% przy stopniu dolomityzacji 221–736.

Mikrofacje skał klastycznych

Mulowce (mulowcowe madstony) wyróżniono w formacjach zwolenńskiej, czarnońskiej i sycyńskiej w 37 próbkach (37, 39, 39a, 41, 45, 49, 53, 57, 59, 64, 66, 67, 71, 72, 74, 85, 92, 93–95, 97, 98 i 99–112; [tab. 2](#); [fig. 8A, 9B, D](#)). Tekstura tych skał jest jednorodna do równoległej i laminowanej, rzadziej gruzłowa. Wśród ziaren występują kwarc w ilości do 20% oraz muskowit do 5% i niekiedy chloryt i grudki getytu oraz hematyt. Ziarna kwarcu mają wielkość 0,02–0,25 mm i koncentrują się zazwyczaj w cienkich laminach, zawsze są obecne jednak jako składnik rozproszony w matryksie. W dwóch próbkach (101 i 112) zaznacza się również

obecność substancji bitumicznej w formie cienkich wstęg. Spoiwo jest ilaste, drobnoluseczkowe i stanowi do 80% powierzchni płytki cienkiej. W próbce 94 z formacji sycyńskiej występuje lamina bioklastycznego pakstonu. Zawartość CaO wynosi maksymalnie 8,5%, a MgO 2,0% przy stopniu dolomityzacji dd = 24–593.

Waki kwarcowe i kwarcowo-lyszczykowe występują w formacjach telatyńskiej, zwolenńskiej i czarnońskiej w 17 próbkach (35a, 38, 39d, 43, 50–52, 54, 56, 65, 73, 75, 77, 82, 86, 89, 90; [tab. 2](#); [fig. 8B, C](#)). Tekstura tych skał jest bezładna lub równoległa. Kwarc stanowi 40–65%, a ziarna mają średnicę 0,02–0,35 mm przy dominującej frakcji 0,12 mm. Muskowit wraz z chlorytem i biotytem stanowią do 20% powierzchni płytki cienkiej. Spoiwo ilaste stanowi 15–50%. W trzech próbkach stwierdzono również obecność spoiwa dolomitowego w formie nieostrych kongregacji. Próbka 43 z formacji zwolenńskiej zawiera również duże onkoidy. W trzech przeanalizowanych próbkach zawartość CaO wynosi 0,2–1,1%, a MgO maksymalnie 0,8% (stopień dolomityzacji dd = 238–1000).

Arenity kwarcowe i kwarcowo-lyszczykowe, podobnie jak waki, zostały rozpoznane w obrębie formacji telatyńskiej (ogniwo przewodowskie) zwolenńskiej i czarnońskiej w 31 próbkach (36a–36c, 38a, 39a, 39c, 39e, 40, 42, 44, 46–48, 55, 58, 60, 61, 63, 68–70, 76, 78–81, 83, 84, 87, 88 i 91; [tab. 2](#); [fig. 8D–F](#)). Tekstury są jednorodne do równoległych, rzadko pojawia się niewyraźna laminacja przekątna. Kwarc

stanowi 80–95% i występuje we frakcji 0,02–0,50 mm z przewagą ziaren 0,15–0,25 mm. Muskowit i biotyt prawie zawsze występują (poza przystropowym odcinkiem formacji zwoleńskiej), stanowiąc 2–20% składników. Rzadko pojawiają się pojedyncze skalenie. Cechą charakterystyczną stropowej części formacji zwoleńskiej jest obecność w arenitach litoklastów mułowcowych. Spoiwo ilaste nie przekracza 20%, a krzemionkowe regeneracyjne stanowi maksymalnie 5%. W arenitach nie wykonano oznaczeń chemicznych.

Zlepienieć został rozpoznany w próbce 62 (tab. 1) w formacji zwoleńskiej i składa się z litoklastów mułowcowych w matriksie o charakterze wakstonu kwarcowo-łyszczkowego.

Petrografia utworów dewonu w otworze Maciejowice IG 1

Utwory **formacji firlejskiej** w otworze Maciejowice IG 1 mają miąższość 55,0 m. Badania petrograficzne tych utworów, przeprowadzone w 6 płytkach cienkich (próbki 2–5; tab. 2; fig. 6A, B), umożliwiły identyfikację następujących mikrostruktur:

- madstony (próbki 3a, 4 i 5),
- wakstony (próbki 2, 3),
- pakston (próbka 4a).

Wydzielone mikrofacje odznaczają się dość różnorodnymi teksturami: od bezładnej, przez smużystą, po gruzłową i laminowaną równolegle. Spoiwo zawsze stanowi mikryt, cechą charakterystyczną jest też obecność ziaren kwarcu, niekiedy pojawiają się peloidy i intraklasty wapienne. Wśród bioklastów, niekiedy licznie występują krynoidy, rzadziej pojawiają się igły gąbek, ramienionogi i małżoraczki. Średnia zawartość węglanów w formacji firlejskiej wynosi 66,5%, a stopień dolomityzacji jest niewielki i wynosi $dd = 14$ –139.

„Formacja” bychawska w otworze Maciejowice IG 1 ma miąższość 191,0 m i jest reprezentowana przez trzy typy mikrofacjalne (tab. 2; fig. 6B, C):

- madstony (próbki 6 i 11),
- wakstony (próbki 7–9, 12, 13),
- pakston (próbka 10).

Mikrotekstury skał są jednorodne do laminowanych równolegle, z rzadka pojawia się mniej lub bardziej wyraźna tekstura gruzłowa. Spoiwo jest zawsze mikrytowe. Cechą charakterystyczną „formacji” bychawskiej w profilu Maciejowice IG 1 jest obecność igieł gąbek i innych, a rzadziej bardzo drobnych i bliżej nierozpoznawalnych szczątków szkieletowych. W jednej próbce (6) z części stropowej pojawia się wyraźna domieszka ziaren kwarcu i pojedyncze blaszki muskowitu, dość powszechne są w niej również krynoidy. Udział węglanów w „formacji” bychawskiej wynosi średnio 72,2% przy niewielkim stopniu dolomityzacji $dd = 4$ –57.

Utwory **formacji modryńskiej** o miąższości 203,7 m, zaliczane do franu, przeanalizowano w 22 płytkach cienkich (próbki 14–35). Formacja jest reprezentowana przez (tab. 2; fig. 6A–D i fig. 7A–F):

- madstony (próbki 15 i 27),

- wakstony (próbki 22 i 26),
- pakstony (próbki 14, 16, 17, 24, 25, 28, 29 i 31),
- rudstony (próbki 21 i 34),
- bandstony (próbki 18–20 i 23),
- dolosparstony (próbki 30, 32, 33 i 35).

Sukcesja mikrofacji rozpoznanych w formacji modryńskiej pozwala wyróżnić w profilu cztery odcinki. W górnej części (próbki 14–17) dominują pakstony bioklastyczne, tylko w jednym przypadku stwierdzono madston. Wśród bioklastów powszechnym składnikiem są krynoidy, pojawiają się również kalcisfery, ramienionogi, szczątki koralowców oraz innych, bliżej nierozpoznanych elementów szkieletowych. Stopień dolomityzacji tego odcinka jest niewielki ($dd = 1$ –107), a sumaryczna zawartość węglanów wynosi 61,6–98,0%.

Niżej (próbki 18–20) występują bandstony, a charakterystycznym elementem jest obecność inkrustujących glonów wapiennych z grupy *Renalcis*, a także, słabo rozpoznawalnych w płytkach cienkich, stromatoporoidów i koralowców. Utwory te nie podległy dolomityzacji ($dd = 1$)

Środkowa część formacji modryńskiej (próbki 21–31) charakteryzuje się obecnością głównie mikrofacji ziarnistych, od rudstonu intraklastowego, przez pakstony i wakstony bioklastyczne, po czysty madston. Ten interwał odznacza się obecnością kalcisfer, niekiedy wspólnie z peloidami. Tylko w jednej płytce cienkiej (próbka 23) zauważono stromatoporoida. Stopień dolomityzacji w tym interwale jest niewielki ($dd = 1$ –221), a średnia zawartość węglanów wynosi 96,4%.

W najniższej części formacji (próbki 32–35) w jednym przypadku stwierdzono rudston stromatoporoidowo-koralowcowy, w pozostałych przypadkach pierwotna struktura skały została zatarta w wyniku dolomityzacji ($dd = 178$ –741, średnio 558; zawartość węglanów 68,5–97,5%) i obecnie wyraża się obecnością dolosparstonów.

Utwory **formacji telatyńskiej**, o bardzo zredukowanej miąższości 6,4 m, reprezentują szeroki interwał żywełu i eiflu i zostały przeanalizowane tylko w 5 płytkach cienkich. W wyższej części profilu rozpoznano wakę kwarcową (próbka 35a) oraz bandston, zinterpretowany jako skamieniała mata glonowa (próbka 36). Wyższa część formacji odznacza się wysokim stopniem dolomityzacji $dd = 630$ –861 przy sumarycznej zawartości węglanów sięgającej 20,9–87,8%.

W niższej części – w ogniwie przewodowskim – występują wyłącznie arenity kwarcowo-łyszczkowe (próbki 36a–36c).

Formacja zwoleńska w otworze Maciejowice IG 1 ma 285,9 m miąższości. Wśród 53 płytek cienkich (próbki 36a–75) rozpoznano (tab. 2; fig. 8A–C):

- mułowce (próbki 37, 39, 39a, 41, 45, 49, 53, 57, 59, 64, 66, 67, 71, 72 i 74),
- waki kwarcowe i kwarcowo-łyszczkowe (próbki 38, 39d, 43, 50–52, 54, 56, 65, 73 i 75),
- arenity kwarcowe i kwarcowo-łyszczkowe (próbki 38a, 39a, 39c, 39e, 40, 42, 44, 46–48, 55, 58, 60, 61, 63, 68–70),
- zlepienieć (próbka 62).

Udział mułowców, wak i arenitów jest porównywalny, odznaczają się one mikrotekturami od jednorodnej po

równoległą, przechodzącą niekiedy w laminację mechaniczną podkreśloną koncentracją łyszczyków. Spoiwo jest ilaste w dolnej części formacji, w górnej zaś zaczyna przeważać spoiwo krzemionkowe i regeneracyjne. Charakterystyczna jest obecność łyszczyków w dolnej części, która maleje w przystopowym odcinku, gdzie zwiększa się natomiast udział litoklastów mułowcowych. Rzadko pojawiają się cementy węglanowe w formie konkrecji. W jednym przypadku (próbka 43) pojawiają się duże onkoidy w matriksie o charakterze waki kwarcowej. Część mułowców, ze względu na większy udział litoklastów i obecność lepiej lub gorzej widocznej mikrotekstury gruzłowej, zinterpretowano jako poziomy gleb kopalnych (próbki 39, 53 i 74).

Utwory **formacji czarnoleskiej**, zaliczane do lochkowu dolnego? i środkowego, zostały przeanalizowane w 16 płytkach cienkich (próbki 76–91). Formacja ma miąższość 148,0 m i jest reprezentowana przez (tab. 2; fig. 8D–F):

- mułowiec (próbka 85),
- waki kwarcowo-łyszczkowe (próbki 77, 82, 86, 89, 90),
- arenity kwarcowo-łyszczkowe (próbki 76, 78–81, 83, 84, 87, 88 i 91).

Arenity są najliczniej reprezentowaną mikrofacją w obrębie formacji. Zarówno wśród arenitów, jak i wak, mikrotekstury są zdominowane przez dwie formy – bezładne lub równoległe ułożenie składników, w ostatnim przypadku podkreślone dystrybucją muskowitu i biotyту. Spoiwo jest zdominowane przez minerały ilaste, w dolnej części, przy granicy z formacją sycyńską, pojawiają się również konkrecje dolosparytowe (potwierdzone analizami chemicznymi dwóch próbek 89 i 90), natomiast w części górnej formacji czarnoleskiej wzrasta udział spoiwa krzemionkowego. Udział bioklastów jest pomijalny.

Formacja sycyńska, w jej lochkowskiej części o miąższości 608,5 m, została przeanalizowana w 25 płytkach cienkich (próbki 92–112). Rozpoznano w jej obrębie (tab. 2; fig. 9A–D):

- mułowce (próbki 92, 93–95, 97, 98 i 99–112),
- pakstony bioklastyczne (próbki 92b, 94, 96 i 98a),
- greinston (próbka 92).

Mikrotekstury są jednorodne do równoległych, często laminowanych równoległe. Spoiwo mułowców jest ilaste, natomiast pakstony odznaczają się obecnością tła mikrytowego i miejscami sparytu. Występowanie pakstonów, niekiedy w formie cienkich przewarstwień i lamin w mułowcach, jest charakterystyczne dla górnej części formacji sycyńskiej. Wśród bioklastów w pakstonach i w greinstonie prawie zawsze są obecne szczątki trylobitów, tentakulitów i ramienionogów, które dominują w próbach 92a i 92b. W pozostałych przypadkach większy udział mają małżoraczki oraz szczątki małży. Niekiedy pojawiają się też cienkie smugi substancji bitumicznej podkreślające laminację (próbki 101 i 112). Formacja sycyńska charakteryzuje się niewielką zawartością węglanów, średnio 14,7%, ale dość znacznym stopniem dolomityzacji ($dd = 43–593$, średnio 383). Analizy derywatograficzne (tab. 2) i rentgenostrukturalne wskazują dodatkowo na obecność kwarcu, chlorytów żelazistych i illitu, przy akcesorycznym udziale skaleni, lepidokrokity, piryту i substancji organicznej.

Ewolucja środowisk sedimentacji w dewonie na podstawie analizy mikrofacjalnej

Profil otworu Maciejowice IG 1 obejmuje dość kompletną sukcesję dewonu Lubelszczyzny. Brak jedynie jego najwyższej części odpowiadającej formacjom niedrzwickiej i hulczańskiej. Ogólnie rzecz biorąc, profil reprezentuje dwa megacykle sedimentacyjne (w ujęciu Miłaczewskiego, 1981; patrz również Narkiewicz, 2011a), w którym dewon dolny (formacje sycyńska, czarnoleska i zwoleńska) odpowiada fazie regresywnej, a dewon środkowy i górny (formacje telatyńska, modryńska, bychawska i firlejska) – transgresywno-regresywnej.

Według Narkiewicza (2011a) ilaste utwory formacji sycyńskiej reprezentują środowiska sedimentacji głębszego szelfu w warunkach otwartego zbiornika morskiego i głębokościach sięgających poniżej sztormowej podstawy falowania. Pojawiające się w górnej części profilu formacji wkładki węglanowe – pakstony bioklastyczne z zespołem małży, małżoraczków, tentakulitów, trylobitów i ramienionogów, niekiedy w formie cienkich lamin, mogą świadczyć o redepozycji materiału węglanowego z płytszych partii zbiornika (ze strefy natlenionej położonej bliżej brzegu) w rezultacie wzburzeń sztormowych (Narkiewicz, 2011a; patrz również Miłaczewski, 1981, ten tom). W takim przypadku należałoby się jednak spodziewać zespołu organizmów jednoznacznie wskazujących na sedimentację płytkomorską – glonów wapiennych, koralowców, stromatoporoidów czy chociażby krynoidów, których jednak próżno szukać w formacji sycyńskiej w profilu Maciejowice. Niewykluczone zatem, że źródłem biodetrytusu mogły być podmorskie progi – nieco podniesione partie basenu, położone nadal poniżej podstawy falowania i kolonizowane przez wyspecjalizowane zespoły organizmów, a tylko okresowo sięgające podstawy sztormowej. Tego rodzaju podmorskie wyniesienia mogły być miejscem ograniczonej, być może skondensowanej sedimentacji węglanowej o charakterze pelagicznym, na co wskazywałaby obecność tentakulitów.

Utwory formacji czarnoleskiej reprezentują etap stopniowej regresji morskiej. Powszechna obecność dojrzałych wak i arenitów pozbawionych skamieniałości szkieletowych były interpretowane przez Miłaczewskiego (1981, ten tom) i Narkiewicza (2011a) jako efekt sedimentacji w warunkach płytkomorskiego szelfu klastycznego, w strefie marginalnej zbiornika. Charakterystyczne jest również pojawianie się cementów węglanowych w dolnej części formacji.

Utwory formacji zwoleńskiej reprezentują lądowe środowiska sedimentacji. W profilu Maciejowice IG 1 występują co najmniej trzy poziomy gleb kopalnych, jednak zasadniczą część profilu reprezentuje sedimentację klastyczną – system aluwialny, w którym współwystępują osady równi zalewowej i korytowe (Miłaczewski, 1981, ten tom). Niemal całkowity brak frakcji zlepieńcowej w profilu wydaje się potwierdzać wcześniejsze interpretacje Miłaczewskiego (1981) i Narkiewicza (2011a) o dominacji rzek meandrujących.

Zagadkowa w profilu Maciejowice IG 1 jest bardzo niewielka miąższość formacji telatyńskiej, która nie powinna

jednak dziwić, jeśli odnieść go do profilu Wilga IG 1, gdzie formacji całkowicie brak. Nerozstrzygalne jest natenczas czy zredukowana miąższość formacji telatyńskiej jest efektem przerw/y w sedymentacji, czy też efektem jej erozji (Miłaczewski, 2019, ten tom). Niewiele da się również stwierdzić na podstawie analizy mikrofacjalnej, poza faktem, że rozpoznano środowiska sedymentacji węglanowej, klastyczno-węglanowej i klastycznej w przybrzeżnomorskiej (być może pływowej) części zbiornika. Świadczyłoby to, że osady formacji telatyńskiej rozpoczynają transgresywną część drugiego dewońskiego megacyklu sedymentacyjnego, zapoczątkowując rozwój środowisk węglanowych.

Utwory formacji modryńskiej reprezentują etap sedymentacji wokół płytkomorskiej platformy węglanowej. Dolna część formacji jest dość enigmatyczna ze względu na zatarcie pierwotnych cech osadu wskutek dolomityzacji. Powszechna obecność kalcisfer i peloidów w wyższej części, przy stosunkowo niewielkim udziale innych składników organicznych, może świadczyć o sedymentacji w warunkach restrykcyjnych – lagunowych. Wyżej pojawiają się natomiast bandstony z glonami wapiennymi, stromatoporoïdami i koralowcami, znikają zaś kalcisfery i peloidy. Mogą one odpowiadać osadom ogniwa ze Stężycy, które Narkiewicz (2011a) zinterpretował jako powstałe na proksymalnej platformie węglanowej w warunkach normalnego zasolenia. Wbrew oryginalnej definicji ogniwa, nie stwierdzono w profilu Maciejowice IG 1 obecności osadów ziarnistych i mat mikrobialnych. Wyrazne pogłębienie środowiska sedymentacji zarejestrowały natomiast osady najwyższej części formacji modryńskiej, w których, w mule wapiennym, powszechnie pojawiają się krynoidy. Osady te zapewne reprezentują otwartomorską sedymentację węglanową w warunkach poniżej podstawy falowania, w której dochodziło do redepozycji materiału wapiennego z płytszych części zbiornika – być może krawędzi platformy węglanowej.

„Formacja” bychawska w profilu Maciejowice IG 1 wydaje się reprezentować etap sedymentacji głębokomorskiej, poniżej sztormowej podstawy falowania, w warunkach zubożenia w tlen (Narkiewicz, 2011a; patrz również Miłaczewski, 1981, ten tom). Wskazują na to powszechna obecność niezaburzonego, pozbawionego struktur bioturbacyjnych osadu laminowanego mechanicznie i ubóstwo materiału szkieletowego, ograniczonego do igieł gąbek. Tylko w najwyższej części formacji pojawia się domieszka kwarcu i krynoidy, stanowiące symptomy spłykania.

Osady formacji firlejskiej mają już pewne cechy wskazujące na stopniowe spłykanie środowiska sedymentacji – powszechna jest domieszka ziaren kwarcu, niekiedy są

obecne peloidy, krynoidy, ramienionogi i małżoraczki, nadal występują igły gąbek. Wszystkie te elementy są rozproszone w mule węglanowym z dominacją mikrostruktur wakstonów i madstonów. Formacja firlejska w profilu Maciejowice IG 1 reprezentuje więc środowiska morskie na szelfie węglanowo-ilastym, ale prawdopodobnie bardziej odcięte, w strefie batymetrycznej między platformą węglanową i basenem szelfowym (Narkiewicz, 2011a). Domieszka materiału terygenicznego może być dalekim echem sedymentacji klastycznej formacji hulczańskiej, która w tym samym czasie wypierała sedymentację węglanową w sąsiednim segmencie centralnym (rozumianym jako odrębna jednostka paleogeograficzna – Narkiewicz, 2011a).

Podsumowanie

Utwory formacji sycyńskiej dewonu dolnego są reprezentowane przez mułowce, pakstony bioklastyczne i greinston, powstałe w środowiskach głębszego szelfu w warunkach otwartego zbiornika morskiego i głębokościach sięgających poniżej sztormowej podstawy falowania; spokojna sedymentacja głębokomorska była okresowo zaburzana redepozycją materiału węglanowego z płytszych części zbiornika. Formacja czarnolesska jest zbudowana z mułowców, wak i arenitów kwarcowo-łyszczkowych, reprezentujących środowiska płytkomorskiego szelfu klastycznego. Formacja zwoleńska obejmuje mułowce, waki i arenity kwarcowo-łyszczkowe i zlepieńce, powstałe w środowiskach aluwialnych równi zalewowej i koryt rzecznych. Formacja telatyńska obejmuje w niższej części waki kwarcowe i arenity kwarcowo-łyszczkowe środowisk przybrzeżnomorskich, a w wyższej bandston, powstały w warunkach płytkomorskiej sedymentacji węglanowej. W formacji modryńskiej rozpoznano wyłącznie mikrofacje węglanowe, tj. dolosparstony, madstony, wakstony, pakstony bioklastyczne, rudstony i bandstony. Reprezentują one środowiska płytkomorskiej sedymentacji węglanowej – od laguny, przez platformę węglanową, po jej strefy krawędziowe. W formacji firlejskiej występują madstony, wakstony i pakston powstałe w środowiskach szelfu węglanowo-ilastego. Następstwo mikrofacji w dewonie w profilu Maciejowice IG 1 odzwierciedla stopniowe spłykanie środowiska sedymentacji we wczesnodewońskim megacyklu regresywnym, aż do sedymentacji w warunkach lądowych w pragu i emisie, a następnie rozwój środowisk węglanowych i ilasto-węglanowych w środkowodewońsko-fameńskim megacyklu transgresywno-regresywnym.

Krystian WÓJCIK

MAŁŻORACZKI I TENTAKULITY SYLURU I DEWONU DOLNEGO

Niniejszy rozdział powstał na podstawie tekstów M. Nehring i B. Hajłasz z dokumentacji wynikowej otworu (Żelichowski i in., 1977). W otworze wiertniczym Maciejowice IG 1 w interwale 4430,0–4632,0 m (dolny dewon, formacja

sycyńska) stwierdzono obecność małżoraczek, zaliczonych do 6 rodzajów. Ich dystrybucję przedstawiono w tabeli 4.

W interwale 4430,0–4444,0 m małżoraczki występują sporadycznie w towarzystwie licznych małży oraz mniej

Tabela 4

Występowanie małżoraczków w interwale 4430,0–4632,0 m w otworze Maciejowice IG 1

Distribution of ostracods (interval: 4430,0–4632,0 m) in the Maciejowice IG 1 borehole

Głębokość Depth [m]	Taksony / Taxa											Litostratygrafia Lithostratigraphy
	<i>Aparchites chuchlensis</i> Pribyl	<i>Carinokloedania spinosa</i> Fuchs	<i>Cytherelina jonessi</i> de Koninck	<i>Cytherelina oleskoiensis</i> Neckaja	<i>Healdianella</i> sp.	<i>Healdianella submagna</i> Krand.	<i>Healdianella angustata</i> Krand.	<i>Poloniella</i> sp.	<i>Poloniella richteri</i> de Koninck	<i>Ulrichia fragilis</i> Warthin	niecznaczalne Podocopida	
4430,0–4431,0		X				X						formacja sycyńska (Sycyna Formation)
4431,0–4432,0		X	X							X	X	
4432,0–4433,0												
4433,0–4434,0					X							
4434,0–4435,0		X										
4435,0–4436,0		X										
4436,0–4437,0												
4437,0–4438,0												
4438,0–4439,0		X										
4439,0–4440,0			X							X		
4440,0–4441,0												
4441,0–4442,0												
4442,0–4443,0			X		X							
4443,0–4444,0								X	X			
4616,0–4617,0			X				X					
4617,0–4618,0			X							X		
4618,0–4619,0			X	X	X					X	X	
4619,0–4620,0			X		X					X	X	
4620,0–4621,0			X							X	X	
4621,0–4622,0			X									
4622,0–4623,0			X	X	X					X	X	
4623,0–4624,0			X		X					X		
4624,0–4624,9			X	X								
4624,9–4625,8			X	X	X		X			X	X	
4625,8–4626,7	X		X	X			X			X	X	
4626,7–4627,6			X	X							X	
4627,6–4628,5			X	X	X					X		
4628,5–4629,4			X		X							
4629,5–4630,3												
4630,3–4631,2			X		X						X	
4631,0–4632,0			X	X	X						X	

licznych trylobitów i tentakulitów. Stan zachowania okazów jest zły. Stwierdzony tutaj *Carinokloedania spinosa* Fuchs jest gatunkiem pospolitym w dewonie dolnym Reńskich Gór Łupkowych (Dahmer, 1951; Jordan, 1964; Stoltidis, 1972) i Ardenów (Barrois i in., 1920). Gatunek ten obejmuje małżoraczki opisywane wcześniej pod nazwami *Kloedania lieviensis* Barrois, Pruvost, Dubois i *Carinokloedania* sp. aff. *C. alata* Abushnik (Nehring, 1973, 1974, 1975). Na głęb. 4443,0–4444,0 m znaleziono również kilka źle zachowanych okazów *Poloniella richteri* de Koninck (opisywanych wcześniej jako *Poloniella oleskoiensis* Neckaja i *Poloniella montana* Spr.; Nehring, 1973, 1974, 1975), znanej z dewonu dolnego Ardenów (Barrois i in., 1920), Reńskich Gór Łupkowych, gór Eifel, Harcu (Jordan, 1964) i Podola (Neckaja, 1960; Abushnik, 1971).

W interwale 4616,0–4632,0 m małżoraczki są bardzo liczne, tworzą duże skupienia w towarzystwie małży, trylobitów, tentakulitów i nielicznych wielkoraków. Zespół małżoraczków wykazuje tutaj niewielkie zróżnicowanie gatunkowe. Okazy są źle zachowane, zazwyczaj mają zdarte lub uszkodzone skorupki. Najbardziej charakterystycznym i najważniejszym stratygraficznie taksonem jest, występujący tutaj masowo *Cytherelina jonessi* de Koninck. Gatunek ten, opisany pod nazwą *Primitia jonessi* de Koninck, jest znany z utworów lochkowu Ardenów (Barrois i in.,

1920) i Reńskich Gór Łupkowych (Stoltidis, 1972). Na obszarze radomsko-lubelskim najczęściej towarzyszy mu *Cytherelina oleskoiensis* Neckaja, znany również z Podola (Neckaja, 1960; Krandijevsky, 1963; Abushnik, 1968, 1971). Oprócz nich w interwale 4616,0–4632,0 m w otworze Maciejowice IG 1 występują również przedstawiciele rodzaju *Healdianella*. *Aparchites chuchlensis* Pribyl, znaleziony na głęb. 4625,8–4626,7 m, jest znany z dewonu dolnego obszaru radomsko-lubelskiego i pragu Podola (Pribyl, 1952).

W całym analizowanym profilu opisanym małżoraczkom towarzyszą nieliczne *Ulrichia fragilis* Warthin (opisywany wcześniej jako *Ulrichia obliqua* Abushnik). Jest to gatunek znany z dewonu dolnego Podola oraz dewonu dolnego i środkowego Ameryki Północnej.

W utworach formacji sycyńskiej w otworze Maciejowice IG 1, jak również na pozostałej części obszaru radomsko-lubelskiego, charakterystyczne jest współwystępowanie gatunków *Carinokloedania spinosa* Fuchs, *Poloniella richteri* de Koninck oraz *Cytherelina jonessi* de Koninck. Najwcześniej w profilu pojawia się ostatni z wymienionych gatunków, towarzysząc nielicznym gładkoskorupowym przedstawicielom podocopidów. Ta część profilu (interwał 4616,0–4632,0 m) odpowiada zapewne niższemu lochkowowi (dawny żedyn dolny).

Wyżej, w interwale 4430,0–4444,0 m, małżoraczki są zubożone gatunkowo. Charakterystyczne jest pojawienie się *Carinokloedania spinosa* Fuchs i *Poloniella richteri* de Koninck, które były notowane z wyższego lochkowu i wyższych pięter dewonu dolnego w Europie Zachodniej.

W utworach formacji sycyńskiej oraz w dolnej części formacji czarnoleskiej, w interwale 4350,0–4938,5 m, stwierdzono obecność 12 rodzajów tentakulitów, należących do 21 gatunków (tab. 5). Charakterystyczna jest trójdzielność profilu pod względem pojawiających się w nim

Tabela 5

Występowanie tentakulitów w interwale gb. 4350,0–5046,0 m w otworze Maciejowice IG 1

Distribution of tentaculites (interval: 4350,0–5046,0 m) in the Maciejowice IG 1 borehole

Głębokość Depth [m]	Taksony / Taxa																				Litostratygrafia Lithostratigraphy		
	<i>Bicingulites krasnovi</i> Ljasch. i Berger	<i>Dicricocoonus</i> <i>opiparus</i> Hajłasz	<i>Dicricocoonus</i> <i>condensus</i> Hajłasz	<i>Longulatus manneri</i> Ljaschenko	<i>Prolatonus izdebensis</i> Hajłasz	<i>Prolatonus praelongatus</i> Ljaschenko	<i>Serettes Ivanensis</i> Ljaschenko	<i>Sokolites zagora</i> Ljaschenko	<i>Styliolina ambifaria</i> Urbanek i Hajłasz	<i>Styliolina gigantea</i> Urbanek i Hajłasz	<i>Tentaculites formosus</i> Hajłasz	<i>Tentaculites gyrocanthus</i> Eaton	<i>Tentaculites russiensis</i> Ljaschenko	<i>Tentaculites scularis</i> Schlotheim	<i>Tentaculites schlotheimi</i> Koken.	<i>Tentaculites tronjkoi</i> Ljaschenko	<i>Tentaculites urbaneki</i> Hajłasz	<i>Turmalites dnestrensis</i> Ljaschenko	<i>Ukrainites spatiosus</i> Ljaschenko	<i>Vjalovites cf. antarcticus</i> Fischer	<i>Volynites russiensis</i> Ljaschenko	nioznaczalne szczątki tentakulitów	
4350,0																						X	FC
4360,0																						X	
4362,0						X																	
4430,0				X										X									
4431,0			X	X				X				X											
4432,0								X				X											
4433,0																						X	
4434,0																						X	
4435,0																						X	
4436,0																						X	
4437,0				X		X								X					X	X			
4438,0						X								X									
4439,0																						X	
4440,0																						X	
4441,0												X										X	
4442,0								X			X								X				
4443,0						X													X				
4444,0																						X	
4445,0							X	X						X									
4446,3				X		X						X		X						X			
4616,0														X		X							
4617,0		X										X	X	X		X							
4618,0	X				X			X					X				X				X		
4619,0								X															
4620,0																						X	
4621,0																						X	
4622,0																						X	
4623,0																						X	
4624,0																						X	
4625,0																		X			X		
4626,0		X										X											
4627,0																X		X					
4628,0		X						X				X	X		X								
4629,0																						X	
4630,0																						X	
4631,0								X								X		X			X		
4632,2		X										X											
4741,0																						X	
4742,0																							
4743,0																						X	
4744,0																						X	
4745,0																						X	
4746,0																						X	
4747,0																						X	
4748,0																						X	
4749,0																						X	
4750,0																						X	
4751,0																						X	
4752,0																						X	
4753,3																						X	
4832,2												X			X	X							
4934,5										X													
4938,5									X														

FC – formacja czarnoleska (Czarnolas Formation)

zespółów tentakulitów. Najstarszy zespół, występujący w interwale 4934,5–4938,5 m, odznacza się obecnością dużych form typowych dla tzw. warstw podlaskich. Podobny zespół zidentyfikowano w otworach usytuowanych na wyniesieniu Łeby (np. Karwia IG 1, Chłapowo IG 1 i Tupadła IG 1) i w regionie radomsko-lubelskim (Białopole IG 1, Strzelce IG 1 i Strzelce IG 2).

Drugi zespół, z głęb. 4616,0–4832,2 m (formacja sycyńska), jest typowy dla najniższego dewonu – lochkowu (dawny żedyn dolny). Podobne formy zdaniem Hajłasz (1968, 1974, 1976) występują w warstwach borszczowskich i czortkowskich na Podolu, które korelują się z niższą częścią formacji sycyńskiej (Miłaczewski, 1981), a także w dewonie dolnym regionu radomsko-lubelskiego (Ciepielów IG 1, Krowie Bagno IG 1, Białopole IG 1, Izdebnio IG 1, Strzelce IG 1 i Strzelce IG 2; Hajłasz, 1968, 1974, 1976).

Trzeci zespół tentakulitów, z interwału 4350,0–4446,3 m (górną część formacji sycyńskiej i najniższą część formacji czarnońskiej), Hajłasz (1968) zaliczyła do pragu (dawnego zigeny), korelując go z tożsamym zespołem zidentyfikowanym w warstwach iwaniewskich na Podolu (wg Miłaczewskiego, 1981 warstwy te odpowiadają najwyższej części formacji sycyńskiej i formacji czarnońskiej). Tentakulity te występują również w dewonie dolnym na obszarze radomsko-lubelskim w ww. profilach otworów (Hajłasz, 1968, 1974, 1976).

W świetle obecnych rewizji i nowych danych stratygraficznych (Pajchłowa, Miłaczewski, 2003; Narkiewicz, 2011a; Miłaczewski, ten tom; porównaj: Miłaczewski, 1981), wiek powstania utworów formacji sycyńskiej i czarnońskiej ogranicza się wyłącznie do lochkowu.

Tatiana WORONCOWA-MARCINOWSKA

BIOSTRATYGRAFIA UTWORÓW DEWONU NA PODSTAWIE KONODONTÓW

Badany materiał konodontowy należy do kolekcji MUZ. FIG 1757.II., którą w 2013 r. M. Nehring-Lefeld przekazała do Muzeum Geologicznego w Państwowym Instytucie Geologicznym – Państwowym Instytucie Badawczym. Okazy z tej kolekcji zostały wcześniej opracowane jako dokumentacja biostratygraficzna utworów dewonu z profilu otworu Maciejowice IG 1 (Nehring, 1977) oraz do publikacji (Nehring, 1979). W tym profilu konodonty znaleziono tylko w dwóch próbkach, pobranych z utworów węglanowych z głęb. 3664,5 +1,8 m i 3516,0 +17,8 m (fig. 10–11). Pierwsza próbka pochodzi z „formacji” bychawskiej, a druga – z wkładki organodetrytycznych wapieni piaszczystych, występujących wśród wapieni gruzłowych formacji firlejskiej.

Zgromadzona kolekcja obejmuje 130 okazów, wśród których ponad 70 to elementy platformowe, a pozostałe gałązkowe. Większość oznaczonych przez Nehring (1979) form gałązkowych to elementy aparatu szczękowego rodzaju *Palmatolepis* (*Palmatodella unca* Sannemann, *Notho-*

gnathella palmatiformis Druse) lub pojedyncze elementy rodzajów *Ligonodina*, *Falcodus* czy *Ozarkodina* (op. cit., vide tabl. I, fig. 1–9; tabl. II., fig. 11–12; tabl. III, fig. 19–20). Wśród elementów platformowych 30 okazów pochodzi z „formacji” bychawskiej, a 44 – z formacji firlejskiej.

Na potrzeby niniejszego opracowania ponownie zbadano platformowe elementy konodontowe z otworu Maciejowice IG 1 oraz przeanalizowano oznaczenia wykonane przez Nehring (1977, 1979). Weryfikując oznaczenia konodontów, autorka nie zgadza się z częścią z nich, a zarazem wskazuje na obecność innych gatunków, które nie zostały wymienione w ww. pierwszych opracowaniach. Przeanalizowano również dyskusję z pracy Narkiewicz i Bultyncka (2011) dotyczącą oznaczeń konodontów wykonanych przez Nehring (1979).

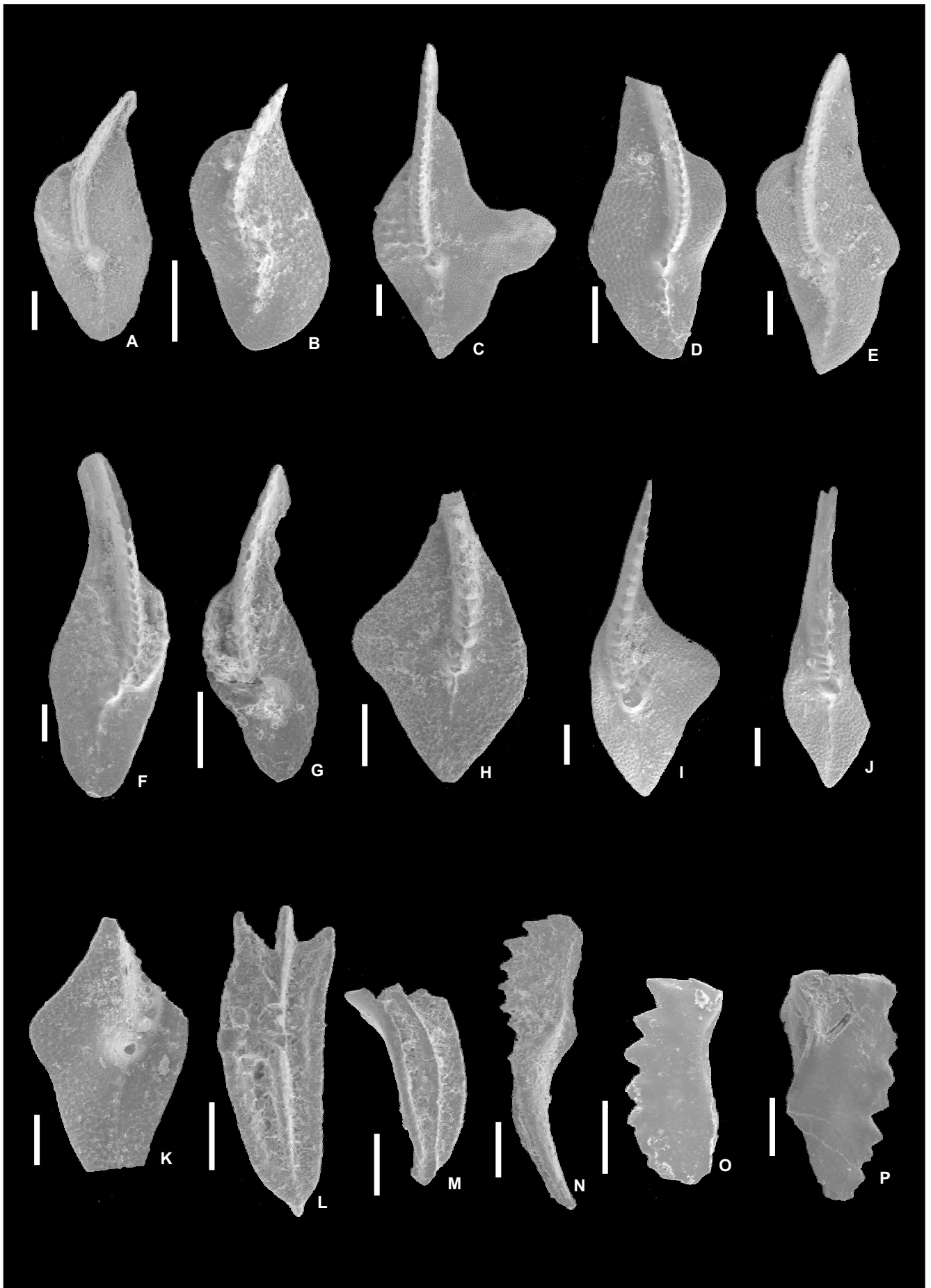
Zilustrowany przez Nehring (1979, vide tabl. II, fig. 13) okaz z głęb. 3664,5 +1,8 m nie jest gatunkiem *Palmatolepis linguiformis*, ani *Pa. tenuipunctata*, jak sugerują Narkiewicz i Bultynck (2011). Okaz ten oznaczono jako *Palmatolepis*

Fig. 10. Elementy konodontowe z „formacji” bychawskiej z otworu Maciejowice IG 1; głęb. 3664,5 +1,8 m; górny poziom *crepida*

A, B. *Palmatolepis crepida* Sannemann, MUZ.PIG. 1757.II.19. C. *Palmatolepis quadrantinodosalobata* Sannemann, MUZ.PIG. 1757.II.14. D, E. *Palmatolepis tenuipunctata* Sannemann, MUZ.PIG. 1757.II.16. F, G. *Palmatolepis termini* Sannemann, MUZ.PIG. 1757.II.17. H. *Palmatolepis minuta wolskae* Szulczewski, MUZ.PIG. 1757.II.30. I. *Palmatolepis minuta loba* Helms, MUZ.PIG. 1757.II.30. J, K. *Palmatolepis minuta minuta* Branson et Mehl, MUZ.PIG. 1757.II.30. L, M. *Polygnathus procerus* Sannemann, MUZ.PIG. 1757.II.26. N. *Polygnathus lanceolus* Vorontzova, MUZ.PIG. 1757.II.31. O, P. *Pelekysgnathus planus* Sannemann, MUZ.PIG. 1757.II.31. A–M –górna strona; N–P –widok z boku; skala – 100 µm

Conodont elements from the Bychawa formation in the Maciejowice IG 1 borehole; depth 3664,5 +1,8 m; Upper *crepida* Zone

A, B. *Palmatolepis crepida* Sannemann, MUZ.PIG. 1757.II.19. C. *Palmatolepis quadrantinodosalobata* Sannemann, MUZ.PIG. 1757.II.14. D, E. *Palmatolepis tenuipunctata* Sannemann, MUZ.PIG. 1757.II.16. F, G. *Palmatolepis termini* Sannemann, MUZ.PIG. 1757.II.17. H. *Palmatolepis minuta wolskae* Szulczewski, MUZ.PIG. 1757.II.30. I. *Palmatolepis minuta loba* Helms, MUZ.PIG. 1757.II.30. J, K. *Palmatolepis minuta minuta* Branson et Mehl, MUZ.PIG. 1757.II.30. L, M. *Polygnathus procerus* Sannemann, MUZ.PIG. 1757.II.26. N. *Polygnathus lanceolus* Vorontzova, MUZ.PIG. 1757.II.31. O, P. *Pelekysgnathus planus* Sannemann, MUZ.PIG. 1757.II.31. A–M – upper views; N–P – lateral views; scale bar – 100 µm



crepida Sannemann, który kształtem i ornamentacją jest rzeczywiście podobny do *Palmatolepis linguiformis*, ze względu na platformę również pokrytą drobnymi guzkami, ale jego brzegi przedniej części platformy łączą się z ostrzem na różnych poziomach, a nie w jednym punkcie, i to odróżnia go od *Palmatolepis linguiformis* (tab. 6; fig. 10A–B).

Z kolei okaz z próbki z tej samej głębokości przedstawiony jako *Palmatolepis subperlobata* (Nehring, 1979, vide tabl. II, fig. 16) nie odpowiada charakterystyce wymienionego gatunku. Jego typowi przedstawiciele mają gładką platformę, a u zilustrowanej formy po zewnętrznej stronie platformy wyraźnie widoczne są guzki (tab. 6; fig. 10C). Łączy je tylko duży zaokrąglony płat wewnętrzny. Zilustrowana forma odpowiada głównemu morfotypowi *Palmatolepis quadrantinodosa lobata* Sannemann, który według Schulke (1995) występuje od poziomu górnego *crepida* do dolnego *rhomboidea*.

Ponadto, w zespole z głęb. 3516,0 +17,8 m autorka, podobnie jak Narkiewicz i Bultynck (2011), sugeruje włączenie form zilustrowanych przez Nehring (1979, vide tabl. III, fig. 24 i 25), oznaczonych jako *Palmatolepis glabra glabra*, do podgatunku *Palmatolepis glabra prima*, ze względu na półkolistą wygiętą i wypukłą parapet, występujący po wewnętrznej stronie platformy i biegnący równolegle do kariny (tab. 6; fig. 10H, I). Zilustrowany przez Nehring (1979, vide tabl. IV, fig. 28) kolejny okaz z głęb. 3516,0 +17,8 m nie jest *Palmatolepis glabra acuta*, a raczej *Palmatolepis glabra glabra*, u których typowych przedstawicieli przedni brzeg platformy, podobnie jak i u *Palmatolepis glabra acuta*, dochodzi do kariny pod kątem prostym, natomiast niewielki parapet nie biegnie skośnie jak u *Palmatolepis glabra acuta*, a równolegle do kariny (tab. 6; fig. 11E–G). Następne konodonty z głęb. 3516,0 +17,8 m, oznaczone jako *Icriodus nodosus* (Huddle), których stożkowate ząbki bocznych szeregów są większe niż szeregu środkowego (Nehring, 1979, vide tabl. III, fig. 26), raczej należą do *Icriodus cornutus* (tab. 6; fig. 11R, S). Co więcej, wśród okazów z tej samej głębokości, oznaczonych w kolekcji jako *Palmatolepis* sp. udało się odpowiednio wyodrębnić *Palmatolepis perlobata schindewolfi* i *Palmatolepis quadrantinodosa inflexa* (tab. 6; fig. 11A, C).

W celu sprecyzowania wieku skał pobranych próbek zastosowano podziały konodontowe zarówno Zieglera i Sandberga (1990), jak i dobrze z nimi skorelowane podziały zaproponowane przez Spallettę i in. (2017). Przykładowo, poziomom wczesnemu i późnemu *rhomboidea*, zaproponowanym przez Zieglera i Sandberga (1990), odpowiadają poziomy *Palmatolepis rhomboidea* i *Palmatolepis gracilis gracilis*, ustalone na podstawie pierwszego pojawienia się obu gatunków (tab. 7). W przypadku, kiedy w profilu dysponujemy pojedynczymi próbkami, ich wiek najlepiej ustalić na podstawie analizy całkowitych zasięgów stratygraficznych wszystkich taksonów w nich występujących. Pomocne zestawienie rozprzestrzenienia najważniejszych gatunków konodontów dla famenu umieszczono w apendyksie wyżej cytowanej publikacji.

Wiek próbki z „formacji” bychawskiej (3664,5 +1,8 m) datowano na górny poziom *crepida* (tab. 7, 8; fig. 10, 11) na podstawie obecności gatunku indeksowego *Palmatolepis crepida* oraz gatunków współwystępujących. Obecny w zespole *Palmatolepis glabra prima* po raz pierwszy pojawia się w osadach poziomu górnego *crepida* i jest gatunkiem charakterystycznym dla równoległego poziomu w podziale Spalletty i in. (2017). *Palmatolepis tenuipunctata*, podobnie jak i *Palmatolepis glabra prima*, po raz pierwszy pojawia się w tym czasie. Brak *Palmatolepis glabra pectinata*, gatunku charakterystycznego dla następnego poziomu w podziale Spalletty i in. (2017) oraz obecność *Palmatolepis termini*, którego rozprzestrzenienie powyżej górnego poziomu *crepida* nie stwierdzono, również potwierdzają wymieniony wiek skał. Nehring (1979) ustaliła wiek próbki z „formacji” bychawskiej jako poziom *Palmatolepis crepida*, który według Zieglera i Sandberga (1990) obejmuje cztery poziomy (dolny, środkowy, górny i najwyższy).

Wiek wapieni gruzłowych formacji firlejskiej (próbka z głęb. 3516,0 +17,8 m) wydatowano na górny poziom *rhomboidea* (tab. 8; fig. 10, 11). Większość gatunków występujących w tym zespole ma szerokie zasięgi stratygraficzne – od górnego poziomu *triangularis* (*Palmatolepis minuta minuta*) do górnego poziomu *expansa* (*Palmatolepis perlobata schindewolfi* czy *Polygnathus semicostatus*). *Palmatolepis glabra prima* oraz *Palmatolepis minuta minuta* są obecne w obu badanych zespołach. *Palmatolepis*

Fig. 11. Elementy konodontowe z Formacji firlejskiej z profilu otworu Maciejowice IG 1; głęb. 3516,0 +17,8 m; górny poziom *rhomboidea*

A. *Palmatolepis perlobata schindewolfi* Müller, MUZ.PIG. 1757.II.10. B. *Palmatolepis gracilis gracilis* Branson et Mehl, MUS.PIG. 1757.II.23. C. *Palmatolepis quadrantinodosa inflexa* Müller, MUZ.PIG. 1757.II.11. D. *Palmatolepis glabra acuta* Helms, MUZ.PIG. 1757.II.5. E–G. *Palmatolepis glabra glabra* Ulrich et Bassler, MUZ.PIG. 1757.II.5. H, I. *Palmatolepis glabra prima* Ziegler et Huddle, MUZ.PIG. 1757.II.5. J. *Mehlinia strigosa* (Branson et Mehl), MUZ.PIG. 1757.II.12. K–N. *Polygnathus semicostatus* Branson et Mehl, MUZ.PIG.1757.II.7. O, P. *Polygnathus brevilaminus* Branson et Mehl, MUZ.PIG.1757.II.7. R, S. *Icriodus cornutus* Sannemann, MUZ.PIG.1757.II.4. A–I, K–S – górna strona; J – widok; z boku; skala – 100 µm

Conodont elements from the Firlej Formation in the Maciejowice IG 1 borehole; depth 3516,0 + 17,8 m; Upper *rhomboidea* Zone

A. *Palmatolepis perlobata schindewolfi* Müller, MUZ.PIG. 1757.II.10. B. *Palmatolepis gracilis gracilis* Branson et Mehl, MUZ.PIG. 1757.II.23. C. *Palmatolepis quadrantinodosa inflexa* Müller, MUZ.PIG. 1757.II.11. D. *Palmatolepis glabra acuta* Helms, MUZ.PIG. 1757.II.5. E–G. *Palmatolepis glabra glabra* Ulrich et Bassler, MUZ.PIG. 1757.II.5. H, I. *Palmatolepis glabra prima* Ziegler et Huddle, MUZ.PIG. 1757.II.5. J. *Mehlinia strigosa* (Branson et Mehl), MUZ.PIG. 1757.II.12. K–N. *Polygnathus semicostatus* Branson et Mehl, MUZ.PIG. 1757.II.7. O, P. *Polygnathus brevilaminus* Branson et Mehl, MUZ.PIG. 1757.II.7. R, S. *Icriodus cornutus* Sannemann, MUZ.PIG.1757.II.4. A–I, K–S – upper views; J – lateral view; scale bar – 100 µm

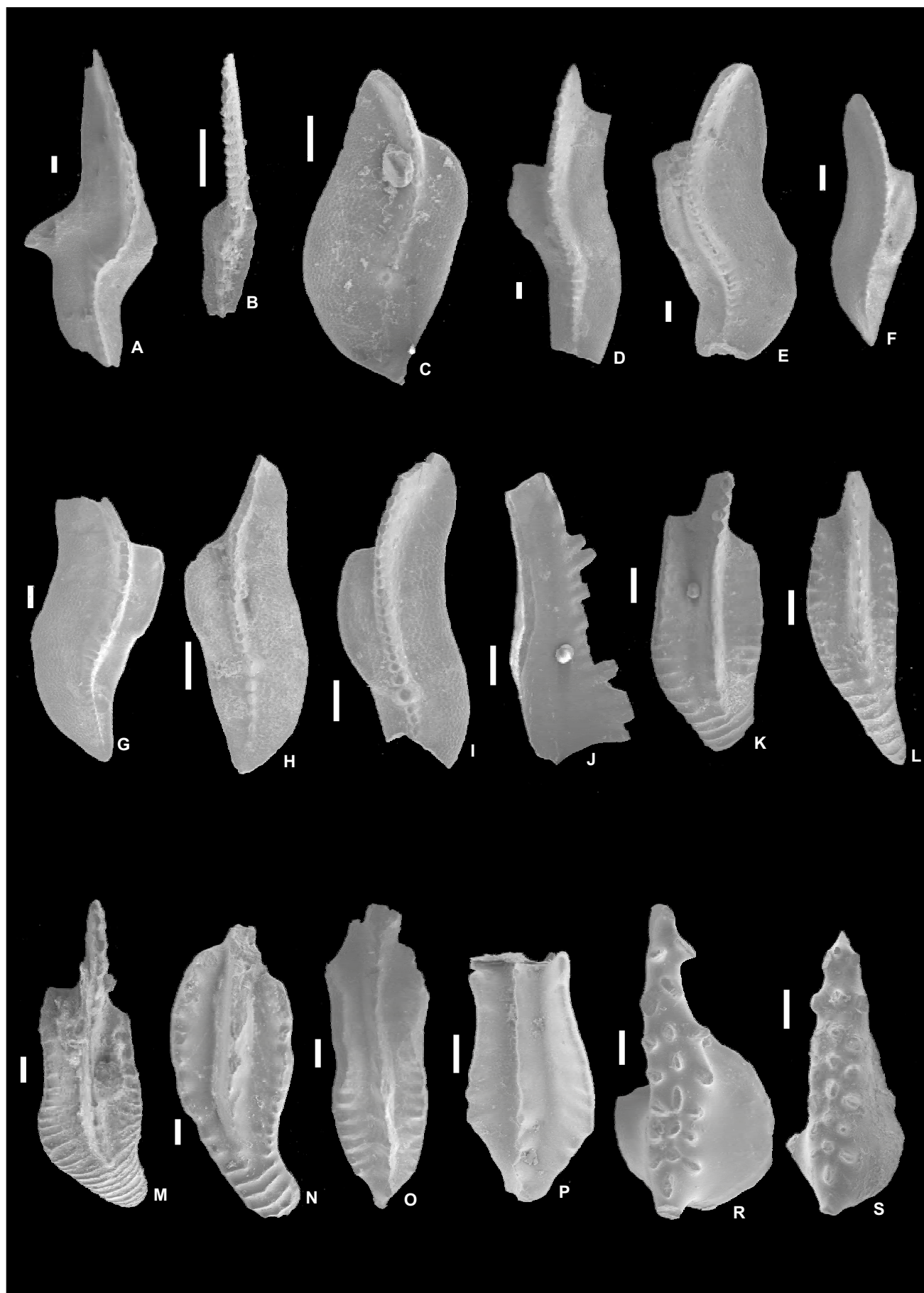


Tabela 6

**Zmiany w oznaczeniu elementów platformowych konodontów w wykazie szczegółowym
kolekcji MUZ.PIG 1757.II.1-31**

Changes in the determination of platform conodont elements in the detailed list
of the MUZ.PIG 1757.II.1-31 collection

Nr okazu, kolekcja MUZ.PIG 1757.II Specimen No. collection MUZ.PIG 1757.II	Oryginalna diagnoza Original identification (Nehring, 1977, 1979)	Głębokość Depth [m]	Nowa diagnoza Identification in this paper
4	<i>Icriodus nodosus</i> Huddle	3516,0 +17,8	<i>Icriodus cornutus</i> Sannemann
5	<i>Palmatolepis glabra glabra</i> Ulrich et Bassler	3516,0 +17,8	<i>Palmatolepis glabra prima</i> Ziegler et Huddle
7		3516,0 +17,8	<i>Po. brevilaminus</i> Branson et Mehl
9	Konodonty dolnego famenu	3516,0 +17,8	<i>Palmatolepis glabra glabra</i> Ulrich et Bassler <i>Pa. minuta minuta</i> Branson et Mehl <i>Pelekysgnathus</i> sp. <i>Polygnathus</i> cf. <i>semicostatus</i> Branson et Mehl
10	<i>Palmatolepis</i> sp.	3516,0 +17,8	<i>Pa. perlobata schindewolfi</i> Müller <i>Pa. quadrantinodosa inflexa</i> Müller
14	<i>Palmatolepis subperlobata</i> Branson et Mehl	3664,0 +1,8	<i>Pa. quadrantinodosa lobata</i> Sannemann
19	<i>Palmatolepis linguiformis</i> Miller	3664,0 +1,8	<i>Palmatolepis crepida</i> Sannemann
30	Konodonty górnego dewonu	3664,0 +1,8	<i>Palmatolepis termini</i> Sannemann <i>Pa. tenuipunctata</i> Sannemann <i>Pa. minuta minuta</i> Branson et Mehl <i>Pa. minuta loba</i> Helms
31	Uszkodzone konodonty górnego famenu	3664,0 +1,8	<i>Palmatolepis termini</i> Sannemann <i>Pa. tenuipunctata</i> Sannemann → <i>Pa. glabra prima</i> Ziegler et Huddle <i>Pa. minuta minuta</i> Branson et Mehl <i>Polygnathus lanceolus</i> Vorontzova <i>Pelekysgnathus planus</i> Sannemann

Tabela 7

**Fragment nowego globalnego podziału konodontowego dla famenu (dewon górny)
i jego korelacja z podziałami standardowymi**

Fragment of the new global Famennian (Upper Devonian) conodont biozonation
and its correlation with the standard zonation schemes

Poziomy konodontowe (conodont zones)		
Ziegler (1962)	Ziegler, Sandberg (1990)	Aktualny globalny podział konodontowy New global conodont biozonation (Spalletta i in., 2017)
górny <i>quadrantinodosa</i>	górny <i>marginifera</i>	<i>Palmatolepis marginifera utahensis</i>
dolny <i>quadrantinodosa</i>	dolny <i>marginifera</i>	<i>Palmatolepis marginifera marginifera</i>
<i>rhomboidea</i>	górny <i>rhomboidea</i>	<i>Palmatolepis gracilis gracilis</i>
	dolny <i>rhomboidea</i>	<i>Palmatolepis rhomboidea</i>
górny <i>crepida</i>	najwyższy <i>crepida</i>	<i>Palmatolepis glabra pectinata</i>
	górny <i>crepida</i>	<i>Palmatolepis glabra prima</i>
środkowy <i>crepida</i>	środkowy <i>crepida</i>	<i>Palmatolepis termini</i>
dolny <i>crepida</i>	dolny <i>crepida</i>	<i>Palmatolepis crepida</i>
górny <i>triangularis</i>	górny <i>triangularis</i>	<i>Palmatolepis minuta minuta</i>

gracilis gracilis, podobnie jak stwierdzony w zespole *Palmatolepis quadrantinodosa inflexa*, nie występują wcześniej niż w górnym poziomie *rhomboidea*. Natomiast brak przedstawicieli *Palmatolepis marginifera* sugeruje, że wiek wapieni gruzłowych w próbce z głęb. 3516,0 +17,8 m jest ograniczony do górnego poziomu *rhomboidea*, a nie

jak sugerowała Nehring (1979) *Palmatolepis rhomboidea* – *Pa. quadrantinodosa* (czyli obecnie dolny poziom *rhomboidea* – górny poziom *marginifera* wg podziału Zieglera i Sandberga (1990) i *Palmatolepis rhomboidea* – *Palmatolepis marginifera utahensis* według Spalletty i in. (2017). Wiek określony na górny poziom *rhomboidea* potwierdzają

również oznaczenia wieku spągu zalegających wyżej warstw niedrzwickich w profilu otworu Opolu Lubelskim IG 1, na dolny podpoziom lub dolną część górnego podpoziomu *Palmatolepis quadrantinodosa* (= obecny poziom *marginifera*), wykonane przez Szulczewskiego (1972).

Oznaczone elementy platformowe z kolekcji MUZ.PIG 1757.II należą do 6 rodzajów i 21 gatunków (tab. 8). Najliczniej reprezentowany jest rodzaj *Palmotolepis*. Niska frekwencja przedstawicieli *Polygnathus* i *Peleksygnathus* (1–3 okazy) w próbce z głęb. 3664,5 +1,8 m wskazuje na biofację palmatolepisową (26 okazów). W próbce z głęb. 3516,0 +17,8 m, oprócz przeważającej ilości przedstawicieli rodzaju *Palmotolepis* (20 okazów), wzrasta frekwencja przedstawicieli z rodzaju *Polygnathus* (18 okazów) i *Icriodus* (5 okazów). Taki stosunek frekwencji polignatusów i icriodusów do ilości palmatolepisów, wskazuje na biofację

palmatolepisowo-polignatusową, powstającą w płytszym środowisku, niż próbki wyższej. Dla basenów oceanicznych biofacja palmatolepisowa zazwyczaj świadczy o środowisku dolnej części stoku kontynentalnego i podniesienia przedkontynentalnego, natomiast palmatolepisowo-polignatusowa – o górnej części stoku kontynentalnego (Kaiser i in., 2008). Według Dreesena i in. (1986) w basenach szelfowych biofacja palmatolepisowa (późny poziom *crepida*) powstawała w najgłębszej części basenu, natomiast w okresie późny *rhomboidea* – prawdopodobnie w środowisku otwartego głębszego szelfu, przy rosnącej dostawie materiału piaszczystego. Icriodusy mogą stanowić materiał przyniesiony z brzeżnej części basenu. Na podstawie ilościowej obecności rodzajów konodontów, poczynając od późnej zony *crepida* po późną zonę *rhomboidea*, widoczne jest powolne spływanie basenu sedimentacyjnego.

Tabela 8

Występowanie i frekwencja elementów konodontowych w „formacji” bychawskiej i formacji firlejskiej w profilu Maciejowice IG 1

Conodont occurrence and frequency in the Bychawa formation and Firlej Formation in the Maciejowice IG 1 borehole

Poziomy konodontowe Conodont zones (Ziegler, Sandberg, 1990)	górny <i>crepida</i> Upper <i>crepida</i>	górny <i>rhomboidea</i> Upper <i>rhomboidea</i>
Poziomy konodontowe / Conodont zones (Spalletta i in., 2017)	<i>Palmatolepis glabra prima</i>	<i>Palmatolepis gracilis gracilis</i>
Formacja / Formation	Bychawska (<i>Bychawa</i>)	Firlejska (<i>Firlej</i>)
Głębokość pobrania próbek / Depth [m]	3664,0 +1,8	3516,0 +17,8
<i>Peleksygnathus planus</i> Sannemann	1	
<i>Polygnathus procerus</i> Sannemann	2	
<i>Polygnathus lanceolus</i> Vorontzova	1	
<i>Palmatolepis quadrantinodosa lobata</i> Sannemann	1	
<i>Palmatolepis termini</i> Sannemann	3	
<i>Palmatolepis crepida</i> Sannemann	2	
<i>Palmatolepis minuta loba</i> Helms	1	
<i>Palmatolepis minuta wolskai</i> Szulczewski	1	
<i>Palmatolepis tenuipunctata</i> Sannemann	12	
<i>Palmatolepis tenuipunctata</i> Sannemann → <i>Pa. glabra prima</i>	2	
<i>Palmatolepis glabra prima</i> Ziegler et Huddle	2	3
<i>Palmatolepis minuta minuta</i> Branson et Mehl	2	2
<i>Palmatolepis gracilis gracilis</i> Branson et Mehl		1
<i>Palmatolepis quadrantinodosa inflexa</i> Müller		1
<i>Palmatolepis</i> cf. <i>quadrantinodosa inflexa</i> Müller		2
<i>Palmatolepis perlobata schindewolfi</i> Müller		1
<i>Palmatolepis glabra acuta</i> Helms		3
<i>Palmatolepis glabra glabra</i> Ulrich et Bassler		7
<i>Polygnathus semicostatus</i> Branson et Mehl		15
<i>Polygnathus brevilaminus</i> Branson et Mehl		2
<i>Polynodosus</i> cf. <i>confluens</i> (Ulrich et Bassler)		1
<i>Icriodus cornutus</i> Sannemann		5
<i>Mehlina strigosa</i> (Branson et Mehl)		1
Elementy platformowe/Platform elements	30	44
Elementy gałązkowe/Ramiform elements	22	34
Ogółem/Total	52	78

KARBON

Maria I. WAKSMUNDZKA

LITOLOGIA, STRATYGRAFIA I SEDYMENTOLOGIA

W profilu otworu Maciejowice IG 1 utwory karbonu występują na głęb. wiertniczej 1843,0–3503,7 m (miąższość 1660,7 m), a wg pomiarów geofizycznych – 1846,0–3504,5 m (miąższość 1658,5 m). Poniżej spoczywają utwory dewonu górnego (famenu), natomiast powyżej leżą osady cechsztynu – łupka miedzionośnego.

Scharakteryzowany w tym tomie profil jest najpełniejszym spośród profili karbonu opracowanych przez autorkę, i należy do reperowych, które posłużyły do stworzenia modelu stratygrafii sekwencji oraz korelacji z globalnym podziałem karbonu dla basenu lubelskiego (Waksmundzka, 2008, 2010a) i rejonu Polski centralnej (Waksmundzka, 2019a). Zaprezentowany tu podział stratygraficzny został uaktualniony w świetle wyników nowych badań, które wskazują na obecność w najniższej części profilu utworów przypuszczalnego turneju (Kozłowska, Waksmundzka, 2020; Waksmundzka i in., 2021), jak również przy uwzględnieniu aktualizacji wyników badań palinologicznych (Górecka-Nowak, ten tom).

Profil Maciejowice IG 1 skorelowano z sąsiednimi, reperowymi profilami otworów Stężycza 1 (oddalonym o 15 km ku południowemu wschodowi) i Izdebno IG 1 (zlokalizowanym w odległości 12 km ku północnemu wschodowi), których profile są tylko nieco bardziej zredukowane (fig. 12). Do linii korelacyjnej włączono również otwór Garwolin 1, położony ok. 9 km dalej ku północnemu wschodowi niż Izdebno IG 1, w rejonie krańca strefy uskoku Kocka (Tomaszczyk, Jarosiński, 2017), w celu porównania z profilem mocniej zredukowanym erozyjnie.

Litologia

Profil litologiczny karbonu opracowano na podstawie opisu makroskopowego, analizy litofacjalnej rdzeni wiertniczych, pomiarów geofizyki otworowej, jak również opisu archiwalnego (Waksmundzka, 2005; 2010a), znajdującego się w dokumentacji wynikowej otworu (Żelichowski, 1977). Utwory karbonu były rdzeniowane w odcinkach o długości wynoszącej ok. 1–19 m, najczęściej było to 6–9 m. Najdłuższe, ok. 43–56 m interwały rdzeniowane, pozyskano przy spągu i stropie systemu. W sumie przerdzeniowano ok. 342 m profilu, przy niepełnym uzysku wynoszącym ok. 80%. Pozyskano rdzenie o sumarycznej długości wynoszącej ok. 274 m, co odpowiada ok. 17% miąższości utworów karbonu. Długość odcinków nierdzeniowanych zwykle wynosi ok. 40–80 m.

W profilu karbonu najczęściej spotykane są iłowce i mułowce, rzadziej piaskowce, a najrzadziej wapienie, margle, zlepieńce i węgle kamienne (fig. 12). Profil jest wyraźnie trójdzielny. W niższej części dominują iłowce, którym towarzyszą skały węglanowe, w części środkowej dominują

mułowce i piaskowce, natomiast w wyższej – mułowce i iłowce, przeławicające się z piaskowcami.

Wśród iłowców wyróżniono cztery, poniżej scharakteryzowane, typy, które reprezentują bardzo różne środowiska sedimentacji. Pierwszym z nich są czarne lub ciemnoszare iłowce masywne lub laminowane poziomo, o widocznej oddzielności łupkowej i miąższości wynoszącej ok. 0,7–54,0 m. Charakteryzują się one obecnością ramienionogów i detrytusu muszlowego oraz trochitów liliowców, małży, goniatytów, łusek ryb, mszywiolów i koralów. Czasami w ich obrębie są spotykane konkrecje, przerosty i smugi syderytowe, rzadko konkrecje pirytowe i zwęglona sieczka roślinna. Drugim typem, często spotykanym w wyższej części profilu, są ciemnoszare lub szare iłowce (przy stropie karbonu – szarowiśniowe lub wiśniowoszare, pstre), masywne, o widocznej oddzielności łupkowej. Czasami w ich obrębie występuje zwęglona sieczka roślinna, kalamity, stigmarie, apendiksy, jak również impregnacje, konkrecje i sferolity syderytowe. Miejskami są również spotykane zlustrowania kompakcyjne. Trzeci typ iłowców, tworzących warstwy miąższości 0,1–3,4 m, charakteryzuje się szarą, ciemnoszarą, a czasami zielonoszarą, szarowiśniową, szarobrazową lub brązowociemnoszarą barwą, obecnością licznych zlustrowań kompakcyjnych i gruzłowej tekstury, które nadają skale charakter tzw. gleby stigmarowej. Czasami spotykane są stigmarie, apendiksy, zwęglona sieczka roślinna, neuropterisy, kalamity, laminy węgliste, jak również konkrecje, impregnacje i sferolity syderytowe oraz konkrecje pirytowe. W obrębie jednej z gleb stigmarowych występuje przeławicenie zidentyfikowane przez Kozłowską (ten tom) jako nowy horyzont tufowy, wcześniej nie opisywany w profilu karbonu w otworze Maciejowice IG 1. Czwartym typem są czarne lub ciemnoszare iłowce węgliste (łupki węglowe), tworzące kilka cienkich warstewek miąższości 0,01–0,15 m, towarzyszących zwykle glebom stigmarowym.

Mułowce tworzą warstwy o miąższości 0,1–26,0 m. Przy stropie karbonu są one szarowiśniowe, szarobrazowe, szarofioletowe, wiśniowobrazowe, zielonoszare lub jasnoszare, a niżej szare lub ciemnoszare. Są to mułowce masywne, laminowane poziomo, smużyście, faliście, soczewkowo lub przekątnie w małej skali bardzo drobnoziarnistymi piaskowcami. Na powierzchniach lamin są spotykane jasne łyszczki. Często występuje zwęglona sieczka roślinna, fragmenty kalamitów i paproci, stigmarie, apendiksy, klasty węgliste. Czasami są spotykane zaburzenia korzeniowe, bioturbacje, niestateczne warstwowania gęstościowe, tj. pograży, płyty piaszczyste, żyły klastyczne lub typu rozdrobnionego, jak również małe uskoki i zlustrowania kompakcyjne. W wyższej części profilu, czasami w mułowcach występują konkrecje hematytowe i impregnacje tlenkami żelaza, natomiast w niższej – impregnacje, warstewki, konkrecje i sferolity syderytowe.

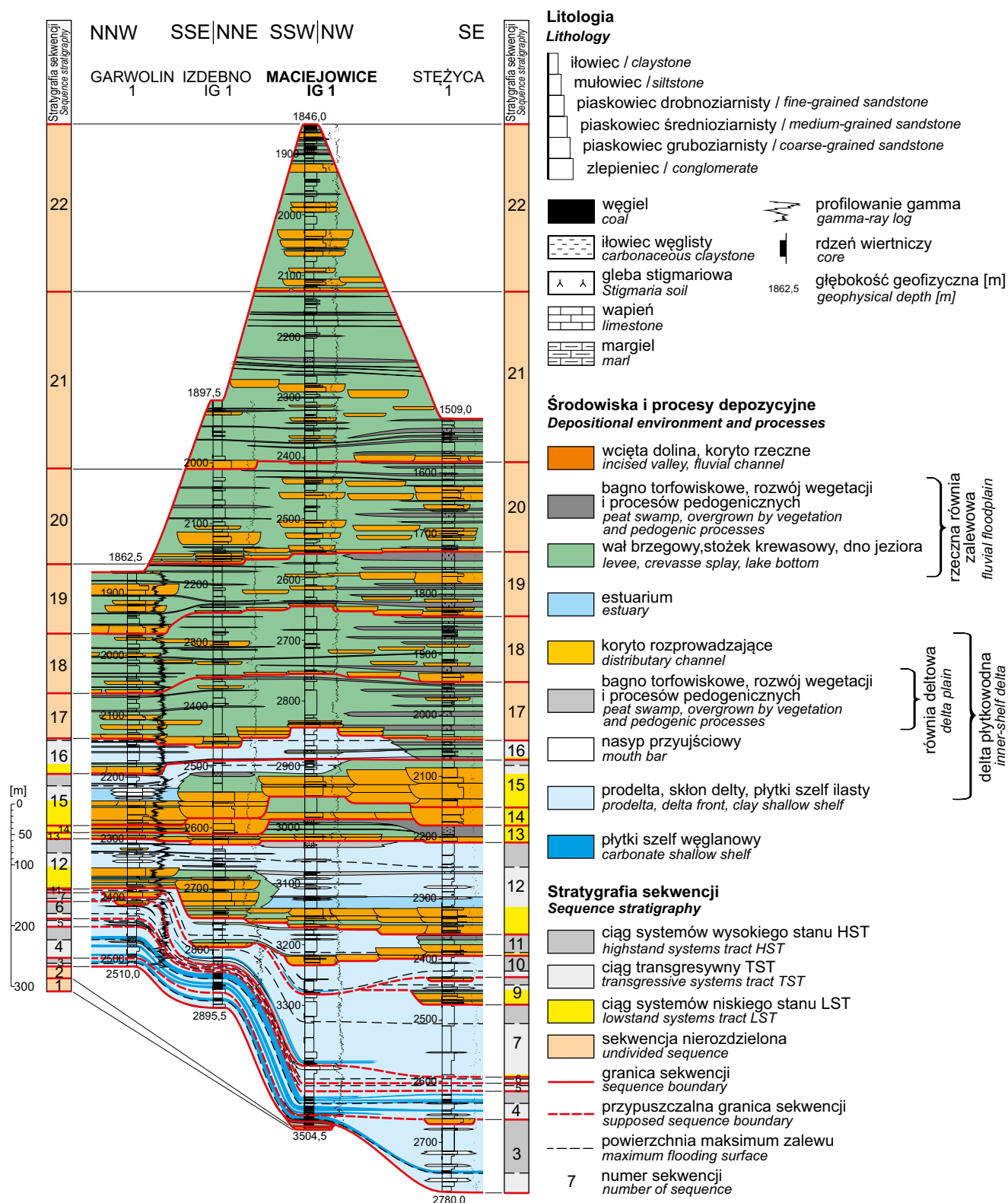


Fig. 12. Korelacja litofacyjna i stratygrafia sekwencji utworów karbonu w rejonie otworu Maciejowice IG 1

Lithofacies correlation and sequence stratigraphy of the Carboniferous succession in the Maciejowice IG 1 borehole area

W profilu karbonu piaskowce występują w warstwach miąższości 0,1–33,0 m, a najczęściej kilku–kilkanaście metrów. Przeważnie są jasnoszare, drobnoziarniste, kwarcowe lub kwarcowo-skalieniowe, czasami skaolinityzowane, rzadziej średnio- lub gruboziarniste z cienkimi wkładkami zlepieńców. Czasami mają barwę jasnoszarofioletową, jasnoszarobrazową, szarobrazową lub żółtoszarą. Piaskowce mogą być laminowane smużycie, faliście, soczewkowo, nieregularnie, warstwowane poziomo lub przekątnie w dużej skali, rzadko masywne. Sporadycznie są spotykane zaburzenia korzeniowe lub bioturbacje. Laminacja i warstwowanie podkreślone jest czarną substancją węglistą, czasami też jasnymi łyszczykami. Spotykana jest zwęglona sieczka roślinna, klasty ilaste, węgliste, syderytowe i mułowcowe, otoczaki kwarcowe, smugi i przerosty ilaste, impregnacje hematytowe, warstewki i konkretne syderytowe oraz pirytowe.

Występujące w profilu zlepienie o miąższości 0,1–1,7 m, najczęściej towarzyszą ławicom piaskowcowym, w obrębie których tworzą cienkie, 2–3 cm warstewki. Barwa zlepieńców jest zróżnicowana od jasnoszarofioletowej, przez jasnoszarą, szarą do szarobrazowej. W niektórych zlepieńcach dominują ziarna kwarcowe i skalieniowe (mogą być skaolinityzowane), w innych zaś różnego typu klasty, tj. ilaste, syderytowe i węgliste. Specyficznym składem charakteryzuje się zlepienie, występujący w spągu profilu karbonu, leżący na powierzchni erozyjnej w stropie wapieni gruzłowych dewonu. Jest on zbudowany z otoczków wapieni pelitycznych, konkretów syderytowych i skał wulkanicznych, spojonych materiałem ilasto-piaszczystym, w obrębie którego jest spotykana zwęglona flora i okruchy fauny.

Ławice wapienne o miąższości 0,6–5,2 m występują w niższej części profilu. Są to ciemnoszare, rzadziej czarne lub szarobeżowe wapienie organodetrytyczne, czasami gruzłowe, w których są spotykane liczne ramienionogi, trochity liliowców, jak również nieliczne koralce kolonijne i osobnicze. Niektóre wapienie są typu bitumicznego, w ich obrębie występują spękania powleczone kalcytem z wysiękami ropy naftowej, którą zaobserwowano również w koralach osobniczych. W profilu są też spotykane pojedyncze ławice ciemnoszarych lub czarnych margli organodetrytycznych, miąższości 0,1–1,0 m, w których występują liczne muszle ramienionogów lub ich detrytus oraz krynoidy.

Pokłady węgla, w liczbie ok. 21, zidentyfikowano głównie na krzywych geofizycznych. Ich miąższość wynosi 0,15–1,50 m. W rdzeniach wiertniczych opisano czarne węgle kamienne, błyszczące, warstewkowe. Węgloność utworów karbonu w profilu otworu Maciejowice IG 1 wynosi ok. 1%.

Chronostratygrafia i stratygrafia sekwencji

Najwcześniejszy podział chronostratygraficzny utworów karbonu w profilu otworu Maciejowice IG 1 został opracowany przez Żelichowskiego (1977), na etapie przygotowywania dokumentacji wynikowej. Aby mógł być tutaj przedstawiony, wymagał on skompilowania granic jedno-

stek podanych w profilu skróconym, szczegółowym profilu litologiczno-stratygraficznym i karcie otworu, ze względu na występujące w nich różnice, tj. np. brak westfalu ?C na karcie otworu. Ww. autor wydzielił poniższe jednostki, których granice wyznaczył na podstawie analizy pomiarów geofizyki otworowej (w nawiasie podano miąższość):

- silez (silezjan), na głęb. 1846,0–3460,0 m (1614,0 m);
- westfal A–B + ?C, na głęb. 1846,0–3234,7 m (1388,7 m);
- namur, na głęb. 3234,7–3460,0 m (225,3 m);
- dinant, na głęb. 3460,0–3504,5 m (44,5 m);
- wizen górny, na głęb. 3460,0–3504,5 m (44,5 m).

Kolejny podział, będący modyfikacją tego pierwszego, powstał na podstawie wyników wykonanych badań makro- i mikrofaunistycznych, florystycznych oraz miosporowych, które udokumentowały obecność wizenu, namuru i westfalu (Żelichowski i in., 1983). Wyróżniono następujące jednostki, których granice geofizyczne znajdują się na podanych głębokościach (w nawiasie podano miąższość):

- westfal C, na głęb. 1846,0–2145,0 m (299,0 m);
- westfal B, na głęb. 2145,0–2800,0 m (655,0 m);
- westfal A + namur BC, na głęb. 2800,0–3290,0 m (490,0 m);
- namur A, na głęb. 3290,0–3468,0 m (178,0 m);
- wizen górny, na głęb. 3468,0–3504,5 m (36,5 m).

Ww. granice chronostratygraficzne nie zostały jednoznacznie zdefiniowane, ze względu na niepełny zakres rdzeniowania, i przy ich wyznaczaniu posłużono się korelacją litologiczną z sąsiednimi profilami karbonu zlokalizowanymi w tej części basenu lubelskiego (Żelichowski i in., 1983).

Podział chronostratygraficzny karbonu przedstawiony w tym tomie, opracowano na podstawie wyznaczonych granic sekwencji depozycyjnych (fig. 12), dowiązanych do aktualnego modelu stratygrafii sekwencji dla basenu lubelskiego (Waksmundzka i in., 2021), jak również do granic pięter globalnych i zachodnioeuropejskich (fig. 13). Założenia metodologiczne zastosowanej tutaj stratygrafii sekwencji i najważniejsze rezultaty są zamieszczone we wcześniejszych pracach autorki (Waksmundzka, 2006, 2008, 2010a, b, 2012, 2013). Prezentowany w nich podział w otworze Maciejowice IG 1 wymagał uaktualnienia na podstawie najnowszych wyników Waksmundzkiej i in. (2021), jak również zweryfikowanych wyników badań palinologicznych (Górecka-Nowak, ten tom). Aktualizacja polegała na wydzieleniu dwóch dodatkowych sekwencji 1 i 2 (z niższej części sekwencji 3), sekwencji 10 (w miejscu sekwencji 8), jak również zmiany pozycji spągów sekwencji 11 i 12. W obrębie niższej części sekwencji 12 występuje rozbieżność między wiekiem określonym za pomocą stratygrafii sekwencji i palinologii. Różnica ta może wynikać z ograniczonych możliwości wyznaczania granic stratygraficznych za pomocą metod palinologicznych, przy zbyt rzadkim opróbowaniu związanym z małym uzyskiem rdzenia. Może też mieć związek z zaburzeniem pierwotnego profilu stratygraficznego karbonu przez uskoki, których obecność stwierdzono zarówno w samym profilu otworu Maciejowice IG 1, jak i jego bezpośrednim sąsiedztwie, w czasie analizy danych sejsmicznych (Nowak-Koszla, Kijewska, ten tom).

Fig. 13. Chronostratygrafia, stratygrafia sekwencji i litostratygrafia utworów karbonu w profilu otworu Maciejowice IG 1

Chronostratigraphy, sequence stratigraphy and lithostratigraphy of the Carboniferous succession in the Maciejowice IG 1 borehole

Przebieg granic sekwencji 3–7 oraz 10 w charakteryzowanym profilu jest bardziej hipotetyczny, w porównaniu z granicami wyznaczonymi w jego wyższej części, ze względu na brak ławic piaskowców powstałych w korytach rzecznych i wciętych dolinach. W związku z tym w niższej części profilu granice sekwencji postawione, jako korelacyjne zgodności, zostały

Na korelacji litologiczno-facjalnej (fig. 12) jako poziom odniesienia przyjęto powierzchnię maksimum zalewu sekwencji 16, która koreluje się (Waksmundzka, 2010a) z dobrze datowanym paleontologicznie izochronicznym horyzontem faunistycznym *Dunbarella* (Musiał, Tabor, 1988). W otworach Izdebno IG 1 i Stężycza 1 osady tego maksimum zostały zerodowane, a profile te dowiązano przy wykorzystaniu powierzchni maksimum zalewu sekwencji 15 oraz spągu sekwencji 13. Korelację umożliwiło również zidentyfikowanie charakterystycznego maksimum zalewu sekwencji 7 w miejscu wyraźnego piku na krzywej profilowania gamma, które odpowiada (Waksmundzka, 2010a) dobrze datowanemu horyzontowi faunistycznemu *Posidonia* I (Musiał, Tabor, 1988).

Na figurze 13 przedstawiono opracowany przez autorkę profil karbonu w otworze Maciejowice IG 1, zgodny z zachodnioeuropejskim podziałem karbonu. Dzięki temu istnieje możliwość jego korelacji z innymi profilami w basenie lubelskim, dla których nie został jeszcze opracowany uniwersalny podział karbonu. Piętra wydzielono w następujących przedziałach głębokościowych (w nawiasach podano miąższość; podkreślono głębokości wiertnicze, służące do wyliczenia miąższości w przypadku podania głębokości wiertniczej i geofizycznej dla jednego horyzontu):

- westfal D, na głęb. 1843,0/1846,0–2121,5 m (278,5 m);
- westfal C, na głęb. 2121,5–2591,0 m (469,5 m);
- westfal B, na głęb. 2591,0–2866,0 m (275,0 m);
- westfal A, na głęb. 2866,0–3065,5 m (199,5 m);
- namur C, na głęb. 3065,5–3171,6/3172,0 m (106,1 m);
- namur B, na głęb. 3171,6–3277,7 m (106,1 m) / 3172,0–3281,0 (109,0 m);
- namur A, na głęb. 3277,7/3281,0–3428,5 m (150,8 m);
- wizen górny, na głęb. 3428,5–3503,4/3504,5 m (74,9 m);
- turnej górny, na głęb. 3503,4–3503,7 m (0,3 m) / 3504,2–3504,5 (0,3 m).

Podział ten wykazuje różnice w stosunku do podziału opublikowanego przez Żelichowskiego i in. (1983), głównie dotyczące przyspągowych i przystropowych partii profilu. Na obecność utworów turneju górnego wskazały wyniki najnowszych badań składu petrograficznego spotykanych tam zlepieńców (Waksmundzka i in., 2021; Kozłowska, ten tom). Druga różnica jest związana z wydzieleniem, w przystropowej partii profilu, utworów westfalu D, któremu odpowiada najmłodsza sekwencja 22 (Waksmundzka, 2008). Na obecność utworów tego wieku w profilu Maciejowice IG 1, wskazała korelacja z profilem Magnuszew IG 1, w którym osady tego wieku zostały udokumentowane na podstawie badań megasporowych (Żoldani, 1973) oraz mikrosporowych (Jachowicz, 1973).

Charakterystyka litofacjalna profilu stratygraficznego

Turnej. Spąg turneju pokrywa się ze spągiem karbonu i zarazem dolną granicą sekwencji 1, będącą powierzchnią erozyjną rozwiniętą w wapieniach gruzłowych famenu. Natomiast strop turneju, arbitralnie przyjęto na górnej granicy sekwencji 1. W obrębie tej sekwencji występuje zlepieniec zbudowany głównie z okruchów wapieni (przypuszczalnie wyerodowanych z dewońskiego podłoża), którym towarzyszy materiał pochodzenia wulkanicznego, tj. ziarna kwarcu, szklivo, okruchy ryolitów i tufów, jak również składniki skał magmowych – skalenie, biotyt, muskowitz (Kozłowska, ten tom). Zlepieniec ten przypuszczalnie powstał w płytkim korycie roztokowym, w czasie niskiego stanu względnego poziomu morza (WPM), ale możliwe jest, że miało to miejsce również w czasie podnoszenia się i wysokiego stanu WPM, co w tym wypadku nie wpłynęło na zmianę środowiska sedimentacji.

Wizen. Dolna granica sekwencji 2, przebiegająca pod ławicą piaskowca leżącego bezpośrednio na turnejskim zlepieniu, wyznacza spąg wizenu. Z powierzchnią tą wiąże się występowanie luki stratygraficznej, obejmującej przypuszczalnie najwyższy turnej oraz wizen dolny i środkowy (fig. 13). Strop wizenu pokrywa się z przypuszczalną górną granicą sekwencji 5, wyznaczoną arbitralnie na krzywej profilowania gamma na głęb. 3428,5 m. Pewne wyznaczenie tej granicy w profilach z północno-zachodniego rejonu basenu lubelskiego nie jest możliwe, ze względu na brak utworów koryt rzecznych i wciętych dolin lub innych osadów lądowych (Waksmundzka, 2008, 2010a). Utworom wizenu odpowiadają sekwencje 2–5, w których przeważają iłowce i wapienie (rzadko margle) powstałe na obszarach płytkiego szelfu ilastego lub węglanowego, ewentualnie w środowisku prodeltowym delty płytkowodnej (fig. 12). Osady te są związane z warunkami podnoszenia się i wysokiego stanu WPM. Jedynie w obrębie sekwencji 2 oraz przy spągu 3 i 4 spotykane są iłowcowe gleby stigmariowe, jak również iłowce i mułowce z liczną zwęgloną sieczką roślinną, które powstały na obszarze rzecznej równi zalewowej lub na równi deltowej, w czasie niskiego stanu WPM.

Serpuchow. Utwory serpuchowu obejmują sekwencje 6–7, ich spąg pokrywa się z przypuszczalną dolną granicą sekwencji 6, natomiast strop jest wyznaczony dolną granicą sekwencji 10. Dominujące są tu iłowce i mułowce, powstałe w środowisku delt płytkowodnych i płytkiego szelfu ilastego, w czasie podnoszenia i wysokiego stanu WPM. Jedynie przy spągu sekwencji 7 są spotykane mułowce z liczną zwęgloną sieczką roślinną, iłowcowe gleby stigmariowe, iłowce węgliste (łupki węglowe) i węgle powstałe na równi deltowej, w czasie niskiego stanu WPM.

Baszki. W obrębie baszki występują sekwencje 10–18 oraz niższa część sekwencji 19. Jego spąg, tożsamy ze spągiem pensylwanu, pokrywa się z dolną granicą sekwencji 10. W tym miejscu występuje druga w profilu karbonu luka stratygraficzna, związana z erozyjnym usunięciem sekwencji 8 i 9. Jej wymiar czasowy obejmuje najniższy baszki (fig. 13), a jej obecność jest potwierdzona w wielu

profilach karbonu na obszarze całego basenu lubelskiego (Waksmundzka, 2010a, 2019b). Strop baszkirowy wyznaczono na głęb. 2591,0 m, w stropie ławicy piaskowca korytowego w sekwencji 19, na podstawie korelacji z innymi profilami reperowymi.

W obrębie baszkirowy dominują miąższościowo iłowce i mułowce, którym towarzyszą piaskowce, zwykle spotykane w ławicach o dość dużej miąższości. W niższych partiach sekwencji 11, 12 i 15 występują piaskowce powstałe w korytach rzecznych, tworzących wcięte doliny. Piaskowcom zwykle towarzyszą iłowce i mułowce, związane ze środowiskiem rzecznych równi zalewowych. Osady tych środowisk powstały w czasie niskiego stanu WPM. Wśród iłowców równi zalewowej sekwencji 12 został zidentyfikowany nowy horyzont tufowy (Kozłowska, ten tom), który jest najmłodszym wśród opisanych dotychczas w profilu karbonu w basenie lubelskim, i wskazuje na występowanie piroklastycznych erupcji wulkanicznych, również we wcześniejszym baszkirowy, a nie tylko jak dotychczas opisywano w turneju i wizenie (Popek, 1986; Waksmundzka i in., 2021; Kozłowska, Waksmundzka, 2023). Wyższe partie sekwencji 11, 12 i 15 oraz sekwencje 10 i 16 są zdominowane przez osady drobnoziarniste, powstałe w związku z rozwojem estuarium (sekwencja 12), a następnie delty płytkowodnej, w czasie podnoszenia i wysokiego stanu WPM.

W sekwencjach 13, 14, 17, 18 oraz niższej części 19 miąższościowo dominują mułowce i iłowce, które przeławicają się z cienkimi ławicami piaskowcowymi. W profilu są też spotykane węgle. Piaskowce powstały w korytach rzecznych i zwykle wypełniają wcięte doliny, natomiast pozostałe utwory są związane z różnymi subśrodowiskami równi zalewowej. Sedymentacja zachodziła zarówno w czasie niskiego stanu WPM, jego podnoszenia, jak i wysokiego stanu, jednakże od ostatniej ingresji morskiej w baszkirowy środkowym (w sekwencji 16) wahania WPM nie skutkowało już zanikiem środowiska lądowego.

Moskow. Do najwyższej części profilu karbonu, odpowiadającej moskowowi, włączono wyższą część sekwencji 19 oraz sekwencje 20–22 wykształcone głównie jako iłowce, mułowce oraz towarzyszące im dość liczne ławice piaskowcowe, a także rzadko spotykane węgle. Najwięcej piaskowców, relatywnie dużej miąższości, występuje w najmłodszej sekwencji 22, która poza otworem Maciejowice IG 1 została nawiercona jeszcze tylko w otworze Magnuszew IG 1. Osady moskowi reprezentują podobne spektrum subśrodowisk rzecznych, w jakich powstała cała wyższa część karbonu począwszy od sekwencji 17.

Litostratygrafia

Pierwszy podział litostratygraficzny utworów karbonu w profilu Maciejowice IG 1 został opracowany przez Żelichowskiego (1977) na potrzeby dokumentacji wynikowej tego otworu. Wydzielone w dokumentacji jednostki nawiązują do podziału (fig. 14) wykreowanego przez Porzyckiego i Żelichowskiego (1977, *vide* Porzycki, 1979). Nazwa formacji lubelskiej została przez Żelichowskiego (1977) rozszerzona o określenie „węglonośna”, czego nie przewiduje

podział z pracy źródłowej. Inne, wcześniejsze podziały stosowane w utworach karbonu basenu lubelskiego, tj. Cebulaka i Porzyckiego (1966), Żelichowskiego (1969), czy też Porzyckiego (1971, *vide* Porzycki, 1979), w profilu Maciejowice IG 1 nie były stosowane. Poniżej zestawiono wyróżnione w dokumentacji jednostki wraz z przedziałami głębokościowymi ich występowania, określonymi na podstawie pomiarów geofizycznych (w nawiasach podano miąższość):

- formacja magnuszewska, na głęb. 1846,0–2113,0 m (267,0 m);
- lubelska formacja węglonośna, na głęb. 2113,0–2924,0 m (811,0 m);
- formacja dęblińska, na głęb. 2924,0–3234,7 m (310,7 m);
- formacja terebińska, na głęb. 3234,7–3468,0 m (233,3 m);
- formacja Huczwy, na głęb. 3468,0–3504,5 m (36,5 m).

Drugi podział, wykreowany przez Żelichowskiego i in. (1983), jest modyfikacją tego pierwszego, a zmieniono w nim położenie granicy formacji magnuszewskiej i lubelskiej węglonośnej, obniżając ją o prawie 500 m, oraz wydzielono ogniwa w obrębie formacji dęblińskiej. Pozostałe granice pozostawiono bez zmian. W niniejszym tomie autorka zaproponowała nazwy jednostek litostratygraficznych (fig. 13, 14), które wiernie nawiązują do podziału Porzyckiego i Żelichowskiego (1977, *vide* Porzycki, 1979), bazując na głębokościach granic podanych przez Żelichowskiego i in. (1983). Granice przebiegające w obrębie interwałów rdzeniowanych opisano głębokościami zarówno wiertniczymi (podkreślone), jak i geofizycznymi. Wyróżniono następujące jednostki w podanych przedziałach głębokości (w nawiasach umieszczono miąższość):

- formacja Magnuszewska, na głęb. 1843,0/1846,0–2610,0 m (767,0 m);
- formacja lubelska, na głęb. 2610,0–2924,0 m (314,0 m);
- formacja Dębina, na głęb. 2924,0–3234,7 m (310,7 m);
- ogniwo kumowskie, na głęb. 2924,0–3161,7 m (237,7 m);
- ogniwo bużańskie, na głęb. 3161,7–3234,7 m (73,0 m);
- formacja Terebina, na głęb. 3234,7–3467,5/3468,0 m (232,8 m);
- formacja Huczwy, na głęb. 3467,5–3503,7 (36,2 m) / 3468,0–3504,5 (36,5 m).

Głębokości ww. granic litostratygraficznych porównano z granicami sekwencji depozycyjnych oraz podziałem chronostratygraficznym utworów karbonu w profilu Maciejowice IG 1 (fig. 13). Pozwoliło to na oszacowanie rozpiętości czasowej tych jednostek i porównanie z danymi z literatury. Formacja Huczwy wiekowo odpowiada wyższemu turneju–wyższemu wizenowi (niższy turniej górny–niższy wizen górny), natomiast formacja Terebina – najwyższemu wizenowi–niższemu baszkirowi (wyższemu wizenowi górnemu–wyższemu namurowi B). Ogniwo bużańskie formacji Dębina obejmuje niewielką część niższego baszkirowy (najwyższy namur B–najniższy namur C), natomiast ogniwo kumowskie – niższy i środkowy baszkirowy (namur C–niższy westfal A). Wiek formacji lubelskiej określono na wyższy baszkirowy (wyższy westfal A–westfal B), a formacji Magnuszewska na moskowi (westfal C–D).

Wykonane porównanie wykazało, że rozpiętość czasowa formacji Huczwy i Terebina, jak również ogniwa bużańskiego różni się od ich wieku podawanego w literaturze (fig. 13, 14). Natomiast w przypadku wyższych jednostek, tj.: ogniwa kumowskiego, formacji lubelskiej i Magnuszewa, różnice nie występują. Podobne większe lub mniejsze różnice w wieku jednostek litostratygraficznych zaobserwowano w wielu innych profilach karbonu z basenu lubelskiego i ich regionalna analiza wskazuje na diachroniczny przebieg granic tych jed-

nostek (np. Waksmundzka, 2008, 2019b). W starszej literaturze jednostki litostratygraficzne uchodzą za izochroniczne (Porzycki, Żelichowski, 1977, *vide* Porzycki, 1979). Podczas korelacji utworów karbonu, powinno się zatem mieć na uwadze, że jednostki te charakteryzują się dużym zróżnicowaniem litologiczno-facjalnym, a opieranie się na nich, może prowadzić do wniosków obarczonych dużo większym stopniem hipotetyczności, niż wnioski z prac opartych na jednostkach chronostratygraficznych.

Krystian WÓJCIK

OTWORNICE, KONODONTY I GLONY WAPIENNE KARBONU

W otworze wiertniczym Maciejowice IG 1 badania konodontów przeprowadził Skompski (2000). Maceracji poddano tylko jedną próbkę z głęb. 3400,5 m (formacja Terebina), uzyskując jedynie dwa okazy *Gnathodus girtyi girtyi* (Skompski, 2000). Zasięg stratygraficzny tego taksonu jest dość szeroki i obejmuje poziomy *Locheria nodosa*, *Locheria cruciformis* i niższą część *Gnathodus bollandensis*, a więc szeroki interwał pogranicza wizenu i sepruchowu (Skompski, 1996). Dodatkowo, w płycie cienkiej z tej samej głębokości stwierdzono obecność glonów wapiennych – pojedynczych szczątków *Calcifolium okense*, które również nie rozstrzygają dokładniej pozycji stratygraficznej badanych osadów (Skompski, 2000).

Na potrzeby niniejszej pracy, tę samą płytkę cienką przeanalizowano pod względem obecności otwornic. Do analizy mikropaleontologicznej wykorzystano prace Conila i Lysa (1964, 1977), Pirleta i Conila (1974), Vacharda (1977), Paproth i in. (1983), Devuyst i Kalvody (2007), Cózara i in. (2008, 2011, 2015, 2019), Grovesa i in. (2012) oraz Zandkarimiego i in. (2016). Łącznie zidentyfikowano 47 okazów, których skorupki są na ogół źle zachowane, częściowo przekryształizowane lub zatarte przez minerały żelaza. Wśród rozpoznanych okazów stwierdzono obecność przedstawicieli archaeiscidae (16 okazów), tetrataxidae (2 okazy), loeblichidae (16 okazów) i endothyrinae (13 okazów; fig. 15). Są to *Archaeiscus* sp., *Archaeiscus* cf. *tenu-*

is, *Nudarchaeiscus* sp., *Neoarchaeiscus* sp., *Tetrataxis* sp., *Tetrataxis* aff. *medius*, *Loeblichia* sp., *Loeblichia paraammonoides* oraz bliżej nieoznaczalni przedstawiciele endothyrinów. Zastanawiający jest brak przedstawicieli rodzajów *Howchinia* i *Janischewskina*, charakterystycznych dla pogranicza wizenu i sepruchowu (porównaj: Cózar i in., 2008, 2011, 2015, 2019). Brak również otwornic z rodzajów *Endothyranopsis*, *Eostaffella*, *Millerella* i *Euxinita*. Trzy ostatnie rodzaje są bardzo rzadkie w wizenie. Obecność *Loeblichia paraammonoides* wskazuje jednakże, że badany zespół jest nie starszy niż poziom Cf6δ z Belgii (wg. Conil i in., 1976; porównaj Soboń-Podgórska, Tomasz, 1995), w obrębie którego znajduje się granica wizenu i sepruchowu (patrz Cózar i in., 2019). Pojawienie się wspomnianego taksonu wyznacza również dolną granicę zony *Astroarchaeiscus–Loeblichia paraammonoides* najwyższego wizenu na Morawach, która dokładnie odpowiada Cf6δ (Kalvoda, 2002). Według Kalvody (2002, *vide* fig. 6) gatunek nie przechodzi do poziomu Cf7 sepruchowu.

Przedstawiona interpretacja stratygraficzna nie rozstrzyga jednak problemu braku rodzaju *Howchinia*, który jest często spotykany w utworach wizenu górnego. Wykonaną w niniejszym rozdziale analizę zespołu otwornic karbonskich należy traktować jako wstępną, która powinna być w przyszłości rozszerzona i uszczegółowiona głównie w aspekcie biostratygraficznym.

Anna GÓRECKA-NOWAK

PALINOSTRATYGRAFIA KARBONU

Niniejszy rozdział wraz z tabelami został przygotowany na podstawie opracowania Kmiecik (1976), pt. „Stratygrafia miosporowa karbonu w otworze Maciejowice IG 1”, pochodzącego z dokumentacji wynikowej otworu (Żelichowski i in., 1977). Opracowanie to zawiera 9 stron tekstu w postaci maszynopisu oraz 2 tabele. Archiwalna tabela 1 przedstawia frekwencję występowania rodzajów miospor, natomiast tabela 2 z ww. opracowania pokazuje występowanie wybranych gatunków miospor w badanym profilu.

Dane miosporowe z powyższego opracowania były podstawą reinterpretacji palinostratygraficznej, opracowanej

zgodnie ze współczesnymi kryteriami zonacji miosporowej i wiedzą na temat zasięgów stratygraficznych taksonów miospor. Utrzymano podział badanego profilu na interwały wyznaczone w oryginalnym opracowaniu, niekiedy łącząc je ze sobą. Niestety reinterpretacja nie była łatwym zadaniem, przede wszystkim z powodu fragmentaryczności dokumentacji faktograficznej. Oryginalne opracowanie nie zawiera list taksonów oznaczonych z poszczególnych próbek, zbiorczych list taksonów oznaczonych z wyróżnionych interwałów głębokości zakwalifikowanych do różnych przedziałów wiekowych, ani listy wszystkich oznaczonych

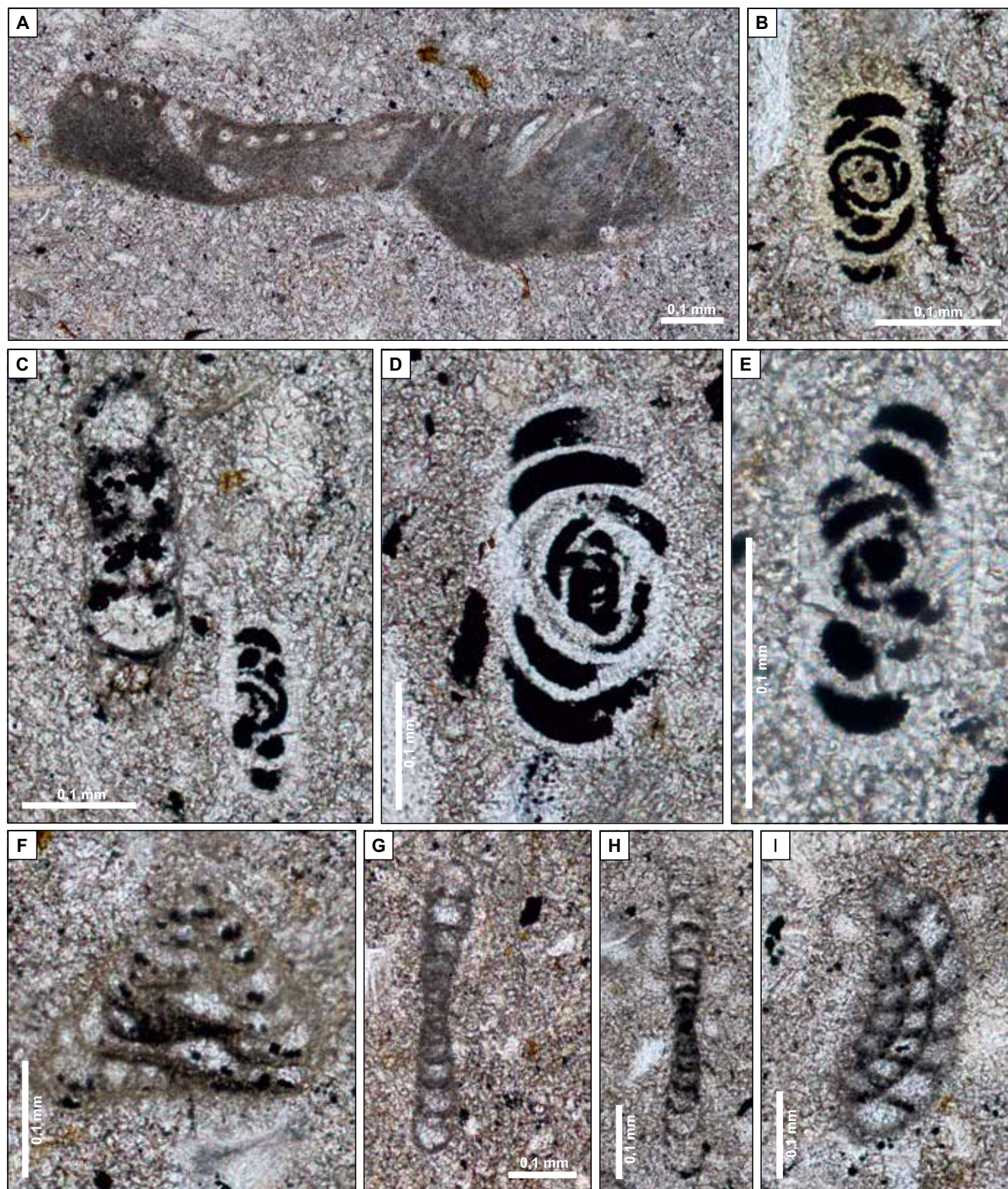


Fig. 15. Glony wapienne i otwornice karbonu (formacja Terebina) w otworze Maciejowice IG 1; płytka cienka z głęb. 3400,5 m

A. *Calcifolium okense*. B. *Archaeodiscus* sp. C. *Archaeodiscus* sp. wraz z bliżej nieoznaczalnym przedstawicielem endothyridae? D, E. *Archaeodiscus* cf. *tenuis*. F. *Tetrataxis* aff. *medius*. G, H. *Loeblichia paraammonoides*. I. *Loeblichia*? sp.

Carboniferous calcareous algae and foraminifera from the Terebin Formation in the Maciejowice IG 1 borehole; thin section from 3400.5 m depth

A. *Calcifolium okense*. B. *Archaeodiscus* sp. C. *Archaeodiscus* sp. with unrecognized endothyridae taxon. D, E. *Archaeodiscus* cf. *tenuis*. F. *Tetrataxis* aff. *medius*. G, H. *Loeblichia paraammonoides*. I. *Loeblichia*? sp.

taksonów miospor. Nie ma w nim również dokumentacji fotograficznej.

Bardzo dotkliwym niedostatkim reinterpretowanych danych jest nieobecność, wśród wymienionych taksonów, większości ważnych stratygraficznie gatunków, które posłużyły do opracowania zonacji miosporowej karbonu Europy Zachodniej przez *Commission Internationale de la Microflore du Paleozoique* (CIMP) opublikowanej przez Claytona i in. (1977), która od czasu publikacji uważana jest za zonację standardową. W źródłowym opracowaniu nie odnotowano również taksonów, które dodatkowo zostały uwzględnione w zrewidowanej zonacji namuru, opublikowanej ćwierć wieku później (Owens i in., 2004), pomimo że ten ostatni podział został opracowany dla karbonu Europy Zachodniej i porównany z danymi pochodzącymi między innymi z Polski. Z powodu braku większości ważnych stratygraficznie taksonów w opracowaniu Kmieciak (1976) reinterpretację tych danych, oparto z konieczności również o taksony o drugorzędnym znaczeniu stratygraficznym. Do tej grupy należą formy o słabiej poznanych lub dłuższych zasięgach stratygraficznych. Zasięgi stratygraficzne wielu wymienionych w oryginalnym opracowaniu taksonów zweryfikowano na podstawie danych zebranych w internetowej bazie danych paleobotanicznych (<https://paleobotany.ru>). W wyniku tej weryfikacji znaczna część form, uważanych przez Kmieciak (1976) za redeponowane, okazała się taksonami długowiecznymi. Wskazuje to, że skala redepozycji miospor była mniejsza niż sądziła ww. autorka.

Tabela 9 przedstawia dane zamieszczone w tabeli 1 oryginalnego opracowania. Lista taksonów miospor obejmuje 52 rodzaje, których kolejność zmieniono na alfabetyczną, co jest obecnie powszechnie praktykowane, bo ułatwia korzystanie z zestawienia. Z tego samego powodu zastąpiono wartości liczbowe, dotyczące udziału procentowego rodzajów miospor w spektrum, różnymi kolorami, które dobrano dla przedziałów co 5% (**tab. 9**). W przypadku próbek, dla których nie wykonano analizy ilościowej z powodu niewielkiej liczebności miospor, skład rodzajowy zaznaczono kolorem odpowiadającym najniższemu przedziałowi, tj. 0–5%.

Większość odnotowanych i uwzględnionych w **tabeli 9** rodzajów miospor nie ma znaczenia dla interpretacji stratygraficznej, ponieważ są to formy o długich zasięgach stratygraficznych. Jedynie występowanie rodzajów *Rotaspora* i *Punctatosporites* jest przydatne dla tego celu, ze względu na krótkie zasięgi stratygraficzne. Frekwencja występowania poszczególnych rodzajów również nie stanowi wartości w aspekcie stratygrafii, bowiem cecha ta jest kontrolowana ekologicznie. Dane ilościowe zostały jednak wykorzystane przy ustalaniu podziału profilu na odcinki, które nie mają znaczenia stratygraficznego.

W **tabeli 10**, która została przygotowana na podstawie tabeli 2 z oryginalnego opracowania, przedstawiona jest lista wybranych przez Kmieciak (1976) gatunków miospor (z zachowaniem ich oryginalnej kolejności) i ich dystrybucja w badanym profilu. Pominięto dane liczbowe dotyczące frekwencji poszczególnych gatunków w badanym profilu, uznając je za nieistotne. Zaktualizowano nazwę gatunku

Discernisporites micromanifestus, zastępując nią starszą nazwę *Endosporites micromanifestus*. Lista taksonów w **tabeli 10** obejmuje 67 gatunków, z których większość ma słabo poznane zasięgi stratygraficzne. Ponadto niektóre z nich są bardzo rzadkie lub nawet nieznane z innych obszarów i tym samym mają niewielkie znaczenie stratygraficzne. Lista ta nie zawiera taksonów definiujących zony miosporowe poza dwoma, a mianowicie *Schulzospora rara* oraz *Crassispota kosankei*. Bardzo ważny stratygraficznie gatunek *Microreticulatisporites nobilis*, którego pojawienie się w zonacji Claytona i in. (1977) wyznacza dolną granicę westfalu B, a który występuje też w młodszych skałach, jest wspomniany w tekście oryginalnego opracowania, natomiast nie został uwzględniony w zamieszczonej tam tabeli 2. Takson ten nie mógł być dołączony do listy w **tabeli 10** z powodu braku szczegółowych informacji na temat jego dystrybucji w badanym profilu.

W ramach przeprowadzonej reinterpretacji uzyskano wyniki, których precyzja zależy od jakości danych miosporowych z oryginalnego opracowania. Ponieważ dane te znacznie różnią się od współczesnych kryteriów palinostratygraficznych, możliwość datowania wieku skał na ich podstawie była różna. Większość wydzielonych odcinków profilu datowano w sposób przybliżony, podając interwał wieku jako czas powstania badanych skał. Odnotowane zespoły miospor nie dają podstaw do wyznaczenia zon miosporowych. Sformułowane wnioski stratygraficzne skorelowano z globalnym i europejskim podziałem chronostratygraficznym, przedstawionym w **tabeli 11**, gdzie są również uwzględnione zonacje miosporowe karbonu – standardowa (Clayton i in., 1977; Owens i in., 2004) oraz zonacje stosowane lokalnie w Lubelskim Zagłębiu Węglowym (Jachowicz, 1966; Kmieciak, 1987). Tylko w przypadku trzech odcinków profilu z głęb., tj. 3317,8–3494,5; 3032,0–3172,0 oraz 2235,0–2881,4 m, można było ustalić przynależność omawianych skał do zon miosporowych (Clayton i in., 1977; Owens i in., 2004). We wszystkich pozostałych przypadkach dokumentacja miosporowa była niewystarczająca by na jej podstawie określić przynależność do zon.

Palinostratygrafia

Badaniom palinologicznym poddano 44 próbki mułowców, iłowców, piaskowców oraz węgla kamiennych z interwału 1850,7–3494,5 m (Kmieciak, 1976). Głębokości, z których pobrano próbki podano w **tabelach 9 i 10**. Macerację skał wykonano w sposób standardowy – skały płone macerowano we fluorowodorze, a węgle w stężonym kwasie azotowym. W przypadku ciemnoszarych iłowców i mułowców o wysokiej zawartości materii organicznej, po maceracji we fluorowodorze zastosowano również utlenianie kwasem azotowym.

Większość analizowanych próbek zawierała liczne zespoły miosporowe. Jedynie dwie próbki, z głęb. 1850,7 i 2111,3 m, okazały się negatywne, jeśli chodzi o zawartość miospor. W przypadku próbek, które zawierały bogate zespoły miospor przeprowadzono analizę ilościową, której wyniki przedstawia **tabela 9**, natomiast w przypadku próbek,

Tabela 10

Występowanie wybranych gatunków miospor w skałach karboniśkich otworu Maciejowice IG 1

Selected microspore species from Carboniferous rocks of the Maciejowice IG 1 borehole

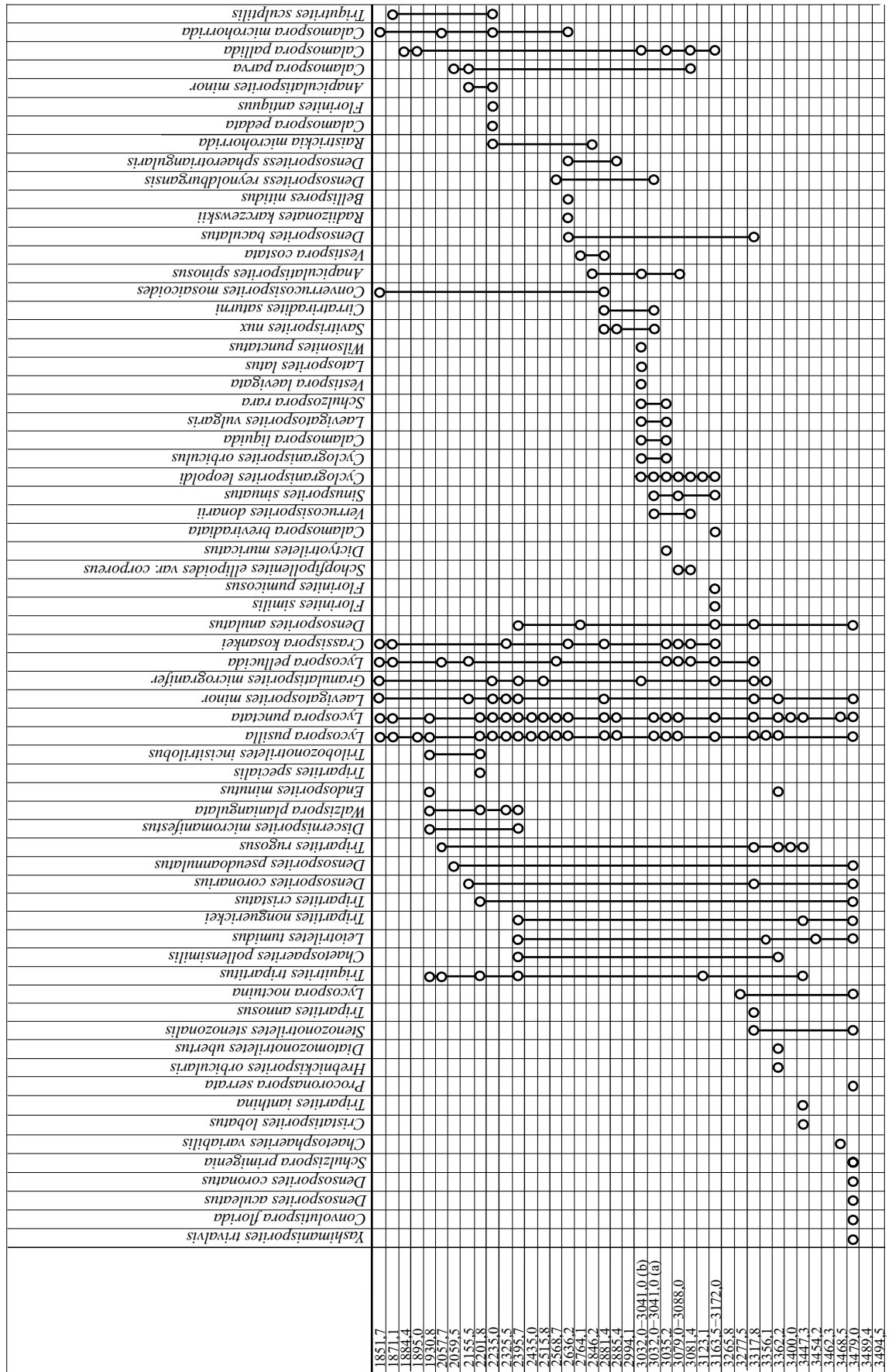


Tabela 11

**Podział chronostratygraficzny karbonu oraz podziały palinostratygraficzne i zasięgi stratygraficzne
wybranych taksonów miospor**

Carboniferous chronostratigraphy and palynostratigraphy with stratigraphic ranges of selected miospore taxa

Chronostratygrafia Chronostratigraphy				Palinostratygrafia Palinostratigraphy				Zasięgi stratygraficzne wybranych taksonów miospor (Clayton i in., 1977; Owens i in., 2004)*											
Podział globalny Global subdivision		Europa Zachodnia i Środkowa Western and Central Europe		Lubelskie Zagłębie Węglowe Lublin Coal Basin		Europa Europe (Owens i in., 2004; Clayton i in., 1977)													
				Jachowicz, 1966	Kmieciak, 1987														
pennsylvan	moskow	westfal	D	Wv	<i>punctata – fulva</i>	PF	<i>T. obscura – T. thiessenii</i>	OT											
			C	bolsow	<i>securis – fenestrata</i>	SF	<i>T. securis – T. laevigata</i>	SL											
			B	dakmant	<i>globiformis – bireticulatus</i>	GB	<i>M. nobilis – F. junior</i>	NJ											
			A	langset	<i>aligerens – rara</i>	AR	<i>R. aligerens</i>	Ra											
	baszkir	namur		W1-II	<i>punctata – fulva</i>	PF	<i>C. saturni – T. sinani</i>	SS											
			C	jedon	<i>varioreticulatus – loricatus</i>	VL	<i>R. fulva</i> <i>R. reticulatus</i>	FR											
			B	marsden	<i>variabilis – carnosus</i>	VC	<i>C. kosankei</i> <i>G. varioreticulatus</i>	KV											
				kinderskunt															
				alport	<i>pollenisimilis knoxi</i>	PK	<i>L. subtriquetra</i>	SR											
				czoker			<i>C. rarus</i>	SO											
missisip	serpuchow	A		arnsberg	<i>rugosus – ubertus</i>	RU	<i>M. trigallerus – R. knoxi</i>	TK											
				pendlej			<i>C. capistratus</i>	Vm											
							<i>B. nitidus</i>	CN											
	wizen	wizen	brygant	V	<i>aurita – saetosus</i>	AS	<i>C. capistratus</i>	Cc											
								VF											

* Stratigraphic ranges of selected miospore taxa (after Clayton *et al.*, 1977 and Owens *et al.*, 2004)

w których występowały tylko nieliczne miospory, zaznaczono najniższą frekwencję obecności poszczególnych rodzajów. Stan zachowania miospor był zróżnicowany – od bardzo dobrze zachowanych po zachowane bardzo słabo. W przypadku części słabo zachowanych okazów możliwe było tylko ich oznaczenie rodzajowe.

W najniższej części badanego fragmentu profilu, w interwale głęb. 3317,8–3494,5 m, stwierdzono występowanie bogatego i urozmaiconego zespołu miospor, w którym najliczniej występowały miospory widłaków z rodzajów *Lycospora* i *Densosporites*. Ich udział w spektrum niektórych próbek przekraczał odpowiednio 50 i 30%. Inne, rzadziej występujące spory, wytwarzane przez tę grupę roślin macierzystych, to *Cirratiradites* i *Cingulizonates*, które jednak występują w podrzędnych ilościach. Oprócz nich częste są miospory z rodzajów *Leiotriletes*, *Granulatisporites*, *Punctatisporites* oraz *Calamospora*. Nieco rzadziej i mniej systematycznie spotyka się *Acanthotriletes*, *Convolutispora*, *Verrucosisporites*, *Cyclogranisporites*, *Murospora*, *Procoronaspora*, *Stenozonotriletes*, *Diatomozonotriletes*, *Tholaisporites*, *Waltzispora* i *Savitrissporites*. Istotnymi składnikami tego zespołu były też zarodniki grzybów z rodza-

jów *Chaetosphaerites* i *Sporonites* (tab. 9). Zasięgi stratygraficzne wymienionych rodzajów są długie i w związku z tym nie są one przydatne do precyzyjnego ustalenia wieku omawianych skał. W zespole tym występuje jednak kilka taksonów charakterystycznych dla późnego wizeniu i serpuchowu, a wśród nich przedstawiciele rodzajów *Rotasporea*, *Schulzospora primigenia*, *Tripartites rugosus*. Inne warte odnotowania taksony z tej grupy to *Waltzispora planiangularata*, *Chaetosphaerites pollenisimilis* i *Cirratiradites solaris*. Tworzą one charakterystyczny zespół miospor wizeńsko-namurskich, ale zasięgi stratygraficzne większości z nich nie są precyzyjnie ustalone. Pojawienie się gatunków *T. nonguerickei* i *Savitrissporites nux* w schemacie zonacji Claytona i in. (1977) wyznacza dolną granicę zony VF, natomiast *Leiotriletes tumidus* pojawia się nieco wyżej w obrębie tej zony. Górną granicę wieku omawianego odcinka profilu wyznacza zanik rodzaju *Rotasporea* w zonie TK (Clayton i in., 1977; Owens i in., 2004). Skład tego zespołu miospor wskazuje zatem na przynależność do interwału od zony *T. vetustus*–*R. fracta* (VF) do *M. trigallerus*–*R. knoxi* (TK), co odpowiada górnemu wizenowi i dolnemu namurowi A (serpuchowi, po środkową część arnsbergu) (tab. 11).

Powyżej w profilu występuje interwał 3265,8–3277,5 m, z którego przebadano dwie próbki. Próbką z głęb. 3277,5 m ujawniła występowanie tylko pojedynczych miospor z nieistotnych stratygraficznie rodzajów, natomiast próbka z głęb. 3265,8 m zawierała liczne miospory (tab. 9). Ich zespół był zdominowany przez miospory z rodzaju *Densosporites*, których udział wynosił ponad 85%. Obok nich w zespole tym stwierdzono również przedstawicieli rodzaju *Lycospora*, *Cingulizonates*, *Granulatisporites*, *Sinusporites* i *Raistrickia*, natomiast nie stwierdzono występowania taksonów o znaczeniu stratygraficznym. Z tego powodu wiek tego interwału jest trudny do ustalenia, jednak można sformułować przypuszczenie, że omawiane skały są niewątpliwie karbońskie i mogą należeć do interwału namur–westfal (serpuchow–moskow) bez możliwości precyzyjniejszego wydatowania (tab. 11).

Kolejny interwał profilu wyznaczono na głęb. 3032,0–3172,0 m na podstawie bardzo wysokiego udziału miospor z rodzaju *Lycospora*, wynoszącego zwykle od 85 do ponad 90%. Ta bardzo wysoka frekwencja nie ma znaczenia stratygraficznego i była spowodowana niewątpliwie czynnikami ekologicznymi, a jej konsekwencją jest słaba reprezentacja miospor z innych taksonów, w tym istotnych stratygraficznie. Odnotowano systematyczne występowanie miospor z długowiecznych rodzajów charakterystycznych dla karbonu, takich jak: *Cyclogranisporites*, *Crassispora*, *Verrucosisporites*, *Calamospora*, *Granulatisporites*, również *Punctatisporites*, *Anapiculatisporites*, *Densosporites*, *Leiotriletes*, *Raistrickia*, *Laevigatosporites*, *Florinites* i *Vestispora*. W zespole tym występuje kilka gatunków mających znaczenie stratygraficzne i zastosowanych w zonacji miosporowej karbonu (Clayton i in., 1977; Owens i in., 2004). Są to *Crassispora kosankei* – gatunek, który pojawił się na początku namuru A (serpuchowu), ale najliczniej występuje w westfalu (późnym baszkirze), *Dictyotriletes muricatus*, którego początek zasięgu stratygraficznego jest w późnonamurskiej zonie FR (środkowy baszkir) i który przechodzi następnie do młodszych skał pensylwanu. Występuje tam również stosunkowo długowieczny karboński gatunek *Cirratriradites saturni*, występujący od wizenu górnego, oraz takson *Schulzospora rara*, który w Zachodniej Europie pojawia się w zonie SS westfalu A (baszkir górny), natomiast w karbonie Polski występuje od namuru A (serpuchowu) (Owens i in., 2004). Oprócz nich odnotowano również dwa gatunki rodzaju *Florinites* – długowieczny *F. similis* oraz *F. pumicosus*, charakterystyczny dla westfalu A i B (późnego baszkiru), który jednak pojawia się już w namurze. Powyższe dane wskazują na przynależność omawianego odcinka rdzenia do namuru górnego lub westfalu dolnego. Rozstrzygająca dla sprecyzowania jego wieku jest obecność gatunku *Vestispora costata*, którego pojawienie się wyznacza początek westfalu A oraz rodzaju *Punctatisporites*, który również pojawił się w westfalu A, ale nieco później (Clayton i in., 1977). Na tej podstawie i przy nieobecności w tym zespole gatunku *Radiizonates aligerens*, omawiane skały należy zaliczyć do zony *Cirratriradites saturni*–*Triquitrites sinani* (SS), która odpowiada westfalowi dolnemu

A (dolnej części langsetu, a w podziale globalnym niższej części baszkiru górnego) (tab. 11).

Zespoły miosporowe z interwału głęb. 2885,4–2994,1 m zawierają bardzo ubogi ilościowo zespół miospor, wśród których oznaczono taksony należące do rodzajów *Lycospora*, *Calamospora*, *Granulatisporites*, *Densosporites*, *Florinites* i *Savitrissporites*. Ze względu na brak w nim ważnych stratygraficznie gatunków, wiek tego zespołu można określić tylko w przybliżeniu na westfal (późny baszkir–moskow).

Odcinek profilu na głęb. 2235,0–2881,4 m zawiera bogaty i urozmaicony zespół miospor, wśród których najliczniej występujący jest rodzaj *Lycospora*. Stanowi on zwykle od 20 do ponad 50% spektrum miosporowego. Licznie i konsekwentnie występują również miospory z rodzaju *Densosporites*, które stanowią do 25% zespołu. Oprócz nich częste są typowo karbońskie rodzaje, jak *Leiotriletes*, *Granulatisporites*, *Calamospora*, *Cingulizonates*, *Laevigatosporites*, *Florinites*, *Crassispora*, *Triquitrites* i *Verrucosisporites* (tab. 9). Występowanie bardzo ważnego stratygraficznie gatunku *Microreticulatisporites nobilis*, jak również *Triquitrites sculptilis*, *Vestispora costata* wraz z *Crassispora kosankei*, *Bellisporites nitidus* i westfalskimi gatunkami rodzaju *Florinites* (tab. 10) upoważniają do zaliczenia tego interwału profilu do zony *M. nobilis*–*F. junior* (NJ) (Clayton i in., 1977), odpowiadającej westfalowi B, czyli dakmanowi, a w podziale globalnym baszkirowi górnemu (tab. 11).

W kontekście tego datowania, komentarza wymaga występowanie w omawianym zespole starszych miospor, których zasięgi stratygraficzne kończą się przed westfalem B. Do takich gatunków należą m.in. występujące w interwale 2325,5–2395,7 m wizeńsko-namurskie gatunki jak *Chaetosphaerites pollenisimilis*, *Waltzisporea planiangularata* i *Discernisporites micromanifestus*, które należy traktować jako miospory redeponowane.

Odcinek profilu 1895,0–2201,8 m zawiera liczny i urozmaicony taksonomicznie zespół miospor, którego istotną cechą jest stosunkowo wysoka frekwencja rodzaju *Lycospora*, dochodząca do 50%. Ponadto systematycznie występują w tym zespole inne pospolite karbońskie rodzaje, jak *Densosporites*, *Calamospora*, *Leiotriletes*, *Laevigatosporites*, *Verrucosisporites* i *Endosporites*. Dość liczne są też ziarna pyłku z rodzaju *Florinites*, które jednak nie zostały oznaczone gatunkowo. Powyższe dane sugerują westfalski (późnobaszkirski lub moskowski) wiek omawianego odcinka profilu. Nieobecność w tym zespole ważnych stratygraficznie gatunków uniemożliwia sformułowanie bardziej szczegółowego wniosku. Odnotowano w nim występowanie starszych miospor, uznanych za redeponowane. Należą do nich m.in. *Endosporites minutus*, *Waltzisporea planiangularata* i *Discernisporites micromanifestus*.

Odcinek profilu z głęb. 1851,7–1884,4 m charakteryzuje się występowaniem dość ubożego zespołu słabo zachowanych miospor, wśród których przedstawiciele rodzaju *Lycospora* stanowią ponad 50% spektrum. Z liczniej występujących rodzajów należy wymienić *Densosporites*, *Leiotriletes*, *Triquitrites*, *Verrucosisporites*, *Laevigatosporites*, *Savitrissporites*, *Lophotriletes*, *Crassispora* i *Florinites* (tab. 9).

Tabela 12

Palinostratygrafia skał karbońskich z otworu wiertniczego Maciejowice IG 1

Palynostratigraphy of Carboniferous rocks in the Maciejowice IG 1 borehole

Głębokość (m) Depth (m)	Zona miosporowa Miospore zone	Przynależność do jednostek chronostratygraficznych Chronostratigraphic interpretation	
		europejskich European units	globalnych global units
1851,7–1884,4	NJ	westfal B (dakmant)	najwyższa część baszkirow
1895,0–2201,8	?	westfal	górną część baszkirow–moskow
2235,0–2881,4	NJ	westfal B (dakmant)	najwyższa część baszkirow
2885,4–2994,1	?	westfal	górną część baszkirow–moskow
3032,0–3172,0	SS	dolny westfal A (dolny langset)	górną część baszkirow
3265,8–3277,5	?	namur–westfal	serpuchow–moskow
3317,8–3494,5	?	górną wizen–dolny namur	górną wizen–serpuchow

Dokładne określenie wieku jest trudne, bowiem brak w zespole tym ważnych stratygraficznie gatunków, definiujących zony miosporowe. Obecność taksonu *Triquitrites sculptilis*, charakterystycznego dla westfalu B i C oraz *Belisporites nitidus*, który zanika w westfalu B (tab. 10) sugeruje przynależność omawianego odcinka profilu do westfalu B, czyli dakmanu (górną baszkirow–dolny moskow).

Wyniki reinterpretacji danych miosporowych z opracowania Kmiecik (1976) przedstawiono w tabeli 12.

Przedstawione powyżej wyniki badań palinostratygraficznych, w większej części profilu karbonu otworu Maciejowice IG 1 są zbliżone, do podziału na piętra zachodnioeu-

ropejskie opracowanego przez Waksmundzką (ten tom), za wyjątkiem interwału z głęb. 3065,5–3217,5 m. Stwierdzono tu występowanie rozbieżności wieku między namurem B i C określonym za pomocą stratygrafii sekwencji, a westfalem A stwierdzonym na podstawie palinostratygrafii. Różnica ta może być związana z różnymi czynnikami, do których należy zaliczyć ograniczone możliwości wyznaczania granic stratygraficznych przy zbyt rzadkim opróbowaniu związanym z małym uzyskiem rdzenia, jak również przypuszczalne zaburzenie pierwotnego profilu stratygraficznego karbonu przez uskoki, których obecność tu stwierdzono (Nowak-Koszla, Kijewska, ten tom).

Aleksandra KOZŁOWSKA

WYNIKI BADAŃ PETROGRAFICZNYCH UTWORÓW KARBONU

Wstęp

Charakterystykę skał karbonu oparto na analizie 88 próbek, których wiek odpowiada: turnejowi – 1 próbka, wizenowi – 2 próbki, serpuchowowi – 8 próbek, baszkirowi – 31 próbek i moskowowi – 46 próbek (tab. 13). Zastosowano podział stratygraficzny na globalne piętra karbonu za Waksmundzką (ten tom). Badane utwory są reprezentowane przez skały klastyczne oraz lokalnie skały węglanowe i piroklastyczne.

Szczegółową analizę petrograficzną tych skał wykonała Kozłowska (1996, 2002). Wszystkie próbki objęto badania-

mi w mikroskopie polaryzacyjnym przy zastosowaniu standardowej analizy mikroskopowej płytek cienkich. Część próbek poddano analizie barwnikowej oraz porowatości. Dodatkowo wykonano szczegółowe badania w piaskowcach, stosując następujące metody: analizę katodoluminescencyjną, badania inkluzji fluidalnych, badania w elektronowym mikroskopie skaningowym (SEM) i mikrosondzie energetycznej EDS ISIS, chemiczne, oznaczenia izotopowe, w podczerwieni i wybranych właściwości fizycznych skał (zobacz Narkiewicz, 1996; Kozłowska, 2002). W ilowcach, mułowcach i piaskowcach wykonano również badania rentgenowskie.

Charakterystyka petrograficzna

Piaskowce

Większość próbek piaskowców reprezentuje piętra moskow (30 próbek) i baszkirow (21 próbek), a tylko trzy próbki należą do piętra serpuchow (tab. 13).

Szkielet ziarnowy. Wśród analizowanych piaskowców wyróżniono arenity (matriks <15% obj.) i waki (matriks >15%), kwarcowe, subarkozowe i sublityczne (wg Pettijohn

i in., 1972; Jaworowski, 1987) z przewagą arenitów nad wakami. Odmiany kwarcowe przeważają w piętrze moskow, natomiast subarkozowe w piętrze baszkirow (tab. 13, 14; fig. 16). Arenity są skałami o strukturze od bardzo drobno- do gruboziarnistej i teksturze przeważnie bezładnej. Waki są reprezentowane przez piaskowce bardzo drobno- i drobnoziarniste o teksturze kierunkowej, podkreślonej ułożeniem

Tabela 13

Wybrane cechy utworów karbonu

Selected features of the Carboniferous deposits

Wiek/ Piętro Age/ Stage	Głębokość Depth [m]	Nazwa skały Rock type	M _f Q [mm]	M _{max} Q [mm]	M _{max} Q/ M _f Q	Główne składniki spoiwa Main components of cement	Główne procesy diagenetyczne / Main diagenetic processes					Przeobrażanie i neomorfizm Alteration and neomorphism
							Kompakcja Compaction		Cementacja Cementation Rozpuszczanie Dissolution	Rozpuszczanie Dissolution Zastępowanie Replacement	Zastępowanie Replacement	
							mechaniczna mechanical (Wk _{cz})	chemiczna chemical (Tp _{cz})				
Moskwa	1847,1	pc bdr wa k	0,11	0,26	2,4	II Mł WdFe	n.o.	–	WFe Qa Ba	Sk Qd Qa Ł	–	Qd L Sk Ł→It, Ł Sk→Kl
	1850,9	mc	0,05	0,16	3,2	II Mł WdFe	n.o.	–	WdFe	n.o.	–	Qd Sk Ł→It,
	1854,4	pc bdr wa k	0,06	0,22	3,7	II Mł	n.o.	–	WFe Qa	Sk Ł Qd	–	Qd Sk Ł→It
	1858,1	pc śr ar k	0,40	0,90	2,2	II Qa Mł	3,0	ww	Qa Kl	Sk Qd Qa L Ł	–	Qd Sk Ł→It, Sk→Kl
	1859,8	pc śr ar k	0,40	1,05	2,6	II Qa Mł	2,6	ww	Qa Kl Chł	Sk Qd Qa L Ł	–	Ł Sk→Kl
	1864,0	pc śr ar k	0,32	0,60	1,9	Qa Mł W II	3,2	ww	Qa Do/Ak Kl	Sk Qd Qa L Ł Do/Ak	Sk Kl Qd Qa→Do/Ak	–
	1868,0	pc gr ar k	0,70	2,50	3,6	W Ah Qa	3,3	ww	Do/Ak Ah Qa	Sk Qd Qa L	Sk Qd Qa→Do/Ak, W Sk Qa Qd Kl II→Ah	–
	1872,0	ic m-wy	0,02	0,10	5,0	II Mł Sy	n.o.	n.o.	Sy	n.o.	n.o.	n.o.
	1877,5	pc bdr wa sa	0,07	0,15	2,1	II Mł	n.o.	–	–	–	–	Bi→Chł
	1881,5	ic	n.o.	n.o.	n.o.	II Sy	n.o.	n.o.	Sy	n.o.	n.o.	n.o.
	1885,1	mc	0,05	0,18	3,6	II Mł	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	Bi→Chł
	1890,0	mc	0,04	0,16	4,0	II Mł	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	Bi→Chł
	1897,0	mc	0,04	0,10	2,5	II Mł	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	Bi→Chł
	1930,1	pc bdr wa sa/sl	0,06	0,13	2,2	Mł II W	n.o.	n.o.	Sy	–	–	Bi→Chł
	1933,8	pc bdr wa k	0,08	0,23	2,9	II Mł W	n.o.	n.o.	Sy	–	–	Bi→Chł
	1975,5	pc śr ar k	0,32	0,70	2,2	II Qa	3,8	ww	Qa Kl	Sk Qd Qa L Ł	–	Sk→Kl
	1976,7	pc sr ar k	0,28	0,75	2,7	II Qa	3,0	ww	Qa Kl	Sk Qd Qa L Ł	–	Sk→Kl
	1978,5	pc dr ar k	0,25	0,82	3,3	W II	2,7	ww	Sy Kl Qa	Sk Qd Qa L Ł	Qa Qd→Sy	L→It
	2016,8	pc dr ar sa	0,21	0,50	2,4	Qa Kl II Mł	2,4	ww	Qa Kl Chł	Sk Qd Qa L Ł	–	Sk Ł→Chł, SkKl
	2018,5	pc dr ar k	0,20	0,63	3,2	Qa II	2,1	ww	Qa Kl Chł	Sk Qd Qa L Ł	–	Sk Ł→Chł, Sk→Kl
	2055,6	pc śr ar k	0,30	0,97	3,2	II Qa Kl	1,8	ww	Qa Kl	Sk Qd Qa L Ł	–	Sk Ł→Chł, SkKl
	2057,5	pc śr ar k	0,30	0,90	3,0	W Qa	1,7	ww pu	Sy Qa Kl	Sk Qd Qa L	Qa Qd L Sk→Sy	Sk→Kl
	2058,6	pc bdr nr/ pc dr wa sl	0,09 0,20	0,37 0,34	4,1 1,7	II Mł	n.o.	n.o.	Sy	–	–	Bi→Chł, L Sk→It
	2061,0	mc p-ty/pc bdr	0,12	0,25	2,1	II Mł	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.
	2108,7	ic	n.o.	n.o.	n.o.	II Sy	n.o.	n.o.	Sy	n.o.	n.o.	n.o.
	2110,6	mc/ pc bdr	0,03 0,08	0,22 0,22	7,3 2,8	II Mł	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.
	2114,2	pc dr ar k	0,22	0,45	2,0	Qa II Kl	2,5	ww	Qa Kl Sv	Sk Qd Qa L Ł	–	L Sk→It

Tabela 13 cd.

Wiek/ Piętro Age/ Stage	Głębokość Depth [m]	Nazwa skały Rock type	M ₁ Q [mm]	M _{max} Q [mm]	M _{max} Q/ M ₁ Q	Główne składniki spoiwa Main components of cement	Główne procesy diagenetyczne/Main diagenetic processes					
							Kompakcja Compaction		Cementacja Cementation Rozpuszczanie Dissolution	Rozpuszczanie Dissolution Zastępowanie Replacement	Zastępowanie Replacement	Przeobrażanie i neomorfizm Alteration and neomorphism
							mechaniczna mechanical (Wk _{cz})	chemiczna chemical (Tp _{cz})				
Moskow	2155,2	mc	0,03	0,08	2,7	II Mł Sy		Sy	n.o.	n.o.	n.o.	
	2158,5	pc bdr wa sl	0,08	0,16	2,0	II Mł W		Sy Qa Kl	–	–	–	
	2201,7	mc	0,05	0,16	3,2	II Mł		n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	
	2233,3	mc	0,04	0,12	3,0	II Mł		n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	
	2237,0	ic	0,02	0,05	2,5	II		n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	
	2273,4	pc bdr wa sa	0,12	0,30	2,5	II W Mł Qa Kl		Sy Qa Kl	–	Qa Qd L Sk Kl II→Sy	Sk→Il, Chl	
	2278,0	pc dr ar sa	0,24	0,50	2,1	II Qa W Kl		Qa Sy Kl	Sk Qa Qd L	Qa Qd→Sy	L Sk→It	
	2286,3	pc bdr wa k	0,07	0,22	3,1	II Mł		–	–	–	–	
	2326,5	pc dr ar k	0,24	0,43	1,8	Qa Kl W II		Qa Kl Ak Sy Chl	Sk Qa Qd L Ak	Sk Qd Qa II→Ak, L Qd→Sy	Sk L→Kl	
	2398,0	mc p-ty	0,10	0,30	3,0	II		Sy	n.o.	n.o.	L Sk→It Chl	
	2432,2	pc śr ar sl	0,30	0,60	2,0	II Qa W Kl		Qa Kl Sy Ak	Sk Qa Qd L	–	Sk→It	
	2435,0	mc p-ty	0,10	0,25	2,5	II		n.o.	n.o.	n.o.	L Sk→It	
	2475,0	pc śr ar k	0,27	0,80	3,0	II W Qa		Sy Qa Kl	Sk Qa Qd L	Qa Qd Sk L→Sy	L Sk→It	
	2515,0	pc dr wa sa	0,20	0,48	2,4	II Mł W		Sy Kl Chl Qa	–	Sk Qd L→Sy	Bi→Chl, Sk→It	
	2518,2	pc dr ar sa	0,22	0,48	2,2	II Qa Kl		Qa Kl Sy	Sk Qa Qd L L	Qa Qd L→Sy	Sk→Kl	
2519,5	pc dr ar sa	0,16	0,42	2,6	W II Qa Kl		Sy Qa Kl	Sk Qd L	–	–		
2568,9	pc bdr wa sa	0,12	0,28	2,3	II W Mł Qa		Qa Ak Sy Kl	Sk Qd Ak	Qd Qa Sk Sy→Ak, L Qa Qd Sk→Sy	Sk→It		
Baszkir	2571,0	mc p-ty /pc bdr wa sa	0,05	0,45	9,0	II Mł		Sy	–	Qd→Sy	Sk Bi→Chl	
	2574,5	pc dr wa sl	0,20	0,52	2,6	W II Mł Qa		Sy Qa Kl	–	Qd L Sk→Sy	–	
	2636,5	mc	0,05	0,11	2,2	II Mł		Sy	n.o.	n.o.	Bi→Chl	
	2710,0	mc	0,05	0,20	4,0	II Mł		Sy	n.o.	n.o.	Bi→Chl	
	2711,8	pc dr	0,15	0,32	2,1	II Mł Kl		Kl Qa Sy	Sk L Qd	–	Sk→II Kl	
	2764,5	mc	0,03	0,11	3,7	II Mł		n.o.	n.o.	n.o.	Bi→Chl	
	2843,0	mc p-ty	0,05	0,19	3,8	II		Sy	n.o.	n.o.	n.o.	
	2880,3	pc dr wa sl	0,14	0,40	2,8	II Mł		Sy Qa	–	–	Sk→It Chl	
	2886,6	pc dr wa sa	0,18	0,47	2,6	W II Mł		Sy Qa Kl	–	Sk Qd L→Ak, Qd L→Sy	Sk→It	
	2934,5	pc śr ar sa	0,37	1,10	3,0	Qa W II		Qa Sy Kl	Sk Qd Qa L	L Qa Qd Sk Kl II→Sy	Sk L→Kl	
	2935,8	pc dr ar sa	0,18	0,55	3,0	II Qa Kl		Qa Kl Sy	Sk Qd Qa L	Sk→Sy	Sk L→Kl	
	2937,1	pc gr ar sa	0,90	2,10	2,3	II Qa Kl W		Qa Kl Sy	Sk Qd Qa L	II Qa Qd L L Sk→Sy	Sk L→Kl	
	2938,6	pc gr ar sa	0,52	1,08	2,1	W Qa II Kl		Sy Qa Kl It	Sk Qd Qa L	Sk Qa Qd II→Sy	Sk L→Kl	
	2939,6	pc śr nr ar sa	0,30	1,25	4,2	II Kl Qa W		Kl Qa Sy	Sk Qd Qa L L	Sk Qa Qd II L→Sy	Sk L→Kl	
	3035,0	mc	0,02	0,10	5,0	II Mł Sy		Sy	n.o.	n.o.	Bi→Chl	
3080,8	pc bdr wa sl	0,10	0,42	4,2	W II Mł Qa Kl		Sy Ka Qa Kl	–	Qd Qa Sk Sy L→Ka, L Qa Qd→Sy	L Sk→It Chl, Bi→Chl		
3085,5	mc p-ty	0,05	0,17	3,4	II Mł		n.o.	n.o.	n.o.	Bi→Chl		
3121,8	pc bdr wa k	0,12	0,23	1,9	II Qa W Mł		Qa Ak Sy Kl	–	Qd Qa Sk L→Ak	–		
3122,1	pc dr ar k	0,14	0,24	1,7	W Qa II Mł Kl		Qa Sy Ak Kl	–	Qd Qa Sk Sy→Ak, Qd Qa→Sy	–		

Tabela 13 cd.

Wiek/ Piętro Age/ Stage	Głębokość Depth [m]	Nazwa skały Rock type	M _r Q [mm]	M _{max} Q [mm]	M _{max} Q/ M _r Q	Główne składniki spoiwa Main components of cement	Główne procesy diagenetyczne/Main diagenetic processes					
							Kompakcja Compaction		Cementacja Cementation Rozpuszczanie Dissolution	Rozpuszczanie Dissolution Zastępowanie Replacement	Zastępowanie Replacement	Przeobrażanie i neomorfizm Alteration and neomorphism
							mechaniczna mechanical (Wk _{cz})	chemiczna chemical (Tp _{cz})				
Baszkir	3125,3	pc bdr wa k	0,10	0,20	2,0	II Qa Mł W	4,2 ww	Qa Ak Sy	–	Qd Qa Sk→Ak	–	–
	3126,4	pc bdr wa k	0,08	0,16	2,0	Qa II Mł W	4,1 ww	Qa Ak Sy Kl	–	Qd Qa II→Ak	–	–
	3127,3	mc	0,04	0,09	2,2	II Mł	n.o.	Sy Pi	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.
	3164,7	tuf	0,07	0,25	3,6	II	n.o.	WFe Sy	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.
	3168,0	pc dr ar sa	0,16	0,36	2,2	Qa II	2,3 ww	Qa Sy Kl Ba	Sk Qd Qa L	L Sy, Sk Qd Qa→Ba	Bi→Chl, Sk→It	
	3170,2	pc gr ar sa	0,70	2,3	3,3	II Qa	3,3 ww	Qa	Sk Qd Qa L	–	Sk→Kl It	
	3171,8	pc gr ar sa	0,60	1,60	2,7	Qa II	3,8 ww	Qa Sy Kl	Sk Qd Qa L	–	Sk→Kl It	
	3214,0	pc dr ar sa	0,18	0,41	2,3	II Qa W Kl	3,2 ww	Qa Kl Ka Ak Sy	Sk Qd	Sk Qd Qa→Ka, Ak L→Sy	L Sk→It	
	3215,1	pc dr nr ar sa	0,20	0,60	3,0	II Qa Kl W	3,7 ww	Qa Kl Sy Ak	Sk	Sk Qd Qa→Ak L→Sy	L Sk→It	
	3218,0	pc dr wa sa	0,17	0,36	2,1	II Qa Mł	n.o.	Qa Kl Ak Sy	Sk	Sk Qd Qa→Ak L→Sy	L Sk→It	
Serpuchow	3221,0	pc dr ar sa	0,20	0,42	2,1	W Qa	1,3 ww	Ka Qa	–	Qd Qa Sk L II L→Ka	–	–
	3265,4	mc	0,03	0,08	2,7	II Mł	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.
	3275,1	mc	0,02	0,07	3,5	II Mł	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.
	3277,6	pc dr wa k	0,14	0,37	2,6	W II Mł Qa Kl	n.o.	Sy Qa Kl WFe Pi	–	Qd Sk→Sy, Sk Qd→Ak	Sk→It Chl	
	3278,6	pc dr wa sl	0,13	0,33	2,5	II Mł Qa W	n.o.	Qa Ak Kl WFe	–	Sk Qd→Ak	Sk→It Chl Kl	
	3313,0	mc p-ty nr	0,10	0,32	3,2	II Mł	n.o.	Sy	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.
	3318,0	ic sy	0,01	0,03	3,0	II Sy	n.o.	Sy	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.
	3355,2	ic	0,01	0,02	2,0	II	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.
	3359,1	ic m-wy	0,03	0,07	2,3	II Mł Sy	n.o.	Sy	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.
	3398,1	syderyt ilasty /tuf?	n.o.	n.o.	n.o.	Sy II	n.o.	Sy	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.
Wizen	3403,6	pc bdr wa sa	0,12	0,25	2,1	II Qa Kl Mł	3,5 ww	Qa Kl Ak Pi	Qa Qd Sk L	Qd Qa→Ak	Sk L→It, L→Kl	
	3405,9	pc bdr ar sa	0,11	0,19	1,7	Qa II W Kl Mł	3,8 ww	Qa Ak Kl Pi	–	Qd Qa Sy→Ak	Sk L→It, L→Kl	
	3448,8	ic m-wy	0,01	0,05	5,0	II Mł	n.o.	Sy Pi	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.
	3461,7	wapien marglisty	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.
Turnej	3503,5	pa ze po	10,00	20,00	2,0	II W	n.o.	Kl, Sy, He	n.o.	L, II→Sy	L→Kl	

Litologia: ze – zlepienie; pc – piaskowiec; mc – mułowiec; ic – iltowiec; pa – para; po – polimiktyczny; gr – gruboziarnisty; śr – średnioziarnisty; bdr – bardzo droboziarnisty; nr – nierównoziarnisty; p-ty – piaseczysty; m-wy – mułowcowy; wk – wulkanoklastyczny; ar – arenit; wa – waka; k – kwarcowy; sa – subarkozowy; sl – subilityczny;

Składniki skalne: Ah – anhydrit; Ak – ankeryt; Ba – baryt; Bi – biotyt; Chl – chloryt; Cr – cyrkon; He – hematyt; Il – minerały ilaste; It – illit; Ka – kalcyt; Kl – kaolinit; L – litoklasty; L – lityczny; Mł – muł; Pi – piryty; Qa – kwarc autigeniczny; Qd – kwarc detrytyczny; Sk – skalenie; Sy – syderyt; W – węglany; WFe – wodorotlenki żelaza.

Inne: M_rQ – wielkość średnicy najczystszej ziarna kwarcu; M_{max}Q – wielkość średnicy największego ziarna kwarcu; W_{k_{cz}} – wskaźnik kontaktów ziarn; Tp_{cz} – typ kontaktów ziarn; ww – kontakty wkleślowypukle; sl – slady; n.o. – nie oznaczono; n.p. – nieprzepuszczalny.

Lithology: ze – conglomerate; pc – sandstone; mc – siltstone; ic – claystone; pa – para; po – polymictic; gr – coarse grained; bdr – very fine grained; nr – unsorted; p-ty – sandy; m-wy – muddy; wk – volcanoclastic; ar – arenite; wa – wacke; k – quartz; sa – subarkose; sl – subilithic;

Rock components: Ah – anhydrite; Ak – ankerite; Ba – barite; Bi – biotite; Chl – chlorite; Cr – zircon; He – hematite; Il – clay minerals; It – illite; Ka – calcite; Kl – kaolinite; L – lithoclast; L – lityczny; Mł – mud; Pi – pyrite; Qa – authigenic quartz; Qd – detrital quartz; Sk – feldspar; Sy – siderite; W – carbonates; WFe – iron hydroxides;

Other: M_rQ – size of the diameter of the most common quartz grain; M_{max}Q – size of the diameter of the largest quartz grain; W_{k_{cz}} – grain contacts index; Tp_{cz} – type of grain contacts; ww – concavo-convex contacts; sl – traces; n.o. – not determined; n.p. – not permeable.

Tabela 14 cd.

Głębokość (m) / Depth (m)		1976,7	1978,5	2016,8	2018,5	2055,6	2057,5	2058,6	2114,2	2158,5	2273,4	2278,0
Typ piaskowca / Sandstone type		ar k	ar k	ar sa	ar k	ar k	ar k	wa sl	ar k	wa sl	wa sa	ar sa
Kwarc / Quartz	Suma / Total	75,3	63,4	77,7	80,3	75,7	61,0	48,6	73,0	44,3	50,4	64,4
Monokrystaliczny / Monocrystalline		50,3	40,7	52,7	51,3	44,7	41,0	32,3	49,7	23,0	33,7	41,7
Polikrystaliczny / Polycrystalline		25,0	22,7	25,0	29,0	31,0	20,0	16,3	23,3	21,3	16,7	20,0
Skalenie / Feldspar		2,3	1,0	5,7	3,7	3,0	3,3	1,7	3,0	2,3	6,0	3,7
		2,0	2,3	1,7	2,0	0,3	1,3	3,0	3,1	2,7	4,6	0,6
Osadowe / Sedimentary		0,3	0,3	0,0	0,0	0,0	0,0	0,3	0,7	0,0	1,3	0,3
Litoklasty / Lithoclasts		0,7	0,7	0,7	0,3	0,0	0,0	0,7	0,7	1,0	1,0	0,0
Metamorficzne / Metamorphic												
Głębiny / Plutonic		0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Wylewne / Extrusive		1,0	1,3	1,0	1,7	0,3	1,3	2,0	1,7	1,7	2,3	0,3
Łyszczyki / Micas		0,0	0,3	0,3	0,7	0,3	0,0	9,0	2,3	7,3	5,0	0,3
Min. akces. i nieprz. / Accessoric & opaque minerals		0,0	0,0	0,0	sl	Cr sl	0,0	0,3	0,0	0,3	0,0	0,0
Suma / Total		13,3	8,3	4,6	3,0	10,0	0,3	34,4	5,0	30,4	17,0	12,0
Ilasty / Clay		11,3	7,0	2,6	2,3	9,7	0,3	21,7	4,0	15,7	13,0	11,7
Ilasto-Żelazisty / Iron-clay		0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Mufkowy / Mud intraclasts		2,0	1,3	2,0	0,7	0,3	0,0	12,7	1,0	14,7	4,0	0,3
Kaolinit autigeniczny / Authigenic kaolinite		0,0	3,0	2,6	1,3	4,3	1,7	0,0	3,6	0,3	2,7	3,7
Min. ilaste autig. inne / Other authigenic clay minerals		0,0	0,0	Chl 0,7	Chl 0,7	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Suma / Total		0,0	19,0	0,0	0,0	0,0	27,7	0,3	0,3	8,7	9,7	5,3
Węglany / Carbonates		0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Dolomit/ankeryt / Dolomite/ankerite		0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Syderyt / Siderite		0,0	19,0	0,0	0,0	0,0	27,7	0,3	0,3	8,7	9,7	5,3
Siarczany/ Sulphates		0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Kwarc autigeniczny / Authigenic quartz		4,4	2,7	6,7	8,3	6,4	4,0	0,0	9,7	1,0	3,3	9,0
Piryty / hematyt / Pyrite / hematite		0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	Pt 0,7	0,0	0,0	0,0	Pt 0,3	Pt 1,0
Materia organiczna / Organic matter		0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	2,7	0,0	2,7	1,0	0,0
Inne/ Other		0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Suma (%) / Total (%)		100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0
Pory / Pores		16,9	4,8	16,2	18,0	9,1	7,7	0,0	24,8	0,0	0,0	9,6
(Wartości liczone >300 punktów) / (>300 points counted)		13,4	4,1	12,7	16,7	7,4	5,7	0,0	19,4	0,0	0,0	6,1
Wtórne / Secondary		3,5	0,7	3,5	1,3	1,7	2,0	0,0	5,4	0,0	0,0	3,5
Kwarc / Quartz		94,6	95,1	91,3	93,4	95,8	93,0	91,2	92,3	89,8	82,6	93,7
Skaleń / Feldspar		2,9	1,5	6,7	4,3	3,8	5,0	3,2	3,8	4,7	9,8	5,4
Litoklasty / Lithoclast		2,5	3,4	2,0	2,3	0,4	2,0	5,6	3,9	5,5	7,6	0,9

Tabela 14 cd.

Głębokość (m) / Depth (m)	3168,0	3170,2	3171,8	3214,0	3215,1	3218,0	3221,0	3277,6	3278,6	3403,6	3405,9
Typ piaskowca / Sandstone type	ar sa	ar sa	ar sa	ar sa	ar sa	wa sa	ar sa	wa k	wa sl	wa sa	ar sa
Kwarc / Quartz	60,0	62,4	61,2	60,6	49,3	44,8	44,4	36,3	48,0	58,7	58,6
Suma / Total	57,3	52,7	55,6	33,3	30,0	26,4	30,0	24,6	32,0	36,0	39,3
Monokrystaliczny / Monocrystalline	2,7	9,7	5,6	27,3	19,3	18,4	14,4	11,7	16,0	22,7	19,3
Polikrystaliczny / Polycrystalline	4,0	19,7	16,0	6,7	10,7	12,3	8,0	1,7	1,3	4,7	3,7
Skalenie / Feldspar	0,3	0,3	0,0	5,0	5,3	6,3	4,4	0,7	3,0	2,4	1,0
Suma / Total	0,0	0,3	0,0	0,0	0,3	0,3	0,7	0,0	0,0	0,7	0,0
Osadowe / Sedimentary	0,0	0,0	0,0	1,7	1,7	1,0	0,7	0,0	1,0	0,0	0,0
Metamorficzne / Metamorphic	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,3	0,0	0
Głębiny / Plutonic	0,3	0,0	0,0	3,3	3,3	5,0	3,0	0,7	1,7	1,7	1,0
Wylewne / Extrusive	0,3	0,7	0,7	4,3	6,3	8,3	3,0	1,0	11,7	0,7	0,0
Łuszczyki / Micas	Cr 0,3	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	Cr sl	0,0	0,0	0,0	0,0
Min. akces. i nieprz. / Accessory & opaque minerals	8,4	8,9	5,0	11,1	11,0	17,6	3,3	16,0	22,7	16,3	12,7
Suma / Total	7,7	8,6	4,3	9,4	9,0	15,3	1,3	12,3	14,4	13,3	9,0
Ilasty / Clay	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Ilasto-Żelazisty / Iron-clay	0,7	0,3	0,7	1,7	2,0	2,3	2,0	3,7	8,3	3,0	3,7
Mułkowy / Mud intraclasts	1,0	0,0	1,7	3,0	5,7	1,7	0,0	2,3	2,0	3,3	4,0
Kaolinit autigeniczny / Authigenic kaolinite	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	It 0,7
Min. ilaste autig. inne / Other authigenic clay minerals	1,7	0,0	2,0	3,3	3,7	2,0	34,6	34,3	4,0	0,3	5,3
Suma / Total	0,0	0,0	0,0	1,3	0,0	0,0	34,6	0,0	0,0	0,0	0,0
Kalcyt / Calcite	0,0	0,0	0,0	1,0	1,7	1,3	0,0	0,0	4,0	0,3	5,3
Dolomit/ankeryt / Dolomite/ankerite	1,7	0,0	2,0	1,0	2,0	0,7	0,0	34,3	0,0	0,0	0,0
Syderyt / Siderite	Ba 0,7	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Siarczany / Sulphates	23,3	8,0	13,4	6,0	7,3	6,4	2,3	3,0	5,0	13,3	13,0
Kwarc autigeniczny / Authigenic quartz	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	Pi 1,7	0,0	Pi 0,3	Pi 1,0
Piryty / hematyt / Pyrite / hematite	0,0	0,0	0,0	0,0	0,7	0,3	0,0	0,7	1,3	0,0	0,0
Materia organiczna / Organic matter	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	WFe 2,3	WFe 1,0	0,0	0,0
Inne / Other	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0
Suma (%) / Total (%)	9,6	15,0	11,8	0,3	0,0	1,0	0,0	0,0	0,0	2,6	0,3
Pory / Pores	8,0	10,2	9,5	0,3	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	2,6	0,3
(Wartości liczone >300 punktów) / (>300 points counted)	1,6	4,8	2,3	0,0	0,0	1,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Wtórne / Secondary	93,3	75,7	79,3	83,8	75,5	70,7	78,2	93,8	91,8	89,2	92,6
Kwarc / Quartz	6,2	23,9	20,7	9,3	16,4	19,4	14,1	4,4	2,5	7,1	5,8
Skalenie / Feldspar	0,5	0,4	0,0	6,9	8,1	9,9	7,7	1,8	5,7	3,7	1,6
Litoklasty / Lithoclast											

min. akces. i nieprz. – minerały akcesoryczne i nieprzezroczyste; min. ilaste autig. inne – minerały ilaste autigeniczne inne;
 Objasnienia jak w tabeli 13 / Explanation as in Table 13

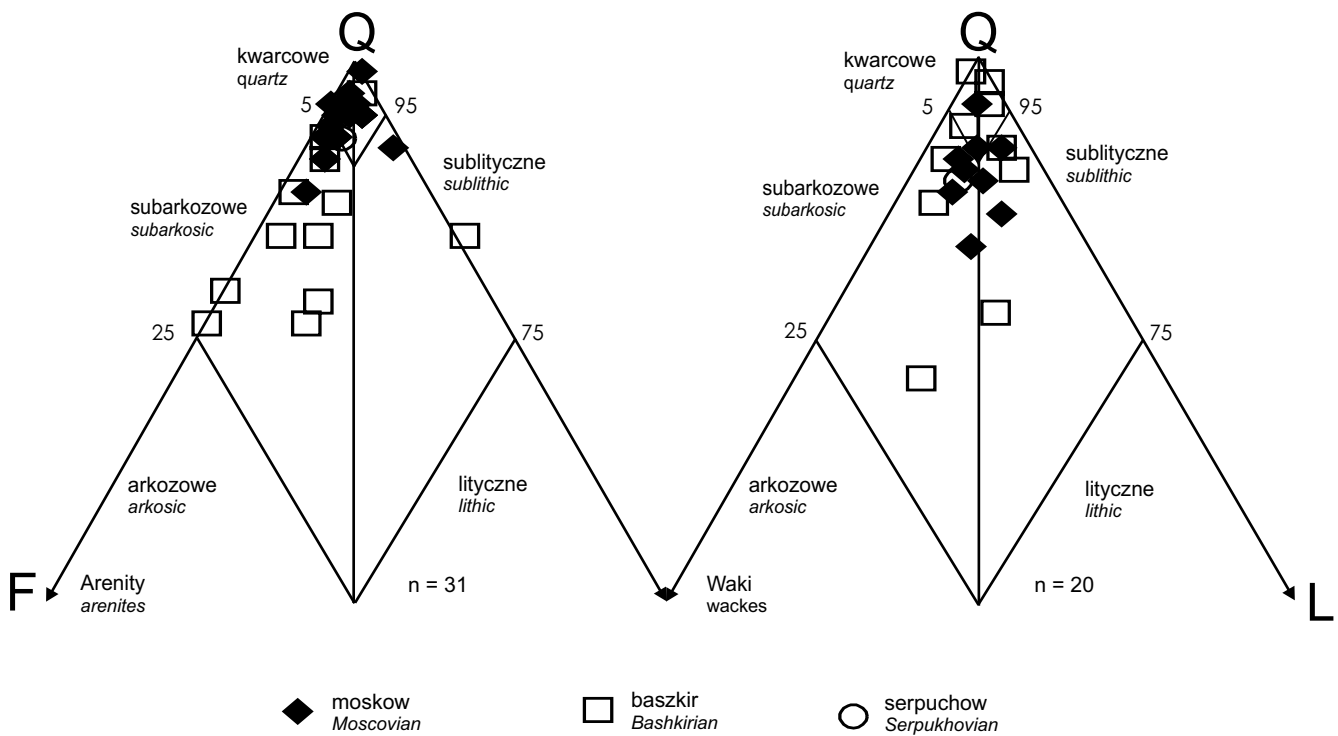


Fig. 16. Piaskowce karbonu na tle trójkątów klasyfikacyjnych Pettijona i in. (1972)

The Carboniferous sandstones classified according to classification triangle of Pettijohn *et al.* (1972)

blaszek minerałów ilastych i łyszczyków oraz spłaszczo-nych nagromadzeń materii organicznej i syderytu. Obrazy mikroskopowe piaskowców zamieszczono na [figurach 17A–H i 18A–C](#).

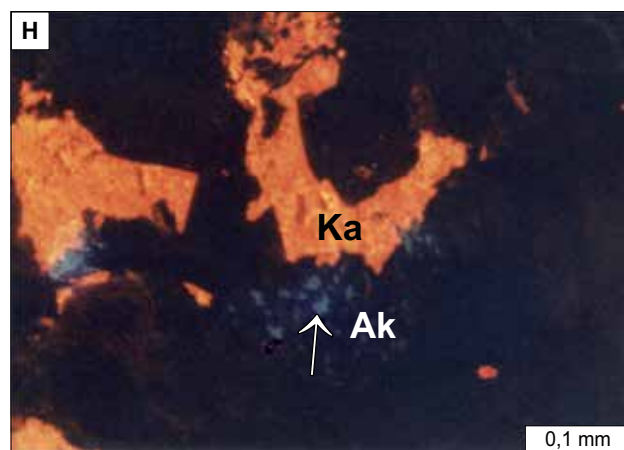
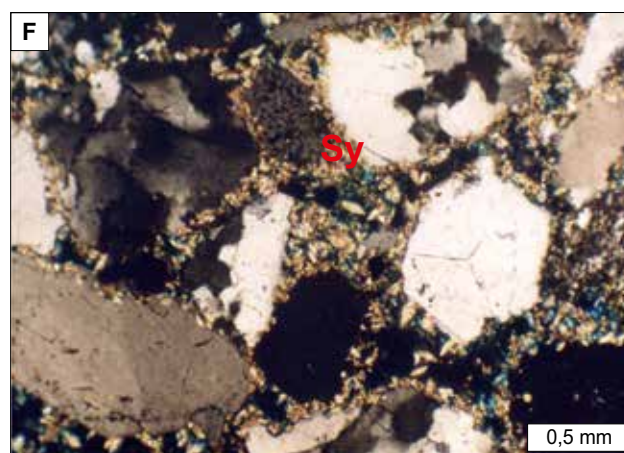
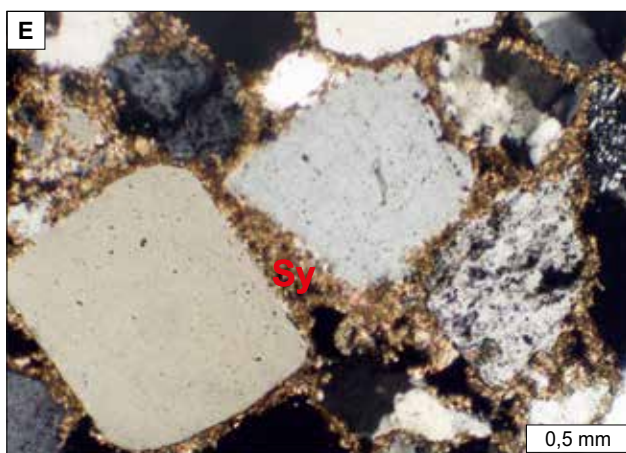
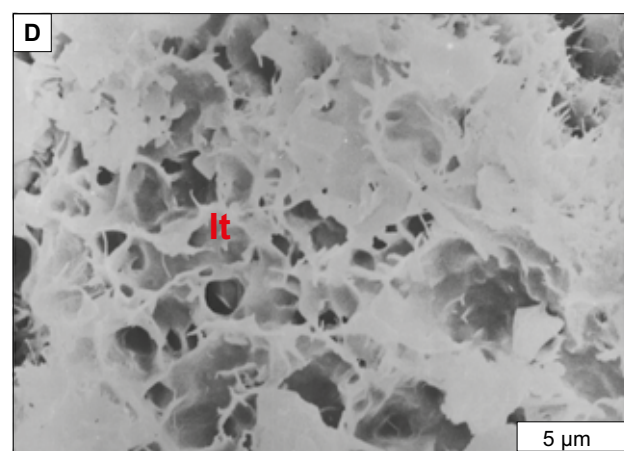
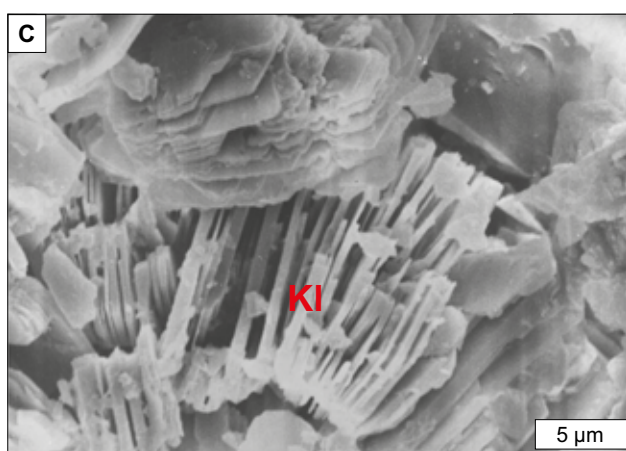
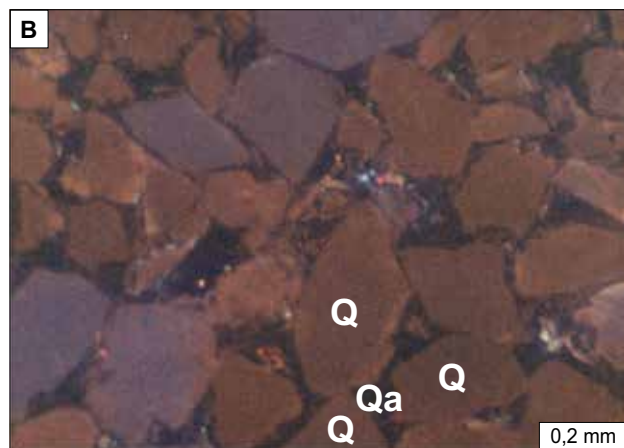
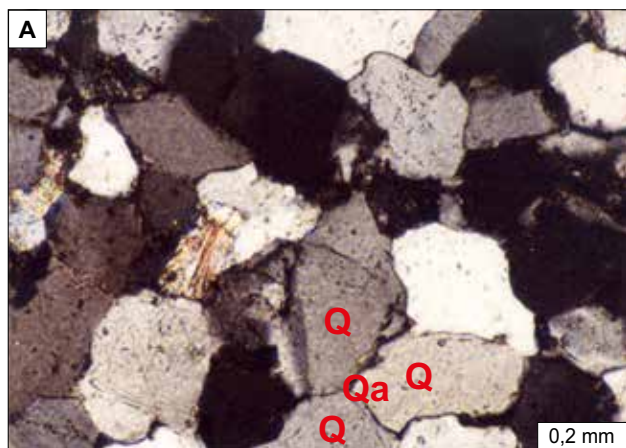
Materiał okruschowy jest na ogół dobrze wysortowany, a ziarna są najczęściej półobtoczone. Wielkość najczęstszej średnicy ziarn kwarcu waha się w granicach 0,06–0,90 mm, a wielkość średnicy maksymalnej w przedziale 0,13–2,10 mm ([tab. 13](#)). Stosunek wielkości największego do najczęstszego ziarna kwarcu waha się od 1,7 do 4,2 i najczęściej wynosi ok. 2,6 ([tab. 13](#)). W arenitach obserwowano kontakty punktowe i proste między ziarnami, natomiast w wakach przeważają kontakty punktowe lub ziarna się nie stykają.

Głównym składnikiem mineralnym szkieletu ziarnowego piaskowców jest kwarc, który przeciętnie stanowi 60–70% obj. skały w arenitach, natomiast w wakach przeważnie stanowi <50% obj. skały ([tab. 14](#)). Kwarc monokrystaliczny przeważa ilościowo nad kwarcem polikrystalicznym, którego zawartość przekracza miejscami 30% obj. skały. Do grupy ziarn kwarcu polikrystalicznego, poza kwarcem, zaliczono także okruschy kwarcytów, łupków kwarcowych oraz czertów (Pettijohn i in., 1972). Zawartość skaleni waha się od 0,3 do 19,7% obj. Reprezentują one skalenie potasowe, które w katodoluminescencji wykazują świecenie w barwach niebieskich ([fig. 17H](#)) oraz w mniejszej ilości plagioklasy o zielonej luminescencji. W obrębie ziaren skaleni są silnie rozwinięte efekty działania procesów rozpuszczania ([fig. 18C](#)), ponadto są widoczne efekty przeobrażania oraz zastępowania przez minerały wtórne ([fig. 17H](#)).

Łyszczyki, głównie muskowit i biotyt (często przeobrażany w chloryt), występują w zmiennych ilościach. W arenitach ich zawartość waha się od 0 do 6,3% obj. skały, przeważnie ok. 1% obj. skały ([tab. 14](#)). W wakach ilość łyszczyków jest znacznie wyższa i niekiedy przekracza 30% obj. skały. Bardzo często blaszki łyszczyków są powyginane, co jest skutkiem działania kompacji mechanicznej. W badanych piaskowcach stwierdzono również obecność minerałów ciężkich, głównie cyrkonu, apatytu, rutylu i tytanitu. W skład szkieletu ziarnowego wchodzi również litoklasty, których zawartość wynosi 0–5,0% obj. skały, a najczęściej ok. 2% obj. skały ([tab. 14](#)). Wśród litoklastów, okruschy kwaśnych skał wulkanicznych oraz fragmenty szklawa najczęściej przeważają nad fragmentami skał metamorficznych (łupków kwarcowo-łyszczykowych) i osadowych (iłowców i mułowców).

Spoiwo. Spoiwo typu porowo-kontaktowego wypełnia przestrzenie między ziarnami detrytycznymi. Tworzą go matriks (mieszanina detrytycznych minerałów ilastych z pyłem kwarcowym) i cement. Analiza rentgenowska ([tab. 15](#)) z minerałów ilastych zidentyfikowała kaolinit i illit oraz śladowe ilości chlorytów. Cement reprezentują kwarc autogeniczny, minerały ilaste (kaolinit, illit i chloryty), węglany (syderyt, ankeryt, kalcyt), siarczany (baryt, anhydryt) oraz lokalnie hematyt i wodorotlenki żelaza ([fig. 17A–H, 18A, B, 19, 20](#)).

Cementy. Kwarc autogeniczny jest podstawowym cementem piaskowców. Jego zawartość przeważnie wynosi kilka procent, maksymalnie osiągając 23,3% obj. skały ([tab. 14](#)). Cement kwarcowy występuje w postaci obwódek



syntaksjalnych na ziarnach kwarcu, częściowo zarastając przestrzenie porowe (fig. 17A, B). Granica między ziarnem kwarcu a obwódką niekiedy jest zaznaczona przez obecność inkluzji fluidalnych (fig. 17A) lub bardzo drobnokrystalicznego syderytu. W obrazie katodoluminescencyjnym (CL) cement kwarcowy charakteryzuje się luminescencją w barwie ciemnobrązowej (fig. 17A, B), odróżniając się wyraźnie od ziarn kwarcu, które wykazują świecenie w barwie brązowej i niebiesko-brązowej. Obwódki kwarcu autigenicznego są miejscami rozpuszczane oraz wypierane przez węglany (fig. 17G). Pomiary temperatury homogenizacji inkluzji fluidalnych w kwarcu autigenicznym, z piaskowców z otworów Rębków 1, Magnuszew IG 1 i Stężycy 2, usytuowanych w odległości ok. 10–25 km od otworu Maciejowice IG 1, mogą sugerować temperaturę jego krystalizacji w zakresie 79–113°C, a maksymalnie 150°C (Kozłowska, 2002).

Autigeniczne minerały ilaste są reprezentowane przez kaolinit i illit oraz chloryty, które występują lokalnie (fig. 17C, D, 19). Zawartość kaolinitu wynosi 0,0–6,0% obj. skały (tab. 14). Tworzy on płytkowe agregaty, które w obrazie SEM są widoczne jako pseudoheksagonalne kryształy, tworzące charakterystyczne formy książeczkowe (fig. 17C). Wyróżniono kaolinit robakowaty i blokowy (Kozłowska, 2004), które poddano analizie w podczerwieni (IR) w celu potwierdzenia występowania w formie blokowej kaolinitu, a nie dickitu. Analiza IR wykazała obecność kaolinitu uporządkowanego – 1T i słabo uporządkowanego 1Md w całym profilu otworu Maciejowice IG 1 oraz brak dickitu (tab. 16). W obrazie CL kaolinit charakteryzuje się barwą ciemnoniebieską. Jego powstanie jest związane z przeobrażaniem ziaren skaleni i blaszek muskowitu.

Illit włóknisty tworzy się późno w historii diagenety osadów karbonu, w wyniku przeobrażania kaolinitu. Zaob-



Fig. 17. Zdjęcia karbońskich skał osadowych z otworu Maciejowice IG 1 wykonane w mikroskopie polaryzacyjnym (PL), w katodoluminescencji (CL) i skaningowym mikroskopie elektronowym (SEM)

A. Cement kwarcowy w formie obwódek (Qa) na ziarnach kwarcu (Q) w piaskowcu drobnoziarnistym; inkluzje fluidalne na granicy między obwódką a ziarnem; głęb. 3122,1 m, PL – nikiel skrzyżowane. B. Obraz CL próbki z fig. A; kwarc autigeniczny (Qa) wykazuje luminescencję w barwie ciemnobrązowej, a ziarna kwarcu (Qd) są brązowe. C. Kaolinit robakowaty (KI); głęb. 2057,5 m, obraz SEM. D. Illit włóknisty (It); głęb. 3405,8 m; obraz SEM. E. Bardzo drobnokrystaliczny, wczesny syderyt (Sy) wokół ziarn; głęb. 2057,5 m, PL – nikiel skrzyżowane. F. Drobne romboedry późnego syderytu (Sy) w przestrzeni porowej piaskowca; głęb. 2057,5 m, PL – nikiel skrzyżowane. G. Cementy – kalcytowy (Ka) i ankerytowy (Ak) w piaskowcu; głęb. 3214,0 m, PL – nikiel skrzyżowane. H. Obraz CL próbki z fig. G; kalcyt (Ka) wykazuje luminescencję w barwie żółto-pomarańczowej, a ankeryt (Ak) nie świeci; widoczne reliktu skałenia potasowego (strzałka) o barwie niebieskiej

Photographs taken in polarizing microscope (PL), cathodoluminescence (CL) and scanning electron microscope (SEM)

A. Quartz cements as overgrowths (Qa) on quartz (Q) grains in fine-grained sandstone; fluid inclusion on the boundary between overgrowth and grain; depth 3122.1 m, PL – crossed nicols. B. CL image of sample shown in phot. A; dark brown luminescence of authigenic quartz (Qa), quartz grains (Qd) are brown. C. Vermifore kaolinite (KI); depth 2057.5 m; SEM image. D. Fibrous illite (It); depth 3405.8 m; SEM image. E. Very fine-crystalline, early siderite (Sy) around grains; depth 2057.5 m, PL – crossed nicols. F. Small rhombohedron crystals of late siderite (Sy) in pore space of sandstone; depth 2057.5 m, PL – crossed nicols. G. Calcite (Ka) and ankerite (Ak) cements in sandstone; depth 3214.0 m, PL – crossed nicols. H. CL image of sample shown in phot. G; yellow-orange luminescence of calcite (Ka), no-luminescence of ankerite (Ak); blue potassium feldspar relics in ankerite (arrow) are visible

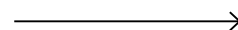


Fig. 18. Zdjęcia utworów karbońskich z otworu Maciejowice IG 1 wykonane w mikroskopie polaryzacyjnym (PL) i skaningowym mikroskopie elektronowym (SEM)

A. Cement barytowy (Ba) w piaskowcu drobnoziarnistym; głęb. 2016,8 m, PL – nikiel skrzyżowane. B. Anhydrit (Ah) w przestrzeni porowej piaskowca; głęb. 1868,0 m; obraz SEM. C. Porowatość wtórna (strzałki) w rozpuszczonych ziarnach skałenia potasowego (Sk); próbka impregnowana niebieską żywicą; głęb. 2016,8 m, PL – bez analizatora. D. Parazlepienie polimiktyczny z okruchami skał węglanowych (L); szkliwo wulkaniczne (strzałka), kwarc piroklastyczny (Q) z zatoką korozyjną i cement syderytowy (Sy); głęb. 3503,4 m, PL – nikiel skrzyżowane. E. Mułowice o teksturze kierunkowej podkreślonej ułożeniem blaszek łuszczyków (strzałka żółta) i materii organicznej (strzałka czerwona); głęb. 1890,0 m, PL – nikiel skrzyżowane. F. Sferolity syderytowe (Sy) w iłowcu; głęb. 2108,7 m, PL – nikiel skrzyżowane. G. Tuf przeobrażony; skupienia syderytu (Sy); głęb. 3164,7 m, PL – nikiel skrzyżowane. H. Wapień ilasty z fragmentami bioklastów m. in. otwornic (strzałka czerwona), szkarłupni (strzałka żółta); głęb. 3461,7 m, PL – nikiel skrzyżowane

Photographs taken in polarizing microscope (PL) and scanning electron microscope (SEM)

A. Barite cement in fine-grained sandstone; depth 2016.8 m, PL – crossed nicols. B. Anhydrite (Ah) in pore space of sandstone; depth 1868.0 m; SEM image. C. Secondary porosity (arrows) in dissolved potassium feldspar grains (Sk); sample impregnated with blue resin; depth 2016.86 m, PL – without analyser. D. Polymictic paraconglomerate with fragments of carbonate rocks (L); volcanic glass (arrow), piroclastic quartz (Q) with corrosion bay and siderite (Sy) cement; depth 3503.4 m, PL – crossed nicols. E. Mudstone with directional structure underlined by mica flakes (yellow arrow) and organic matter (red arrow); depth 1890.0 m, PL – crossed nicols. F. Siderite spherulites (Sy) in claystone; depth 2108.7 m, PL – crossed nicols. G. Altered tuff; siderite (Sy) concentrations; depth 3164.7 m, PL – crossed nicols. H. Clay limestone with fragments of bioclasts e. g. foraminifera (red arrow), echinoderm (yellow arrow); depth 3461.7 m, PL – crossed nicols

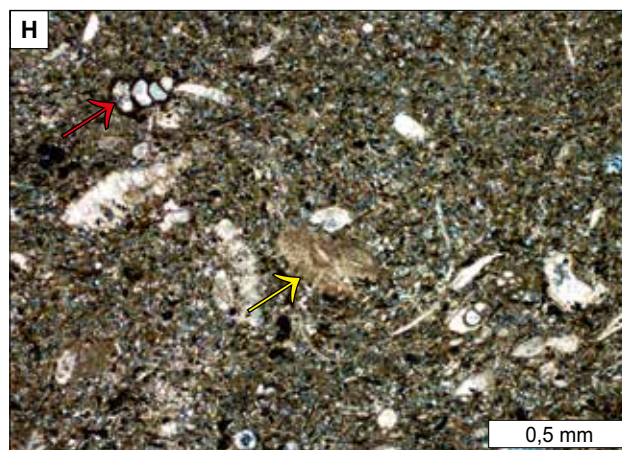
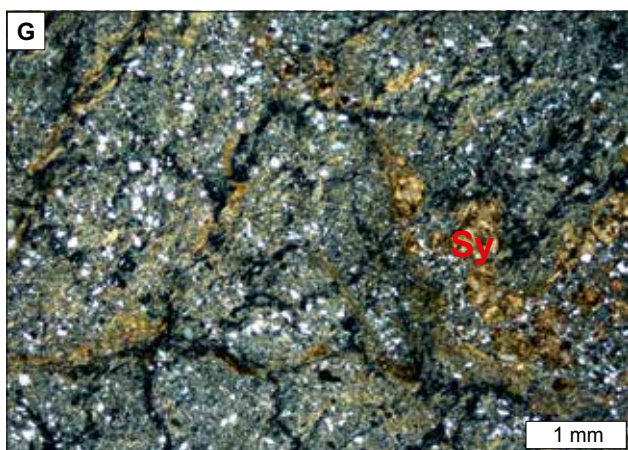
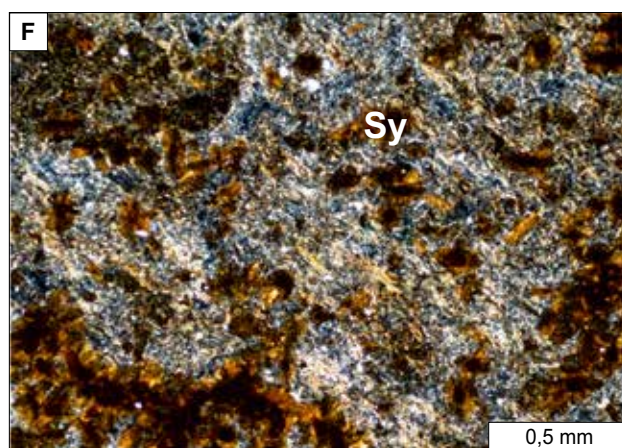
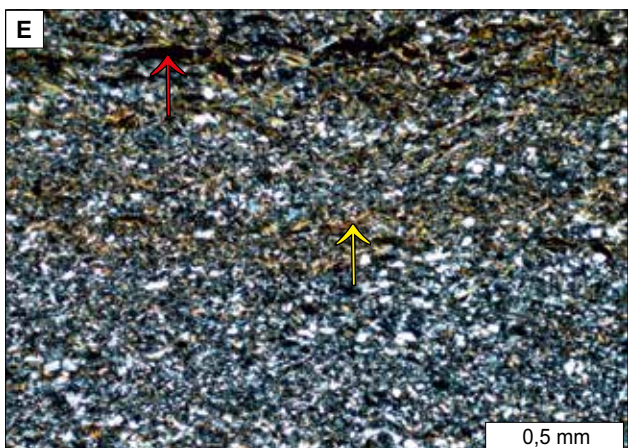
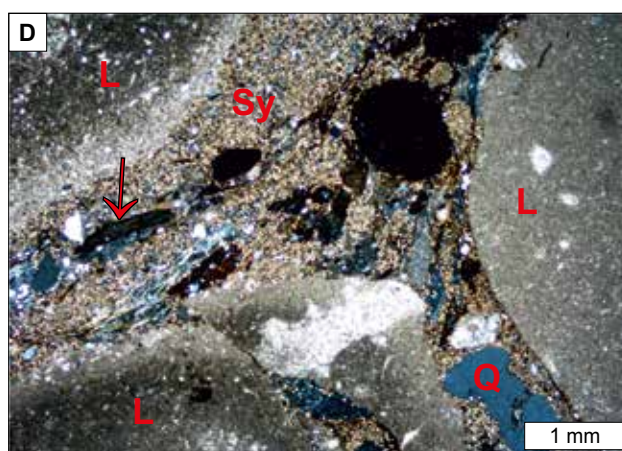
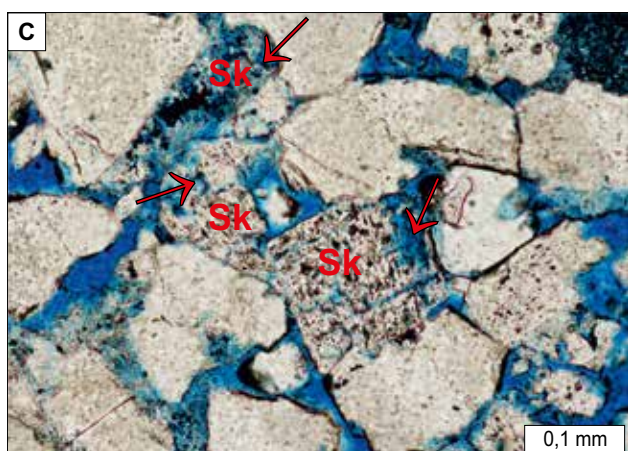
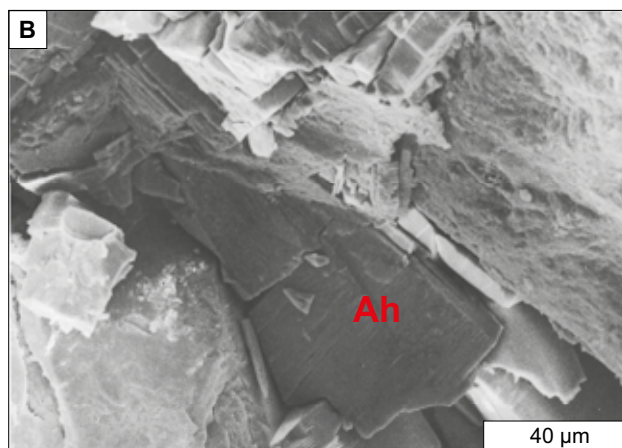
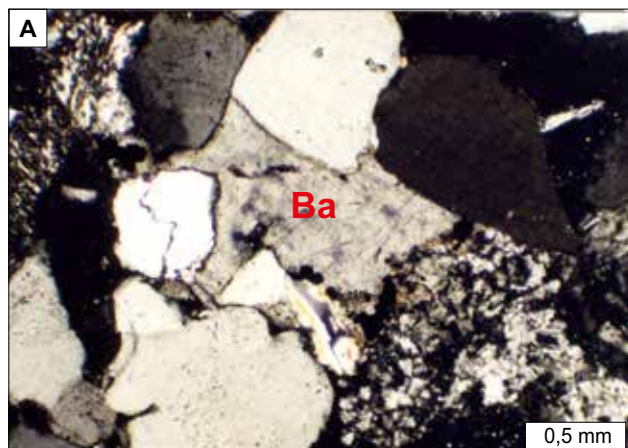


Tabela 15

Wyniki badań rentgenowskich wybranych próbek skal

Results of X-ray analyses of selected samples

Głębokość Depth [m]	Nazwa skały Rock type	Kaolinit Kaolinite	Illit Illite	Illit / smektyt Illite / smectite	Chloryt Chlorite
1890,0	ic/mc	++	+++	+ (>90%It)	+
2110,6	mc/pc bdr	+++	+++	–	śl
2237,0	ic	+++	++	–	+
2764,5	mc	+++	++	–	+
3127,9	mc	+++	++	–	+
3275,1	mc	+++	+++	–	+
3448,8	ic m-wy	+++	+++	+ (90%It)	śl

+++ – minerał dominujący w skale/ prevailing mineral in the rock

It – illit/ illite

śl – śladowa zawartość minerału w skale/ trace mineral content in the rock

ic – iłowiec/ claystone

ic m-wy – iłowiec mułowcowy/ silty claystone

mc – mułowiec/ siltstone

pc bdr – piaskowiec bardzo drobnoziarnisty/ very fine grained sandstone

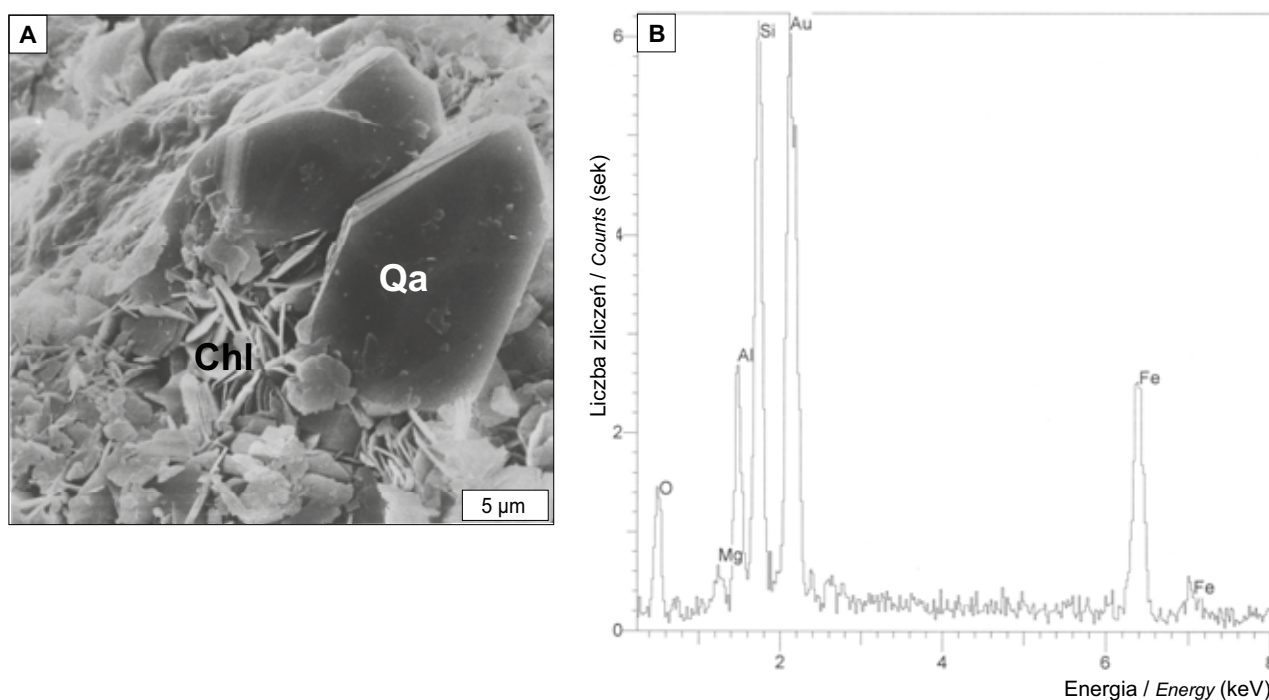


Fig. 19. A. Blaszki chlorytu (Chl) i kwarc autigeniczny (Qa); głęb. 3122,1 m, obraz SEM.

B. Widmo rentgenowskie (EDS) składu chemicznego chlorytu

A. Chlorite plates (Chl) and authigenic quartz (Qa); depth 3122.1 m; SEM image.

B. X-ray spectrum (EDS) of chemical composition of chlorite

serwowano go na głęb. poniżej 3000,0 m w piaskowcach w formie illitu autigenicznego. W skaningowym mikroskopie elektronowym krystalizy illitu są widoczne w postaci włókien lub igiełek, które narastają na illicie blaszkowym (fig. 17D) i kaolinitcie, zarastając przestrzenie porowe piaskowca. W jednej próbce oznaczono wiek K/Ar we włókni-

stym illicie i zestawiono z wynikiem datowania autigenicznego illitu z piaskowca z otworu Warka IG 1, usytuowanego w pobliżu otworu Maciejowice IG 1 (tab. 17). W obu próbkach otrzymano starsze wieki w grubszych frakcjach, co wskazuje na mieszaninę materiału diagenetycznego z detrytycznym. Natomiast wiek uzyskany we frakcji drobniejszej

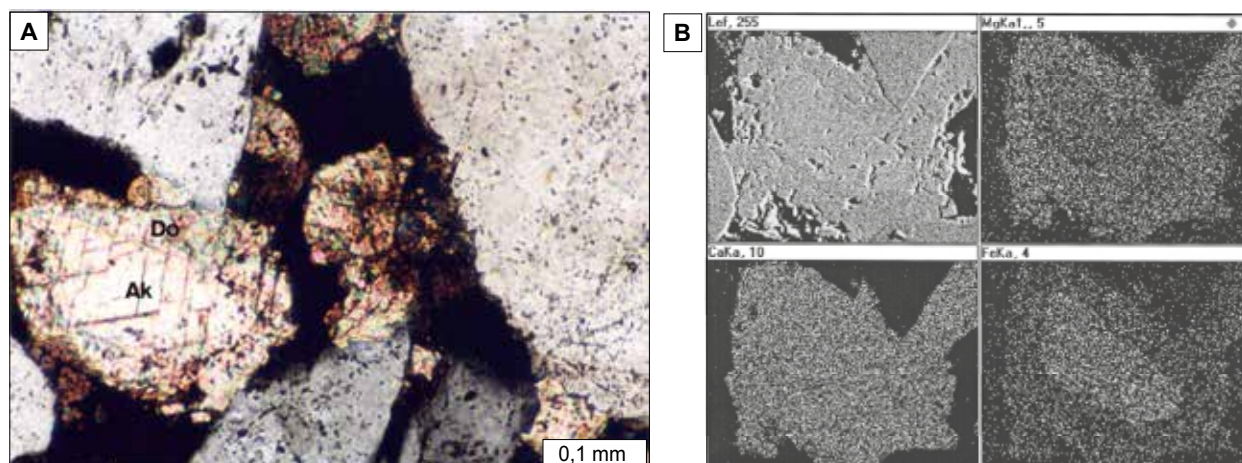


Fig. 20. A. Kryształ Fe-dolomitu (Do), którego część wewnętrzną buduje ankeryt (Ak); głęb. 1868,0 m, PL – nikole skrzyżowane. B. Mapa rozkładu pierwiastków: magnezu, wapnia i żelaza w kryształach Fe-dolomitu – ankerytu

A. Fe-dolomite (Do) crystal, the inner part of which is built by ankerite (Ak); depth 1868.0; PL – crossed nicols.

B. Distribution map of magnesium, calcium and iron in Fe-dolomite – ankerite crystal

Tabela 16

Wyniki badań petrograficznych i mineralogicznych kaolinitu

Results of petrographical and mineralogical analyses of kaolinite

Głębokość Depth [m]	Zawartość kaolinitu [% obj.] Content of kaolinite [vol.%]	M_f kaolinitu M_f of kaolinite (μm)	M_{max} kaolinitu M_{max} of kaolinite [μm]	Morfologia kaolinitu Morphology of kaolinite		Dane rentgenowskie XRD data		Dane IR IR data Kl:Di [%]	
				2–10 μm	<2 μm	2–10 μm	<2 μm	2–10 μm	<2 μm
2055,4	4,3	10	50	bl, rb	bl	1T	1T, 1Md	100:0	100:0
2326,5	6,0	10	30	bl, rb	bl	1T, 1Md	n.o.	100:0	100:0
2432,2	2,7	10	50	bl, rb	bl	1T, 1Md	n.o.	100:0	100:0
2937,1	2,3	10	30	bl, rb	bl	1T	n.o.	100:0	100:0
3405,9	4,0	10	30	bl, rb	bl	n.o.	1Md, 1T	100:0	100:0

Objaśnienia: rb – robakowaty; bl – blokowy; 1T – kaolinit uporządkowany; 1Md – kaolinit słabo uporządkowany; M_f – wielkość średnicy najczęstszego kryształu; M_{max} – wielkość średnicy największego kryształu; n.o. – nie oznaczono; Kl – kaolinit; Di – dickit

Explanations: rb – vermiform; bl – blocky; 1T – order kaolinite; 1Md – weakly order kaolinite; M_f – size of the diameter of the most common crystal; M_{max} – size of the diameter of the largest crystal; n.o. – not determined; Kl – kaolinite; Di – dickite

Tabela 17

Wyniki oznaczeń wieku K/Ar illitu

Results of K/Ar data of illite age

Otwór wiertniczy Borehole	Głębokość Depth [m]	Frakcja Fraction [mm]	Zawartość K Content of K [%]	Radiogeniczny ^{40}Ar Radiogenic ^{40}Ar [%]	Wiek $\pm\sigma$ Age $\pm\sigma$ [Ma]	Wiek stratygraficzny (piętro) Stratigraphic age (stage)
Maciejowice IG 1 [^]	3405,9	< 0,2	1,89	91,0	265,0	P ₁ (kungur)
		0,2–0,3	2,71	93,0	283,0	P ₁ (asselsk)
Warka IG 1 [*]	2630,0	<0,2	2,35	82,0	287,0 $\pm$ 2,0	P ₁ (sakmar)
		<0,3	2,34	89,3	306,0 $\pm$ 2,0	C, pensylwan (kazimow)

* – Środoń (2011); [^] – Kozłowska (2002, 2004)

wynoszący 265–287 mln lat (późny perm) jest zgodny z oznaczeniami wieku illitu wykonanymi w piaskowcach z otworów z centralnej (Środoń, 2011) i południowo-wschodniej Lubelszczyzny (Kozłowska, 2011).

Chloryty autigeniczne rzadko występują w badanych próbkach. Ich obecność ujawniły obserwacje w skaningowym mikroskopie elektronowym. Chloryty są wykształcone w postaci kryształów ustawionych prostopadle do powierzchni ziaren, czy obwódek kwarcu autigenicznego (fig. 19A). Skład chemiczny zbadanych w mikrosondzie energetycznej EDS ISIS wskazuje na Fe-chloryty, które charakteryzują się wysoką zawartością żelaza i znacznie niższą magnezu (fig. 19B).

Zawartość cementu węglanowego w badanych skałach wynosi 0,0–34,6% obj. (tab. 14). Węglany najczęściej tworzą spoiwo typu porowego, rzadziej podstawowe. Minerale węglanowe są reprezentowane przez syderyt, Fe-dolomit/ankeryt i kalcyt (fig. 17E–H, 20). Obecność tych minerałów potwierdziły wskaźnikowe oznaczenia chemiczne wykonane w wybranych próbkach. Wyliczona suma węglanów (tab. 18) odnosi się jednak do całej zawartości tych składników w skale, a nie tylko w spoiwie. Skład chemiczny minerałów węglanowych uzyskano z analiz w mikroobszarach (tab. 19).

Zawartość syderytu waha się od 0 do >30% obj. skały (tab. 14). Wyróżniono wczesną i późną generację syderytu (Kozłowska, 1997, 2001, 2004). Nazwa syderyt obejmuje minerały szeregu izomorficznego syderyt–magnezyt. Analizy chemiczne wskazują na występowanie syderoplesytu, który zawiera 77,7–91,5% FeCO₃, 1,8–19,6% MgCO₃, 0,0–8,5% CaCO₃ i 2,1–7,7 MnCO₃, syderytu i pistomesytu (tab. 19).

Wczesną generację tworzą syderoplesyt i syderyt wykształcone w postaci bardzo drobnokrystalicznych ziaren i ich skupień. Minerale te otaczają ziarna detrytyczne (fig. 17E, F) lub wypełniają pierwotną przestrzeń porową w skale. Miejscami oddzielają ziarna kwarcu detrytycznego od obwódki kwarcu autigenicznego, podkreślając granicę między nimi. Lokalnie syderoplesyt i syderyt zastępują

ziarna litoklastów, łyszczyków i kwarcu. Oznaczenia izotopowe węgla i tlenu we wczesnym syderoplesycie wynoszą: –8,61 i –8,32‰_{PDB} dla δ¹⁸O oraz –6,94 i –4,40‰_{PDB} dla δ¹³C (tab. 20; Kozłowska, 2002). Wartości δ¹³C wskazują na tworzenie się syderytu w strefie mikrobiologicznej metanogenezy (Morad, 1998).

Późna generacja jest reprezentowana przez syderoplesyt i pistomesyt, często wykształcone w postaci kryształów romboedrycznych, które wypełniają puste przestrzenie porowe (fig. 17F). W analizowanych piaskowcach stwierdzono wypieranie wczesnej generacji syderoplesytu i syderytu przez późną generację syderoplesytu i pistomesytu, w których oznaczenia izotopowe węgla i tlenu: –8,05 i –5,81‰_{PDB} dla δ¹⁸O oraz –13,24 do –3,78‰_{PDB} dla δ¹³C (tab. 20; Kozłowska, 2002). Wartości δ¹³C wskazują, że wody porowe były wzbogacone w węgiel pochodzący z mikrobiologicznego rozkładu substancji organicznej (Longstaffe, Ayalon, 1987; Mozley, Carothers, 1992; McKay i in., 1995).

Fe-dolomit/ankeryt występuje w piaskowcach karbonu w ilości 0,0–16,3% obj. skały (tab. 14). Jego kryształy zawierają 5,6–23,4% mol. FeCO₃, 15,8–37,9 % mol. MgCO₃, 52,3–65,5% mol. CaCO₃ i 0,1–2,7% mol. MnCO₃ (tab. 19). Fe-dolomit/ankeryt najczęściej występuje w postaci izolowanych euhedralnych kryształów romboedrycznych (fig. 20A) lub tworzy cement porowy (fig. 17G, H). Niekiedy kryształy romboedryczne wykazują budowę zonalną, w których część zewnętrzna jest zubożona w żelazo w stosunku do części wewnętrznej (fig. 20A, B). Ponadto ankeryt jest produktem wtórnych procesów zastępowania ziarn skaleni (fig. 17H), litoklastów oraz składników cementu, tj. kwarcu autigenicznego i kaolinitu. Oznaczenia izotopowe węgla i tlenu w ankerycie wynoszą: –13,96 i –10,02‰_{PDB} dla δ¹⁸O oraz –7,37 i –6,53‰_{PDB} dla δ¹³C (tab. 20; Kozłowska, 2002). Ujemne wartości δ¹³C sugerują, że węgiel został dostarczony z rozkładu substancji organicznej podczas procesu pogrzebienia (Fisher, Land, 1986; Ayalon, Longstaffe, 1995), najprawdopodobniej w strefie termalnej dekarboksylacji materii organicznej (Morad, 1998). Z pomiarów temperatur homogenizacji inkluzji fluidalnych, w ankerycie uzyskano

Tabela 18

Wyniki oznaczeń chemicznych wybranych próbek skał oraz przeliczenie na zawartość węglanów i siarczanów (w % wag.)

Results of chemical determinations of selected samples and recalculation into carbonates and sulphates content (in % wt.)

Głębokość Depth [m]	BaO	CaO	MgO	FeO	MnO	CO ₂	SO ₃	BaSO ₄	CaSO ₄	CaCO ₃	MgCO ₃	FeCO ₃	MnCO ₃	Suma węglanów Carbonates amount
1978,5	n.o.	0,20	0,90	4,51	0,26	3,64	0,17	n.o.	0,29	0,14	1,07	7,27	0,42	8,90
2249,2	0,00	0,26	0,90	3,18	0,16	3,31	0,05	0,00	0,05	0,41	1,94	5,13	0,27	7,75
2278,2	0,00	0,37	0,32	1,46	0,08	1,69	0,05	0,00	0,05	0,61	0,86	2,35	0,12	3,94
2475,0	n.o.	0,08	0,63	3,81	0,15	2,79	0,14	n.o.	0,24	0,00	0,48	6,14	0,25	6,87
2479,7	0,00	0,20	1,49	7,05	0,58	7,56	0,05	0,00	0,05	0,30	4,83	11,37	0,94	17,44
2663,0	0,49	0,38	0,43	1,26	0,13	1,76	0,05	0,74	0,00	0,68	1,07	2,03	0,21	3,99
2938,6	n.o.	0,06	0,63	2,22	0,00	1,71	0,17	n.o.	0,29	0,00	0,67	3,58	0,00	4,25
2971,3	0,00	0,09	0,43	0,76	0,07	1,12	0,05	0,00	0,05	0,11	1,02	1,22	0,12	2,47
3121,8	n.o.	1,96	1,29	3,27	0,11	3,54	0,14	n.o.	0,24	3,32	0,00	5,27	0,17	8,76
3214,0	n.o.	2,32	0,73	1,85	0,00	2,35	0,27	n.o.	0,46	3,80	0,00	2,98	0,00	4,93

n.o. – nie oznaczono / not determined

Tabela 19

Skład chemiczny (EDS) węglanów
Chemical composition (EDS) of carbonates

Głębokość Depth [m]	Punkt analizy Point of analysis	Ca % wag. wt. %	Mg % wag. wt. %	Fe % wag. wt. %	Mn % wag. wt. %	CaCO ₃ % mol. mol. %	MgCO ₃ % mol. mol. %	FeCO ₃ % mol. mol. %	MnCO ₃ % mol. mol. %	Rodzaj węglanu Type of carbonate
1868,0	1	21,37	7,42	10,40	0,60	52,3	25,2	21,2	1,3	ankeryt
	2	20,72	10,52	2,58	1,26	53,8	37,9	5,6	2,7	Fe-dolomit
1978,5	1	0,57	0,19	45,73	1,58	1,4	0,7	94,6	3,3	syderyt
	2	0,70	2,91	40,34	2,68	1,7	10,0	82,8	5,5	syderoplesyt
2057,5	1	0,58	3,76	38,22	3,77	1,4	12,8	78,1	7,7	syderoplesyt
	2	1,49	6,41	32,44	2,16	3,8	22,7	68,9	4,6	pistomesyt
	3	0,52	5,77	32,88	1,84	1,4	21,4	73,0	4,2	pistomesyt
2326,5	1	0,08	0,41	46,07	0,97	0,2	1,4	96,4	2,0	syderyt
	2	23,01	8,37	5,24	1,06	57,7	29,1	11,0	2,2	ankeryt
2475,0	1	1,28	0,61	45,73	0,30	3,2	2,1	94,1	0,6	syderyt
	2	0,21	3,43	40,29	1,49	0,5	12,0	84,4	3,1	pistomesyt
2568,9	1	1,05	2,32	41,79	1,12	2,6	8,0	87,7	2,3	syderoplesyt
	2	24,04	8,13	4,81	0,54	60,4	28,4	10,1	1,1	ankeryt
2934,5	1	0,22	7,41	34,63	1,17	0,5	25,6	71,5	2,4	pistomesyt
	2	0,00	5,71	37,88	1,32	0,0	19,6	77,7	2,8	syderoplesyt
2938,6	1	0,33	4,86	38,51	1,06	0,8	16,9	80,1	2,2	syderoplesyt
2939,6	1	1,11	9,50	29,48	0,98	2,8	33,3	61,8	2,1	pistomesyt
	2	0,15	5,19	38,72	0,98	0,4	17,8	79,7	2,1	syderoplesyt
	3	0,00	5,95	37,68	1,35	0,0	20,3	77,0	2,7	pistomesyt
	4	0,28	6,16	36,50	1,18	0,7	21,3	75,5	2,5	pistomesyt
3080,8	1	3,43	0,52	42,01	1,65	8,5	1,8	86,2	3,5	syderoplesyt
	2	39,52	0,00	0,55	0,39	98,1	0,0	1,1	0,8	Fe/Mn-kalcyt
3121,8	1	21,54	6,06	10,96	0,96	54,1	21,1	22,8	2,0	ankeryt
3122,1	1	1,69	0,19	43,8	1,31	4,3	0,7	92,3	2,7	syderyt
	2	1,44	0,82	44,68	1,07	3,5	2,8	91,5	2,2	syderoplesyt
	3	1,75	0,82	40,46	2,16	4,6	2,9	87,8	4,7	syderoplesyt
	4	21,96	6,25	10,41	1,03	54,7	21,6	21,5	2,1	ankeryt
	5	20,66	6,20	8,93	0,96	55,1	23,0	19,8	2,1	ankeryt
	6	22,43	5,62	10,99	0,89	55,9	19,5	22,8	1,8	ankeryt
	7	21,40	6,16	11,31	0,98	53,2	21,3	23,4	2,1	ankeryt
3125,3	1	1,31	3,73	38,30	1,92	3,3	12,9	79,8	4,0	syderoplesyt
	2	22,12	6,30	10,32	1,04	54,8	21,7	21,3	2,2	ankeryt
3214,0	1	39,76	0,00	0,12	0,35	99,1	0,0	0,2	0,7	Mn-kalcyt
3215,1	1	23,62	5,89	7,43	1,08	60,8	21,0	15,8	2,4	ankeryt
3405,9	1	25,64	4,72	8,31	0,07	65,5	16,8	17,6	0,1	ankeryt

Tabela 20

Wyniki badań izotopowych i inkluzji fluidalnych
Results of isotopic analyses and fluid inclusions

Głębokość Depth [m]	Rodzaj węglanu Type of carbonate	$\delta^{13}\text{C}$ [‰ PDB]	$\delta^{18}\text{O}$ [‰ PDB]	$\delta^{18}\text{O}$ [‰ VSMOW]	Temperatura homogenizacji Homogenisation temperature Th [°C]
1978,5	syderoplesyt	-13,24	-5,81	24,87	n.o.
2475,0	syderoplesyt	-6,94	-8,32	22,28	n.o.
2934,5	pistomesyt	-3,78	-8,05	22,56	n.o.
2938,6	syderoplesyt	-4,40	-8,61	21,98	n.o.
3080,8	kalcyt	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.
3121,8	ankeryt	-6,53	-10,02	20,53	n.o.
3122,1	ankeryt	n.o.	n.o.	n.o.	>70; 75,6; 82,5; 90
3214,0	kalcyt	-5,05	-13,62	16,82	n.o.
3405,9	ankeryt	-7,37	-13,96	16,47	n.o.

n.o. – nie oznaczono/ not determined

zakres temperatury $>70\text{--}90^\circ\text{C}$ (tab. 20; Kozłowska, 2002). Uzyskane wielkości $\delta^{18}\text{O}$ dla ankerytu i temperatury jego krystalizacji wskazują na dodatnie wartości $\delta^{18}\text{O}$ wody porowej, z której ten minerał się wytrącał.

Cement kalcytowy występuje na głęb. poniżej 3000 m, w obrębie utworów baszkirow. Jego zawartość jest zmienna od 0 do $>30\%$ obj. skały i reprezentuje on odmiany żelazisto-manganowe. W katodoluminescencji charakteryzuje się świeceniem w barwach czerwonych, pomarańczowych i żółtych (fig. 17G, H), w zależności od ilości domieszek żelaza i manganu. Wypełnia on przestrzenie porowe w piaskowcu oraz zastępuje kwarc autigeniczny i ankeryt. Oznaczenia izotopowe węgla i tlenu w kalcytycie wynoszą: $-13,62\text{‰}_{\text{PDB}}$ dla $\delta^{18}\text{O}$, a $-5,05\text{‰}_{\text{PDB}}$ dla $\delta^{13}\text{C}$ (tab. 20; Kozłowska, 2002). Wartości $\delta^{13}\text{C}$ wskazują na tworzenie się kalcytu w strefie termalnej dekarboksylacji materii organicznej (Morad, 1998). Temperatury krystalizacji kalcytu w karbońskim basenie lubelskim są szacowane na $75\text{--}130^\circ\text{C}$ (Kozłowska, Waksmundza, 2020).

Siarczany są reprezentowane przez baryt i anhydryt (fig. 18A, B). Baryt występuje najczęściej w niewielkich ilościach, nie przekracza $1,0\%$ obj. skały, a anhydryt stwierdzono w jednej próbce na głęb. 1868,0 m w ilości $10,0\%$ obj. skały (tab. 14). Siarczany wypełniają przestrzenie międzyziarnowe w piaskowcu (fig. 18A, B). Analizy ilościowe składu chemicznego barytu wykonane na mikrosondzie energetycznej EDS ISIS wykazały zawartość Ba, Si, O oraz domieszki Sr (Kozłowska, 2002).

Piryty występuje w postaci kryształów framboidalnych i jego zawartość nie przekracza 1% obj. skały, natomiast hematyt i wodorotlenki żelaza obserwowano w ilościach od 0 do ok. 5% obj. skały (tab. 14).

Przestrzeń porowa. W płytkach cienkich wykonanych ze skał nasączonych niebieską żywicą zmierzono procentowy udział pustych porów w piaskowcach, który wynosi $0\text{--}24,8\%$ obj. skały (fig. 18C; tab. 14). Wyróżniono porowatość pierwotną, zachowaną przy niecałkowitym wypełnieniu porów przez cementy oraz porowatość wtórną. Porowatość wtórna powstała głównie w wyniku rozpuszczania ziaren skałeni (fig. 18C), rzadziej ziaren litoklastów oraz cementów węglanowych i kwarcowego. Do porowatości wtórnej należy również mikroporowatość, zwykle między krystalitami kaolinitu.

Zlepienieć

Zlepienieć tworzy cienką warstwę w spągu profilu karbonu, a wiekowo odpowiada turnejowi. Jest to drobnoziarnisty parazlepienieć polimiktyczny (fig. 18D; według Jaworowskiego, 1987), o strukturze psefitowo-psamitowej. Psefitowy materiał okruchowy, stanowiący ok. 70% obj. skały, jest średnio wysortowany, nieobtoczony lub półobtoczony. Tworzą go głównie fragmenty skał węglanowych. Są to wapienie mikrytowe, miejscami z pojedynczymi ziarnami kwarcu i fragmentami bioklastów (fig. 18D) oraz skały syderytowe (syderyt ilasty). Przestrzeń między ziarnami psefitowymi wypełnia materiał piaszczysto-mułkowo-ilasty oraz cement. W obrębie frakcji psamitowej i aleurytowej

wyróżniono słabo obtoczone ziarna kwarcu z charakterystycznymi zatokami korozyjnymi, głównie pochodzenia wulkanicznego (fig. 18D). Ponadto występują fragmenty ryolitów, szkliwa wulkanicznego, tufów, przeobrażane ziarna skałeni, blaszki biotytu i muskowitu, fragmenty bioklastów oraz anataz i rutyl. Z minerałów ilastych spotykane są kaolinit i illit. Cement jest utworzony z syderytu wykształconego w postaci sparytu. Poza tym w niewielkiej ilości obecny jest piryt, zaobserwowano również w obrębie zlepienia żyłki kalcytowe.

Mułowce

Na podstawie uziarnienia wydzielono dwie mikrolito-facje – mułowców (tab. 13; fig. 18E) i mułowców piaszczystych. Skały te charakteryzują się strukturą aleurytową i aleurytowo-psamitową oraz teksturą przeważnie kierunkową, podkreśloną liniowym ułożeniem blaszek minerałów ilastych i łyszczyków, soczewek materii organicznej, skupień syderytu oraz nagromadzeń hematytu i wodorotlenków żelaza. Materiał detrytyczny na ogół jest słabo wysortowany i nieobtoczony. Skład mineralny mułowców jest analogiczny jak piaskowców. Masa podstawowa jest złożona z minerałów ilastych i krzemionki. Analiza rentgenowska (tab. 15) wykazała, że głównymi składnikami wśród minerałów ilastych są kaolinit i illit oraz w mniejszym stopniu chloryty (fig. 21). Stwierdzono również śladową zawartość minerałów mieszanopakietowych illit/smektyt.

Iłowce

Iłowce reprezentują skały o strukturze pelitowej, pelitowo-aleurytowej i pelitowo-psamitowej. Wyróżniono iłowce, iłowce mułowcowe, iłowce piaszczyste i iłowce syderytowe (tab. 13; fig. 18F). Tekstura tych skał jest przeważnie bezładna, niekiedy lekko kierunkowa, podkreślona ułożeniem łuseczek minerałów ilastych i łyszczyków oraz skupień syderytu. Iłowce są zbudowane z minerałów ilastych i pelitu kwarcowego. Analiza rentgenowska (tab. 15; fig. 21) wykazała, że kaolinit i illit są głównymi minerałami ilastymi oraz że w mniejszych ilościach występują chloryty i minerały mieszanopakietowe illit/smektyt o zawartości illitu $>90\%$. Lokalnie są spotykane ziarna kwarcu i łyszczyków. Z minerałów autigenicznych występują syderyt bardzo drobnokrystaliczny lub w formie lepiej lub gorzej wykształconych sferolitów (fig. 18F) oraz piryt.

Tuf

Tuf zidentyfikowano w próbce z głęb. 3164,7 m (tab. 13; fig. 18G). Skała charakteryzuje się strukturą pelitowo-aleurytową i teksturą bezładną, jest zbudowana głównie z drobnoluseczkowych minerałów ilastych, które mogły powstać z rekrytalizacji popiołu wulkanicznego i niewielkiej ilości ziaren kwarcu frakcji aleurytowej, przeważnie ostrokrawędzistych. Ponadto występuje syderyt, tworzący większe skupienia.

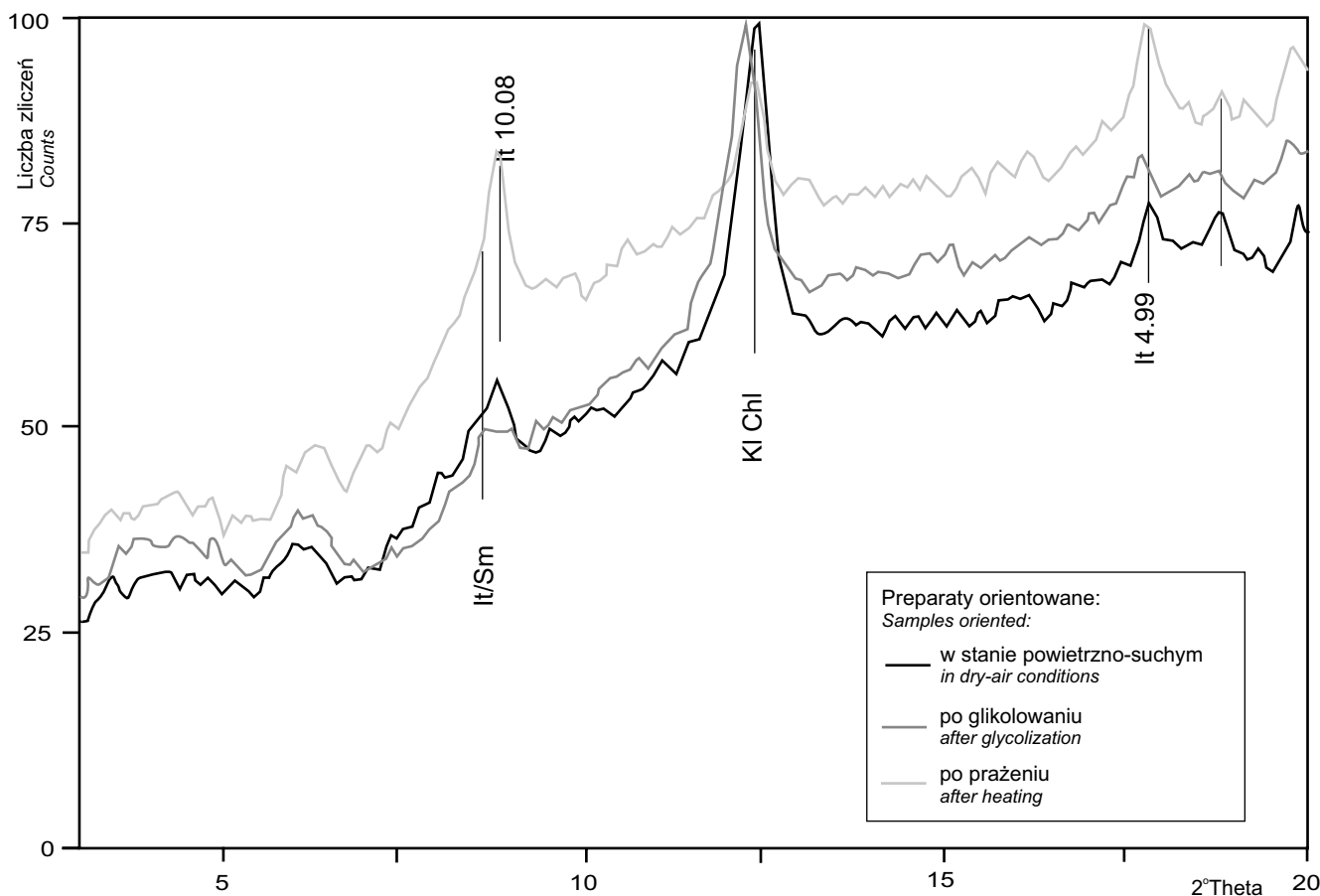


Fig. 21. Dyfraktogram rentgenowski frakcji ilastej mulowca z głęb. 1890,0 m

Chl – chloryt, It – illit, It/Sm – illit/smektyt, Kl – kaolinit

XRD diagram of the clay fraction of madstone from depth 1890.0 m

Chl – chlorite, It – illite, It/Sm – illite/smectite, Kl – kaolinite

Skąły węglanowe

Jedna próbka z głęb. 3398,1 m reprezentuje skałę syderytową – syderyt ilasty, mikrosparytowy (tab. 13). Składa się on głównie z syderytu i minerałów ilastych oraz niewielkiej ilości materii organicznej.

Jedną próbkę z głęb. 3461,7 m określono jako wapień ilasty/marglisty (tab. 13; fig. 18H). Skała jest zbudowana z mikrytowego kalcytu i minerałów ilastych oraz licznych fragmentów bioklastów, wśród których zidentyfikowano szkarłupnie, małże, otwornice i glony. Tekstura skały jest lekko kierunkowa podkreślona liniowym ułożeniem fragmentów bioklastów i skupień materii organicznej.

Diagenеза

W historii diagenезы osadów karbonu wyróżniono eodiagenезę (według podziału Choquette'a, Pray'a, 1970). W eodiagenезie, prawie od początku, zaznaczyła się kompaktacja mechaniczna oraz wytrącały się cementy. Wśród najważniejszych cementów, tworzyły się w kolejności: syderyt wczesny, kaolinit robakowaty i kwarc. Silnie

działał proces rozpuszczania, szczególnie ziaren skaleni. W mezodiagenезie kontynuowana była kompaktacja mechaniczna, która w ostatnim etapie przeszła w chemiczną. W dalszym ciągu tworzył się kwarc autigeniczny, natomiast miejsce kaolinitu robakowatego zajął kaolinit blokowy. Miejscami tworzyły się chloryty. Wytrącały się cementy węglanowe, tj. syderyt późny, Fe-dolomit/ankeryt i kalcyt. Jako ostatni z cementów krystalizował illit włókniasty. Rozpuszczane były cementy węglanowe i kwarcowe. Z obserwowanych efektów działania procesów diagenetycznych na piaskowce, największy wpływ na redukcję porowatości miały kompaktacja i cementacja, a na jej wzrost – rozpuszczanie. Kompaktacja zredukowała porowatość przeciętnie o 50%, a cementacja o 31% (fig. 22; Houseknecht, 1987; Ehrenberg, 1989). W piaskowcach moskowskich redukcja porowatości przez kompaktację i cementację wynosi odpowiednio 49,0 i 29,1%, natomiast w piaskowcach baszkirskich – 50,6 oraz 32,4%.

Analizując zależność porowatości piaskowców od rodzaju występującego w nich spoiwa, wydaje się, że przewaga cementów kwarcowego i kaolinitowego nad pozostałymi

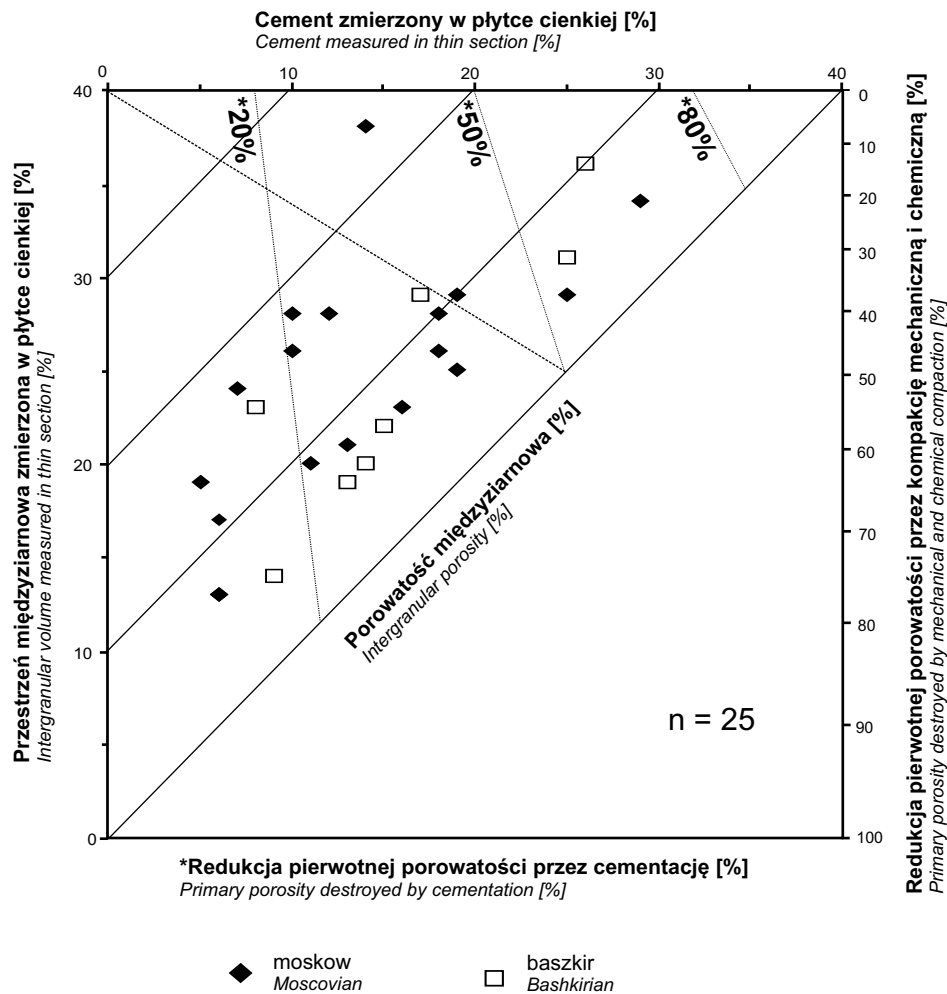


Fig. 22. Diagram obrazujący wpływ kompaktacji i cementacji na porowatość pierwotną piaskowców według Houseknechta (1987) i Ehrenberga (1989)

Diagram from Houseknecht (1987) and Ehrenberg (1989) showing the effect of compaction and cementation on original porosity in sandstones

koreluje się z korzystniejszymi wartościami porowatości (tab. 21; Kozłowska, 2002).

Charakterystyka petrofizyczna skal

W rozdziale Sobień (ten tom) zamieszczono wyniki badań porowatości efektywnej i przepuszczalności z 46 próbek piaskowców, w tym 26 z moskowi, 19 z baszkiru i 4 z serpuhowu. Do głęb. ok. 3000,0 m (moskow i strop baszkiru) porowatość piaskowców waha się od 3,5 do 25,0%, z których większość przekracza 15%. Charakteryzują się one przepuszczalnością 0,1–6750,0 mD, z czego dla większości próbek wartość ta jest >10 mD. Poniżej głęb. 3000,0 m (baszkir i serpuhow) porowatość piaskowców mieści się w przedziale od 0,8 do 14,1%, ale dla większości próbek najczęściej nie przekracza 5%. Przepuszczalność próbek najczęściej wynosi około 0,1 mD, maksymalnie osiągając 7,5 mD.

W 23 próbkach piaskowców wykonano oznaczenia właściwości petrofizycznych (zobacz Narkiewicz, 1996; Ko-

złowska, 1998, 2002). W analizowanych piaskowcach porowatość efektywna waha się od 2,07 do 28,02% (tab. 22). Piaskowce moskowi charakteryzują się wyższą przeciętną wartością porowatości w porównaniu z piaskowcami baszkiru i serpuhowu, odpowiednio ok. 20 i ok. 10%. Średnie wartości udziału porów o wielkości >1 μm waha się w zakresie 7–88%. Średnica progowa, która bardzo dobrze określa zdolność transportu płynów złożowych przez daną przestrzeń porową mieści się w przedziale 0,2–60,0 μm . Wartości efektu histerezy waha się od 9 do 65%. Piaskowce charakteryzują się przepuszczalnością w zakresie od 0,01 do 254,52 mD. Bardzo dobrą przepuszczalność ma większość piaskowców moskowi, często >100 mD, natomiast piaskowce baszkiru i serpuhowu charakteryzują się niższą przepuszczalnością, maksymalnie ok. 30 mD.

Podsumowując wyniki badań petrofizycznych, można stwierdzić, że piaskowce w otworze wiertniczym Maciejowice IG 1 charakteryzują się dobrymi (baszkir i serpuhow) i bardzo dobrymi (moskow) właściwościami zbiornikowymi.

Tabela 21

Właściwości fizyczne wybranych piaskowców
Petrophysical features of selected sandstones

Głębokość Depth [m]	Nazwa skały Type of rock	Uziarnienie skały Granulation	Porowatość Porosity [%]	Przepuszczalność Permeability [mD]	Matriks + cement ortochemiczny = 100% Matrix + orthochemical cement = 100%				
					Matriks Matrix	Cement ortochemiczny Orthochemical cement			
						Kwarc autogeniczny Authigenic quartz	Kaolinit Kaolinite	Węglany Carbonates	Inne Others
1858,1	ar k	śr nr	24,96	234,00	62,0	26,7	11,3	0	0
1864,0	ar k	śr	28,02	1254,52	34,1	43,7	7,4	14,8	0
1868,0	ar k	gr	4,92	26,63	3,3	9,1	0	54,3	33,3
1975,5	ar k	śr	27,95	140,80	57,3	28,2	14,5	0	0
1978,5	ar k	dr	15,59	7,61	24,2	8,2	9,1	57,6	0,9
2016,8	ar sa	dr	27,34	336,98	31,5	45,9	17,8	0	4,8
2055,6	ar k	śr	23,63	471,99	48,3	30,9	20,8	0	0
2057,5	ar k	śr	23,91	105,34	0,9	11,6	4,9	80,6	2,0
2114,2	ar k	dr	20,44	76,12	26,9	52,1	19,4	1,6	0
2273,4	wa sa	bdr	14,04	12,66	50,0	9,7	7,9	28,6	3,8
2326,5	ar k	dr	18,46	26,76	20,4	34,8	26,1	17,4	1,3
2432,2	ar sl	śr	14,40	189,62	43,5	36,9	9,3	10,3	0
2475,0	ar k	śr	15,03	16,78	36,3	24,6	6,0	33,1	0
2518,2	ar sa	dr	20,19	80,47	47,3	27,6	20,9	4,2	0
2934,5	ar sa	śr	13,70	23,13	16,7	37,2	11,1	35,0	0
2937,1	ar sa	gr nt	16,16	30,78	36,8	29,4	16,9	16,9	0
2939,6	ar sa	śr nr	16,72	11,89	38,2	23,1	23,1	12,4	3,2
3080,8	wa sl	bdr	2,66	0,07	34,1	12,9	5,5	46,3	1,2
3122,1	ar k	dr	9,39	n.p.	32,4	28,8	5,4	33,4	0
3170,2	ar sa	gr nr	12,16	2,54	22,6	60,6	7,7	9,1	0
3215,1	ar sa	śr	8,68	n.p.	38,7	25,7	20,1	13,0	2,5
3221,0	ar k	dr	2,07	0,01	8,2	5,7	0	86,1	0
3405,9	ar sa	bdr	6,63	0,06	36,5	35,4	10,9	14,5	2,7

^ – oznaczenia wykonał A. Rochewicz z zespołem w Laboratorium Geologicznym w Zakładzie Poszukiwań Nafty i Gazu w Wołominie; * – oznaczenia wykonał P. Such z zespołem w Zakładzie Geologii i Geochemii Instytutu Górnictwa Naftowego i Gazownictwa w Krakowie; # – oznaczenia wykonane w ramach tematu „Analiza basenów sedimentacyjnych Niżu Polskiego, basen karboński”, Narkiewicz (1996); szcz. – szczelina; n.p. – nieporowate; n.o. – nie oznaczono

^ – analysis performed by A. Rochewicz and others in the Geological Laboratory of Zakład Poszukiwań Nafty i Gazu in Wołomin; * – analysis performed by P. Such and others in the Department of Geology and Geochemistry of the Oil and Gas Institute in Cracow; # – analysis performed for the project „Sedimentary basin analysis of the Polish Lowlands” (Narkiewicz, 1996); szcz. – fracture; n.p. – not porous; n.o. – not determined

Podsumowanie

Utwory karbonu są reprezentowane głównie przez skały klastyczne, tj. piaskowce, mułowce i iłowce. Rzadko występują zlepińce (w spągu profilu), tufy (wkładka na głęb. 3164,7 m) i skały węglanowe, reprezentowane przez syderyt i wapień ilasty/marglisty (w niższej części profilu). Piaskowce są reprezentowane przez arenity i waki kwarcowe, subarkozowe i sublityczne. Przestrzenie między ziarnami detrytycznymi są wypełnione spoiwem – matriksem oraz cementami, tj. kwarcem, minerałami ilastymi, węglanami oraz siarczanami. Autigeniczny cement kwarcowy tworzy obwódki na ziarnach kwarcu detrytycznego. Wśród autigenicznych minerałów ilastych dominuje kaolinit, w mniejszej ilości występuje illit, natomiast Fe-chloryty są spotykane lokalnie. Cementy węglanowe są reprezentowane przez dwie generacje syderytu (minerał szeregu izomorficznego syderyt–magnezyt), Fe-dolomitu/ankerytu i Fe/Mn-kalcytu.

Porowatość piaskowców, pomierzona w płytkach cienkich, wynosi 0,0–24,8% obj. skały. Wyróżniono porowa-

tość pierwotną i wtórną. Duża część piaskowców występujących powyżej głęb. 3000,0 m charakteryzuje się porowatością efektywną ok. 15% i przepuszczalnością >100 mD. Na większej głębokości porowatość piaskowców najczęściej wynosi kilka procent, a przepuszczalność nie przekracza 1 mD. Wyniki badań porowatości, przepuszczalności oraz cech przestrzeni porowej wskazują na bardzo dobre i dobre właściwości zbiornikowe piaskowców moskowskich oraz słabsze baszkirskich i serpuchockich. Z zaobserwowanych w piaskowcach karbonu procesów diagenetycznych, tj. kompaktacji, cementacji, zastępowania, przeobrażania i rozpuszczania, największy wpływ na redukcję porowatości miały kompaktacja i cementacja. Kompaktacja zredukowała porowatość przeciętnie o 50%, a cementacja o 31%. Natomiast na wzrost porowatości skał wpływ miało rozpuszczanie, szczególnie ziaren skaleni. Piaskowce, w których głównymi składnikami spoiwa są cementy kwarcowy i kaolinitowy, najczęściej charakteryzują się wyższą porowatością w porównaniu z innymi piaskowcami.

Tabela 22

Oznaczenia porowatości wybranych piaskowców oraz główne składniki spoiwa (w przeliczeniu na 100%)

Porosity determinations of selected sandstones and main component of cement (calculated as 100%)

Głębokość Depth [m]	Gęstość materiałowa Grain density [g/cm ³]	Porowatość efektywna Effective porosity [%]	Gęstość z porozymetru Porosimeter density [g/cm ³]	Porowatość z porozymetru Porosimeter porosity [%]	Średnica przeciętnej kapilary Diameter average of capillary [μm]	Powierzchnia właściwa Specific surface [m ² /g]	Pory > 1 μm Pores > 1 μm [%]	Średnica progowa Threshold diameter [μm]	Histeresa Hysteresis [%]	Przepuszczalność Permeability [mD]
1858,1*#	2,69	24,96	2,01	23,37	0,49	0,94	76	60,0	20	234,00
1864,0*	2,71	28,02	1,95	26,43	0,94	0,57	83	40,0	9	1254,52
1868,0*	2,74	4,92	2,58	4,78	0,42	0,18	67	6,0	41	26,63
1975,5*#	2,72	27,95	1,95	25,21	0,92	0,56	88	60,0	10	140,80
1978,5*	2,75	15,59	2,29	14,71	0,29	0,89	66	6,0	65	7,61
2016,8*#	2,75	27,34	1,98	23,82	0,51	0,94	79	30,0	16	336,98
2055,6*	2,68	23,63	2,03	21,48	0,75	0,56	83	40,0	12	471,99
2057,5*#	2,78	23,91	2,08	20,87	0,77	0,52	85	35,0	14	105,34
2114,2*	2,68	20,44	2,10	18,58	0,32	1,10	64	20,0	26	76,12
2273,4*#	2,75	14,04	2,32	12,97	0,13	1,73	30	2,0	50	12,66
2326,5*	2,69	18,46	2,14	16,34	0,46	0,67	67	10,0	35	26,76
2432,2*	2,67	14,40	2,24	13,21	0,39	0,60	69	20,0	20	189,62
2479,0*	2,74	15,03	2,27	13,54	0,37	0,65	63	10,0	43	16,78
2518,2*#	2,71	20,19	2,11	17,28	0,39	0,85	69	6,0	40	80,47
2934,5*	2,72	13,70	2,32	13,05	0,40	0,56	63	10,0	48	23,13
2937,1*	2,70	16,16	1,92	10,36	0,35	0,62	63	8,0	45	30,78
2939,6*	2,71	16,72	1,95	11,00	0,35	0,65	62	6,0	56	11,89
3080,8*	2,72	2,66	2,60	2,53	0,05	0,78	12	0,4	57	0,07
3122,1*#	2,90	9,39	2,52	8,09	0,12	1,05	26	1,5	55	n.p.
3170,2*	2,64	12,16	2,30	11,81	0,25	0,83	44	4,0	58	2,54
3215,1*#	2,71	8,68	2,42	8,08	0,07	1,80	17	0,8	58	n.p.
3221,0*	2,70	2,07	2,61	2,01	0,03	0,88	20	0,2	63	0,01
3405,9*	2,68	6,63	2,48	6,50	0,14	0,76	7	0,5	63	0,06

Objaśnienia jak w tabeli 13 / Explanation as in Table 13

PERM

Tadeusz M. PERYT

LITOSTRATYGRAFIA I PALEOGEOGRAFIA CECHSZTYNU

Uwagi wstępne

Profil otworu Maciejowice IG 1 jest położony we wschodniej części polskiego basenu cechsztyńskiego (Peryt, 2023), 25 km na południowy zachód od sąsiedniego profilu otworu Wilga IG 1, scharakteryzowanego przez Wagnera (2019) oraz 10 km na południowy wschód od otworu Magnuszew IG 1, opisanego przez Pawłowską (1973). Paleogeograficznie jest usytuowany w peryferycznej części zbiornika, na południowym stoku zatoki podlaskiej, wcinającej się pomiędzy wypiętrzone obszary półwyspu mazurskiego i ładu lubelsko-radomskiego (Wagner, 1994; Dadlez i in., 1998).

Utwory cechsztynu nie są tu zaburzone tektonicznie. Profil cechsztynu tworzą utwory węglanowe i siarczanowe cyklotemu PZ1 (o miąższości 47,0 m), seria recesywna PZ2 (o miąższości 1,0 m) oraz utwory węglanowe zaliczone do cyklotemu PZ3 (o miąższości 14 m). Powyżej leżą utwory silikoklastyczne o niejasnej przynależności stratygraficznej (patrz Becker, ten tom; Pieńkowski, ten tom) uznawane pierwotnie przez Wagnera (w: Żelichowski i in., 1977) za stropową serię terygeniczną cechsztynu o miąższości 14,0 m. Tak więc, bez dyskusyjnych utworów silikoklastycznych, miąższość cechsztynu wynosi 62,0 m (fig. 23). W profilu zaobserwowano niezgodności głębokości granic litologicznych między miarami geofi-

zyczną a wiertniczą. Wszystkie głębokości i miąższości wydziałów stratygraficznych określono według jednolitej miary geofizycznej.

Profil cechsztynu opracowany przez Wagnera (w: Żelichowski i in., 1977) w dokumentacji wynikowej otworu został uaktualniony (fig. 23). Główna różnica jest związana z określeniem pozycji stratygraficznej poziomu węglanowego cechsztynu występującego ponad utworami cyklotemu PZ1. Zdaniem Wagnera (2019, *vide* fig. 30) w profilu otworu Maciejowice IG 1 występuje wyłącznie dolomit główny, reprezentujący równię platformową. Brak jest natomiast dolomitu płytowego. Taka interpretacja wynikała z przekonania Wagnera (1994), że na obszarze platformy paleozoicznej powszechnie obserwuje się znacznie większy zasięg dolomitu płytowego niż dolomitu głównego, natomiast na obszarze platformy prekambryjskiej zasięg dolomitu płytowego jest mniejszy niż dolomitu głównego. Odmienne zdania są Peryt i Skowroński (2021), którzy wskazali, że istnieje szereg dowodów świadczących o tym, że – podobnie jak w całym basenie cechsztyńskim – także na obszarze platformy prekambryjskiej zasięg dolomitu płytowego był znacznie większy niż dolomitu głównego. Uwzględniając to założenie, w peryferycznej części zbiornika, tak jak w profilu Maciejowice IG 1, powyżej ewaporatów PZ1 występuje jeden kompleks utworów węglanowych, to zazwyczaj jest to dolomit płytowy, rzadziej zaś – dolomit główny, i leżący na nim dolomit płytowy, tak jak w otworach Wilga IG 1 oraz Magnuszew IG 1.

Litostratygrafia

Najstarszą jednostką litostratygraficzną w utworach cechsztynu w obrębie zredukowanego stratygraficznie profilu Maciejowice IG 1 jest reperowy, szeroko rozprzestrzeniony, charakterystyczny poziom łupku miedzionośnego (T1) o miąższości 1,0 m. Jest on przykryty osadami węglanowymi wapienia cechsztyńskiego (Ca1) o stosunkowo małej miąższości – 8,0 m, tym niemniej większej niż w otworach Wilga IG 1 (3,8 m) oraz Magnuszew IG 1 (5,6 m). Wyżej występują anhydryty A1 o miąższości 38,0 m. Reprezentują one prawdopodobnie anhydryt dolny (A1d) na co wskazuje wykształcenie tych utworów w sąsiednich otworach. W otworze Wilga IG 1 miąższość ewaporatów cyklu PZ1 wynosi 169,8 m, w tym anhydrytu dolnego (A1d) 62,8 m, a anhydrytu górnego (A1g) – 16 m (Wagner, 2019), natomiast w otworze Magnuszew IG 1 miąższość ewaporatów cyklu PZ1 wykształconych wyłącznie jako siarczany wynosi 82,1 m, a w tym anhydrytu dolnego 78,1 m, a anhydrytu górnego – 4,0 m (fig. 23).

Powyżej anhydrytów w otworze Maciejowice IG 1 występują pstre mułowce wapniste z soczewkami drobnoziarnistych piaskowców kwarcowych o miąższości 1,0 m, które przez Wagnera (w: Żelichowski i in., 1977) zostały zaliczone do cyklotemu PZ1, a w niniejszym rozdziale – do cyklotemu PZ2 jako jego seria recesywna (T2r). Wyżej leżące utwory węglanowe zdaniem Wagnera (w: Żelichowski i in.,

1977) reprezentują dolomit główny (Ca2), natomiast zdaniem autora – dolomit płytowy (Ca3; por. Peryt, Skowroński, 2021) (fig. 23). Seria recesywna (T2r) powstała w czasie sedimentacji dolomitu głównego na obszarze położonym dalej na północny zachód od otworu Maciejowice IG 1 (fig. 23).

W otworze Wilga IG 1 (Wagner, 2019) oraz Magnuszew IG 1 utwory dolomitu głównego są przykryte mułowcami piaszczystymi i iłowcami zaliczonymi do szarego ładu solnego (T3) o miąższości 1,5 m. Wyżej występują osady dolomitu płytowego, o miąższości wynoszącej odpowiednio 3,4 i 1,5 m. Zdaniem Wagnera (2019), profil mikrofacjalny dolomitu płytowego w otworze Wilga IG 1 i jego mała miąższość, w porównaniu do dolomitu głównego, są dowodem na mniejszy zasięg dolomitu płytowego niż dolomitu głównego. Zdaniem autora to jednak może wskazywać, że w otworach tych występuje odmorska część platformy dolomitu głównego, podczas gdy w otworze Maciejowice IG 1 – część środkowa i część odlądowa klina platformy dolomitu płytowego, cechującego się pierwotną miąższością do kilkudziesięciu metrów (por. Peryt i in., 2010).

Uwagi o środowiskach sedimentacji i paleogeografia

W wyniku szybkiej transgresji morza cechsztyńskiego doszło do zalania znacznego obszaru polskiej części kratonu wschodnioeuropejskiego i powstania spokojnego, stagnującego środowiska morskiego, w którym w warunkach redukcyjnych powstawały osady, włączone do najstarszej jednostki litostratygraficznej – łupku miedzionośnego (T1). Warunki redukcyjne stosunkowo szybko zostały zastąpione utleniającymi i rozpoczęła się sedimentacja wapienia cechsztyńskiego. Z czasem sedimentacja węglanowa została zastąpiona przez ewaporatową, wyłącznie siarczaniową w profilu otworu Maciejowice IG 1, efektem czego było wypełnienie ewaporatami istniejącego obniżenia strukturalnego i wyrównanie dna basenu (por. Wagner, 2019).

Peryferyczna część zbiornika, w tym także południowa część zatoki podlaskiej, została wynurzona w wyniku spadku poziomu morza pod koniec depozycji anhydrytu górnego (A1g, Peryt i in., 2010). W trakcie maksymalnej transgresji dolomitu głównego depozycja objęła obszar zatoki podlaskiej, przy czym – podobnie jak w całym basenie cechsztyńskim – zasięg dolomitu głównego w zatoce podlaskiej był znacznie mniejszy niż cyklotemu PZ1 (Peryt, 1990; Wagner, 1994). Zdaniem Wagnera (2019) dolomit główny w profilu otworu Wilga IG 1 tworzy cykl transgresywno-regresywny, w którym następuje przejście od osadów głębokowodnych do skrajnie płytkowodnych. Jeśli przyjąć schemat paleogeograficzny doskonale rozpoznany we wschodniej części wyniesienia Łęby (Peryt, 1986), ww. następstwo facji w profilu Wilga IG 1 scharakteryzowane przez Wagnera (2019) świadczy o tym, że występuje tam progradujący system brzeżnej bariery ooidowej, co wskazuje, że położenie brzegu zbiornika dolomitu głównego znajdowało się nieopodal. Wydaje się, że w rejonie otworu

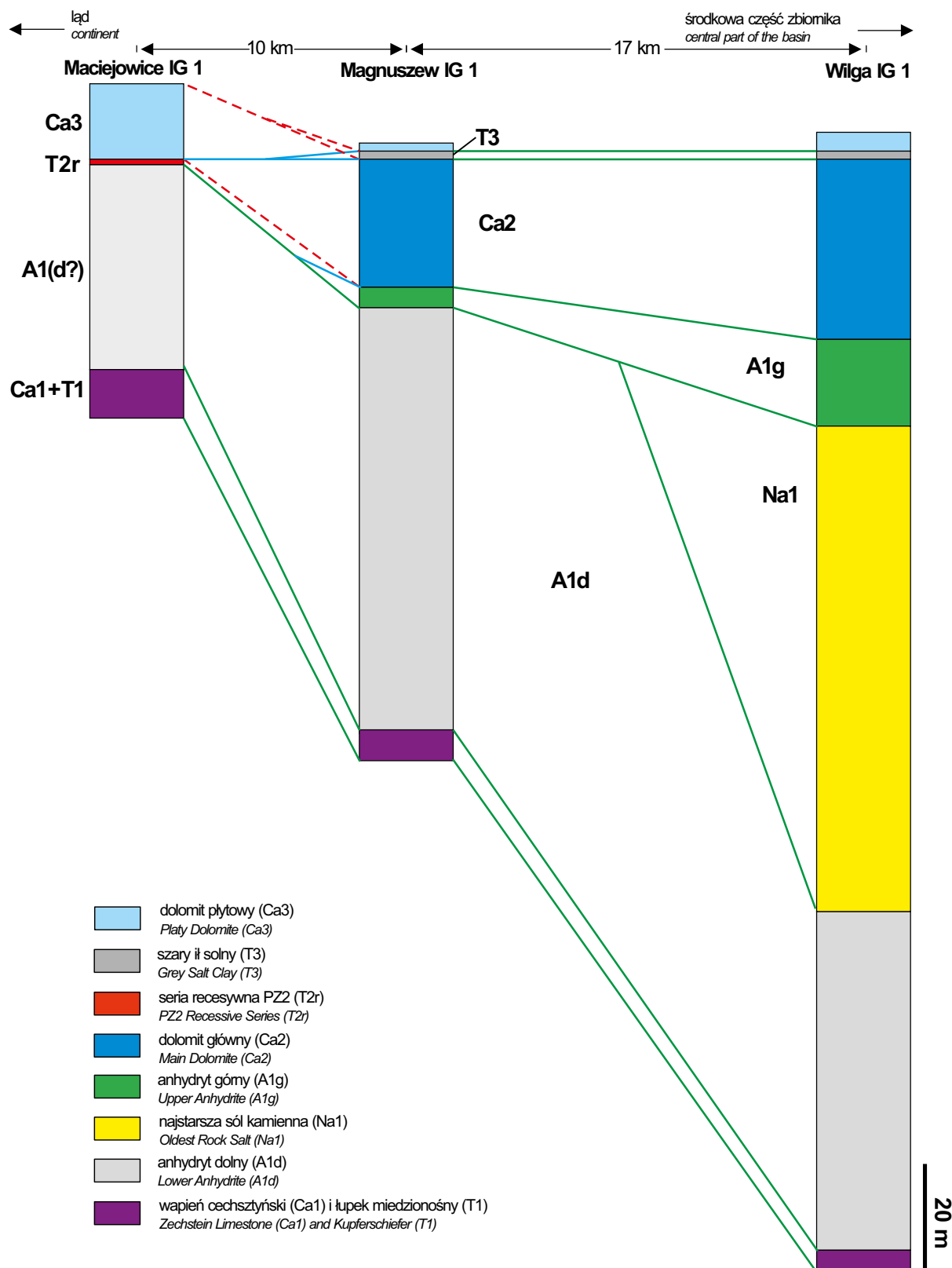


Fig. 23. Korelacja profili cechsztynu w otworach Maciejowice IG 1, Magnuszew IG 1 i Wilga IG 1 wg Wagnera (w: Żelichowski i in., 1977; Wagner, 2019) oraz autora; zielone linie korelacyjne oznaczają zgodność obu autorów, czerwone – wg Wagnera (w: Żelichowski i in., 1977; Wagner, 2019), a niebieskie – wg autora

Correlation of Zechstein strata in the Maciejowice IG 1, Magnuszew IG 1 and Wilga IG 1 boreholes following Wagner (in: Żelichowski *et al.*, 1977; Wagner, 2019) and the author. Green correlation lines show the correlation lines accepted both by Wagner (in: Żelichowski *et al.*, 1977; Wagner, 2019) and the author, red lines indicate the correlation after Wagner (in: Żelichowski *et al.*, 1977; Wagner, 2019) and blue ones – after the author

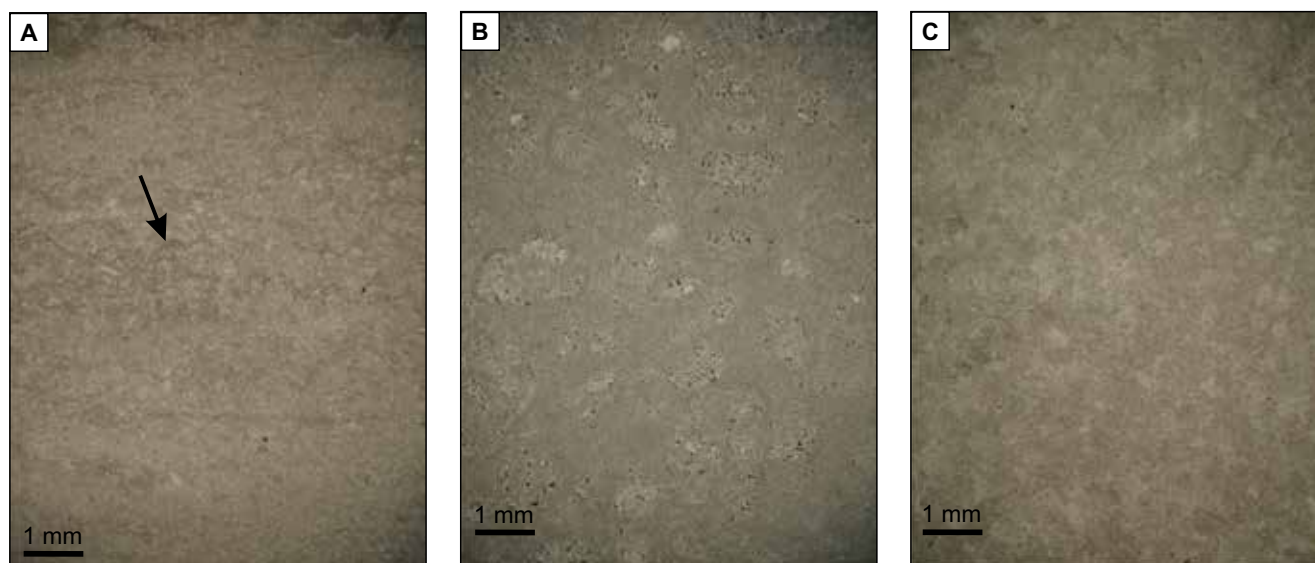


Fig. 24. Mikrofacje dolomitu płytowego w otworze Maciejowice IG 1

A. Nieregularnie laminowane mikryty/mikrosparyty prawdopodobnie o genezie mikrobialnej, przecięte szwem stylolitowym (strzałka); szlif 2, głęb. 1779,3 m. **B.** Greinston onkoidowy, jądra części onkoidów zastąpione drobnym sparytem; szlif 4, głęb. 1780,1 m. **C.** ?Dolomit krystaliczny z całkowicie zatartą pierwotną strukturą; szlif 12, głęb. 1788,5 m; wszystkie zdjęcia w świetle spolaryzowanym

Platy Dolomite microfacies in the Maciejowice IG 1 borehole

A. Irregularly laminated micrites/microsparites of probably microbial origin, cut by a stylolite seam (arrow); thin section 2, depth 1779.3 m. **B.** Oncoid grainstone, the cores of some oncoids replaced by fine sparite; thin section 4, depth 1780.1 m. **C.** Crystalline ?dolomite with completely obliterated original structure; thin section 12, depth 1788.5 m; all images under polarized light

Maciejowice IG 1 osady dolomitu głównego nie powstały, a jego zasięg był znacznie mniejszy (Peryt, 1990; Peryt, Skowroński, 2021), niż sugeruje to Wagner (w: Wagner i in., 1978).

W cyklotemie PZ2 w południowo-wschodniej części zatoki podlaskiej nie doszło do sedimentacji ewaporatów, które osadzały się jedynie w centralnej części tej zatoki (Dadlez i in., 1998). Nowa transgresja morska zapoczątkowała sedimentację cyklotemu PZ3. W profilach otworów Wilga IG 1 oraz Magnuszew IG 1 jest on reprezentowany

przez szary ił solny i dolomit płytowy o łącznej miąższości wynoszącej odpowiednio 4,9 i 3,0 m. Osady szarego iłu solnego powstawały w centralnej części basenu, natomiast bliżej brzegu były zastępowane przez osady węglanowe dolomitu płytowego (Peryt i in., 2010), których miąższość wzrasta w kierunku południowo-wschodnim od otworów Wilga IG 1 oraz Magnuszew IG 1 i w otworze Maciejowice IG 1 osiąga 14,0 m. Utwory dolomitu płytowego kończą niewątpliwą depozycję cechsztyńską w otworze Maciejowice IG 1.

Marek JASIONOWSKI, Ewelina KRZYŻAK

WYNIKI BADAŃ PETROGRAFICZNYCH I MIKROFACJALNYCH UTWORÓW WĘGLANOWYCH CECHSZTYNU (DOLOMIT PŁYTOWY – Ca3)

Wstęp

Badania petrograficzne i mikrofacjalne przeprowadzono na podstawie analizy w mikroskopie polaryzacyjnym 25 płytek cienkich zakrytych (19 niebarwionych alizaryną, pochodzących z kolekcji Narodowego Archiwum Geologicznego w Państwowym Instytucie Geologicznym – Państwowym Instytucie Badawczym i 6 barwionych – udostępnionych przez T.M. Peryta: szlify TMP). Próbkę na szlify pobrane z interwału 1779,4–1794,1 m reprezentują utwory dolomitu płytowego (Ca3), który w profilu otworu Ma-

ciejowice IG 1 znajduje się na głęb. rdzeniowej 1779,0–1793,7 m (Peryt, ten tom). Różnice w głębokości próbek z najniższej części wydzielenia wynikają ze stosowanej wcześniej procedury interpretowania uzyskanego rdzenia dla całego odcinka rdzeniowanego. W dokumentacji wynikowej otworu Maciejowice IG 1 (Wagner: w Żelichowski i in., 1977) omawiane utwory uznawano za dolomit główny (Ca2). Także Wagner i in. (2012) zaliczyli je do tego samego wydzielenia, jako osady równi platformowej dolomitu głównego.

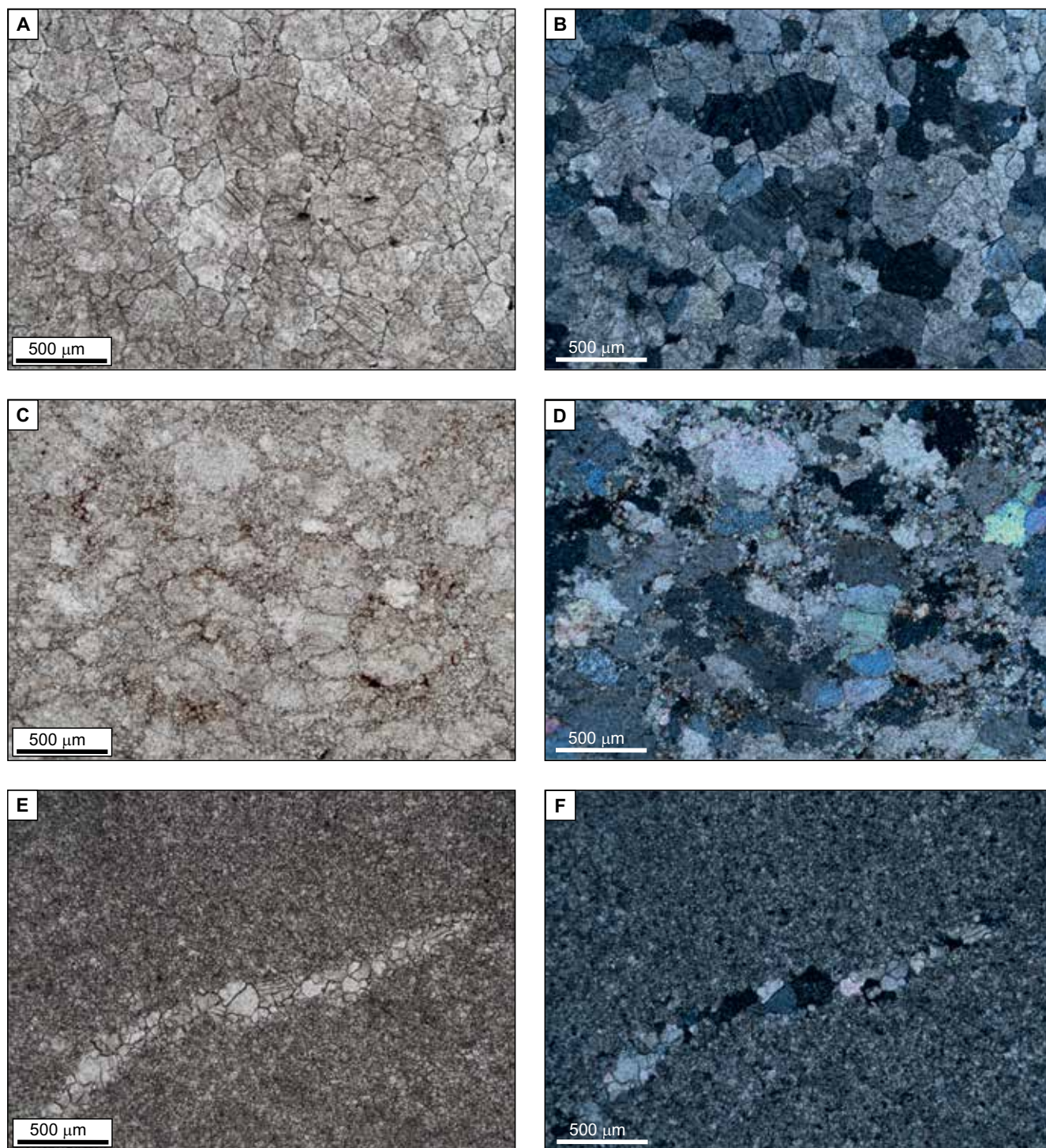


Fig. 25. Wapienie/dolomity krystaliczne

A, B. Polimodalna mozaika kryształów δ dolomitu o prostoliniowych kontaktach międzykrystalicznych; szlif 7, głęb. 1786,0 m. **C, D.** Bimodalna mozaika kryształów o nieregularnych kontaktach międzykrystalicznych powleczonej brunatną substancją (δ bituminy); szlif 14, głęb. 1790,5 m. **E, F.** Bezstrukturalny mikrosparyt z żyłką wypełnioną sparytem; szlif 5, głęb. 1785,0 m; zdjęcia w świetle spolaryzowanym; B, D, F – skrzyżowane polaryzatory

Crystalline limestone/dolomite

A, B. Polymodal mosaic of δ dolomite crystals with rectilinear intercrystalline contacts; thin section 7, depth 1786.0 m. **C, D.** Bimodal mosaic of crystals with irregular intercrystalline contacts coated with brown substance (δ bitumen); thin section 14, depth 1790.5 m. **E, F.** Structureless microsparite with a vein filled with sparite; thin section 5, depth 1785.0 m; polarized light; B, D, F – crossed polarizers

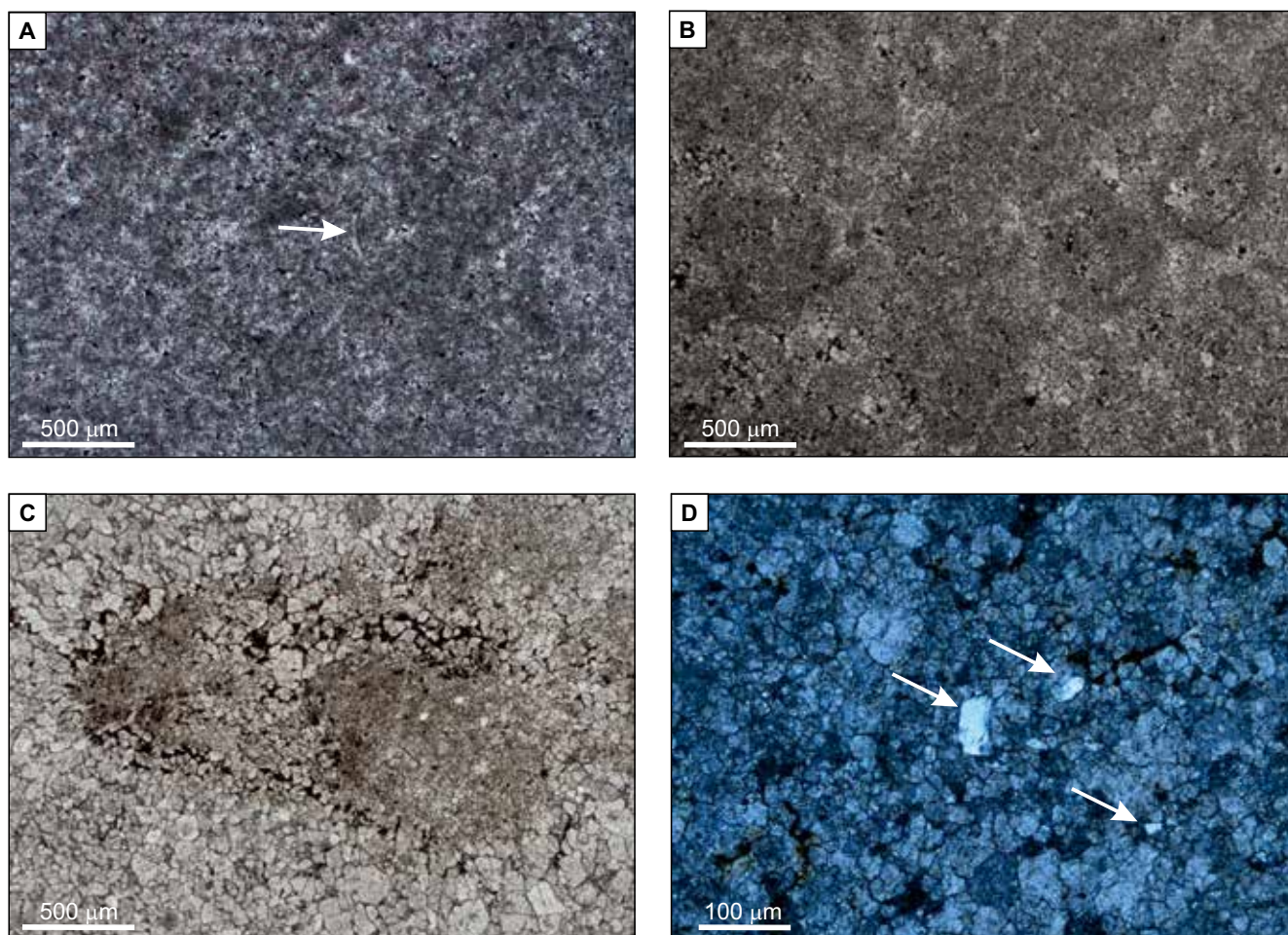


Fig. 26. Ślady pierwotnych mikrostruktur w osadach dolomitu płytowego

A. Mikryt/mikrosparyt o gruzelkowej strukturze z fragmentem cienkiej skorupki (strzałka) i mieszanej dolomitowo-kalcytowej mineralogii (kryształy kalcytu zabarwione alizaryną na różowo); szlif 9 TMP, głęb. 1781,1 m. **B.** Mikrosparyt z wyraźnie widocznymi zarysami zrekrystalizowanych onkoidów; szlif nr 4, głęb. 1780,1 m. **C.** Mozaika sparytowa z zarysami nieidentyfikowalnych ziaren (?peloidy); szlif 19, głęb. 1793,8 m. **D.** Drobne ziarna kwarcu (strzałki) tkwiące w drobnokrystalicznej mozaice ?kalcytowej; szlif 16, głęb. 1792,7 m; zdjęcia w świetle spolaryzowanym; D – skrzyżowane polaryzatory

Remnants of primary microstructures in Platy Dolomite deposits

A. Micrite/microsparite showing a clotted microstructure and containing a fragment of a thin shell (arrow) with mixed dolomite-calcite mineralogy (calcite crystals stained pink by alizarin); thin section 9 TMP, depth 1781.1 m. **B.** Microsparite with clearly visible outlines of recrystallized oncoids; thin section 4, depth 1780.1 m. **C.** Sparite mosaic with outlines of unidentifiable grains (?peloids); thin section 19, depth 1793.8 m. **D.** Fine quartz grains (arrows) within fine crystalline ?calcite mosaic; thin section 16, depth 1792.7 m; images under polarized light; D – crossed polarizers

Charakterystyka petrograficzna i mikrofacjalna

Badane próbki są reprezentowane głównie przez silnie zdiagenezowane wapienie i/lub dolomity. W dokumentacji wynikowej otworu (Żelichowski i in., 1977) zostały one opisane z wyższej części profilu, jako wapienie i wapienie dolomityczne. Utwory te są silnie zrekrystalizowane. Tylko w nielicznych próbkach możliwe jest określenie ich pierwotnego wykształcenia mikrofacjalnego (fig. 24A, B). W większości przypadków pierwotna struktura jest całkowicie zartarta (fig. 24C). Rzadko spotyka się w nich stylolity i szwy z rozpuszczania (fig. 24A).

W niższej części profilu, poniżej głęb. ok. 1786,0 m, dominują średnio- lub grubokrystaliczne dolomity (opisane na podstawie dwóch szlifów, barwionych alizaryną) zbudowane z uni- lub polimodalnych mozaik krystalicznych (fig. 24C, 25A–D). Wielkość kryształów waha się w przedziale kilkudziesięciu–kilkuset mikrometrów. Porowatość międzykrystaliczna jest zazwyczaj znikoma, jednak często na kontaktach kryształów są widoczne nagromadzenia brunatnej substancji (?bituminy) (fig. 25C, D). Bardzo niewyraźne ślady pierwotnej struktury ziarnistej są rzadko widoczne. Mogą to być relikty onkoidów lub peloidów, jednakże jednoznaczne rozstrzygnięcie genezy tych struktur

bez wykonania dodatkowych badań, np. katodoluminescencyjnych (CL), jest bardzo utrudnione (fig. 26C).

W środkowej i wyższej części profilu przeważają utwory mikrosparytowe lub rzadziej mikrytowe (fig. 24A, B, 25E, F, 26A). Na podstawie obserwacji z kilku dostępnych płytek barwionych, wydaje się że dominuje tutaj, w przeciwieństwie do niższej części profilu, mineralogia kalcytowa (fig. 26A). W niektórych przypadkach daje się odczytać pierwotna struktura tych osadów. Część z nich to greinstony onkoidowe (próbki z głęb. 1780,1 i 1787,6 m) (fig. 24B,

26B), a część to nieregularnie laminowane utwory mikrytowe, prawdopodobnie o genezie mikrobialnej (fig. 24A, 26A).

W badanych utworach, poza dolomitem i kalcytem, nie stwierdzono liczniejszej obecności kryształów/ziaren innych minerałów, za wyjątkiem niektórych próbek, w szczególności ze spągowej części profilu (np. z głębokości 1792,7 m), gdzie sporadycznie występują pojedyncze, drobne ziarna kwarcu detrytycznego (fig. 26D) oraz nieoznaczalne szczątki organiczne (fig. 26A).

Grzegorz PIENKOWSKI

CHARAKTERYSTYKA SEDYMENTOLOGICZNA UTWORÓW POGRANICZA PERMU I TRIASU

Niniejsze opracowanie opiera się na analizie sedymentologicznej rdzeni wiertniczych pobranych z głęb. 1737,5–1780,1 m z otworu Maciejowice IG 1, której szczegóły są przedstawione na [figurze 27 \(znajduje się ona w opasce na końcu książki\)](#). Wszystkie podane głębokości są ustalone według rdzeni. Uzyskany rdzeń został zinterpretowany dla całego odcinka rdzeniowanego.

Badany profil jest położony w brzeżnej części basenu późnego permu i wczesnego triasu, tak więc jest on niepełny i występują w nim liczne luki stratygraficzne, komplikujące możliwość przeprowadzenia korelacji stratygraficzno-facjalnych. Całkowity brak skamieniałości przewodnich i innych wskaźników chronostratygraficznych dodatkowo komplikuje korelację z pełniejszymi profilami, pochodzącymi z centrum basenu permo-triasowego Polski i Niemiec. Jediną dostępną przesłanką, aczkolwiek obciążoną niepewnością, jest analiza trendów retrogradacyjnych i progradacyjnych w ujęciu, jakie jest stosowane w stratygrafii sekwencyjnej. Generalnie, węglanowe i ewaporatowe utwory basenu schyłku permu w Polsce i Niemczech, wraz z kurczeniem się i wysychaniem tego basenu, wykazują stopniowo rosnący ku górze udział coraz bardziej proksymalnych, płytkich facji. Wzrasta również ku górze udział utworów terygeniczych.

Jest to odzwierciedlone także w profilu Maciejowice IG 1. Poniżej głęb. 1779,0 m cyklotem PZ3 jest jeszcze wykształcony jako węglanowe utwory platformy węglanowej (Ca3). Na tych utworach, z luką stratygraficzną, zalega na głęb. 1769,8–1779,0 m szary (miejscami czerwono-brązowy) pakiet ilasto-mułowcowo-dolomityczny, zaliczany już do wydzielenia litostratygraficznego identyfikowanego z najmłodszym permem. Są to utwory śródlądowej playi. Co istotne, ku górze pakietu wielkość najczęstszego ziarna wzrasta – mułowce przechodzą w pyłowce, co wskazuje na trend progradacyjny. Kontynuuje się on w następnym interwale głęb. 1766,0–1769,8 m, który jest wykształcony jako szare, miejscami czerwono-brązowe piaskowce drobnoziarniste warstwowane poziomo i przekątnie, interpretowane jako fluwialne. Progradacja osiąga maksymalny zasięg na granicy erozyjnej na głęb. 1766,0 m, wraz z zalegającymi

na tej granicy toczącami ilastymi i średnioziarnistymi piaskowcami. Powyżej w interwale głęb. 1764,0–1766,0 m trend progradacyjny ulega odwróceniu. Wielkość ziaren stopniowo maleje ku górze. Przekątnie warstwowane piaskowce średnioziarniste przechodzą w piaskowce drobnoziarniste, a w końcu w pyłowce. Powierzchnia na głęb. 1764,0 m, podkreślona centymetrową warstwą piaszczystą, ma istotne znaczenie, gdyż ponad nią, na głęb. 1762,7–1764,0 m, wraca drobnoklastyczna sedimentacja szarych, miejscami czerwono-brązowych dolomitycznych mułowców wykazujących warstwowania konwolutne. W górnej części pakietu występują kongrecje anhydrytowe, liczne są też szczeliny z wysychania. Utwory te są interpretowane jako sebha albo playa i reprezentują maksymalne stadium retrogradacji. Miąższość pakietu pierwotnie mogła być większa, gdyż od góry na głęb. 1762,8 m jest on ścięty powierzchnią erozyjną, podkreśloną fragmentami erodowanych mułowców. Grubość ziarna, zalegających wyżej piaskowców, wskazuje na transport wysokoenergetyczny. Piaskowce tworzą cykl, miąższości 0,8 m, o ziarnie malejącym ku górze, wskazujący na słabnącą energię transportu. Kolejne podobne cykle występują powyżej, tworząc w przedziale głęb. 1760,8–1762,8 m trzy nałożone na siebie cykle proste, odzwierciedlające migrację koryt rzecznych na obszarze równi aluwialnej. Stabilizacja lądowej sedimentacji terygeniczej jest charakterystyczna dla całego piaskowcowego interwału z głęb. 1737,5–1760,8 m, zdominowanej przez równię rzeczny klimat pól suchego, z okresową sedimentacją eoliczną.

Przyjmując, że obserwowane w marginalnym i niepełnym profilu otworu Maciejowice IG 1 odwrócenie trendu progradacyjnego na retrogradacyjny ma szersze znaczenie paleogeograficzne, to najbardziej dystalne utwory sebhy w przedziale głęb. 1762,7–1764,0 m reprezentowałyby nasilenie efektu podniesienia bazy erozyjnej związanej z transgresją, jaka nastąpiła w basenie polskim i niemieckim z początkiem triasu (Pieńkowski, 1989, 1991; Heunisch, Röhl, 2016). Przy zastosowaniu metody stratygraficzno-sekwencyjnej, porównując rozwój facjalny i trendy w przemieszczaniu się linii brzegowej basenu, ale pamiętając

o ograniczeniach związanych z niepełnością zapisu i brakiem innych odniesień stratygraficznych, można przyjąć, że granica perm/trias w profilu Maciejowice IG 1 znajduje się

na głęb. ok. 1764,0 m. Porównując ten profil do pełniejszych profili z rejonu świętokrzyskiego, granica ta byłaby także korelowalna z dolną granicą formacji z Jaworznej.

Marta KUBERSKA

WYNIKI BADAŃ PETROGRAFICZNO-PETROFIZYCZNYCH UTWORÓW Z SUKCESJI PRZEJŚCIOWEJ MIĘDZY PERMEM I TRIASEM

Wstęp

Utwory strefy przejściowej między permem i triasem opisano na podstawie analizy 2 próbek skalnych reprezentowanych przez piaskowce. Wykorzystano także dane zawarte w dokumentacji wynikowej otworu (Żelichowski i in., 1977) oraz pracach publikowanych (Kuberska, 1999; Kuberska i in., 2019). Płytki cienkie wykonane z pobranych próbek zbadano w mikroskopie polaryzacyjnym typu Optiphot 2 firmy Nikon i w elektronowym mikroskopie skaningowym LEO 1430, sprzężonym z mikroanalizatorem rentgenowskim (przy współudziale z L. Giro). Wykonano także szacunkową analizę planimetryczną, a w nazewnictwie zastosowano zmodyfikowaną nomenklaturę zalecaną przez Pettijohna i in. (1972).

Charakterystyka petrograficzna i petrofizyczna piaskowców

Piaskowce charakteryzują się strukturą psamitową, miejscami z niewielką domieszką mułku kwarcowego i teksturą bezładną. Są one słabo wysortowane i słabo zwięzłe. Reprezentują arenity kwarcowe/subarkozowe. Przeciętna średnica ziaren detrytycznych wynosi ok. 0,12 mm. Kontakty międzyziarnowe są punktowe i proste. Głównym składnikiem piaskowców są półobtoczone ziarna kwarcu monokrystalicznego, rzadziej polikrystalicznego. Wśród skałeni występują przeważnie odmiany potasowe (fig. 28A, B), sporadycznie plagioklasy. W niewielkich ilościach (ok. 1% obj.) odnotowano okruchy skalne, należące do fragmentów skał osadowych, oraz łyszczyki.

Materiał detrytyczny jest scementowany spoiwem typu matriks (poniżej 5% obj.) i spoiwem ortochemicznym. Składnikami cementów są węglany (kalcyt; fig. 28C),

a miejscami kwarc autogeniczny. Zaobserwowano także niewielkie skupienia kaolinitu (fig. 28C, D) i chlorytów. Kalcyt występuje przeważnie w postaci osobników anhedralnych i subhedralnych. Podobnie jak w piaskowcach z otworów wiertniczych położonych w najbliższym sąsiedztwie, tj. np. Wilga IG 1 (Kuberska i in., 2019), nie wyklucza się także w spoiwie obecności dolomitu. Spoiwo kwarcowe występuje sporadycznie, tworząc obwódki regeneracyjne na ziarnach detrytycznych. Kaolinit najczęściej występuje w formie płytkowych skupień, wypełniających przestrzeń porową skał, miejscami tworząc tzw. formy robakowate (fig. 28D). Źródłem glinu i krzemu dla powstającego kaolinitu mogły być przeobrażane ziarna skałeni detrytycznych. Nie wyklucza się także obecności dickitu, tym bardziej, że jest on powszechny w utworach triasowych (Kuberska, 1999). W spoiwie badanych piaskowców występują również chloryty, a ich pochodzenie może być zarówno allo- jak i autogeniczne.

Jak wynika z dokumentacji wynikowej otworu Maciejowice IG 1 (Żelichowski i in., 1977) piaskowce ze strefy przejściowej między permem i triasem charakteryzują się porowatością efektywną wynoszącą średnio ok. 25%. Obserwacje mikroskopowe pozwoliły na określenie przestrzeni porowej w badanych skałach jako zdominowanej przez makropory. Zaobserwowano tu występowanie porowatości pierwotnej, a także wtórnej. Widoczne są także efekty działania kompaktacji mechanicznej (kontakty międzyziarnowe punktowe i proste), cementacji (węglany, kwarc autogeniczny, kaolinit) rozpuszczania (fig. 28A, B) i przeobrażania diagenetycznego (wtórna porowatość między- i śródziarnowa oraz międzykrystaliczna). Wtórna porowatość najłatwiej tworzyła się w piaskowcach arkozowych, gdzie duże znaczenie miało rozpuszczanie diagenetyczne.

TRIAS

Anna BECKER

LITOLOGIA, STRATYGRAFIA I ZARYS PRZEBIEGU SEDYMENTACJI

Trias w otworze Maciejowice IG 1 został opisany i poziomowany stratygraficznie przez M. Franczyk i A. Szyperko-Śliwczynską w dokumentacji wynikowej otworu (Żelichowski i in., 1977). Schemat stratygraficzny zaproponowany przez obie autorki został w niniejszym opracowaniu uaktualniony na podstawie późniejszych publikacji oraz bie-

żącej analizy danych archiwalnych. Ze względu na znikomy zasób danych chronostratygraficznych dla otworu, granice jednostek chronostratygraficznych ustalono na podstawie wyników badań regionalnych (np. Wagner, 2008) i uznano je za granice przypuszczalne. Triasowy wiek skał dokumentują znaleziska małżoraczków z kajpru i najniższego

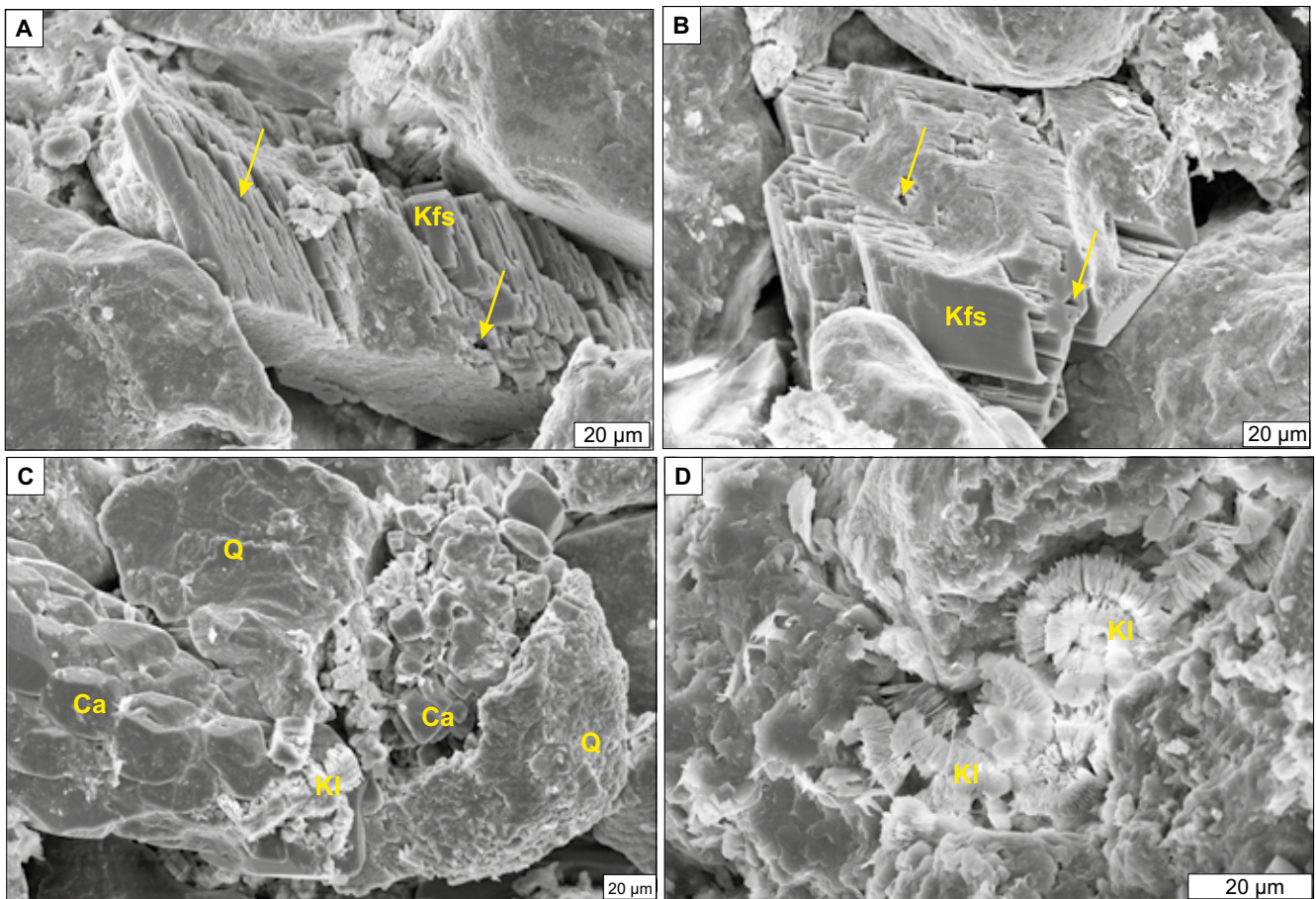


Fig. 28. Obrazy z mikroskopu elektronowego (fot. L. Giro)

A. Skaleń potasowy (Kfs) z widocznymi śladami rozpuszczania diagenetycznego (strzałki); głęb. 1740,6 m. **B.** Skaleń potasowy (Kfs) z widocznymi śladami rozpuszczania diagenetycznego (strzałki); głęb. 1746,6 m. **C.** Spoiwo kalcytowe (Ca) i kaolinitowe (Kl) w piaskowcu; widoczne ziarna kwarcu detrytycznego (Q); głęb. 1746,6 m. **D.** Skupienie kaolinitu robakowatego (Kl); głęb. 1740,6 m

SEM images (phot. by L. Giro)

A. Potassium feldspar (Kfs) with traces of diagenetic dissolution (arrows); depth 1740.6 m; **B.** Potassium feldspar (Kfs) with traces of diagenetic dissolution (arrows); depth 1746.6 m; **C.** Calcite (Ca) and kaolinite (Kl) cement in sandstone; grains of detrital quartz (Q) as visible; depth 1746.6 m; **D.** Concentration of worm-like kaolinite (Kl); depth 1740.6 m

wapienia muszlowego (Styk: w Żelichowski i in., 1977; Franczyk i in., 1983). Strop triasu, ustalony w dokumentacji wynikowej otworu na głęb. 1433,7 m, przesunięto na głęb. 1427,5 m na podstawie przesłanek faunistyczno-facjalnych oraz niezgodności między wydzielonymi w dokumentacji głębokościami wiertniczą i geofizyczną (patrz Feldman-Olszewska, ten tom). Spąg triasu jest dyskusyjny. Utwory wieku triasowego znajdują się w profilu najprawdopodobniej do głębokości 1726,0 m, ale niewykluczone, że triasowego wieku są również utwory do głębokości 1774,5 m. Dyskusja problematyki pogranicza permu i triasu w otworze Maciejowice IG 1 została przedstawiona w dalszej części tego rozdziału oraz w rozdziale Pieńkowskiego (ten tom). Miąższość triasu wynosi zatem co najmniej 298,5 m. Dalsze zmiany obejmują rezygnację z wydzielania retyku w sensie litostratygraficznym i włączenie warstw nizinnych do kajpru środkowego, przybliżenie stropu triasu środ-

kowego litostratygraficznym stropem kajpru dolnego (za Wagnerem, 2008) oraz wydzielenie w pstrym piaskowcu formacji lidzbarskiej i bałtyckiej (za Franczyk i in., 1983). Uzupełniono również głębokości wiertnicze granic jednostek litostratygraficznych zlokalizowane w odcinkach rdzeniowanych.

Jedynie ok. 7% profilu triasu było rdzeniowane, stąd głównym źródłem wiedzy o litologii i litostratygrafii systemu w profilu otworu Maciejowice IG 1 są dane geofizyki otworowej. W obrębie odcinka profilu o niepewnej przynależności wiekowej (?perm/?trias) rdzeniowano 35,5 m, co stanowi 73% jego sumarycznej miąższości. Zwiększony poziom rdzeniowania wiązał się prawdopodobnie z przypuszczalnym potencjałem kolektorskim występujących tam piaskowców w kontekście możliwości udokumentowania złóż węglowodorów w regionie (patrz Żelichowski i in., 1977).

Problem pogranicza permu i triasu oraz cechsztynu i pstrego piaskowca

Spąg triasu został zdefiniowany przez Międzynarodową Komisję Stratygraficzną w morskich osadach południowych Chin na pierwszym wystąpieniu konodonta *Hindeodus parvus* (Yin i in., 2001; Ogg i in., 2020). Tak zdefiniowana granica trudna jest do odnalezienia w skrajnie płytkowodnym, w przeważającej części triasu lądowym, basenie centralnej Europy (np. Nawrocki, 2004; Becker, 2014; Scholze, 2021). Ubóstwo faunistyczne, związane z niekorzystnymi facjami, pogłębiają jeszcze skutki największej w dziejach Ziemi katastrofy ekologicznej związanej z wymarciem przeważającej części fauny w późnym permie.

Najbardziej udane próby wskazania tej granicy w Europie opierały się na badaniach magnetostratygraficznych (Nawrocki, 1997, 2004; Szurlies i in., 2003) oraz muszloraczkowych badaniach biostratygraficznych (Kozur, Mock, 1993; Kozur, 1999). Sukces tych metod nadal jest jednakże niepełny, gdyż ich wyniki wciąż są przedmiotem dyskusji (Bachmann, Kozur, 2004; Becker, 2014). Rozdzielczość palinostratygrafii, jako najważniejszej metody datującej skały triasu, nie jest wystarczająca dla wskazywania granic chronostratygraficznych (Orłowska-Zwolińska, 1983, 1984, 1985).

Tradycyjnie w literaturze europejskiej przyjmowano spąg pstrego piaskowca za spąg triasu, co było związane z powstaniem pojęcia „triasu” jako trójdzielnego systemu skalnego zbudowanego z pstrego piaskowca, wapienia muszlowego i kajpru (von Alberti, 1834). Możliwość przybliżenia granicy chronostratygraficznej tą granicą litostratygraficzną potwierdziły badania sedimentologiczne (Pieńkowski, 1991) oraz magnetostratygraficzne (Nawrocki, 1997, 2004). Sytuację komplikuje jednak fakt, że granica między pstrym piaskowcem i leżącym niżej cechsztynem definiowana jest w obrębie stosunkowo podobnych, głównie czerwonych, osadów klastycznych. Problem szczególnie nasila się w przypadku interpretacji sukcesji z obrzeży basenu, gdzie zarówno najwyższy cechsztyń, jak i najniższy pstry piaskowiec były deponowane w systemach fluwialnych (Jewuła i in., 2020; Ravida i in., 2022) oraz interpretacji profili wiertniczych o niskim stopniu rdzeniowania.

Otwór Maciejowice IG 1 reprezentuje obrzeża basenu triasowego, które jak do tej pory nie zostały objęte badaniami magnetostratygraficznymi. Badania biostratygraficzne nie przyniosły rezultatów ze względu na brak skamieniałości w niższym triasie (Marcinkiewicz, Orłowska-Zwolińska w: Żelichowski i in., 1977) oraz niski poziom rdzeniowania, który utrudnia również rozważania litostratygraficzne, sedimentologiczne i stratygraficzno-sekwencyjne (patrz też Pieńkowski, ten tom). Z tego względu w niniejszym opracowaniu podjęto decyzję o powstrzymaniu się od wskazywania którejkolwiek z dyskutowanych niżej głębokości jako granicy pstrego piaskowca i cechsztynu, czy granicy permu i triasu, oddając w ten sposób rzeczywisty stan wiedzy o granicach tych jednostek w południowo-wschodniej Polsce (fig. 29).

W poniższej dyskusji głębokości geofizyczne są podawane jako podstawowe, a głębokości wiertnicze z rdzeni, według szczegółowego profilu litologiczno-stratygraficznego oraz profilu Pieńkowskiego (ten tom) są podawane w nawiasach z podkreśleniem, jako drugorzędne.

Na głęb. 1784,0 m (1779,0 m) znajduje się najistotniejsza w rozważanej części profilu granica litologiczna pomiędzy leżącą niżej sukcesją węglanowo-ewaporatową oraz zalegającymi na niej mułowcami, rozpoczynającymi sukcesję zdominowaną przez skały silikoklastyczne. Jest to strop niewątpliwie sukcesji cechsztynu również w ujęciu Peryta i Skowrońskiego (2021) oraz Peryta (ten tom), którą można byłoby uznać za najbardziej uzasadnioną litologicznie granicę cechsztynu i pstrego piaskowca *sensu stricte*. Granica ta jednakże jest z pewnością diachroniczna w obrębie basenu (np. Wagner, 1994).

Kolejna wyraźna granica litologiczna przebiega na głębokości 1774,5 m (1768,9 m; wg Pieńkowskiego, ten tom: 1769,8 m) i wyznacza ją spąg ponad 30-metrowego kompleksu piaskowcowego zalegającego na warstwie mułowca. Na tej głębokości A. Szyperko-Śliwczyńska stawiała granicę cechsztynu i pstrego piaskowca (=perm i triasu) w dokumentacji wynikowej otworu (Żelichowski i in., 1977). W pobliskim otworze Wilga IG 1, położony w podobnej pozycji, 20-metrowy kompleks piaskowcowy zalega bezpośrednio na węglanach. Brakuje tu, prawdopodobnie zerodowanej, warstwy mułowca. Spąg piaskowca ma zatem, w ujęciu regionalnym, charakter erozyjny i mógłby służyć za erozyjną granicę sekwencji depozycyjnej, której korelatywnym odpowiednikiem byłaby powierzchnia transgresji, interpretowana jako granica permu i triasu przez Pieńkowskiego (1991) w centrum basenu (por. np. Embry, 1995, 2002).

Kolejną powierzchnię, na głęb. 1770,0 m (1763,0 m) wskazuje Pieńkowski (ten tom) na głęb. 1764,0 m, na podstawie interpretacji sedimentologicznej rdzeni. Jest to, według niego, powierzchnia spągu osadów sebhya przybrzeżnej, kończących retrogradacyjny ciąg rozwoju środowisk, powstały w wyniku transgresywnego podniesienia bazy erozyjnej. Powierzchnię tę Pieńkowski (ten tom) proponuje korelować z wyznaczoną przez siebie w centralnej części basenu granicą permu i triasu (Pieńkowski, 1991).

R. Wagner w dokumentacji wynikowej otworu (Żelichowski i in., 1977) postulował umieszczenie stropu cechsztynu na głębokości 1765,0 m (1760,0 m; wg Pieńkowskiego, ten tom: 1760,8 m). Granica ta jest położona w stropie piaskowcowo-ilastego cyklotemu gradacyjnego prostego, w którym w stropowej części występują drobne konkretacje anhydrytowe (Wagner: w Żelichowski i in., 1977). Powyżej tej głębokości rozpoczyna się sukcesja piaskowców średnio- i drobnoziarnistych z nielicznym pyłem kaolino-wym (Szyperko-Śliwczyńska w: Żelichowski i in., 1977). Głębokość ta, po nieznacznej korekcji na 1764,5 m, została przyjęta jako granica permu i triasu oraz cechsztynu i pstrego piaskowca w publikacji Franczyk i in. (1983). Również na tej głębokości można byłoby rozważać zdefiniowanie erozyjnej granicy sekwencji (por. np. Embry, 1995, 2002).

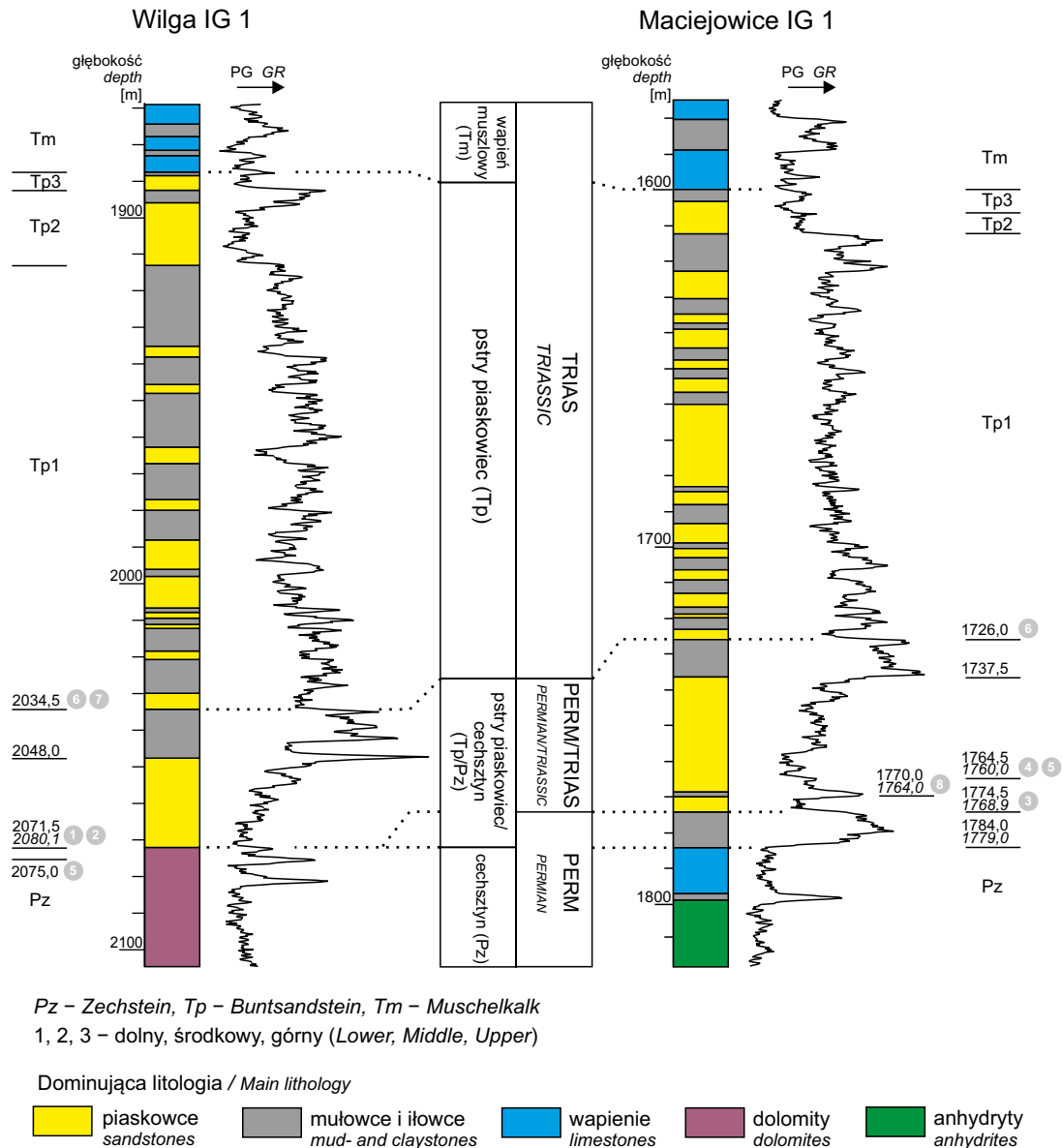


Fig. 29. Stratygrafia pogranicza permu i triasu oraz cechsztynu i pstrego piaskowca w otworach Wilga IG 1 i Maciejowice IG 1; źródła literaturowe (numery w szarych kółkach na figurze): 1 – Szyperko-Śliwczyńska w: Niemczycka, Żelichowski, 1975; 2 – Wagner w: Niemczycka, Żelichowski, 1975; 3 – Szyperko-Śliwczyńska w: Żelichowski i in., 1977; 4 – Wagner w: Żelichowski i in., 1977; 5 – Franczyk i in., 1983; 6 – Pokorski, Wagner, 1983; 7 – Doktor i in., 2019; 8 – Pieńkowski, ten tom

Stratigraphy of the Permian/Triassic and Zechstein/Buntsandstein boundary interval in Wilga IG 1 and Maciejowice IG 1 boreholes; references (numbers in gray circles on the figure): 1 – Szyperko-Śliwczyńska in: Niemczycka and Żelichowski, 1975; 2 – Wagner in: Niemczycka and Żelichowski, 1975; 3 – Szyperko-Śliwczyńska in: Żelichowski *et al.*, 1977; 4 – Wagner in: Żelichowski *et al.*, 1977; 5 – Franczyk *et al.*, 1983; 6 – Pokorski and Wagner, 1983; 7 – Doktor *et al.*, 2019; 8 – Pieńkowski, this volume

Wyraźna granica litologiczna jest również zlokalizowana na głęb. 1737,5 m, gdzie kilkudziesięciometrowy kompleks piaskowców jest przykryty przez ok. 10-metrowy kompleks iłowcowo-mułowcowy. Granica ta może być interpretowana podobnie jak powierzchnia na głęb. 1770,0 m, z tym, że cały omawiany odcinek nie był rdzeniowany, co uniemożliwia jego dokumentację sedimentologiczną. Leżący powyżej głęb. 1737,5 m kompleks iłowcowo-mułowcowy, świadczący o rozprzestrzenieniu się równi mułowej na osady fluwialno-eoliczne (patrz Pieńkowski, ten tom), ma

szersze rozprzestrzenienie regionalne, na co wskazuje korelacja z otworem Wilga IG 1, niż poziom leżący na głęb. 1770,0 m. W analogicznej warstwie iłowca w sąsiednim otworze Magnuszew IG 1 Styk (1973) stwierdziła występowanie pojedynczych dolnotriasowych małżoraczków.

Najwyższy z rozważanych poziomów znajduje się na głęb. 1726,0 m i również nie ma dokumentacji rdzeniowej. Jest to poziom rozdzielający dwie sukcesje o różnym stylu wykształcenia litologicznego. Sukcesja leżąca niżej charakteryzuje się wyraźnym rozdzieleniem mięjszych komple-

sów piaszkowcowych od kompleksów mułowcowo-ilastych, co świadczy o wyraźnej zmienności systemów depozycyjnych lub ich elementów. Sukcesja leżąca powyżej głębi 1726,0 m jest kompleksem często przewarstwiających się piaszkowców, mułowców i iłowców, która zachowuje stosunkowo jednolity charakter na przestrzeni ok. 100 m, co świadczy o stabilizacji warunków depozycji. Horyzont ten, przyjmując jego położenie na głęb. 1727,5 m, Pokorski i Wagner (1983) uznali za granicę cechsztynu i pstrego piaszkowca, tym samym permu i triasu. Doktor i in. (2019) podobnie zinterpretowali analogiczny horyzont w otworze Wilga IG 1. Niższa sukcesja reprezentuje depozycję w środowisku sebhya/playa oraz w środowisku fluwialno-eolicznym (Pieńkowski, ten tom). Wykształcenie wyższej sukcesji wskazuje na depozycję na równi piaszczystej, prawdopodobnie o genezie aluwialnej o bardzo słabej kanalizacji przepływów roztokowych lub zasilanej przez zalewy warstwowe (por. Becker, 2019). Bardzo podobną sukcesję środowisk na pograniczu cechsztynu i pstrego piaszkowca (=perm i triasu) przedstawili Jewuła i in. (2020, 2021) z obrzeżenia Gór Świętokrzyskich oraz Ravidy i in. (2022) obrzeży basenu z południowych Niemiec. Ravidy i in. (2022) stawiają spąg pstrego piaszkowca (=spąg triasu) w spągu roztokowej sukcesji fluwialnej, przykrywającej osady sebhya i fluwialno-eoliczne najwyższego cechsztynu.

Należy podkreślić, że w powyższych rozważaniach brano pod uwagę wyraźne granice litologiczne w celu zlokalizowania granicy cechsztynu i pstrego piaszkowca, rozumianych, zgodnie z obecnymi tendencjami, jako jednostki litostratygraficzne w randze grup (np. Bachmann i in., 2010). Zdaniem autorki granice jednostek tego typu, zwłaszcza najwyższej rangi, powinny być bardzo dobrze czytelne nie tylko w rdzeniach, czy odsłonięciach powierzchniowych, ale również na pomiarach geofizyki otworowej, na podstawie kryterium odmienności litologicznej. We wcześniejszej literaturze pojęciom cechsztynu i pstrego piaszkowca nadawano bardzo istotny atrybut wieku odpowiednio permskiego i triasowego. Ponieważ litostratygrafia nie ma przełożenia na rozważania chronostratygraficzne, zaczęto posilkoować się przy wyznaczaniu granicy cechsztynu i pstrego piaszkowca argumentami genetycznymi, pochodzącymi z zasobu metodologii analizy basenów i stratygrafii sekwencyjnej. Granica między oboma jednostkami przestała być dobrze czytelna litologicznie, ale pozwalała przybliżać granicę permu i triasu. Zdaniem autorki niniejszego komentarza, należałoby przywrócić granicy cechsztynu i pstrego piaszkowca jej czytelność litologiczną, a rozważania chronostratygraficzne (w tym genetyczne i sekwencyjne) poświęcić granicy permu i triasu bez poczucia konieczności „dociągania” cechsztynu do stropu permu, czy pstrego piaszkowca do spągu triasu. W takim ujęciu, można założyć, że granica cechsztynu i pstrego piaszkowca znajduje się w profilu otworu Maciejowice IG 1 na głęb. 1784,0 m, a granicę permu i triasu najlepiej przybliży jeden z leżących powyżej horyzontów. Jednakże wytypowanie tego horyzontu wymaga przeprowadzenia dalszych badań regionalnych i stratygraficznych.

Drugim wartym podkreślenia aspektem powyższej dyskusji jest wyłączenie z rozważań wpływu lokalnej tektoniki, który na przełomie permu i triasu, w aktywnej fazie ryftowania, mógł mieć niebagatelne znaczenie dla rozwoju sukcesji skalnych w różnych częściach basenu (np. Dadlez i in., 1995; Pharaoh i in., 2010; Holz i in., 2017; Warsitzka i in., 2019).

Pstry piaszkowiec

Niewątpliwie pstry piaszkowiec zalega w profilu otworu Maciejowice IG 1 na głęb. 1600,0–1726,0 m i osiąga miąższość 126,0 m. Franczyk i in. (1983) wydzieliły w nim dwie formacje, tj. bałtycką i lidzbarską, odpowiednio w pstrym piaszkowcu dolnym i środkowym. Pstry piaszkowiec górny zaliczyły do retu. Według Szyperko-Teller i in. (1997) jest to raczej formacja węglanowo-klastyczna. Ze względu na brak formalizacji tego wydzielenia oraz jego znikomą miąższość – nie wprowadzono w szczegółowym profilu litologiczno-stratygraficznym nazwy w randze formacji dla najwyższej części pstrego piaszkowca.

Formacja bałtycka powyżej głębi 1726,0 m nie była rdzeniowana aż do stropu na głęb. 1612,0 m. Według opisu Szyperko-Słiwczyńskiej (w: Żelichowski i in., 1977) budują ją czerwone piaszkowce z przewarstwieniami mułowców i iłowców, prawdopodobnie o genezie aluwialnej (patrz wyżej oraz Becker, 2019). W najwyższej części formacji, powyżej głębi 1622,5 m, dominują iłowce i mułowce. Franczyk i in. (1983) zaliczyły opisywaną sukcesję do formacji bałtyckiej, na podstawie regionalnej analizy triasu w rejonie uskoku Grójca, podkreślając wysoki udział piaszkowców w sukcesji. Szyperko-Teller i in. (1997) uznają, że południowy zasięg formacji bałtyckiej przebiega ok. 20 km na północ od Maciejowic IG 1, a sam otwór jest zlokalizowany w obszarze występowania „formacji piaszkowcowej”, która jednakże nie została ustanowiona formalnie.

Formację lidzbarską wydzielono na głęb. 1606,0–1612,0 m i jej miąższość wynosi jedynie 6 m (Franczyk i in., 1983). Tworzą ją jasnoczerwonoróżowe piaszkowce różnoziarniste i drobnoziarniste z grubszyimi ziarnami kwarcu (średnicy do 4 mm). W najwyższej części formacji występują smugi czerwonych iłowców. Szyperko-Teller (w: Żelichowski i in., 1977) stwierdziła występowanie drobnych skupień kaolinu w piaszkowcach. W Maciejowicach IG 1 zachowała się jedynie szczątkowa, najniższa część formacji lidzbarskiej. Sumaryczna miąższość tej formacji w otworach położonych ok. 50–60 km na północ może osiągać 70–100 m (Franczyk i in., 1983). Geneza występujących w formacji piaszkowców jest prawdopodobnie fluwialno-eoliczna (Kuleta i in., 1998; Iwanow, Kiersnowski, 1998; Becker, 2019).

Pstry piaszkowiec górny, również o nieznacznej miąższości jedynie 6 m (wg rdzeni 3,8 m), występuje na głęb. 1600,0–1606,0 m (wg rdzenia 1595,6–1599,4 m). Rozpoczyna go piaszkowiec drobnoziarnisty, miejscami zlepieńcowaty, jasnoszarozielony z czerwonymi plamami. Wyższą część buduje szarozielony wapień marglisty z przewarstwieniami szarego mułowca i nieoznaczalną fauną

skorupową, piaskowiec drobnoziarnisty z pojedynczymi grubszymi ziarnami kwarcu oraz ciemnoszary mułowiec laminowany smużyście z łuskami ryb. Depozycja początkowo odbywała się na piaszczystej równi brzegowej, a następnie w bardzo płytkiej lagunie (Kuleta i in., 1998; Iwanow, Kiersnowski, 1998; Becker, 2019). Szyperko-Śliwczyńska (w: Żelichowski i in., 1977) zaliczyła do pstrego piaskowca górnego również warstwę wapienia pelitowego przechodzącego miejscami w muszłowiec. Warstwa ta w niniejszym opracowaniu została włączona do wapienia muszlowego, któremu odpowiada litologicznie, mimo stwierdzenia w niej oprócz zębów i łusek ryb również małżoraczek znanych z retu (*Pulviella ovalis* Schneider, *Cytherissinella crispa* (Schleifer); Styk w: Żelichowski i in., 1977, próbka z głęb. 1595,4 m). Styk (w: Żelichowski i in., 1977) oznaczyła ponadto w próbkach z głęb. 1596,3 oraz 1596,8 m małżoraczki *Paracypris pusilla* (Kozur), *Paracypris* sp., oraz formy nieokreślone, współwystępujące ze szczątkami nieoznaczalnych ślimaków i zębami ryb.

Wapień muszłowy

Profil wapienia muszlowego tworzą szare i jasnoszare wapienie z przewarstwieniami iłowców, margli i być może mułowców. Z całego wydzielania, o sumarycznej miąższości 54,0 m (głęb. 1546,0–1600,0 m), pobrano jedynie 0,5 m rdzenia z jego najniższej części, w którym w szarych wapieniach miejscami stwierdzono obecność dość licznej fauny skorupowej, łusek ryb, okruców kostnych oraz nielicznych kryształków pirytu (Szyperko-Śliwczyńska w: Żelichowski i in., 1977). Franczyk i in. (1983) podzieliły wapień muszłowy na dolny do głęb. 1577,5 m, środkowy do głęb. 1565,0 m i górny. Ze względu na brak jednoznacznych kryteriów tego podziału, nie wprowadzono go do szczegółowego profilu litologiczno-stratygraficznego w niniejszym opracowaniu. W sąsiednim otworze Magnuszew IG 1, w którym rdzeniowano cały wapień muszłowy, jego środkowa część jest wykształcona w postaci ubogich w faunę dolomitów, dolomitów ilastych i mułowców (Senkowiczowa, 1973). Występowanie bogatej fauny złożonej z kilku gatunków ramienionogów, kilkunastu form małżów, nieoznaczalnych ślimaków, fragmentów liliowców oraz szczątków ryb, cytowana powyżej autorka stwierdziła natomiast w wapieniu muszłowym dolnym i górnym tego otworu. W próbce z głęb. 1550,0 m z otworu Maciejowice IG 1 Styk (w: Żelichowski i in., 1977) oznaczyła małżoraczka z gatunku *Darwinula wandae* Styk, występującego wraz z oogoniami charofitów. Na tej podstawie stwierdziła przynależność do warstw nidzickich. Probka została pobrana z materiału okrucowego, należy zatem przyjąć, że pochodzi ona z wyższych partii otworu.

Wykształcenie wapienia muszlowego w profilu Maciejowice IG 1 oraz dodatkowe dane pozyskane z pobliskiego otworu Magnuszew IG 1 wskazują na depozycję w płytkim epikontynentalnym zbiorniku morskim, o dobrych warunkach do rozwoju fauny we wczesnej i późnej fazie istnienia, oddzielonych fazą o warunkach bardziej restrykcyjnych (Senkowiczowa, 1973; Gajewska i in., 1997; Szulc, 2000).

Kajper

Profil kajpru w otworze Maciejowice IG 1 jest reprezentowany przez kajper dolny oraz wyższą część kajpru środkowego (warstwy nidzickie), podobnie jak w wielu otworach z tego regionu (Franczyk i in., 1983).

Kajper dolny, o miąższości 25,0 m, został wydzielony na głęb. 1521,0–1546,0 m, na podstawie korelacji krzywych pomiarów geofizyki otworowej, gdyż z odcinka tego nie pobrano żadnego rdzenia. Według interpretacji Szyperko-Śliwczyńskiej (w: Żelichowski i in., 1977) wydzielanie to jest zbudowane z 6-metrowej warstwy szarych piaskowców z cienkimi przewarstwieniami szarych iłowców i mułowców oraz z prawie 20-metrowej warstwy głównie szarych i brązowych iłowców oraz mułowców z nielicznymi przewarstwieniami piaskowców. W całej sukcesji mogą występować nieliczne cienkie przewarstwienia szarych wapieni. W pobliskim otworze Magnuszew IG 1, gdzie kajper dolny był rdzeniowany, występują przewarstwienia węglanowe, głównie dolomitów, w najniższej części z licznymi szczątkami małżów. W całej sukcesji obficie występują zwęglone lub spirytyzowane szczątki roślin oraz łuski ryb, rzadziej szczątki kręgowców (Szyperko-Śliwczyńska, 1973). Kajper dolny jest również w tym otworze dobrze udokumentowany typowymi dla tego wydzielania małżoraczkami i mikroflorą (Styk, 1973; Marcinkiewicz, 1973). Sukcesja deponowana była prawdopodobnie w litoralno-deltowych regresywnych facjach płytkiego morza epikontynentalnego lub nawet już w facjach fluwialnych (np. Gajewska i in., 1997; Iwanow, 1998; Szulc, 2000).

Kajper środkowy, reprezentowany przez warstwy nidzickie, występuje na głęb. 1427,5–1521,0 m, osiągając miąższość 93,5 m (Franczyk w: Żelichowski i in., 1977; Franczyk i in., 1983; ze zmianami). Pobrano tu dwa kontrolne rdzenie, z najniższej części wydzielania oraz z części stropowej. Warstwy nidzickie są zbudowane głównie z iłowców i mułowców. Udział piaskowców lub frakcji piaszczystej w mułowcach zaznacza się odpowiednio w najwyższej i najniższej części wydzielania. Iłowce są często wykształcone jako iłowce gruzłowe lub zlepieńcowate, miejscami dolomityczne (Franczyk w: Żelichowski i in., 1977). Barwa skał w pobranym rdzeniu z głęb. 1500,0–1503,2 m jest szara i pstra. Franczyk i in. (1983), opisując warstwy nidzickie z rejonu badań, podkreślają przewagę czerwonych i pstrych barw oraz liczne występowanie poziomów zlepieńców składających się ze skał węglanowych. Szyperko-Śliwczyńska (1973) zlepieńce te opisuje jako skałę typu „brekcji lisowskiej”, która została zinterpretowana w utworach kajpru na Śląsku jako redeponowane konkretne glebowe (Szulc, 2005; Szulc i in., 2015). Środowiskiem depozycji była dystalna równia aluwialna z licznymi poziomami gleb inicjalnych, podobnie jak interpretuje się środowisko depozycji noryckiej formacji z Grabowej na Śląsku (por. Szulc, 2005; Jewuła i in., 2019). Piaskowce w najwyższej części formacji reprezentują prawdopodobnie osady wałów przykorytowych lub korytowe. Występowanie licznych poziomów glebowych oraz zlepieńców

powstałych z ich rozmywania i redepozycji sugeruje występowanie w sukcesji licznych epizodycznych luk stratygraficznych (por. Miall, 2014).

W czterech próbkach okruchowych z warstw nidskich Styk (w: Żelichowski i in., 1977) stwierdziła obecność małżoraczków i oogonii charofitów. W próbkach z głęb. 1550,0 i 1510,0 m autorka ta stwierdziła gatunek *Darwinula wandae* Styk, a w próbkach z głęb. 1470,0 i 1431,9 m – gatunek *Darwinula liasica* (Brodie). Oba gatunki są charakterystyczne dla najwyższej części kajpru środkowego, określanej dawniej jako „dolny retyk” (Styk w: Żelichowski i in., 1977).

Stratygrafia triasu Maciejowice IG 1, opracowana przez M. Franczyk i A. Szyperko-Śliwczyńską w dokumentacji wynikowej otworu (Żelichowski i in., 1977), przedstawiona z modyfikacjami w tym opracowaniu, zakłada występowanie trzech znaczących luk stratygraficznych, tj. w najwyższym triasie dolnym (redukcja profilu pstrego piaskowca środkowego i górnego), w niższym triasie górnym (redukcja profilu kajpru środkowego) oraz w najwyższym triasie górnym (brak kajpru górnego) wraz z niższą jurą. Utwory nadległej jury leżą na triasie z luką stratygraficzną obejmującą najwyższy trias, całą jurę dolną i część środkowej (por. Feldman-Olszewska, ten tom).

JURA

Anna FELDMAN-OLSZEWSKA

WYNIKI BADAŃ LITOLOGICZNYCH I STRATYGRAFICZNYCH

W otworze Maciejowice IG 1 utwory jury, o miąższości 402,0 m, występują na głęb. geofizycznej 1025,5–1427,5 m. Ze względu na przesunięcia rdzenia względem krzywych geofizycznych, głębokości w rdzeniu różnią się nieco i wynoszą 1023,0–1427,1 m (miąższość 404,1 m). Profil jury obejmuje utwory wyższej jury środkowej (baton i kelowej) oraz niepełnej jury górnej (oksford i kimeryd) (fig. 30), i leży na utworach wyższego triasu. W profilu jury występuje luka stratygraficzna, która ma regionalny charakter (Żelichowski, Kozłowski, 1979), a brak osadów jury dolnej i niższej jury środkowej jest wynikiem niedepozycji we wczesnej jurze, jak również erozji we wczesnej jurze środkowej, w której rejon radomsko-lubelski był obszarem lądowym. W profilu brak jest najwyższej jury górnej – tytonu oraz prawdopodobnie najwyższego kimerydu. Brak utworów tytonu stwierdzono na całym obszarze radomsko-lubelskim (Dembowska, 1973), co jest wynikiem erozji na granicy jury i kredy oraz we wczesnej kredzie.

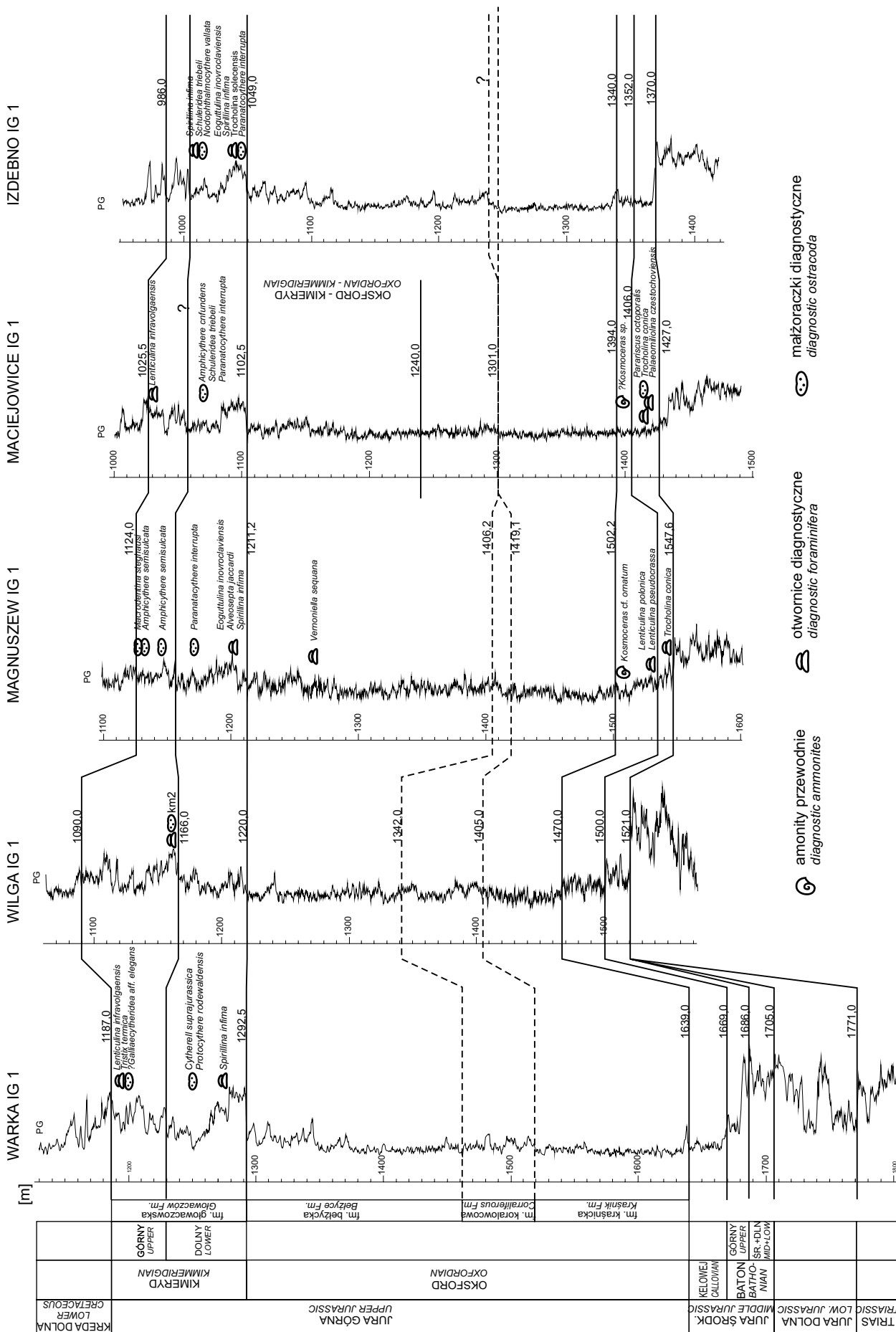
Jura środkowa w otworze ma miąższość tylko 33,5 m (wg rdzenia 33,8 m) i obejmuje utwory batonu i kelowej. Występuje na głęb. geofizycznej 1394,0–1427,5 m (wg rdzenia 1391,3–1427,1 m). Jej profil jest w pełni rdzeniowany, jednakże uzysk rdzenia w niższej części wynosi poniżej 50%. W rdzeniu przewiercono dolną granicę oddziału. Profil rozpoczyna 10-cm warstwa zlepieńca (fig. 31F), położo-

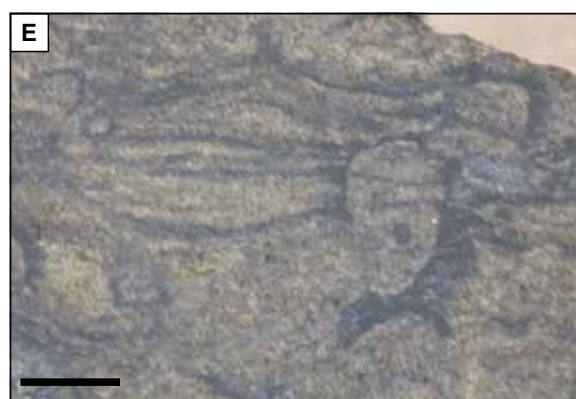
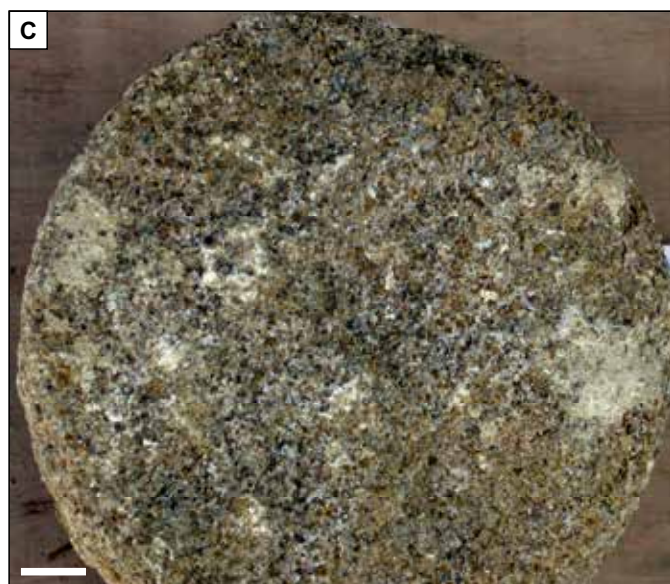
na na głęb. rdzeniowej 1427,1 m. Zlepieniec jest zbudowany z ciemnoszarego, ilastego tła skalnego, w którym są rozproszone otoczaki lekko wapnistego piaskowca z limonitem, z jasnoszarordzawymi zlimonityzowanymi otoczkami oraz ziarna kwarcu. Ku górze zlepieniec przechodzi w 20-cm warstwę szarego piaskowca drobnoziarnistego z licznymi tocząciami i okruchami ciemnoszarego iłowca (fig. 31D).

Wyżej, do głęb. rdzeniowej 1420,4 m, występuje kompleks zdominowany przez piaskowce. W uzyskanych odcinkach rdzenia przeważają piaskowce drobno- lub drobno- i średnioziarniste, rzadziej z domieszką ziaren grubych i żwirku kwarcowego (fig. 32B). Są one często barwy jasnoszarej z odcieniem żółtawym pochodzącej od limonitu występującego w spoiwie, wapniste, miejscami z detrytem fauny (fig. 32E, F, 33A, B). Niekiedy obecne są ooidy żelaziste zbudowane również z limonitu (fig. 32C, D). Obraz widma EDS składu chemicznego limonitu (tlenków/wodorotlenków Fe) z głęb. 1426,3 m przedstawiono na figurze 33A, B, a ziarna dolomitu na figurze 33C. Piaskowce zazwyczaj są masywne, jedynie w najniższym odcinku warstwowane fałsiście. Nielicznie występują skamieniałości śladowe – na głęb. 1426,5 m *Bergaueria* isp. (fig. 31D, E), a na głęb. 1020,4–1021,7 m obecne są liczne *Ophiomorpha* isp. (fig. 31B), które wskazują na sedimentację w środowisku

Fig. 30. Korelacja litologiczno-stratygraficzna jury w otworze Maciejowice IG 1 z pobliskimi otworami Warka IG 1, Wilga IG 1, Magnuszew IG 1 i Izdebno IG 1; lokalizacja i wiek mikrofauny w otworze Wilga IG 1 na podstawie Smoleń i Iwańczuk (2019); stratygrafia w otworze Magnuszew IG 1 według Niemczyckiej (1973); lokalizacja mikrofauny na podstawie Bieleckiej (1973) i Smoleń (niepublikowane); stratygrafia w otworach Warka IG 1 i Izdebno IG 1 na podstawie CBDG; lokalizacja mikrofauny na podstawie ekspertyz Bieleckiej (niepublikowane) z dokumentacji wynikowych; głębokości podano wg miary geofizycznej

Lithologic and stratigraphic correlation of the Jurassic succession in the Maciejowice IG 1 borehole and the nearby Warka IG 1, Wilga IG 1, Magnuszew IG 1 and Izdebno IG 1 boreholes; location and age of microfauna in the Wilga IG 1 borehole according to Smoleń, Iwańczuk (2019); stratigraphy of the Magnuszew IG 1 borehole after Niemczycka (1973); location of microfauna based on Bielecka (1973) and Smoleń (unpubl.); stratigraphy of the Warka IG 1 and Izdebno IG 1 boreholes based on CBDG; location of microfauna after expertises of Bielecka (unpubl.) from boreholes documentations; depth according to geophysical logs





górnego lub środkowego przybrzeża (ichnofacja *Skolithos*) (Pemberton i in., 2001).

W wyższej części profilu (rdzeń z głęb. 1412,0–1420,4 m) obserwuje się dużą zmienność litologiczną. Obecne są tu utwory: wapień piaszczysty, piaskowiec wapnisty, piaskowiec wapnisto-dolomitowy (fig. 34E, F), dolomit piaszczysty, wapień krynowidowy, piaskowiec wapnisto-syderytyczny, a na głęb. 1413,6 m zlepieniec. W utworach tych licznie występuje limonit, niekiedy hematyt oraz skorupki małży. W płytkach cienkich zaobserwowano też elementy szkieletowe szkarłupni i fragmenty mszywiolów (fig. 32A, 34G, H).

Powyżej, na głęb. 1391,3–1412,0 m, występuje kompleks jasnoszarobrazowych wapieni organodetrytycznych, krynowidowych, ze zmienną ilością limonitu, występującego w spoiwie. Analiza płytek cienkich wskazuje, że wapienie są zbudowane głównie z płytek szkarłupni, kolców jeżow-

ców, mszywiolów i fragmentów muszli małży. Dość licznie występują kryształy dolomitu, a niekiedy również pojedyncze ziarna kwarcu (fig. 34A–D). W najwyższych 1,3 m profilu występuje zielony wapień piaszczysto-dolomitowy, a powyżej wapień dolomitowy z powierzchniami rozmyć, podkreślonych glaukonitem oraz licznymi amonitami (?*Kosmoceras* sp.), belemnitami i małżami. W stropie stwierdzono 20-cm warstwę bulastą – zielonoszary wapień o teksturze gruzłowej, z chlorytem, glaukonitem i materiałem ilastym oraz fragmentami amonitów, belemnitów, brachiopodów i krynowidów.

Wiek opisanych powyżej utworów określono na batoń i kelowej. Granica stratygraficzna została postawiona na głęb. rdzeniowej 1406,2 m. Batoński wiek kompleksu piaskowcowego oznaczono na podstawie obecności na głęb. 1415,0 m otwornicy *Palaeomiliolina czestochoviensis* (Pazdro). Na ten sam wiek wskazuje również



Fig. 31. Zdjęcia rdzeni z jury środkowej i najniższego oksfordu z otworu Maciejowice IG 1; skala liniowa 1 cm

A. Wapień gąbkowy z białymi czertami o nieregularnych kształtach, głęb. 1391,2 m, najniższy oksford. B. Piaskowiec bardzo drobnoziarnisty, mułowcowy, jasnoszary, z przekrojami pionowych i skośnych *Ophiomorpha* isp., głęb. 1421,0 m, batoń. C. Piaskowiec silnie wapnisty, gruboziarnisty, z limonitem w spoiwie, głęb. 1420,4 m, batoń. D. Piaskowiec bardzo drobnoziarnisty, mułowcowy, w górze laminowany faliście ilowcem i ze śladami *Bergaueria* isp., niżej z drobnymi otoczkami piaskowca z limonitem, głęb. 1426,5 m, batoń. E. Piaskowiec bardzo drobnoziarnisty, mułowcowy, laminowany faliście ilowcem; w centrum skamieniałość śladowa *Bergaueria* isp., głęb. 1426,5 m, batoń, powiększenie zdjęcia D. F. Kontakt zlepienia jury środkowej (część górna) z triasem (część dolna) (kontakt wskazuje biała strzałka), głęb. 1427,1 m

Photographs of the Middle Jurassic and lowermost Oxfordian cores from the Maciejowice IG 1 borehole;
linear scale 1 cm

A. Spongeous limestone with white irregular cherts, depth 1391.2 m, the lowermost Oxfordian. B. Very fine-grained muddy sandstone, light grey, with sections of vertical and oblique *Ophiomorpha* isp., depth 1421.0 m, Bathonian. C. Coarse-grained calcareous sandstone with limonite in cement, depth 1420.4 m, Bathonian. D. Very fine-grained muddy sandstone, in the upper part with wavy lamination and *Bergaueria* isp. trace fossil, in the lower part with small sandstone pebbles with limonite, depth. 1426.5 m, Bathonian. E. Very fine-grained muddy sandstone with wavy lamination and *Bergaueria* isp. trace fossil, depth. 1426.5 m, Bathonian, enlarged photo D. F. Contact of the Middle Jurassic conglomerate (upper part) with Triassic rock (lower part) (white arrow show the contact), depth. 1427.1 m

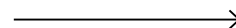
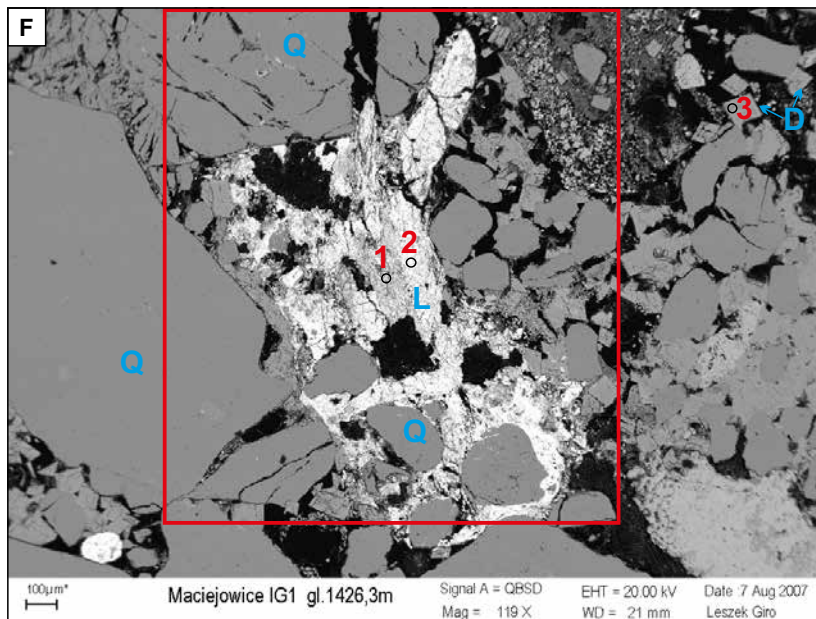
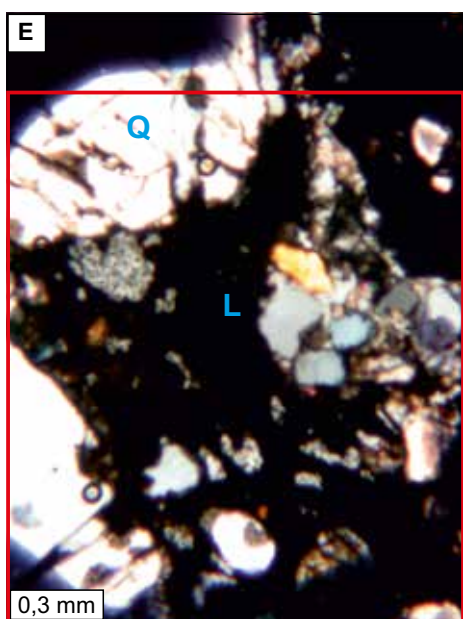
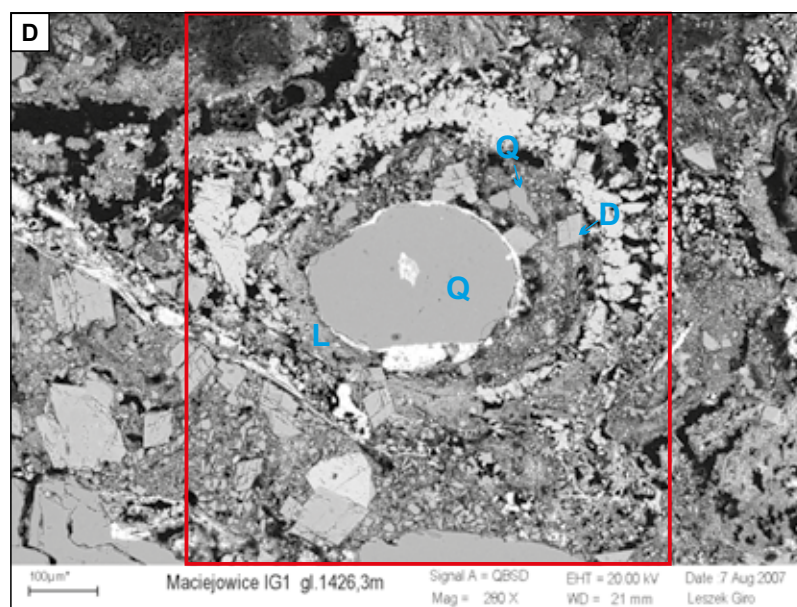
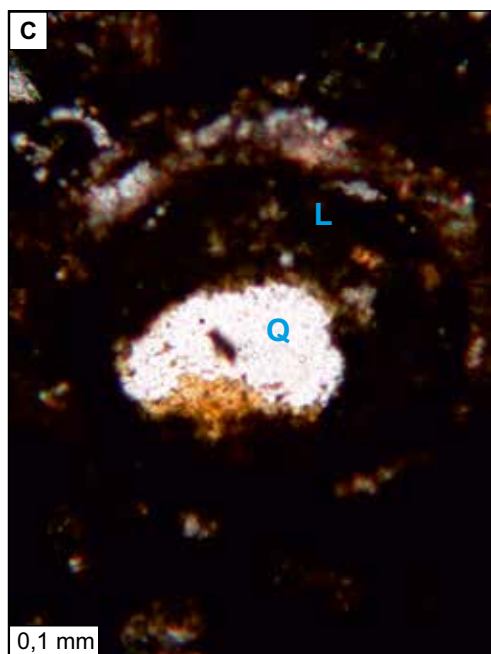
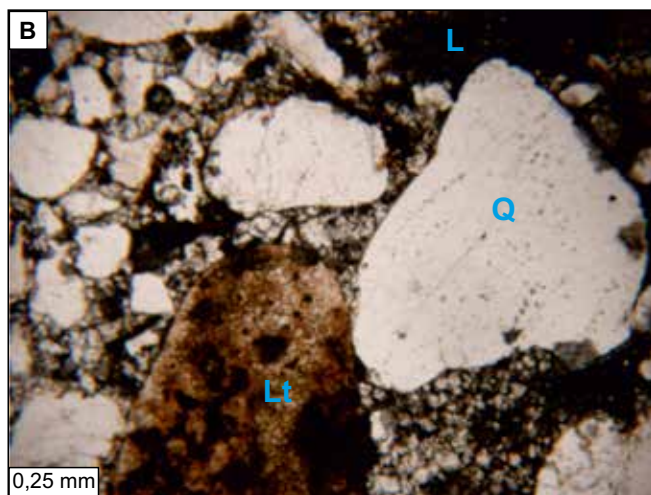
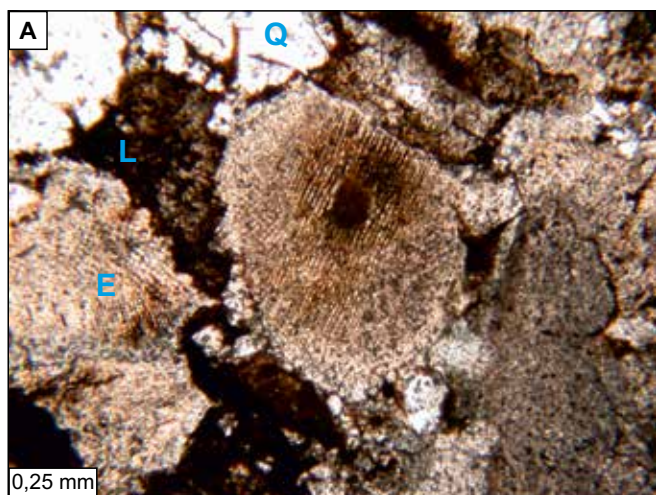


Fig. 32. Zdjęcia mikroskopowe płytek cienkich skal środkowojurajskich (batoń górny – kelowej) z otworu Maciejowice IG 1

A. Wapień piaszczysty z płytkami szkarłupni (E), ziarnami kwarcu (Q) i limonitem w spoiwie; głęb. 1420,4 m, batoń, bez analizatora. B. Piaskowiec kwarcowy, ziarna kwarcu (Q) różnej wielkości, fragment litoklasta (Lt), limonit w spoiwie (L); głęb. 1426,3 m, batoń, bez analizatora. C. Ooid żelazisty z ziarnem kwarcu (Q) w jądrze oraz korteksem zbudowanym z tlenków/wodorotlenków żelaza (L); głęb. 1426,3 m, batoń, bez analizatora. D. Piaskowiec kwarcowy, w centrum ooid żelazisty (czerwony prostokąt wskazuje obszar zdjęcia C), widoczna złożona budowa korteksu, w obrębie którego poza związkami żelaza (L) obecny jest pył kwarcowy (Q) oraz automorficzne kryształy dolomitu; głęb. 1426,3 m, batoń, SEM obraz BSE. E. Piaskowiec kwarcowy, ziarna kwarcu (Q) różnej wielkości, limonit w spoiwie (L); głęb. 1426,3 m, batoń, bez analizatora. F. Piaskowiec kwarcowy (czerwony prostokąt wskazuje obszar zdjęcia E), ziarna kwarcu (Q) różnej wielkości, pojedyncze kryształy dolomitu (D), spoiwo zbudowane z tlenków lub wodorotlenków żelaza; głęb. 1426,3 m, batoń, SEM obraz BSE; punkty z numerami 1–3 na zdjęciu wskazują miejsca wykonania mikroanaliz chemicznych

Photographs of thin sections of the Middle Jurassic rocks (Upper Bathonian – Callovian) from the Maciejowice IG 1 borehole

A. Sandy limestone with echinoids plates (E), quartz grains (Q) and limonite in cement (L); depth 1420.4 m, Bathonian, without analyser. B. Quartz sandstone with quartz grains (Q) of different sizes, part of lithoclast (Lt), limonite in cement (L); depth 1426.3 m, Bathonian, without analyser. C. Ferruginous ooid with quartz grain (Q) in the nucleus and cortex built of iron oxides or hydroxides (L); depth 1426.3 m, Bathonian, without analyser. D. Quartz sandstone; in central part a ferruginous ooid (red rectangle points area of photograph C) with complex structure of cortex in which iron compounds (L), quartz grains (Q) and automorphic dolomite crystals are present; depth 1426.3 m, Bathonian, SEM -BSE image. E. Quartz sandstone with quartz grains (Q) of different sizes and limonite in cement (L); depth 1426.3 m, Bathonian, without analyser. F. Quartz sandstone (red rectangle points area of photograph E); quartz grains (Q) of different sizes, single dolomite crystals (D), cement composed of iron oxides or hydroxides (L) are visible; depth 1426.3 m, Bathonian, SEM -BSE image; the points numbered 1 to 3 indicate spots of chemical microanalyses



współwystępowanie otwornicy *Trocholina conica* (Schlumberger) oraz małżoraczka *Parariscus octoporalis* Błaszczyk, stwierdzonych na głęb. 1410,5 m, w dolnej części kompleksu wapieni krynoidowych. Granicę

baton/kelowej postawiono więc w stropie marszu zawierającego wyżej wymienioną mikrofaunę. Pozycję tej granicy potwierdza również korelacja z otworem Magnuszew IG 1 (fig. 30).

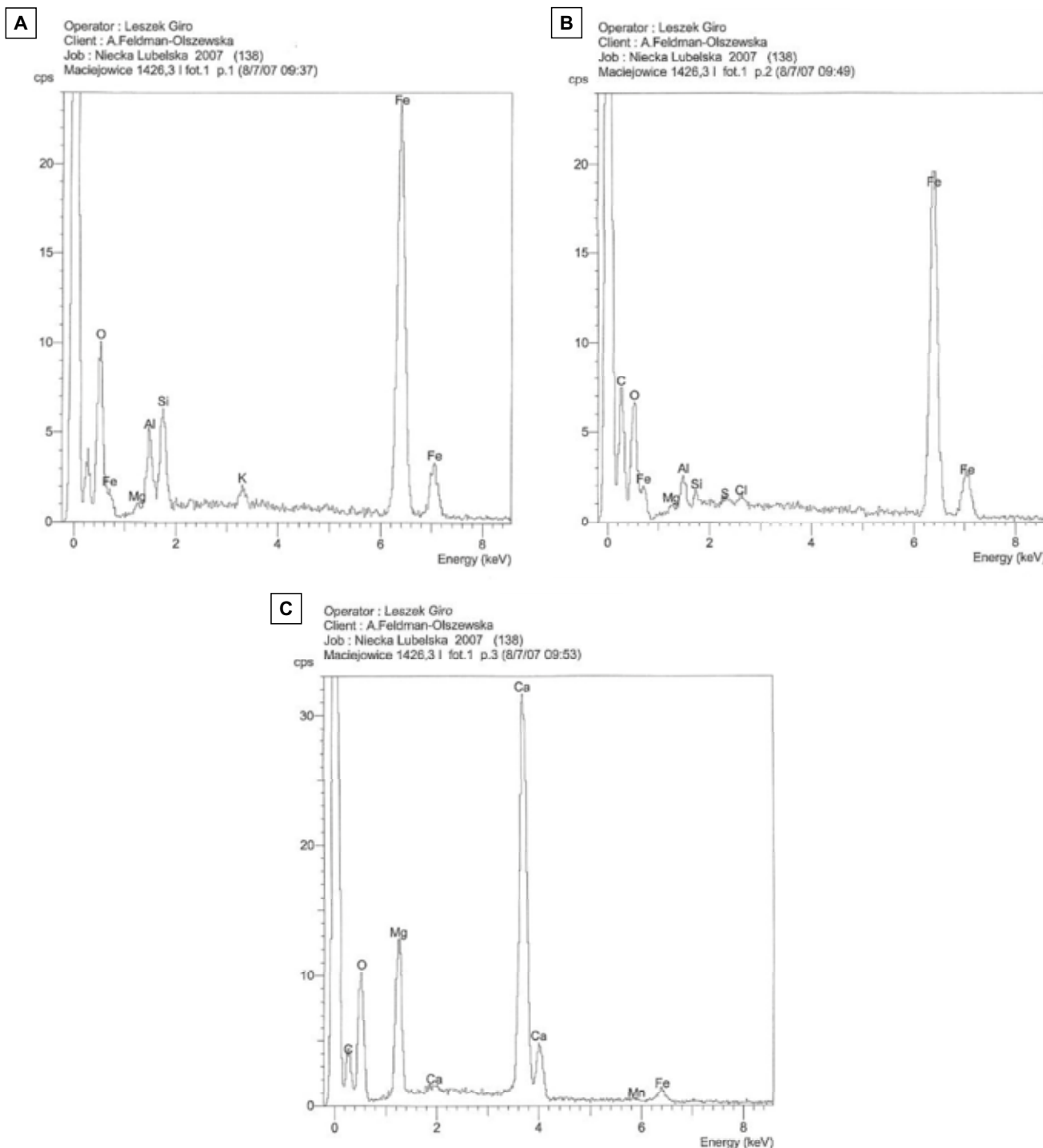
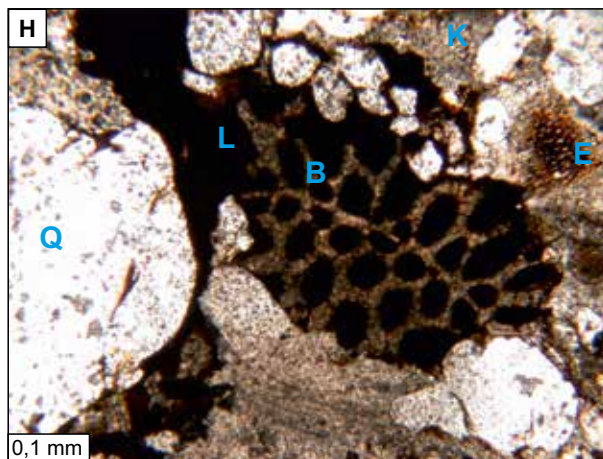
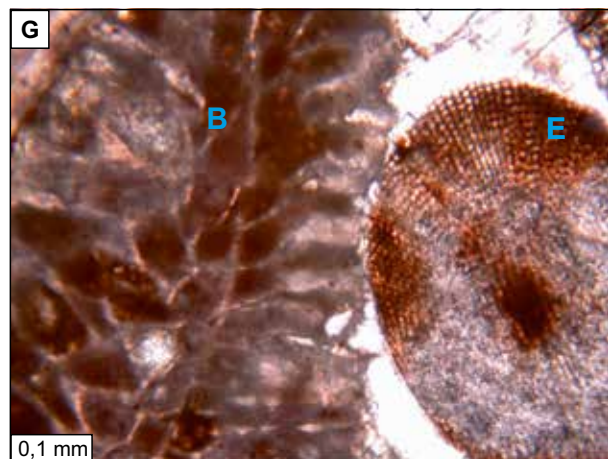
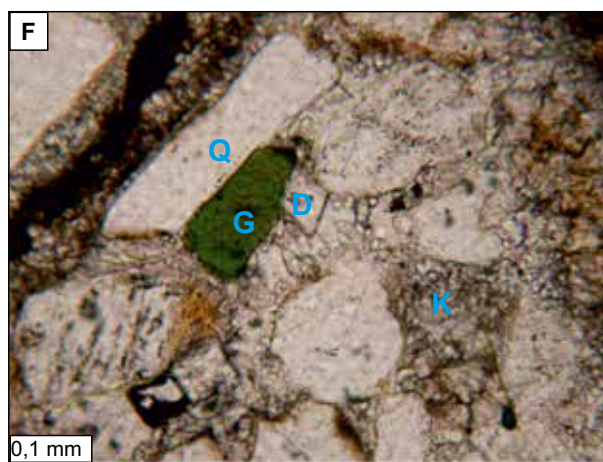
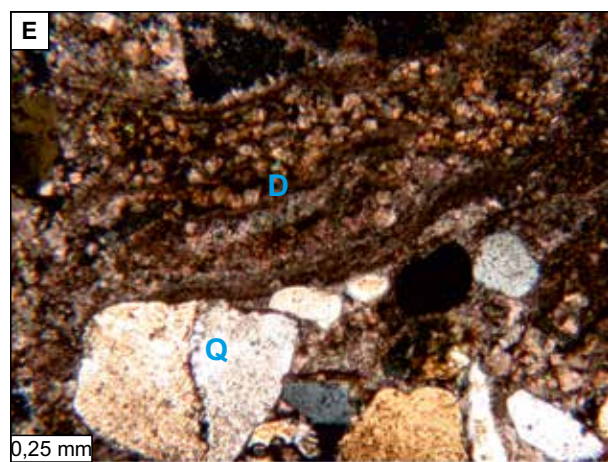
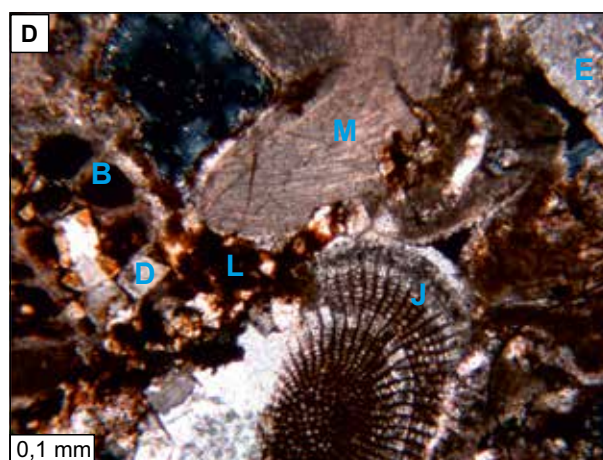
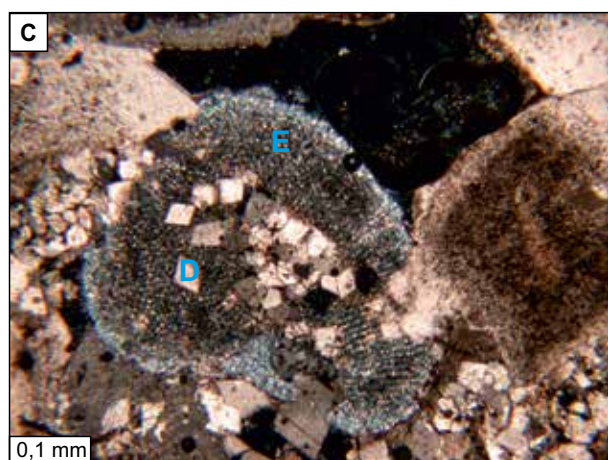
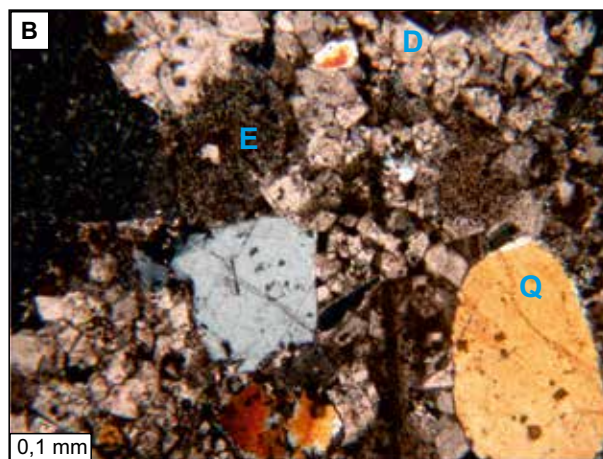
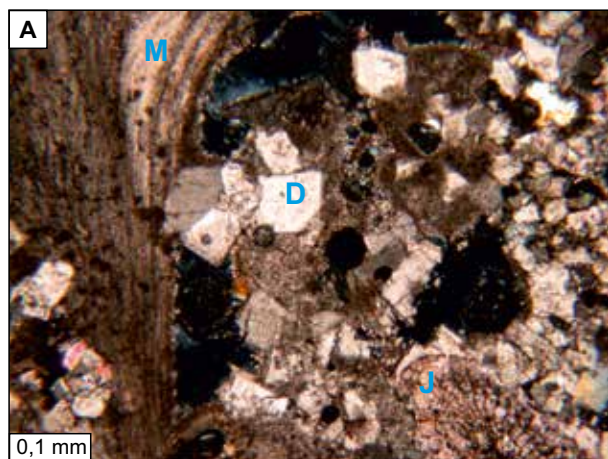


Fig. 33. Obraz widma EDS składu chemicznego limonitu (A) w punkcie 1, (B) w punkcie 2 oraz dolomitu (C) w punkcie 3; głęb. 1426,3 m, baton; położenie punktów zaznaczono na figurze 32F

Image of the EDS spectrum of the chemical composition of limonite (A) in point 1, (B) in point 2 and dolomite (C) in point 3; depth 1426.3 m, Bathonian. The position of the points is marked in Figure 32F



**Fig. 34. Zdjęcia mikroskopowe płytek cienkich skal środkowojurajskich (baton górny – kelowej)
z otworu Maciejowice IG 1**

A. Wapień organodetrytyczny, piaszczysty, dolomityczny z kolcem jeżowca (J), fragmentem muszli małża (M) oraz licznymi automorficznymi kryształami dolomitu (D), głęb. 1392,85 m, kelowej, bez analizatora. **B.** Wapień organodetrytyczny, piaszczysty, dolomityczny z płytką szkarłupnia (E), ziarnem kwarcu (Q), licznymi automorficznymi kryształami dolomitu (D), głęb. 1392,85 m, kelowej, skrzyżowane nikole. **C.** Wapień organodetrytyczny, krynowidowy, dolomityczny z płytkami szkarłupni (E) oraz licznymi automorficznymi kryształami dolomitu (D), głęb. 1392,85 m, kelowej, bez analizatora. **D.** Wapień organodetrytyczny, greinston; widoczne płytka szkarłupnia (E), kolec jeżowca (J), muszla małża (M), fragment mszywiola (B), pojedyncze kryształy dolomitu (D), limonit w spoiwie (L); głęb. 1395,7 m, kelowej, bez analizatora. **E.** Piaskowiec wapnisto-dolomityczny; widoczne w górnej części liczne drobne kryształy dolomitu (D), w dolnej ziarna kwarcu (Q); głęb. 1413,7 m, baton, skrzyżowane nikole. **F.** Piaskowiec wapnisto-dolomityczny; wśród ziaren kwarcu (Q) widoczne pojedyncze ziarno glaukonitu (G), nieliczne kryształy dolomitu (D), spoiwo kalcytowe (K), głęb. 1413,7 m, baton, bez analizatora. **G.** Wapień organodetrytyczny, krynowidowy; widoczna płytka szkarłupnia (E) i fragment mszywiola (B), głęb. 1412,5 m, baton, bez analizatora. **H.** Piaskowiec wapnisty; widoczne ziarna kwarcu (Q), fragment mszywiola (B) impregnowany limonitem (L), płytka szkarłupnia (E) oraz spoiwo kalcytowe (K), głęb. 1420,4 m, baton, bez analizatora

Photographs of thin sections of the Middle Jurassic rocks (Upper Bathonian – Callovian)
from the Maciejowice IG 1 borehole

A. Dolomitic organodetritic sandy limestone with echinoderm spin (J), bivalve shell (M) and numerous automorphic dolomite crystals (D), depth 1392.85 m, Callovian, without analyser. **B.** Dolomitic organodetritic sandy limestone with echinoid plate (E), quartz grain (Q), numerous automorphic dolomite crystals (D), depth 1392.85 m, Callovian, crossed polars. **C.** Dolomitic organodetritic crinoidal limestone with echinoids plates (E) and numerous automorphic dolomite crystals (D), depth 1392.85 m, Callovian, without analyser. **D.** Organodetritic limestone, grainstone with echinoid plate (E), echinoderm spin (J), bivalve shell (M), fragment of bryozoan (B), single dolomite crystals (D), limonite in cement (L), depth 1395.7 m, Callovian, without analyser. **E.** Calcareous-dolomitic sandstone; in the upper part numerous small dolomite crystals (D), in the lower part quartz grains (Q), depth 1413.7 m, Bathonian, crossed polars. **F.** Calcareous-dolomitic sandstone; single glauconite grain (G), few dolomite crystals (D) and calcite cement (K) are visible between quartz grains (Q), depth 1413.7 m, Bathonian, without analyser. **G.** Organodetritic crinoidal limestone; echinoid plate (E) and fragment of bryozoan (B) are visible, depth 1412.5 m, Bathonian, without analyser. **H.** Sandy limestone; quartz grains (Q), fragment of bryozoan (B) impregnated with limonite (L), echinoid plate (E) and calcite cement (K) are visible, depth 1420.4 m, Bathonian, without analyser



Kelowejski wiek kompleksu dokumentuje jedynie obecność fragmentów amonitów z rodzaju *?Kosmoceras*, stwierdzonych w wapieniu dolomitycznym tuż poniżej warstwy bulastej (głęb. rdzeniowa 1391,5–1391,7 m; na krzywej geofizycznej jej strop przypada na głęb. 1394 m). Pewną wątpliwość co do postawienia granicy pomiędzy jurą środkową i górną na głęb. rdzeniowej 1391,3 m budzi obecność otwornicy *Spirillina tenuissima* (Gümbel) na głębokości 1392,0 m. Smoleń i Iwańczuk (ten tom) stawiają tę granicę nieco niżej, wskazując, że wymieniona forma jest diagnostyczna dla oksfordu (Smoleń, Iwańczuk, 2018). Jednak Bielecka (1965, 1980) w opisie diagnostycznym tego gatunku podaje zasięg wiekowy począwszy od najwyższego keloweju. Taka interpretacja byłaby zgodna ze wspomnianą obecnością amonita *?Kosmoceras* sp. – rodzaju, którego zasięg nie przekracza granicy kelowej/oksford. Na kelowejski wiek kompleksu wapieni krynowidowych z limonitem wskazują również korelacje regionalne (Niemczycka, 1965), w tym m.in. stwierdzone w pobliskim otworze Magnuszew IG 1 otwornice *Lenticulina pseudocrassa* Mjatluk i *Lenticulina polonica* Wiśniowski oraz amonit *Kosmoceras ornatum* Schlotheim (Niemczycka, 1965, 1973) (fig. 30).

Jura górna występuje w otworze na głęb. 1025,5–1394,0 m (wg rdzenia 1023,0–1391,3 m). Jej miąższość wynosi 368,5 m (wg rdzenia 368,3 m). W profilu wydzielono trzy formacje: kraśnicką, bełżycką i głowaczowską, wiekowo obejmujące oksford i kimeryd (fig. 30). Ze względu na brak materiału rdzeniowego, w profilu otworu Maciejowice IG 1 nie wydzielono formacji koralowcowej, której kilkumetrowe miąższości stwierdzono w pobliskich otworach

Magnuszew IG 1 i Izdebnio IG 1. Ponieważ otwór Maciejowice IG 1 jest zlokalizowany w rejonie wyklinowywania się formacji koralowcowej, bez analizy materiału skalnego, nie jest możliwe potwierdzenie jej obecności jedynie na podstawie zapisu krzywych geofizycznych. W próbkach okruchowych również nie stwierdzono wapieni z koralami.

Formację kraśnicką tworzą wapień organodetrytyczny, gąbkowy, z szaroniebieskimi czertami (fig. 31A), glaukonitem i chlorytem oraz amonitami, belemnitami i szkarłupniami (krynowidami). Występuje ona na głęb. geofizycznej 1301,0–1394,0 m. Tylko dolna granica jest przedrzedniowana na głęb. 1391,3 m. Miąższość formacji wynosi 93,0 m (wg rdzenia 90,3 m).

Powyżej w profilu stwierdzono 198,5 m kompleks wapieni oolitowych i pelitowych, wydzielony jako **formacja bełżycka** (głęb. geofizyczna 1102,5–1301,0 m). Został on tylko fragmentarycznie przedrzedniowany w części środkowej. Z górnej i dolnej części tej formacji rdzenia nie pobrano.

Najwyższa część profilu jury górnej (głęb. geofizyczna 1025,5–1102,5 m) jest wykształcona jako margle oraz wapień margliste, reprezentujące **formację głowaczowską**. Jej miąższość wynosi 77,0 m. Margle są barwy szarej, zazwyczaj organodetrytyczne, z licznymi małżami (trigonię, mytilusy, egzogyry), nadającymi skale niekiedy charakter muszlowca, rzadziej z krynowidami oraz nielicznymi intraklastami wapieni, grudkami i ooidami. Wapień margliste są barwy od jasno- do ciemnoszarej, twarde, zwarte, niekiedy nieznacznie smugowane lub przerośnięte marglem. Występują w nich w różnej ilości szczątki małży, pojedyncze krynowidy, liczne intraklasty wapienno-margliste

i pseudoooidy. Miejscami skała ma charakter zlepu muszlowego z dużym udziałem materiału ilastego. Rzadko jest to wapień pelitowy o przełamie zadziorowatym.

Granica pomiędzy oksfordem i kimerydem jest niemożliwa do wyznaczenia w badanym profilu. Stwierdzona w nim mikrofauna otwornic i małżoraczków (Smoleń, Iwańczuk, ten tom) oraz korelacja stratygraficzna z pobliskimi otworami Magnuszew IG 1, Wilga IG 1, Warka IG 1 i Izdebnio IG 1 (fig. 30), pozwalają stwierdzić, że powyżej głęb. 1102,5 m występują utwory datowane na kimeryd dolny. Natomiast utwory występujące poniżej na głęb. 1102,5–1240,0 m uznano za niepewne pod względem stratygraficznym i reprezentujące przedział wiekowy oksford–kimeryd. W próbce okruchowej z głęb. 1240,0 m W. Bielecka stwierdziła obecność małżoraczka *Cytherella suprajurassica* Oertli oraz otwornicy *Quinqueloculina jurassica* Bielecka & Styk. W Polsce małżoracek ten jest znany z utworów oksfordu górnego i kimerydu, a w zachodniej Europie z kimerydu (Bielecka i in., 1980). Natomiast otwornica pojawia

się w poziomie *planula* (Smoleń, Iwańczuk, 2018), który został wydzielany w Polsce jako ostatni poziom oksfordu górnego, już po rewizji stratygraficznej granicy oksford/kimeryd w Europie subborealnej i submedyterańskiej (Wierzbowski i in., 2016), poziom ten wraz z poziomem *bimmatum* włączono do kimerydu dolnego. Próbką z głęb. 1240,0 m jest próbka okruchową pobraną z gryzera, a nie z rdzenia, nie można jednoznacznie stwierdzić, który dokładnie odcinek profilu ona datuje. W przybliżeniu można określić, że datuje ona utwory na głębokości pobrania lub płytszej.

W omawianym otworze Maciejowice IG 1 nie rozdzielono również kimerydu, ze względu na brak form jednoznacznie wskazujących na kimeryd górny. Jednak korelacja z pobliskimi otworami (fig. 30), w których stwierdzono obecność otwornic i małżoraczków kimerydu górnego, pozwala przypuszczać, że odcinek profilu na głęb. geofizycznej 1025,5–1054,0 m może również reprezentować utwory tego wieku.

Jolanta SMOLEŃ, Jolanta IWAŃCZUK

WYNIKI BADAŃ MIKROPALEONTOLOGICZNYCH UTWORÓW JURY ŚRODKOWEJ I GÓRNEJ

Ustalenie biostratygrafii na podstawie mikrofauny, środkowo- i górnójurajskich serii osadowych, w profilu otworu Maciejowice IG 1 jest oparte o ekspertyzy archiwalne wykonane przez Bielecką i Styk (w: Żelichowski i in., 1977). Wynika to z faktu, że zachowały się jedynie nieliczne materiały źródłowe w postaci próbek z mikrofauną. Osady jury środkowej i górnej przewiercono w znacznym stopniu bezrdzeniowo, dlatego do badań mikropaleontologicznych pobrano tylko 73 próbki z głęb. 1013,0–1428,4 m. W niniejszym rozdziale zespół mikrofauny, opisany w ekspertyzach archiwalnych przez W. Bielecką i O. Styk, został zrewidowany pod względem taksonomicznym oraz zastosowano aktualne podziały stratygraficzne. Głębokości próbek są podawane za Bielecką i Styk (w: Żelichowski i in., 1977).

Jura środkowa

Próbki pochodzące z głęb. 1393,9–1428,4 m zawierają nieliczną mikrofaunę oraz pokruszone i źle zachowane szczątki makrofauny. Są to głównie juvenilne muszle ślimaków, kolce jeżowców oraz inne elementy szkieletowe szkarłupni. W próbce z głęb. 1410,5 m oznaczono otwornicę *Trocholina conica* (Schlumberger), kilka okazów *Lenticulina* sp. oraz małżoraczka *Pararisuss octoparalis* Błaszcyk oraz inne nieoznaczalne małżoraczki, a na głęb. 1415,0 m oznaczono pojedynczy okaz *Palaeomiliolina cze-stochoviensis* (Pazdro). Opisane taksony jednoznacznie wskazują na batoński wiek osadów. W profilu Maciejowice IG 1 zbadana mikrofauna nie daje podstaw do wydzielenia granicy między jurą środkową i górną, tak więc nie została ona udokumentowana mikropaleontologicznie.

Jura górna

Jak wynika z analizy materiałów archiwalnych, wyższe partie profilu jury w otworze Maciejowice IG 1, z których pobrano próbki do badań mikropaleontologicznych, zawierają niezbyt liczną mikrofaunę. Z osadów formacji krańcickiej, głównie wapieni organodetrytycznych i gąbkowych, pobrano 6 próbek z głęb. 1384,5–1392,0 m. W większości z nich stwierdzono występowanie licznych igieł gąbek, elementów szkieletowych szkarłupni, muszli juvenilnych ślimaków, fragmentów muszli ślimaków oraz fragmentów innej makrofauny. Obecność kilku okazów otwornic, należących do gatunku *Spirillina tenuissima* (Gümbel) odnotowano na głęb. 1392,0 m. Gatunek ten jest powszechnie znany w utworach całego oksfordu, a najliczniej występuje w oksfordzie dolnym i środkowym (Smoleń, Iwańczuk, 2018).

W osadach formacji bełżyckiej, głównie wapieniach pelitowych i oolitowych, mikrofauna jest niezwykle uboga i została stwierdzona jedynie w kilku próbkach, pochodzących z górnej części formacji. W dokumentacji wynikowej otworu osady całej formacji bełżyckiej zaliczono do oksfordu (części oksfordu środkowego i górnego) przez Niemczycką (w: Żelichowski i in., 1977). Jednakże, uwzględniając najnowsze wytyczne stratygraficzne dotyczące przebiegu granicy oksfordu z kimerydem, wydaje się, że część z tych osadów może być zaliczona do kimerydu (Wierzbowski i in., 2015, 2016). Dotyczy to głęb. powyżej 1280,0 m. W próbkach z głęb. 1280,0 i 1240,0 m występują zespoły otwornic i małżoraczków nie notowane w niższych partiach profilu. Wśród małżoraczków pojawia się gatunek *Cytherella suprajurassica* Oertli znany z osadów kimerydu dolnego. Wśród otwornic zanotowano obecność gatunków:

Pseudolamarckina obliquicamerata Dulub i *Quinqueloculina jurassica* Bielecka et Styk, które pojawiają się w osadach na Niżu Polskim w poziomie *Planula* (Smoleń, Iwańczuk, 2018). Według najnowszej klasyfikacji stratygraficznej poziom *Planula*, który w starszych opracowaniach stratygraficznych wyróżniano w oksfordzie górnym, obecnie wskazuje na kimeryd dolny (m.in. Wierzbowski, Matyja, 2014; Wierzbowski i in., 2015, 2016). Stosując powyższy schemat stratygraficzny w odniesieniu do otworu Maciejowice IG 1, należy uznać, że zespoły mikrofaunistyczne obecne w próbkach z głęb. 1280,0 i 1240,0 m są zespołami dolnokimerydzkimi.

Najwyższą część jury reprezentuje formacja głowaczowska, z której do badań mikropaleontologicznych pobrano 10 próbek z głęb. 1024,7–1100,0 m. Formację tę budują głównie wapienie i margle organodetrytyczne z licznymi kolcami jeżowców, fragmentami łodyg liliowców, detrytusem muszli małży i ślimaków oraz nielicznymi liścio-nogami i zębami ryb. Występująca w próbkach mikrofauna otwornicowa i małżoraczkowa wskazuje na dolnokimerydzki wiek osadów, brak jest w nich form typowych dla

późnego kimerydu. Wśród otwornic odnotowano obecność gatunków powszechnie znanych z osadów kimerydu dolnego (Bielecka, Styk, 1966, 1968): *Astacolus varians* (Bornemann), *Spirillina infima* (Strickland), *Trocholina solecensis* Bielecka et Pożaryski, *Lenticulina münsteri* (Roemer), *Eoguttulina liassica* (Strickland), *Astacolus matutina* (d'Orbigny), *Haplophragmoides* sp., *Dentalina* sp., a także gatunku *Lenticulina infravolgensis* (Furssenko et Polenova), który pojawia się na Niżu Polskim w osadach najwyższej części kimerydu dolnego (Smoleń, Iwańczuk, 2018). Na kimeryd dolny wskazuje także obecność takich gatunków małżoraczków jak *Orthonotacythere interrupta* Triebel czy *Amphicythere confundens* Oertli (Bielecka i in., 1976). Razem z powyższymi taksonami występują gatunki małżoraczków o szerszym zasięgu stratygraficznym jak – *Cythereella suprajurassica* Oertli czy *Schuleridea triebeli* (Steghaus). W profilu Maciejowice IG 1 brak jest osadów wyższej jury górnej, a ponad formacją głowaczowską leżą iłowce i mułowce margliste należące do hoterywu dolnego (Leszczyński, ten tom).

KREDA

Krzysztof LESZCZYŃSKI

LITOLOGIA I STRATYGRAFIA KREDY Z ELEMENTAMI PALEOGEOGRAFII

W otworze Maciejowice IG 1 występuje zarówno kreda dolna, jak i kreda górna. Profil opracowano głównie na podstawie krzywych geofizyki wiertniczej, analizy próbek okruszowych, ekspertyz mikropaleontologicznych i informacji uzyskanych z innych otworów wiertniczych odwier-

conych w rejonie pogranicza niecki warszawskiej i lubelskiej, przede wszystkim Magnuszew IG 1 i Izdebno IG 1. Porównanie miąższości poszczególnych pięter kredy zaprezentowano w tabeli 23.

Tabela 23

Porównanie miąższości (w metrach) pięter kredy w otworach Maciejowice IG 1, Magnuszew IG 1 (Krassowska, 1973) i Izdebno IG 1 (CBDG, 2008)

Comparison of thicknesses (in metres) of Cretaceous stages in the Maciejowice IG 1, Magnuszew IG 1 (Krassowska, 1973) and Izdebno IG 1 (CBDG, 2008) boreholes

Chronostratygrafia Chronostratigraphy		Litostratygrafia Lithostratigraphy		Maciejowice IG 1	Magnuszew IG 1	Izdebno IG 1
Mastrycht	górny			232,5	260,0	348,0
	dolny			111,0	87,6	
Kampan	górny			175,0	81,7	144,0
	dolny				136,0	
Santon	górny			136,0	145,6	112,0
	dolny				85,0	
Koniak górny				44,0	48,0	38,0
Koniak dolny–turon				85,0	2,5	79,0
Cenoman				20,0	24,1	16,0
Alb górny				2,5	3,2	3,5
Alb środkowy–dolny		formacja mogileńska	ogniwo kruszwickie	14,5	4,5	7,5
Hoteryw	górny	formacja białobrzaska		–	6,5	–
	dolny			3,5	7,5	3,0
Walanżyn górny					11,5	-
Kreda				824,0	904,0	751,0

Kreda dolna

W profilu otworu Maciejowice IG 1 kreda dolna zalega bezpośrednio na utworach kimerydu jury górnej, a luka stratygraficzna obejmuje tu najwyższą jurę górną oraz znaczną część kredy dolnej od beriasu po walanżyn dolny. Utwory kredy dolnej są tu słabo rozpoznane. Na podstawie interpretacji pomiarów geofizycznych głębokość ich zalegania określono na 1005,0–1025,5 m (miąższość 20,5 m). Z interwału tego pobrano jedynie 0,6 m rdzenia, co stanowi ok. 3% profilu reprezentowanego w tym otworze przez alb górny, prawdopodobnie alb środkowy i dolny (ogniwo kruszwickie formacji mogileńskiej) oraz hoteryw dolny–walanżyn górny (formacja białobrzaska).

Hoteryw dolny–walanżyn górny (formacja białobrzaska)

Dolna część profilu kredy dolnej (1022,0–1025,5 m) jest reprezentowana przez ciemnoszare mułowce i iłowce, prawdopodobnie wapniste o miąższości zaledwie 3,5 m, zaliczone do formacji białobrzaskiej (Marek, Raczyńska, 1979). Niewielka miąższość oraz brak jakichkolwiek danych z rdzeni wiertniczych uniemożliwiają wiarygodne określenie wieku tych utworów. W zależności od interpretacji krzywych profilowań geofizycznych oraz regionalnych koncepcji paleogeograficznych były one zaliczane albo do hoterywu dolnego (Marek, 1977a, b, 1983a) albo do walanżynu górnego (Marek, 1983b, c). Utwory obu tych podpięter są wykształcone w tym regionie w postaci utworów silikoklastyczno-węglanowych płytkiego szelfu.

Otwór Maciejowice IG 1 odwiercono na obszarze tzw. tektonicznego bloku Magnuszewa (Marek, 1983a). Płytkie morze późnego walanżynu-hoterywu miało tu charakter oscylacyjno-ekspansywny i wiązało się z przekraczającym ułożeniem coraz to młodszych warstw, a jednocześnie różną wielkością erozji, zachodzącej prawdopodobnie po hoterywie, a przed transgresją albu. Dlatego też istnieje tu luka obejmująca piętra barrem, apt, a być może również najniższą część albu.

Alb ?dolny–środkowy (ogniwo kruszwickie formacji mogileńskiej)

Powyżej domniemanego walanżynu górnego–hoterywu na głęb. 1007,5–1022,0 m (miąższość 14,5 m) zalegają utwory piaszczyste zaliczone, na podstawie korelacji paleogeograficznej i przesłanek regionalnych, do ogniwa kruszwickiego formacji mogileńskiej, identyfikowanego z albem dolnym i środkowym (Raczyńska, 1979; Marek, Raczyńska, 1979). Z interwału tego pobrano jeden odcinek rdzenia z uzyskiem 0,6 m. Występują tu szare i szarobrazowe piaszczowce (piaski) drobnoziarniste, miejscami średnioziarniste, nieco zailone, kwarcowe, bardzo słabo zwięzłe, z dużą domieszką muskowitu i pyłu węglowego. Utwory te są bezwapienne. Powstały w strefie płytkiego szelfu. Najprawdopodobniej w otworze Maciejowice IG 1 nie występują skały niższych ogniw formacji mogileńskiej: pagórczańskiego

(?barrem) i goplańskiego (?apt), co jest wynikiem przypuszczalnej erozji na aktywnym tektonicznie bloku w rejonie otworu Magnuszew IG 1.

Alb górny

Alb górny wydzielono na głęb. 1005,0–1007,5 i ma miąższość zaledwie 2,5 m. W spągu występują tu utwory silikoklastyczne płytkiego szelfu – drobnoziarniste z domieszką średnioziarnistych piaszczowców kwarcowych. W próbkach okruchowych stwierdzono obecność obtoczonych ziaren kwarcu, pojedynczych ziaren glaukonitu, a także szarobrazowego klastu fosforytowego, piaszczystego, kulistego (średnica 1,5 cm) z również występującymi obtoczonymi, drobnoziarnistymi ziarnami kwarcu oraz pojedynczymi ziarnami glaukonitu. Powyżej warstwy piaszczowcowej leżą prawdopodobnie utwory piaszczysto-margliste, na co wskazuje zapis karotażowy i regionalne rozpoznanie litologiczne w sąsiednich otworach wiertniczych. Również w próbkach okruchowych spotyka się pojedyncze okruchy szarych margli wielkości ok. 2 cm. Pojawienie się utworów węglanowych z coraz mniejszą zawartością materiału klastycznego, może wskazywać, że powstały one z daleka od strefy brzegowej, w pogłębiającym się zbiorniku morskim. Utwory albu górnego są związane z szybko postępującą transgresją morską, która w późnej kredzie objęła cały obszar Niżu Polskiego.

Kreda górna

Z profilu kredy górnej nie pobrano żadnego rdzenia. Dlatego profil litologiczny opracowano na podstawie analizy próbek okruchowych, pomiarów geofizyki wiertniczej i informacji uzyskanych z otworów wiertniczych Magnuszew IG 1 i Izdebno IG 1. Oparto się również na ekspertyzie mikropaleontologicznej otwornic zidentyfikowanych w próbkach okruchowych przez Witwicką (w: Żelichowski i in., 1977). W otworze Maciejowice IG 1 kreda górna występuje na głęb. 201,5–1005,0 i ma miąższość 803,5 m.

Górnokredowa morska seria węglanowa rozpoczyna się utworami **cenomanu** występującymi na głęb. 985,0–1005,0 m. Mają one miąższość 20,0 m i są reprezentowane w dolnej części (5,0 m) przez wapienie margliste, a w górnej (15,0 m) przez wapienie z wkładkami wapieni marglistych o wyższej zawartości CaCO_3 . Na głęb. 1000,0 m pomierzono zawartość CaCO_3 , która wynosi 81,5%.

Utwory **turonu** oraz **koniaku dolnego** zostały wydzielone na głęb. 900,0–985,0 m, a ich miąższość wynosi 85,0 m. W dolnej części (11,0 m) występują wapienie, podobne do leżących poniżej w cenomanie. W otworze Magnuszew IG 1 w tym odcinku profilu w rdzeniach stwierdzono występowanie wapieni inoceramowych i wapieni oligosteginowych (Krassowska, 1973). Na tej podstawie możemy sądzić, że w charakteryzowanym otworze Maciejowice IG 1 również występują podobne skały. W wyższej części (74,0 m) przypuszczalnie są spotykane jasnoszare i białe wapienie margliste, a w dolnych partiach – wapienie

margliste z oligosteginami. Pomierzone zawartości CaCO_3 wahają się od 50,5 do 83,8%.

W profilu **koniaku górnego** (856,0–900,0 m; miąższość 44,0 m) również dominują białe wapienie margliste, ale z przeławiczeniami margli.

Santon występuje na głęb. 720,0–856,0 m, a jego miąższość wynosi 136,0 m. Ten odcinek profilu jest reprezentowany przez wapienie margliste z nielicznymi czertami oraz prawdopodobnie z przewarstwieniami opok marglistych. Zawartość CaCO_3 wynosi 54,5–70,5%.

Kampan wydzielono na głęb. 545,0–720,0 m i ma miąższość 175,0 m. W niższej części profilu jest wykształcony jako szarobiałe wapienie margliste z czertami, a w wyższej części występują także wkładki margli. Zawartość CaCO_3 zmienia się w granicach 56,5–83,5%. Na podstawie oznaczeń otwornic w próbkach okruchowych, Wierny (ten tom) stwierdziła, że początek kampanu dolnego wyznacza próbka z głęb. 760,0 m, a piętro kampanskie sięga do próbki z głębokości 520,0 m. Należy zaznaczyć, że informacje z próbek okruchowych, jako mało wiarygodne, nie mogą być podstawą do wyznaczania granic poszczególnych pięter, a jedynie dokumentują obecność skał danego wieku w profilu.

Bardziej urozmaicony litologicznie jest profil **mastrychtu**. Piętro to ma największą miąższość spośród wszystkich górnokredowych – 343,5 m – co świadczy o zwiększonej subsydencji w basenie na tym obszarze. W jego obrębie wydzielono mastrycht dolny (na głęb. 434,0–545,0 m, miąższość 111,0 m) oraz mastrycht górny (na głęb. 201,5–434,0 m, miąższość 232,5 m). Profil ma-

strychtu dolnego jest trójdzielny. W spągu występuje jeszcze seria szarobiałych i szarych wapieni marglistych (37,0 m), z krzemieniami, w górnej części z wkładkami margli. Środkowa część (40,0 m) jest zbudowana z białych margli o zawartości CaCO_3 60–65%. W górnej części, po raz pierwszy w profilu, pojawia się biała kreda piszcząca marglista (34,0 m), która zawiera do 84% CaCO_3 , w interwale na głęb. 223,5–434,0 m. Powyżej, aż do stropu kredy na głębokości 201,5 m, występują opoki margliste, drobnoporowate oraz opoki zwarte, o mniejszej zawartości CaCO_3 (ok. 50%).

Na granicy mastrychtu górnego i paleocenu występuje najprawdopodobniej przerwa sedymentacyjna. W profilu otworu Magnuszew IG 1 w stropie mastrychtu górnego, w obrębie opoki stwierdzono przerost wapienia uznanego za odpowiednik twardego dna (Krassowska, 1973). Na podstawie oznaczeń otwornic, Wierny (ten tom) stwierdziła występowanie mastrychtu dolnego w próbkach z głęb. 360,0–500,0 m, a mastrychtu górnego w próbkach z głęb. 220,0–340,0 m.

W profilu kredy górnej dominują wapienie margliste i wapienie (ok. 55%), którym towarzyszą opoki, margle i kreda piszcząca, na którą przypada ok. 30% całego profilu. Osady węglanowe powstawały w czasie spokojnej sedymentacji morskiej na głębszym szelfie, na obszarze oddalonym od źródła materiału klastycznego. Opoki w mastrychcie wskazują na zwiększoną dostawę krzemionki, w związku ze zbliżającym się obszarem lądowym, zwiastując zanik późnokredowego basenu sedymentacyjnego.

Weronika WIERNY

WYNIKI BADAŃ MIKROPALEONTOLOGICZNYCH UTWORÓW KREDY

Niniejszy rozdział powstał na podstawie archiwalnego opracowania mikropaleontologicznego, wykonanego przez E. Witwicką w 1977 r. (w: Żelichowski i in., 1977). Przy jego tworzeniu wykorzystano wyniki oryginalnej analizy ilościowo-jakościowej zespołów otwornicowych. Nowelizacji poddano niektóre nazwy otwornic (tab. 24), zmieniono oznaczenia trzech gatunków (tab. 25) oraz uwspółcześiono stratygrafię wynikającą z zasięgów ich występowania.

Przedstawiając graficznie zakres rozprzestrzenienia omawianych gatunków zrezygnowano z podawania ich ilości, uwzględniając jedynie ich występowanie lub absencje zaobserwowane i przedstawione w oryginalnym opracowaniu przez E. Witwicką (tab. 26).

Z otworu Maciejowice IG 1 do badań mikropaleontologicznych wykorzystano 48 próbek okruchowych pobranych w interwale głęb. 130,0–1000,0 m. Stan zachowania wyróżnionych w materiale otwornic E. Witwicka oceniła na stosunkowo dobry. Jednak w licznych próbkach stwierdziła, oprócz gatunków przewodnich dla danego poziomu, także otwornice przewodnie dla poziomów młodszych. Okazów tych nie brała pod uwagę przy rozważaniach stratygraficz-

nych, uznając je za zanieczyszczenia powstałe w wyniku osypywania się ścian otworu, podczas wykonywania wiercenia. W tabeli 26 okazy uważane za kontaminację oznaczono symbolem „+”, pozostałe natomiast przedstawia znak „x”. Ponadto, taksony istotne dla wyznaczenia granic pięter zapisano pogrubioną czcionką: „x”. E. Witwicka granice między piętrami postawiła w obrębie 20-metrowych interwałów dzielących poszczególne próbki, podkreślając jednak małą dokładność tak wyznaczonych granic.

Przy ustalaniu granic E. Witwicka posłużyła się dodatkowo porównaniem miąższości poszczególnych pięter kredy z sąsiednim profilem otworu Magnuszew IG 1 (Gawor-Biedowa, 1973). W profilu otworu Maciejowice IG 1 E. Witwicka wyróżniła następujące piętra kredy górnej: cenoman, turon „beta”, emszer, santon, kampan, mastrycht dolny i górny oraz niższy paleocen.

W niniejszym rozdziale, zaktualizowano wyznaczone pierwotnie piętra kredowe, wyróżniając w obrębie kredy górnej: cenoman, turon, koniak, santon, kampan dolny, środkowy i górny oraz mastrycht dolny i górny. W tabeli 26 podano głębokości próbek, w których zespoły otwornicowe

Tabela 24

Aktualizacja nazw gatunkowych wybranych otwornic

Update of species names of selected foraminifera

Gatunek / Species		Literatura / References	
Witwicka, 1977 (w: Żelichowski i in., 1977)	niniejsze opracowanie / this paper	oryginalny opis gatunku: original description of species:	synonimika zastosowana w niniejszym opracowaniu, za source of synonymy for this paper
<i>Gavelinella cenomanica</i> (Brotzen)	<i>Berthelina cenomanica</i> (Brotzen, 1945)	Brotzen, 1945	Holbourn, Kaminski, 1997
<i>Bolivina gigantea</i> Wicher, 1949	<i>Coryphostoma crassum</i> (Vasilenko, Miatliuk, 1947)	Wicher, 1949	Beckmann, 1994
<i>Bolivina incrassata</i> Reuss	<i>Coryphostoma incrassatum</i> (Reuss, 1851)	Reuss, 1851	Bolli i in., 1994
<i>Bolivinoidea paleocenica</i> (Brotzen)	<i>Swiecickina paleocenica</i> (Brotzen, 1948)	Brotzen, 1948	Georgescu, 2018
<i>Bulimina paleocenica</i> Brotzen, 1948	<i>Pyramidina minuta</i> (Marsson, 1878)	Brotzen, 1948	Gawor-Biedowa, 1992
<i>Cibicides commatus</i> Morozova, 1954	<i>Cibicoides commatus</i> (Vasilenko, 1954)	Vasilenko, 1954	Gawor-Biedowa, 1992
<i>Cibicides gorbenkoi</i> Akimez	<i>Cibicoides gorbenkoi</i> (Akimets, 1961)	Akimets, 1961	Beniamowski, 2008
<i>Cibicoides involuta</i> (Reuss)	<i>Cibicoides involutus</i> (Reuss, 1851)	Reuss, 1851	Gawor-Biedowa, 1992
<i>Cibicoides voltziana</i> (d'Orbigny)	<i>Cibicoides voltzianus</i> (d'Orbigny, 1840)	d'Orbigny, 1840	Gawor-Biedowa, 1992
<i>Gavelinella baltica</i> Brotzen	<i>Berthelina baltica</i> (Brotzen, 1942)	Brotzen, 1942	Tyszka, 2006
<i>Globorotalites micheliniana</i> (d'Orbigny)	<i>Globorotalites michelinianus</i> (d'Orbigny, 1840)	d'Orbigny, 1840	Gawor-Biedowa, 1980
<i>Globorotalites multisepta</i> (Brotzen)	<i>Globorotalites multiseptus</i> (Brotzen, 1936)	Brotzen, 1936	Vasilenko, 1961
<i>Globotruncana contusa</i> (Cushman)	<i>Contusotruncana contusa</i> (Cushman, 1926)	Cushman, 1926	Smith, Pessagno, 1973
<i>Globotruncana coronata</i> Bolli	<i>Marginotruncana coronata</i> (Bolli, 1945)	Bolli, 1945	Pessagno, 1967
<i>Globotruncana cretacea</i> (d'Orbigny)	<i>Archaeoglobigerina cretacea</i> (d'Orbigny, 1840)	d'Orbigny, 1840	Falsoni, Bartolini, 2021
<i>Globotruncana fornicata</i> Plummer	<i>Contusotruncana fornicata</i> (Plummer, 1931)	Plummer, 1931	Huber i in., 2017
<i>Globotruncana marginata</i> (Reuss)	<i>Marginotruncana marginata</i> (Reuss, 1845)	Reuss, 1845	Pessagno, 1967
<i>Stensioeina clementiana</i> (d'Orbigny)	<i>Gavelinella clementiana</i> (d'Orbigny, 1840)	d'Orbigny, 1840	Dubicka, Peryt, 2014
<i>Stensioeina granulata</i> Olbertz	<i>Protostensioeina granulata</i> (Olbertz, 1942)	Olbertz, 1942	Dubicka, Peryt, 2014
<i>Stensioeina polonica</i> Witwicka	<i>Protostensioeina polonica</i> (Witwicka, 1958)	Witwicka, 1958	Dubicka, Peryt, 2014

Tabela 25

Zmiany oznaczeń wybranych otwornic

Changes in taxonomic marking of selected foraminifera

Witwicka, 1977 (w: Żelichowski i in., 1977)		Niniejsze opracowanie / This paper	
gatunek / species	literatura / references	gatunek / species	literatura / references
<i>Globotruncana bulloides</i> Vogler	Vogler, 1941	<i>Marginotruncana marginata</i> (Reuss)	Reuss, 1845
<i>Globotruncana linneiana</i> (d'Orbigny)	d'Orbigny, 1839	<i>Marginotruncana pseudolinneiana</i> Pessagno	Pessagno, 1967
<i>Globotruncana tricarinata</i> (Quereau)	Quereau, 1893	<i>Marginotruncana desioi</i> (Gandolfi)	Gandolfi, 1955

Pionowe zasięgi występowania otwornic w utworach kredowych otworu Maciejowice IG 1 (Witwicka w: Żelichowski i in., 1977 – zmienił)
Vertical ranges of foraminifera in the Upper Cretaceous of the Maciejowice IG 1 borehole (Witwicka in Żelichowski *et al.*, 1977 – slightly changed)

[illegible]

x – zaobserwowane gatunki / species observed; x – najważniejsze taksony / most important taxons; + – zanieczyszczenia / contamination

pozwalają na interpretację ich wieku, rozdzielając próbki różnowiekowe linią przerywaną.

Rozmieszczenie mikrofauny i interpretacja stratygraficzna

Cenoman

Utwory cenomanu były dobrze udokumentowane jedynie w próbce z głęb. 1000,0 m dzięki obecności zespołu otwornic przewodnich dla tego piętra: *Berthelina cenomanica* (Brotzen), *Berthelina baltica* (Brotzen), *Gavelinella lodziensis* Gawor-Biedowa i *Cibicidoides gorbenkoi* (Aki-mets). Pierwszy z wymienionych gatunków jest znany w Polsce z albu górnego i cenomanu. Kolejne występują od albu górnego do turonu. Znalezione obok nich gatunki z pięter wyższych, jak *Stensioeina exsculpta* (Reuss), *Stensioeina pommerana* Brotzen i *Marginotruncana marginata* (Reuss), oznaczona pierwotnie jako *Globotruncana bulloides* Vogler, uznano za zanieczyszczenia (Witwicka w: Żelichowski i in., 1977).

Turon

Początek turonu wyznaczono za Witwicką (w Żelichowski i in., 1977) na podstawie zaniku gatunków: *Berthelina cenomanica* (Brotzen), *Berthelina baltica* (Brotzen), *Gavelinella lodziensis* Gawor-Biedowa (tab. 26). W próbkach z otworu Maciejowice IG 1 nie znaleziono mikrofauny typowej dla niższej części turonu. Występowanie gatunków przewodnich dla jego wyższej części (powyżej połowy poziomu *Inoceramus lamarcki*) stwierdzono już od głęb. 980,0 m. Wszystkie wyróżnione w próbce otwornice, oprócz uznanych przez E. Witwicką za zanieczyszczenia *Stensioeina exsculpta* (Reuss), *Gavelinella stelligera* (Marie) i *Protostensioeina granulata* (Olbertz) spotyka się dopiero w wyższej części turonu.

W próbce z głęb. 960,0 m pojawia się typowa dla wyższej części turonu *Marginotruncana pseudolinneiana* Pes-sagno 1967 (Peryt i in., 2022), oznaczona pierwotnie jako *Globotruncana linneiana* (d'Orbigny). Do zanieczyszczeń natomiast zaliczono *Stensioeina exsculpta* (Reuss), *Gavelinella stelligera* (Marie), *Stensioeina gracilis* Brotzen, *Protostensioeina polonica* (Witwicka) i *Gavelinella clementiana* (d'Orbigny), a w próbce z głęb. 940,0 m – *Stensioeina pommerana* Brotzen, *Gavelinella stelligera* (Marie) i *Stensioeina gracilis* Brotzen

Koniak

Początek piętra wyznaczono w niniejszym rozdziale na podstawie pierwszego wystąpienia *Protostensioeina granulata* (Olbertz) (tab. 26; Walaszczyk i in., 2022). Od głęb. 920,0 m zaczyna się zwarty zasięg występowania *Stensioeina exsculpta* (Reuss), pojawiającej się zwykle w środkowej części koniak (Dubicka, Peryt, 2014). W omawianych próbkach E. Witwicka znalazła stosunkowo liczne zanieczyszczenia. W próbce z głęb. 920,0 m zaliczyła do nich

następujące gatunki: *Stensioeina pommerana* Brotzen, *Protostensioeina polonica* (Witwicka), *Gavelinella clementiana* (d'Orbigny) i *Cibicidoides involutus* (Reuss). Próbką z głęb. 900,0 m była zanieczyszczona okazami *Cibicidoides involutus* (Reuss), a próbka z głęb. 880,0 m – *Stensioeina gracilis* Brotzen.

Santon

Początek santonu w niniejszym rozdziale przyjęto na podstawie pojawienia się *Protostensioeina polonica* (Witwicka) (tab. 26; Walaszczyk i in., 2016). Próbką z głęb. 860,0 m była zanieczyszczona okazami *Stensioeina pommerana* Brotzen i *Contusotruncana fornicata* (Plummer). W próbce z głęb. 840,0 m zanotowano ostatnie wystąpienie *Stensioeina praeexsculpta* Keller Ms. Obie te próbki zakwalifikować można do niższej części santonu. Kolejne próbki, w interwale głęb. 780,0–820,0 m zawierały gatunki wskazujące na wyższą część tego piętra: *Stensioeina pommerana* Brotzen i *Stensioeina gracilis* Brotzen (Dubicka, Peryt, 2014; Walaszczyk i in., 2016). Wyraźnych zanieczyszczeń w próbkach santonkich E. Witwicka nie stwierdziła.

Kampan dolny

Początek kampanu dolnego wyznacza próbka z głęb. 760,0 m, na podstawie pierwszego wystąpienia otwornicy *Gavelinella clementiana* (d'Orbigny) (tab. 26; Walaszczyk i in., 2016). Ponadto w profilu zanikają obserwowane wcześniej gatunki z rodzaju *Marginotruncana*, a w próbce z głęb. 740,0 m pojawia się *Globotruncana arca* (Cushman) (Peryt i in., 2022). Na głęb. 720,0 m znaleziono *Cibicidoides involutus* (Reuss) pojawiający się w najwyższej części dolnego kampanu (Dubicka, Peryt, 2014; Walaszczyk i in., 2016).

Kampan środkowy

Początek podpiętra wyznaczono na podstawie zaniku *Gavelinella stelligera* (Marie) oraz rozkwitu *Cibicidoides involutus* (Reuss) (tab. 26; Dubicka, Peryt, 2014; Walaszczyk i in., 2016). Materiał otwornicowy był w tej części profilu stosunkowo mało zanieczyszczony. Jako zanieczyszczenie E. Witwicka potraktowała jedynie 5 okazów *Angulogavelinella gracilis* (Marsson) w próbce z głęb. 700,0 m.

Kampan górny

Granicę między kampanem środkowym a górnym wyznaczono pomiędzy próbkami z głęb. 620,0 i 600,0 m, na podstawie pierwszego pojawienia się gatunku *Coryphostoma incrassatum* (Reuss) w niższej z nich (Peryt, Dubicka, 2015). Na głębokości 540,0 m zanotowano pojawienie się *Angulogavelinella gracilis* (Marsson) występującej w wyższej części kampanu górnego (Peryt, Dubicka, 2015) (tab. 26).

Mastrycht dolny

W niniejszym rozdziale początek mastrychtu dolnego przyjęto w połowie zasięgu *Angulogavelinella gracilis* (Marsson), w momencie pojawienia się *Pseudovigerina cristata* (Maarson), a więc w próbce z głęb. 500,0 m (tab. 26; Schönfeld, 1990; Peryt, Dubicka, 2015). W próbkach zaobserwowano bogaty zespół otwornic bentonicznych.

Mastrycht górny

Początek mastrychtu górnego, wyznaczony próbką z głęb. 340,0 m, przyjęto na podstawie ostatniego wystąpienia *Stensioeina pommerana* Brotzen na głęb. 360,0 m (tab. 26; Keutgen, 2018). Utwory górnej części mastrychtu

udokumentowane są do głęb. 220,0 m poprzez występowanie w próbkach następujących gatunków: *Cibicidoides involutus* (Reuss), *Coryphostoma incrassatum* (Reuss) i *Gavelinella gankinoensis* (Neckaja).

W zespole otwornic stwierdzonym w próbkach powyżej, aż do głęb. 130,0 m, Witwicka (w: Żelichowski i in., 1977) opisała natomiast gatunki wspólne dla mastrychtu górnego i paleocenu: *Gavelinella danica* (Brotzen), *Paralabamina toulmini* (Brotzen), *Gavelinella sahlstroemi* (Brotzen), *Pyramidina minuta* (Marsson) i *Cibicidoides commatus* (Vasilenko). Ostatni z tych gatunków bywa licznie reprezentowany w Polsce w najwyższym mastrychcie, danie i paleocenie (Pożaryska, 1965, str. 130). W badanym materiale nie wyróżniono jednak gatunków przewodnich wyłącznie dla danu.

PALEOGEN I NEOGEN

Jacek R. KASIŃSKI

LITOLOGIA I ZARYS PRZEBIEGU DEPOZYCJI

Istniejący w dokumentacji wynikowej otworu (Żelichowski i in., 1977) profil litologiczny osadów kenozoicznych, oparty na opisie próbek okruchowych, jest bardzo skrótowy i zgeneralizowany. W celu bardziej szczegółowego opisu litologii poszczególnych jednostek litostratygraficznych posłużyliśmy się uzupełniającymi danymi z pobliskich otworów kartograficznych: Dąbrówki Grabnowolskie, Jasieniec, Magnuszew, Studzianki, Wilga (Sarnacka, 1980; Kasiński, 2019).

Paleogen

Formacja puławska danu o miąższości 85,5 m (głęb. 116,0–201,5 m) reprezentuje najstarsze utwory paleogenu w otworze Maciejowice IG 1. Jest to kompleks morskich utworów, w skład którego wchodzi opoki margliste z drobnymi pseudomorfozami po spikulach gąbek i niewielką domieszką glaukonitu. Obocznie, np. w profilu otworu Magnuszew IG 1, w tej pozycji występują także przeławicenia margli i opok oraz pakiety mułowców (Sarnacka, 1980). Osady danu zalegają tu penakordantnie na utworach kredy górnej (Hansen i in., 1989). Wiek podobnych osadów na obszarze centralnej Polski określono na podstawie występowania gatunku *Crania* cf. *brattenburgica geulhemensis* Krutzyer et Meije, na paleocen dolny (Brotzen, Pożaryska, 1957), co zostało potwierdzone w nieodległym otworze Dąbrówki Grabnowolskie (Giel, 1971). Powyżej leży kompleks szarych geiz, porowatych, o miąższości 49,0 m, z licznymi pseudomorfozami po spikulach gąbek oraz domieszką glaukonitu i przeławiczeniami margli. Z końcem danu miała miejsce regresja zbiornika morskiego, który istniał tu w późnej kredzie aż do początku paleogenu.

Występujące w profilu otworu Maciejowice IG 1 na głęb. 85,7–116,0 m utwory **formacji mosińskiej dolnej** oli-

gocenu dolnego (miąższość 30,3 m) są wykształcone w postaci szarych piasków drobnoziarnistych, kwarcowych oraz szarozielonych mułków piaszczystych, w których jest spotykany glaukonit. Na głęb. 104,0–105,0 m występuje warstwa szarozielonego iłu z glaukonitem.

Utwory oligocenu dolnego poprzedza znaczna luka stratygraficzna, obejmująca wyższy paleocen (od zelandu) i cały eocen. Utwory eocenu środkowego i górnego, niekiedy bursztynonośne, zachowały się na południowy wschód od rejonu Maciejowice (Kosmowska-Ceranowicz i in., 1990; Kasiński, Tolkanowicz, 1999; Piwocki, 2004). Tu natomiast pod koniec eocenu zaznaczyła się jedynie krótkotrwała ingresja morska o charakterze pulsacyjnym, a po jej ustąpieniu nastąpił rozwój procesów erozyjnych, które doprowadziły do zniszczenia stosunkowo cienkich osadów eocen-skich. Kolejna transgresja w najniższym rupelu, postępująca od zachodu, rozwijała się w kilku fazach (Piwocki, Kasiński, 1995). Osady opisanej wyżej formacji mosińskiej dolnej reprezentują zespół transgresywnych systemów depozycyjnych, z charakterystyczną transgresywną warstwą gruboziarnistego piasku kwarcowego. W oligocenie górnym (szat) w rejonie Maciejowice dominowały procesy erozji i denudacji.

Neogen

Na głęb. 45,0–85,7 m występuje kompleks mułków formacji adamowskiej miocenu środkowego o miąższości 40,7 m (reinbek górny; por. Piwocki, Ziemińska-Tworzydło, 1995). Budujące formację mułki są zawęglone, a miejscami są w nich obecne drobne okruchy węgla brunatnego i uwęglony detrytus roślinny. W spągu formacji, na głęb. 80,0–85,7 m występuje warstwa piasku kwarcowego drobnoziarnistego, zailonego, a na głęb. 50,0–55,0 m

warstwa czarnego iltu węglistego. W piaskach powszechnie występują warstwowania przekątne wielkoskalowe, płaskie i rynnowe, które powstały w czasie sedimentacji w korytach rzecznych. Natomiast iltu węgliste i mułki zawęglone reprezentują środowisko starorzeczy z depozycją ilasto-

-mułowo-organiczną, które powstały na równi aluwialnej w wyniku zmiany biegu koryt. Powyżej scharakteryzowane utwory zawęglone można uznać za ekwiwalent sedimentacyjny IIA lubińskiego pokładu węgla brunatnego.

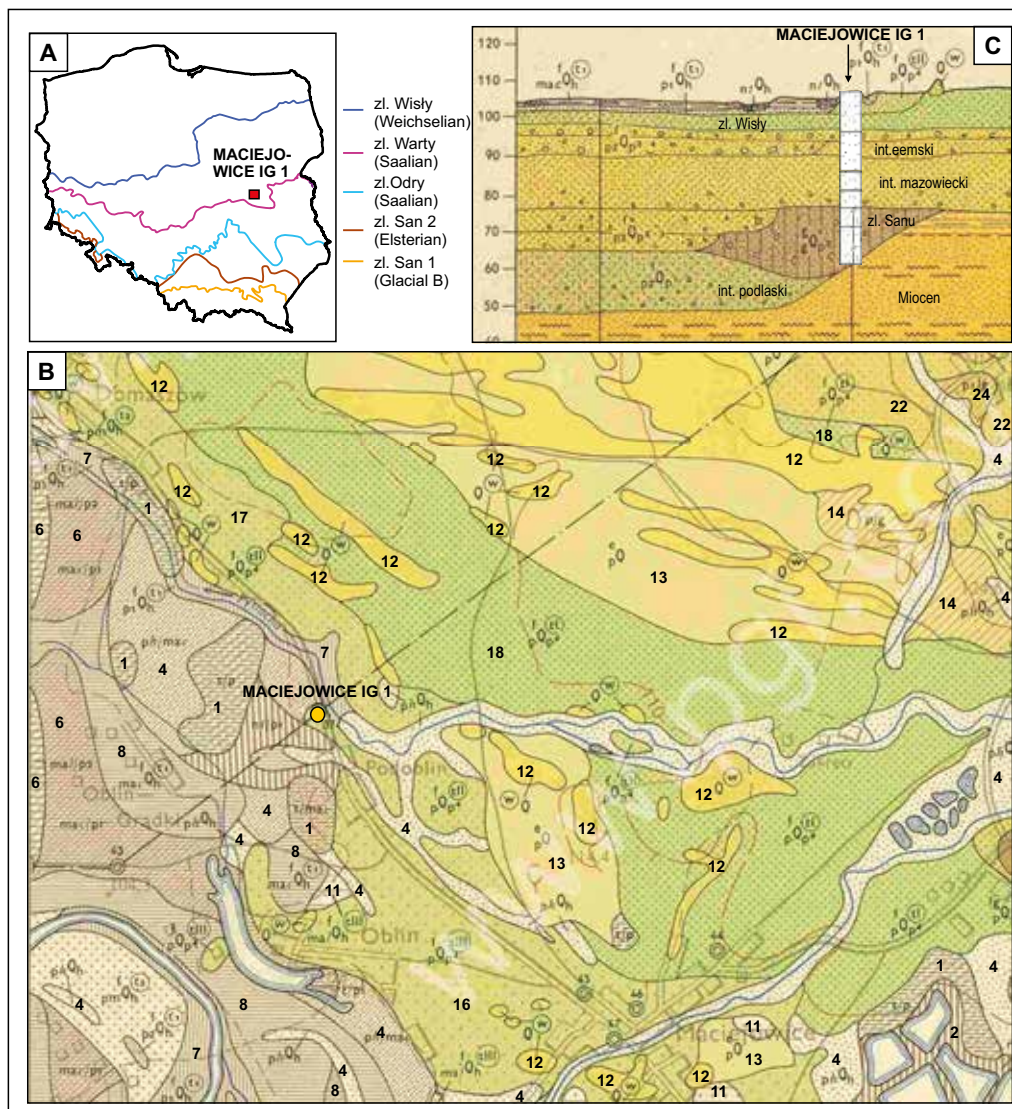


Fig. 35. Lokalizacja otworu Maciejowice IG 1

A. Na tle mapy Polski z zasięgami zlodowaceń oraz ich korelacją z podziałem zachodnioeuropejskim (w nawiasach; wg Lindnera i in., 2013). **B.** Na Szczegółowej Mapie Geologicznej Polski (SMGP) w skali 1 : 50 000 ark. Łaskarzew (wg Sarnackiej, 1987). **C.** Na przekroju geologicznym AB do SMGP 1 : 50 000 ark. Łaskarzew (fragment, wg Sarnackiej, 1987).

Objaśnienia wydzieleń na mapie geologicznej na fig. 35B (wg Sarnackiej, 1987, zmienione): 1 – torfy, 2 – namuły torfiaste, 4 – piaski humusowe i namuły den dolinnych, 6, 7, 8 – mułki piaszczyste tarasów zalewowych rzeki trzech generacji, 11, 16, 18 – mułki piaszczyste tarasów nadzalewowych trzech generacji, 12 – piaski eoliczne w wydmach, 13 – piaski eoliczne, 14 – eluwia piaszczyste glin zwałowych, 22, 24 – piaski i żwiry wodnolodowcowe dwóch generacji

Location of the Maciejowice IG 1 borehole

A. On the map of Poland with glacial ranges and correlation of glaciation with the Western Europe (in brackets; after Lindner *et al.*, 2013). **B.** On the Detailed Geological Map of Poland in scale 1 : 50 000 Łaskarzew sheet (after Sarnacka, 1987). **C.** On the geological cross section AB (part of the section after Sarnacka, 1987).

Explanations for geological map in fig. 35B (after Sarnacka, 1987, modified): 1 – peat, 2 – peaty muddy, 4 – peaty sands and muddy of the valley bottoms; 6,7,8 – sandy silt of floodplain terraces of three generations, 11, 16, 18 – sandy silt of supra-inundation terraces of three generations, 12 – aeolian sands in the dunes, 13 – aeolian sands, 14 – eluvial sandy of tills, 22, 24 – glaciifluvial sands and gravels of two generations

CZWARTORZĘD

Joanna Rychel

KORELACJA STRATYGRAFICZNA OSADÓW CZWARTORZĘDU

Otwór badawczy Maciejowice IG 1 jest zlokalizowany w Polsce centralnej, w obrębie mezoregionu Dolina Środkowej Wisły, 106 m n.p.m. Został wykorzystany (nr 37) przy opracowaniu Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski (SMGP) 1 : 50 000 ark. Łaskarzew (636) (Sarnacka, 1987, 1990) i znajduje się na głównym przekroju geologicznym do tej mapy. Otwór ten jest usytuowany w pradolinie Piły–Wieprza–Krzny, w obrębie wydzielienia powierzchniowego piasków rzecznych, budujących wyższy taras nadzalewowy Wisły (falenicko-otwocki) (fig. 35A, B).

W profilu pionowym wiercenia Sarnacka (w: Żelichowski i in., 1977) udokumentowała 45 m osadów czwartorzędowych. Są to (od dołu ku górze): gliny zwałowe, ciemnoszare o miąższości 10 m (głęb. 35,0–45,0 m) i gliny zwałowe, piaszczyste ze żwirem, szarozielone o miąższości 6 m (głęb. 29,0–35,0 m). Powyżej zalegają piaski różnoziarniste ze żwirem, o miąższości 4,0 m (głęb. 25,0–29,0), szare, następnie piaski różnoziarniste ze żwirem o średnicy do 2,0 cm, ze skał lokalnych z południa Polski (granity, piaskowce, krzemienie, menility i lidyty) o miąższości 5,0 m (głęb. 20,0–25,0 m), jasnoszare i wyżej piaski różnoziarniste o miąższości 10,0 m (głęb. 10,0–20,0 m) ze żwirem skał lokalnych o średnicy 1,5 cm, również jasnoszare. Są one nadbudowane piaskami różnoziarnistymi ze żwirem kwarcowym i piaskowcowym o średnicy do 0,5 cm o miąższości 9,6 m, jasnoszarymi.

Korelacja stratygraficzna odnosi się do otworu kartograficznego Grądku (nr 43) oddalonego o 1,6 km na SW. Obydwa otwory umieszczono na przekroju geologicznym AB biegnącym z SW na NE przez arkusz Łaskarzew SMGP (fig. 35C). Otwór ten wykonano na potrzeby SMGP. Udokumentowane w nim osady poddano badaniom litologiczno-petrograficznym (Pruszek, Fert, 1986), które stanowiły podstawę do ich podziału stratygraficznego.

W otworze Maciejowice IG 1, bezpośrednio na mulkach węglistych miocenu zalegają na głęb. 29,0–45,0 m

(61,0–77,0 m n.p.m.) gliny zwałowe o miąższości 16 m, które zaliczono do zlodowacenia południowopolskiego Sanu (MIS12), datowanego na ok. 440–477 tys. lat temu (Railsback i in., 2015) (fig. 35C, 36; Sarnacka, 1990). Serię glacialną nadbudowuje na głębokości 20,0–29,0 m (77,0–86,0 m n.p.m.) rzeczna seria z interglacjału mazowieckiego (MIS11), datowanego na ok. 440–365 tys. lat temu (Railsback i in., 2015). Seria rzeczna składa się z dwóch cykli sedimentacyjnych c-d (Sarnacka, 1987), a jej miąższość wynosi 9 m. Nad nią, na głęb. 10,0–20,0 m (96,0–86,0 m n.p.m.), występuje rzeczna seria interglacialna o miąższości 10,0 m z okresu interglacjału eemskiego (MIS5e), datowanego na ok. 116–132 tys. lat temu (Railsback i in., 2015). Powyżej, od głęb. 10,0 m (96,0–106,0 m n.p.m) do powierzchni terenu, opisano serię piasków różnoziarnistych, budującą tarasy nadzalewowe Wisły: otwocki (10,0–15,0 m n.p. rzeki) i falenicki (7,5–10 m n.p. rzeki). Ich powstanie wiąże się z akumulacyjną działalnością wód w chłodnych okresach zlodowacenia Wisły (MIS2-5d) w okresie od 116 do 12 tys. lat temu, które objęło tylko północną Polskę. Powyższa interpretacja (Sarnacka, 1987, 1990) przyjmuje możliwość wypełnienia doliny kopalnej, widocznej w podłożu czwartorzędu, w okresie od interglacjału podlaskiego (MIS21–17) (kromerskiego) po zlodowacenie północnopolskie Wisły, czyli od ok. 867 do 12 tys. lat. W profilu zachowały się jedynie najstarsze gliny zdeponowane przez lądolód zlodowacenia południowopolskiego (Sanu) oraz trzy serie piaszczyste, naniesione kolejno przez rzeki podczas interglacjału mazowieckiego i eemskiego oraz przez Wisłę. Koncepcja taka zakłada więc, że każda rzeka interglacialna erodowała cały pakiet osadów, poprzedzającego ją zlodowacenia. Analogiczną sytuację wypełnienia pradoliny Wisły w rejonie Kozienic opisuje Żarski (1992, 1996), w rejonie Osiecka – Tomaszczyk (2017) oraz w rejonie Warszawy – Sarnacka (1992).