

STRATYGRAFIA I ZRÓŻNICOWANIE FACJALNE JURY GÓRNEJ NA PRZYKŁADZIE PROFILI OTWORÓW WIERTNICZYCH CIANOWICE 2 I TROJANOWICE 2 (POGRANICZE WYŻYNY OLSKIEJ I ROWU KRZESZOWICKIEGO)

UPPER JURASSIC STRATIGRAPHY AND FACIES DIFFERENTIATION – A CASE STUDY OF THE CIANOWICE 2 AND TROJANOWICE 2 BOREHOLES (OLKUSZ UPLAND AND KRZESZOWICE GRABEN BORDERLAND)

BRONISŁAW A. MATYJA¹, PIOTR ZIÓŁKOWSKI¹

Abstrakt. Przedstawiono wyniki badań utworów jury górnej w dwóch pełnordzeniowych profilach wierceń, które opracowano przy realizacji „Zintegrowanego programu płytkich wierceń badawczych dla rozwiązania istotnych problemów budowy geologicznej Polski”. Utwory jury górnej reprezentują megafację gąbkową. Profil otworu wiertniczego Trojanowice 2 charakteryzuje biohermalny obszar facjalny w obrębie całej przewierconej części profilu oksfordu (od oksfordu dolnego do najniższej części poziomu Bimammatum oksfordu górnego). Profil Cianowice 2 charakteryzuje basenowy obszar facjalny (miedzybiohermalny basen Korzkwi) w obrębie niemal kompletnego stratygraficznie oksfordu. Znaczne różnice reliefu dna zbiornika wykazane na podstawie precyzyjnej biostratygrafii predysponowały do różnego rodzaju ruchów masowych. Utwory reprezentujące efekty takich ruchów rozpoznano w wyższej części profilu Cianowice 2. Stwierdzono, że zróżnicowanie na dwa wymienione powyżej obszary facjalne rozpoczęło się z początkiem późnego keloweju. Określono gęstość mumii gąbkowych w biohermie otworu wiertniczego Trojanowice 2. Zmieniała się ona od kilku do 63 mumii na metr bieżący profilu. W liczącym 201 m profilu doliczono się 2199 „generacji” gąbek krzemionkowych. Dla tego samego profilu wiercenia obliczono skrócenie profilu wapieni biohermalnych w wyniku procesu rozpuszczania pod ciśnieniem (stylolityzacji wzdłuż płaszczyzn poziomych). Minimalne skrócenie, obliczane jako amplituda stylolitu, wyniosło średnio 11,6%.

Słowa kluczowe: megafacja gąbkowa, gęstość gąbek, kompakcja chemiczna, jura górna.

Abstract. We present the results of research in two Upper Jurassic drill core sections which were conducted with in the frames of “Integrated research program of shallow drillings to solve the major problems of geology of Poland”. The sections represent the Upper Jurassic sponge megafacies. The Trojanowice 2 drill core records the biohermal Oxfordian facies (from the Lower Oxfordian to the lowermost part of Bimammatum Zone of the Upper Oxfordian). The Cianowice 2 section is characterized by a facies typical of interbiohermal basins (Korzkiew Basin) and shows a nearly complete Oxfordian stratigraphic section. Significant differences of the sea bottom relief shown by the precise biostratigraphic method, evoked various types of mass movements. Rocks representing the effects of such movements have been recognized in the upper part of the Cianowice 2 drill core. The differences between the two regions mentioned above are evident from the beginning of the Late Callovian. We have determined the density of the sponge mummies in the Trojanowice 2 drill core. It varied from a few to 63 mummies per 1 metre of the section. In the 201-m long profile, a total of 2199 “generations” of siliceous sponges were found. In the same profile, we calculated the shortening of the limestone thickness as a result of pressure dissolution (along a horizontal plane). The minimal shortening, calculated as the stylolite amplitude, was averagely 11.6%.

Key words: sponge megafacies, sponge density, chemical compaction, Upper Jurassic.

¹ Uniwersytet Warszawski, Wydział Geologii, Instytut Geologii Podstawowej, ul. Żwirki i Wigury 93, 02-089 Warszawa;
e-mail: matyja@uw.edu.pl, pziolkow@uw.edu.pl

WSTĘP

Profile otworów wiertniczych opracowano przy realizacji „Zintegrowanego programu płytkich wierceń badawczych dla rozwiązania istotnych problemów budowy geologicznej Polski”. Były one zlokalizowane w pobliżu północnej krawędzi Rowu Krzeszowickiego (fig. 1). Wykonano je głównie w celu

rozpoznania budowy geologicznej krakowskiego odcinka strefy uskoku Kraków–Lubliniec biegnącej w podłożu utworów jurajskich. Otwór wiertniczy Trojanowice 2 jest zlokalizowany w północnej części arkusza Kraków *Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski* w skali 1:50 000 (Rut-

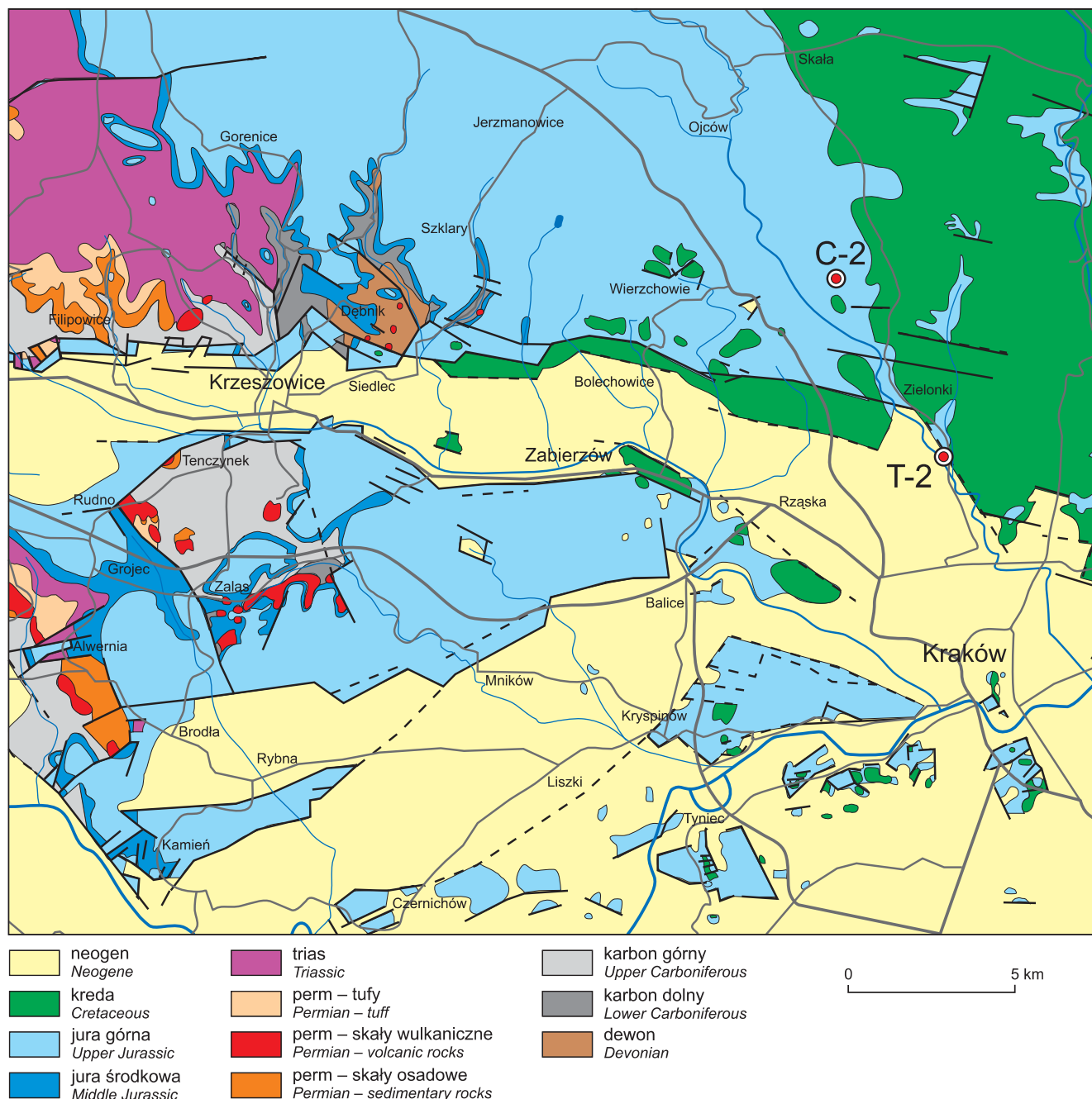
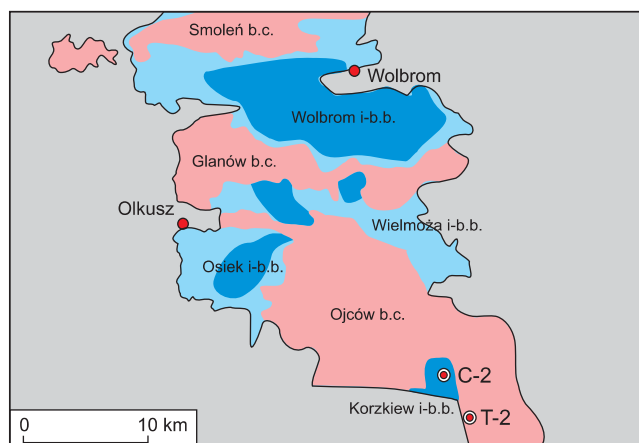


Fig. 1. Lokalizacja otworów wiertniczych Trojanowice 2 (T-2) i Cianowice 2 (C-2) na tle budowy geologicznej okolic Krakowa (wg Gradzińskiego, 1993)

Location map of the investigated boreholes (C-2 – Cianowice 2 and T-2 – Trojanowice 2) on the geological map of the Kraków vicinity (after Gradziński, 1993)

Fig. 2. Lokalizacja otworów wiertniczych Trojanowice 2 i Cianowice 2 na tle rozprzestrzenienia górnourajskich zespołów biohermalnych (b.c. – różowe) i basenów międzybiohermalnych (i-b.b. – jasno- i ciemnoniebieskie) (wg Matyi, Wierzbowskiego, 2004; Ziółkowskiego, 2007)

Distribution of biohermal complexes (b.c. – pink) and interbiohermal basins (i-b.b. – light and dark blue) in the Kraków Upland (after Matyja, Wierzbowski, 2004; supplemented by Ziółkowski, 2007) with location of the investigated Trojanowice 2 and Cianowice 2 boreholes



kowski, 1992), a otwór Cianowice 2 jest umiejscowiony w południowej części arkusza Skala *Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski* w skali 1:50000 (Płonczyński, 2007). W paleogeografii późnej jury profil Trojanowice 2 nawiązuje wy-

kształceniem facjalnym do zespołu biohermalnego Ojcowa, a profil Cianowice 2 charakteryzuje dobrze następstwo utworów w wyróżnionym przez Ziółkowskiego (2007) basenie Korzkwi (fig. 2).

AKTUALNY STAN ROZPOZNANIA OBSZARU BADAŃ

Z jednej strony ze względu na zakres artykułu, a z drugiej na bogatą literaturę problematyki późnourajskiej odnoszącej się do obszaru południowej części Wyżyny Krakowskiej, aktualny stan rozpoznania ograniczono ściśle do badanego obszaru.

Oprócz nielicznych wzmianek w starszych pracach (m.in. Siemiradzki, 1922), pierwsze szczegółowe opracowanie utworów jury górnej badanego obszaru wykonał Bukowy (1956). Oprócz facji wapieni skalistych (nieuławiconych wapieni gąbkowych), która „od poziomu z *Peltoceras transversarium* sięga do astartu” (*op. cit.*, s. 48), Bukowy wyróżnił wapienie wyraźnie uławicone facji gąbkowej, wapienie nieuławicone z częstymi gąbkami i terebratulami należące do górnego rauraku oraz wapienie cienkopłytkowe pelityczne, miejscami margliste, przypominające wapienie litograficzne. Występujące wśród ostatniego typu wapieni wapienie gąbkowe, zawierają ramienionogi wskazujące na astart.

Rutkowski (1993) w obrębie jury górnej wydzielił wapienie margliste i margle z biohermami gąbkowymi, które

przypisał oksfordowi dolnemu i niższej części oksfordu środkowego. W wyższej części oksfordu środkowego i w oksfordzie górnym wyróżnił wapienie skaliste, wapienie ławicowe i wapienie płytowe z wkładkami margli i wapieni skalistych. Płonczyński (2000) wyróżnił w obrębie jury górnej wapienie margliste i margle ilaste, które zaliczył do oksfordu dolnego. Dla oksfordu środkowego i górnego wyróżnił wapienie skaliste, wapienie ławicowe z krzemieniami oraz wapienie margliste, płytowe. W obrębie tych ostatnich wyróżnił kilka odmian facjalnych, z których wapienie cienkopłytkowe wymienił z najwyższej części profilu koło Korzkwi. W ostatnich latach szczegółowe badania na omawianym obszarze przeprowadził Ziółkowski (2007). Na podstawie fauny amonitowej rozpoznał zróżnicowanie facjalne utworów jury górnej, gdzie wyróżnił utwory zespołu biohermalnego Ojcowa (a także odtworzył topografię tego zespołu) oraz utwory basenu Korzkwi i basenu bądź basenów przyległych od południa do zespołu biohermalnego Ojcowa.

TŁO REGIONALNE

W ogólnym następstwie utworów górnourajskich na terenie Jury Krakowsko-Częstochowskiej można wydzielić trzy formacje litostratygraficzne (Matyja, Wierzbowski, 2004), z których dwie starsze: formacja wapieni gąbkowych częstochowskich i formacja pilecka, występują w badanych profilach.

Do **formacji wapieni gąbkowych częstochowskich** zaliczono wapienie uławicone oraz wapienie nieuławicone charakteryzujące się powszechną obecnością gąbek krzemion-

kowych. Zróżnicowanie na te dwa typy wapieni zaznacza się niemal od początku oksfordu. Na obszarach, których dominują wapienie uławicone sukcesję rozpoczynają cienkoławicowe margle i wapienie gąbkowe z dużą ilością amonitów. Są to tzw. warstwy jasnogórskie (por. Różycki, 1953). Pomimo niewielkiej, kilkumetrowej miąższości obejmują one prawie cały oksford dolny, a czasami i najniższą część oksfordu środkowego (por. Matyja, Głowniak, 2003). Powyżej

warstw jasnogórskich leżą średnioławicowe, szare wapienie ubogie w faunę bentoniczną, pojawiające się czasami już w oksfordzie dolnym i sięgające nawet do poziomu Transversarium oksfordu środkowego (Matyja, Głowniak, 2003). Przechodzą one stopniowo w średnio- i gruboławicowe wapienie z gąbkami obejmującymi przedział od poziomu Transversarium po dolną część poziomu Bimammatum. W obszarze północnym Jury Polskiej są nazywane wapieniami zawodziańskimi (por. Różycki, 1953). W obszarze południowym Jury Polskiej są nazywane wapieniami płytowymi (por. Dżułyński, 1952). Przechodzą one również stopniowo w bardziej gruboławicowe i mniej zwięzłe wapienie z gąbkami i krzemieniami. W wyższej części oksfordu górnego na obszarze północnym Jury Polskiej są wyróżniane jako wapienie kredowate (np. miedznowskie, niwiskie – por. Kutek i in., 1977), a na obszarze krakowskim są nazywane wapieniami ławicowymi (Dżułyński, 1952). Opisana wyżej sukcesja wapieni uławiconych jest zastępowana obocznie przez utwory nieuławicone. Początkowo mogą one przybierać postać nagromadzeń gąbek tkwiących w marglistym tle (*loose bio-*

herm J. Trammera, 1989), a następnie postać nieuławiconych, bądź niewyraźnie uławiconych, zwięzłych wapieni skalistych, w których powstaniu główną rolę odgrywały gąbki krzemionkowe i różnorakie struktury mikrobialne. Dla obszaru krakowskiego relacje między wapieniami uławiconymi i nieuławiconymi przedstawili Matyszkiewicz (1989a) oraz Matyszkiewicz i Krajewski (2007).

Formację pilecką tworzą uławicone wapienie mikrytowe, wapienie margliste i margle z ubogą fauną bentoniczną. Są to najmłodsze utwory jury na obszarze krakowskim, a zachowane są w strefach między kompleksami biohermalnymi.

W obrębie utworów jury górnej znane są od dawna osady podmorskich ruchów masowych (Marcinowski, 1970; Głazek, Wierzbowski 1972; Matyszkiewicz 1989b). Osady te występują często w poziomie Planula najwyższego oksfordu, choć w południowej części Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej pojawiają się już w poziomie Transversarium (Hoffman, Matyszkiewicz, 1989).

W badanych profilach mamy do czynienia z opisanymi typami osadów niemal w klasycznym następstwie.

NASTĘPSTWO LITOLOGICZNE W BADANYCH PROFILACH

PROFIL LITOLOGICZNY UTWORÓW JURAJSKICH W OTWORZE WIERTNICZYM TROJANOWICE 2 (fig. 3)

Głębokość [m]	Opis osadu		
71,6–72,3	zlewne, beżowe wapienie z tubifytami (<i>Tubiphytes</i>) (wapienie skaliste), rdzeń w 30–40 cm odcinkach	179,5–257,0	zlewne wapienie z gąbkami (wapienie skaliste), miejscami mikroporowate, rdzeń w dużych caliznach
72,3–75,5	mikroporowate wapienie z gąbkami i krzemieniami (wapienie kredowate)	257,0–270,2	uławicone wapienie (20–30 cm) z gąbkami i krzemieniami; krzemienie są ciemnoszare, bardzo nieregularne w kształcie, o białej, zmiennej grubości wapnistej korze
75,7–77,2	zlewne, beżowe wapienie z gąbkami i tubifytami (wapienie skaliste), rdzeń w 30–40 cm odcinkach	270,2–271,4	uławicone, żółtawej barwy wapienie z gąbkami
77,2–123,7	zlewne, beżowe wapienie z gąbkami (wapienie skaliste); rdzeń w dużych caliznach; w przedziale głębokości 82,8–86,6 m występują trzy kilkudziesięciocentymetrowe wkładki lekko marglistych wapieni	271,4–272,6	w marglistym czerwonym matriksie tkwią bardzo liczne gąbki oraz gruzły wapienne
123,7–127,6	zlewne, beżowe wapienie (wapienie skaliste) z partiami mikroporowatych, mniej zwięzłych wapieni, w których występują krzemienie (wapienie kredowate); w obu typach wapieni występują gąbki	272,6–273,0	kilkucentymetrowy stromatolit przykrywający żółtawe gruzłowate wapienie z licznymi skamieniałościami (warstwa bulasta); granica pomiędzy stromatolitem a nadległym pakietem czerwonych margli z gąbkami jest fleksurowato wycięta pod kątem 70°
127,6–145,8	mikroporowate, brudzące palce wapienie z gąbkami i krzemieniami (wapienie kredowate), rdzeń w krótkich plastrach	273,0–294,8	wapniste piaskowce kwarcowe
145,8–154,2	mikroporowate wapienie z gąbkami z dużym udziałem mikrytowego tła	294,8–306,0	naprzemianległe bezwapniste szare mułowce i żółte piaskowce; w interwale 299,8–306,0 m skały te zawierają dużą ilość uwęglonego detrytusu roślinnego
154,2–179,5	mikroporowate, brudzące palce wapienie z gąbkami i krzemieniami (wapienie kredowate)	306,0–308,0	szażółte iłowce z domieszką frakcji mułowcowej
		308,0–312,2	szażółte, a niżej żółte i brunatne iłowce o upadzie ok. 30°

**PROFIL LITOLOGICZNY UTWORÓW JURAJSKICH
W OTWORZE WIERTNICZYM CIANOWICE 2 (fig. 3)**

Głębokość [m]	Opis osadu		
6,3–18,3	szarozielone margle i szare wapienie pelitowe	227,1–230,8	regularnie uławicone ciemnoszare wapienie pelitowe o gładkim przełamie
18,3–32,4	pelitowe wapienie z luźno rozrzuconymi fragmentami tubifytowych wapieni skalistych; podrzędnie występują przeławiczenia zielonkawych margli (głęb. 20,8–21,2; 25,5–25,8; 26,2–26,4 m) oraz wapieni pelitowych (22,7–23,1; 25,8–26,2 m)	230,8–233,5	gruzłowe wapienie pelitowe z przemazami marglistymi; w gruzłach wapiennych występują szaroniebieskie struktury mikrobialne i pojedyncze krzemienie; w najniższych kilkunastu centymetrach tych wapieni występują ziarna glaukonitu; w marglach są obecne liczne ślady ryć
32,4–36,8	wapienie pelitowe; w ich stropie występuje powierzchnia omisyjna z licznymi śladami ryć; jest ona przykryta 5 cm warstwą zielonkawych margli.	233,5–234,5	glaukonitowe margle piaszczyste z dużymi gruzłami bardziej wapnistymi i konkrekcjami fosforanowymi; licznie występują rostra belemnitów
36,8–43,2	pelitowe wapienie z luźno rozrzuconymi fragmentami tubifytowych wapieni skalistych.	234,5–236,7	gruboziarniste wapniste piaszkowce i wapniste zlepienie kwarcowe z fauną ramienionogów, małżów i belemnitów
43,2–61,4	zlewne, makroporowate wapienie z gąbkami (wapienie skaliste)	236,7–244,5	szare piaszkowce wapniste z licznym detrytusem muszlowym, w najwyższej części (20 cm) bardziej mułowcowe z wkładką węglistą
61,4–62,3	pelitowe wapienie z luźno rozrzuconymi fragmentami tubifytowych wapieni skalistych	244,5–262,9	zespół bezwapnistych piaszkowców i mułowców; w pakietach piaszczystych są liczne fragmenty uwęglonej substancji roślinnej; w pakietach mułowcowych sieczka roślinna nie występuje
62,3–63,3	wapienie ziarniste; średnica ziaren 0,1–1 mm	262,9–264,0	szare i bladoróżowe iłowce ze smużystymi nagromadzeniami substancji węglistej, a miejscami ze smugami węgla
63,3–63,6	wapienie ziarniste o średnicy ziaren 1–2 mm	264,0–264,9	okruchy kwarcytów oraz okruchy zielonych i wiśniowych iłowców najrozmaitszej frakcji, zarówno kanciastych, jak i obtoczonych
63,6–64,05	kalcyrudyty		
64,05–64,25	wapienie ziarniste o średnicy ziaren 1–2 mm		
64,25–66,2	pelitowe wapienie z luźno rozrzuconymi fragmentami tubifytowych wapieni skalistych		
66,2–227,1	uławicone wapienie, mikro- i makroporowate z gąbkami, putroidami i krzemieniami; obecność krzemieni stwierdzono w interwale 71,7–217,0 m; na głęb. 72,8–73,4 m; 88,8–89,3 i 108,5–109,5 m występują wkładki wapieni mikrytowych; najwyższa jest podścielona przemazami zielonkawych iłów marglistych		

BIOSTRATYGRAFIA

Ze względu na intensywne w ostatnim czasie prace dotyczące korelacji biostratygraficznych oksfordu i kimerydu między różnymi prowincjami biogeograficznymi i w efekcie radykalnie różne umiejscowienie granicy pomiędzy oksfordem i kimerydem w prowincji submedyterańskiej a stratotypowym umiejscowieniem tej granicy w obrębie prowincji subborealnej i borealnej (por. Matyja i in., 2006) oraz brakiem dotąd formalnej akceptacji dla umiejscowienia tej granicy w profilu wytypowanym na lokalizację GSSP, istnieje konieczność przedstawienia stosowanego w niniejszej pracy podziału stratygraficznego (tab. 1). Podział ten jest podziałem stosowanym dla prowincji submedyterańskiej z pewnymi modyfikacjami (por. Matyja, Wierzbowski, 2004) dotyczącymi m.in. usytuowania granicy między oksfordem środkowym i górnym (Główniak, 2005), a także podpo-

ziomów wyróżnianych w obrębie poziomów Plicatilis i Transversarium (Główniak, 2002).

BIOSTRATYGRAFIA UTWORÓW JURY NA PODSTAWIE DANYCH Z PROFILU TROJANOWICE 2 (fig. 3)

Najwięcej znalezisk było związanych z warstwą bulastą i nadległym pakietem czerwonych margli z gąbkami. W warstwie bulastej (głęb. 272,6–273,0 m) znaleziono fragment amonita z rodzaju *Quenstedtoceras*. Charakter jego uźebrowania jednoznacznie wskazuje, że reprezentuje on formę z poziomu Lamberti najwyższego keloweju. W tym samym

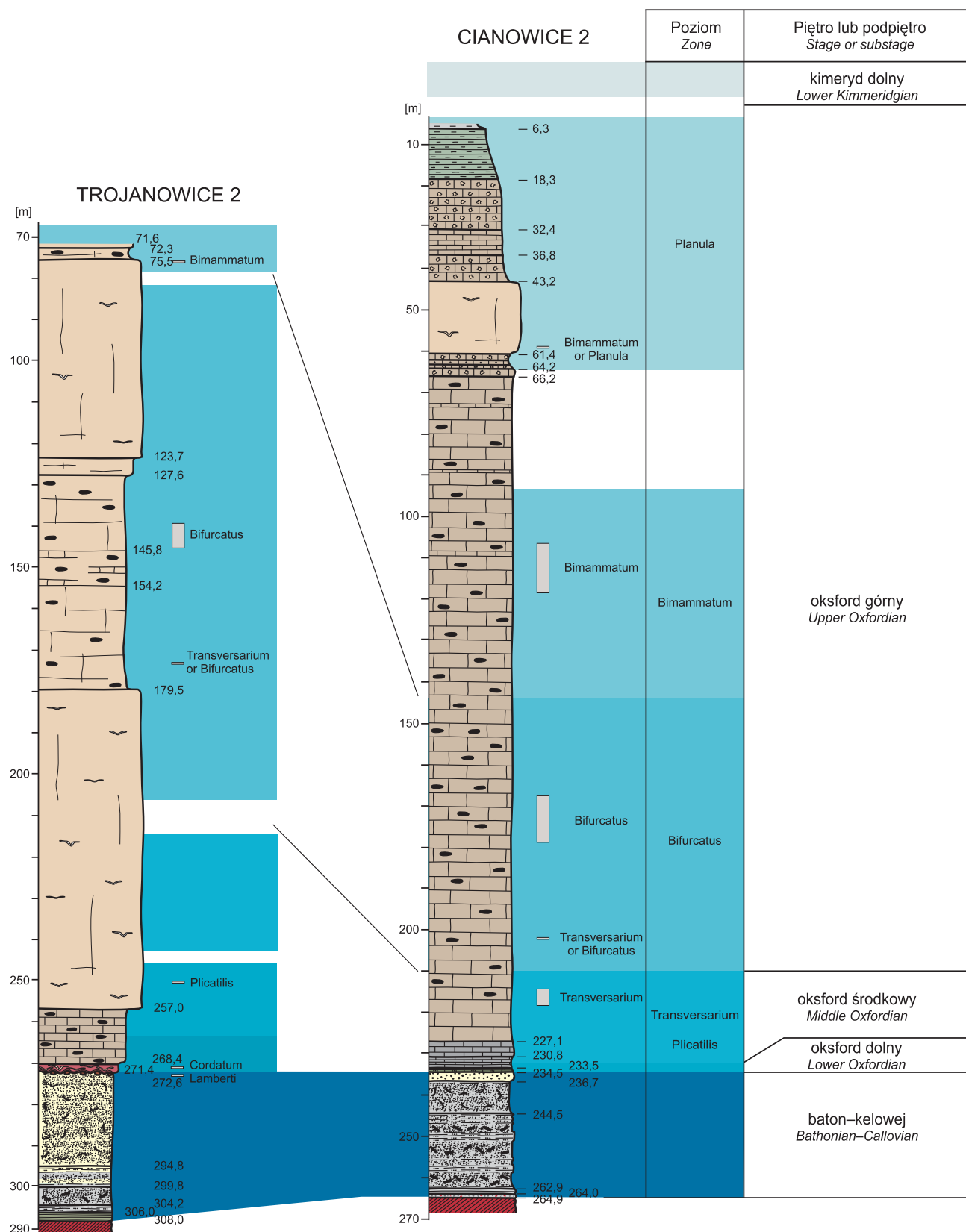


Fig. 3. Profile otworów wiertniczych i ich interpretacja chronostratygraficzna. Zasięg i interpretację biostratygraficzną znalezisk amonitów (szare prostokąty) pokazano na tle miąższości poziomów stwierdzanych (Ziółkowski, 2007) w najbliższych odsłonięciach. Odcienie niebieskiego odnoszą się do kolejnych jednostek chronostratygraficznych

Lithological succession with the biostratigraphical interpretation of the ammonite findings (gray bars) in the boreholes. The thickness of the chronozones recognized by Ziółkowski (2007) is shown in the background. Various shades of blue are related to successive chronostratigraphic units

OBJAŚNIENIA DO FIGURY 3

EXPLANATION TO FIGURE 3

	margle marls		wapienie margliste z gąbkami marly limestones with sponge mummies
	wapienie pelitowe z klastami wapieni skalistych pelitic limestones with clasts of massive limestones		stromatolit i warstwa bulasta stromatolite and nodular layer
	wapienie pelitowe pelitic limestones		gruboziarniste piaskowce i zlepienie kwarcowe coarse quartz sandstones and gravels
	kalkarenity calcarenites		piaskowce wapniste z licznym detrytusem muszlowym calcareous sandstones with bivalve detritus
	wapienie skaliste massive limestones		iłowce claystones
	wapienie ulawicone z gąbkami i krzemieniami layered limestones with sponge mummies and siliceous concretions		mułowce i piaskowce z detrytusem roślinnym i substancją węglistą siltstones and sandstones with plant debris and carbonaceous matter
	wapienie ulawicone z gąbkami i krzemieniami z dużym udziałem pelitowego tła (= wapienie kredowate) chalky limestones		ilasta brekcja iłowcowo-kwarcyticzna colluvial clayey-quartzitic breccia

Tabela 1

Stosowany podział stratygraficzny
Chronostratigraphy of the Middle and Upper Jurassic

Piętro	Podpiętro	Poziom	Podpoziom
Kimeryd (część)	dolny	Hypselocyclum	
		Platynota	Guilherandese Desmoides Polygyratus
Oksford	górny	Planula	Galar Planula
		Bimammatum	Hauffianum Bimammatum Hypselum
		Bifurcatus	Grossouvrei Stenocycloides Wartae
	środkowy	Transversarium	Elisabethae Buckmani
		Plicatilis	Arkelli Ouatus Paturattensis
	dolny	Cordatum	Cordatum Costicardia Bukowskii
		Mariae	Praecordatum Scarburgense
	górny	Lamberti	Lamberti Henrici
		Athleta	Spinusum Proniae Phaeinum
	środkowy	Coronatum	Grossouvrei Obductum
		Jason	Jason Medea

interwale znaleziono również innego amonita wskazującego na kelowej górny, a należącego do rodzaju *Peltoceras* (fig. 4I).

Powyżej warstwy bulastej i cienkiego stromatolitu występują dość liczne amonity należące do podrodziny *Peltoce-ratinae*, o wyraźnych cechach form dolnooksfordzkich, a na głęb. 271,4 m gatunek *Cardioceras* (*Scarburgiceras*) *bukowskii* Maire (fig. 4H). Jest to forma indeksowa dla podpoziomu Bukowskii (por. tab. 1), najniższego podpoziomu poziomu Cordatum oksfordu dolnego.

Następne znalezisko pochodzi z wapieni skalistych z głęb. 250,7 m. Gatunek *Perisphinctes* (*Otosphinctes*) *arkelli* Główniak (fig. 4F) charakteryzuje podpoziom Arkelli poziomu Plicatilis środkowego oksfordu.

Fragment odcisku znaleziony na głęb. 172,5 m należy niewątpliwie do rodzaju *Perisphinctes*, ale przynależność podrodzajowa nie jest jasna. Może on reprezentować zarówno środkooksfordzki podrodzaj *Dichotomosphinctes*, jak i już górnooksfordzki podrodzaj *Dichotomoceras*.

Wątpliwości nie ma przy grupie form znalezionych w interwale 139,4–145,0 m. Wszystkie trzy okazy z tego przedziału reprezentują podrodzaj *Perisphinctes* (*Dichotomoceras*). Podrodzaj ten definiuje poziom Bifurcatus oksfordu górnego. Co więcej, rzeźba najwyższej formy z głęb. 139,4 m (fig. 4E) pozwala ją zaliczyć do gatunku *Perisphinctes* (*Dichotomoceras*) cf. *bifurcatus* (Quenstedt), wskazującego na podpoziom Grossouvrei poziomu Bifurcatus.

Niemal w samym stropie profilu jury górnej, na głęb. 75,9 m, znaleziono fragment niewielkiego amonita reprezentującego rodzinę Aulacostephanidae. Grupa ta pojawia się na obszarze Polski z początkiem poziomu Bimammatum.

BIOSTRATYGRAFIA UTWORÓW JURY
W PROFILU CIANOWICE 2

Najstarsze datowania biostratygraficzne dotyczą glaukonitowych wapieni piaszczystych. W ich najniższej części, na głęb. 234,5 m występuje *Kosmoceras* ex gr. *pollux* (fig. 4J)

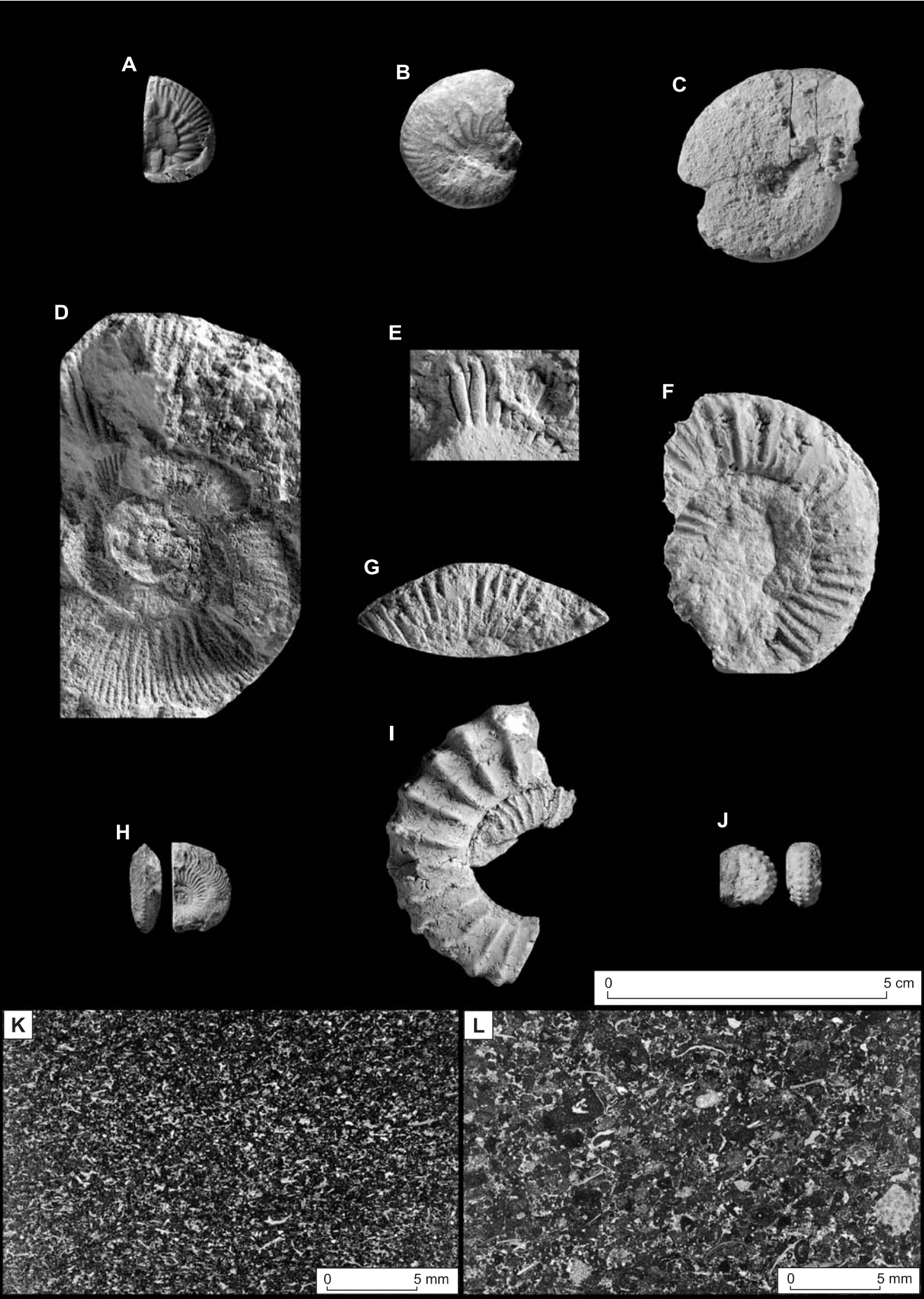


Fig. 4. **A.** *Prorاسenia* sp. (Cianowice 2, głęb. 54,8 m). **B.** *Taramelliceras costatum laterinodosum* Karvé-Corvinus (C-2, głęb. 107,0 m). **C.** *Taramelliceras* (*Taramelliceras*) *kobyi* (Choffat) (C-2, głęb. 59,4 m). **D.** *Subdiscosphinctes* sp. (C-2, głęb. 202,0 m). **E.** *Perisphinctes* (*Dichotomoceras*) cf. *bifurcatus* (Quenstedt) (Trojanowice 2, głęb. 139,4 m). **F.** *Perisphinctes* (*Otosphinctes*) *arkelli* Główniak (T-2, głęb. 250,7 m). **G.** *Perisphinctes* (*Dichotomosphinctes*) sp. (C-2, głęb. 217,7 m). **H.** *Cardioceras* (*Scarburgiceras*) *bukowskii* Maire (T-2, głęb. 271,4 m). **I.** *Peltoceras* sp. (T-2, 272,6–273,0 m). **J.** *Kosmoceras* ex gr *pollux* (C-2, głęb. 234,5 m). **K.** Ziarnity mikrytowe (wapienie typu packstone) płytki cienka C-2 głęb. 62,3 m. **L.** Ziarnity mikrytowe (wapienie typu packstone) płytki cienka C-2 głęb. 63,4 m

A. *Prorاسenia* sp. (Cianowice-2, depth 54.8 m). **B.** *Taramelliceras costatum laterinodosum* Karvé-Corvinus (C-2, depth 107.0 m). **C.** *Taramelliceras* (*Taramelliceras*) *kobyi* (Choffat) (C-2, depth 59.4 m). **D.** *Subdiscosphinctes* sp. (C-2, depth 202.0 m). **E.** *Perisphinctes* (*Dichotomoceras*) cf. *bifurcatus* (Quenstedt) (Trojanowice-2, depth 139.4 m). **F.** *Perisphinctes* (*Otosphinctes*) *arkelli* Główniak (T-2, depth 250.7 m). **G.** *Perisphinctes* (*Dichotomosphinctes*) sp. (C-2, depth 217.7 m). **H.** *Cardioceras* (*Scarburgiceras*) *bukowskii* Maire (T-2, depth 271.4 m). **I.** *Peltoceras* sp. (T-2, depth 272.6–273.0 m). **J.** *Kosmoceras* ex gr *pollux* (C-2, depth 234.5 m). **K.** Calcilutite packstone, thin section, C-2 depth 62.3 m. **L.** Calcarenite packstone, thin section, C-2 depth 63.4 m

←

charakterystyczny dla podpoziomu Grossouvrei poziomu Coronatum środkowego keloweju. Z najwyższej części glaukonitowych wapieni piaszczystych, z głęb. 233,7 m, pochodzi natomiast *Cardioceras* sp. charakterystyczny dla dolnego oksfordu. Granica między kelowejem i oksfordem biegnie zatem w obrębie glaukonitowych wapieni piaszczystych między głęb. 233,7 a 234,5 m.

Następny zespół amonitów znaleziono w obrębie uławiconych wapieni z gąbkami (zawodziańskich) w interwale 214,4–218,4 m. Są to fragmenty amonitów (fig. 4G) należących do podrodzaju *Perisphinctes* (*Dichotomosphinctes*) charakteryzujących poziom Transversarium oksfordu środkowego (por. tab. 1). Wyżej, w obrębie tego samego zespołu wapieni uławiconych (zawodziańskich), na głęb. 202,0 m znaleziono amonita należącego do rodzaju *Subdiscosphinctes* (fig. 4D). Rodzaj ten pojawia się w najwyższej części podpoziomu Elisabethae i zanika w obrębie poziomu Bifurcatus.

Kolejny zespół amonitów pochodzi z przedziału głębokości 167,4–179,0 m. Wszystkie okazy z tego przedziału re-

prezentują podrodzaj *Perisphinctes* (*Dichotomoceras*). Podrodzaj ten definiuje poziom Bifurcatus oksfordu górnego.

Na głęb. 119,2 i 69,0 m znaleziono okazy należące do rodzaju *Orthosphinctes*. Zasięg tego rodzaju obejmuje poziom Bimammatum i Planula oksfordu górnego oraz najniższą część poziomu Platynota kimerydu dolnego. Na głęb. 107,0 m znaleziono formę *Taramelliceras costatum laterinodosum* Karvé-Corvinus (fig. 4B) wskazującą na podpoziom Bimammatum, a na głęb. 59,4 m formę *Taramelliceras* (*Taramelliceras*) *kobyi* (Choffat) – fig. 4C, która występuje od podpoziomu Hauffianum i sięga w obręb poziomu Planula.

Wyżej w profilu (głęb. 54,8 m) znaleziono formę należącą do rodzaju *Prorاسenia* (fig. 2A), a na głęb. 100,7–101,6 m amonity należące do rodzaju *Glochiceras*. Okaz pochodzący z głęb. 93,5 należy do gatunku *Glochiceras* (*Lingulaticeras*) *lingulatum* (Quenstedt). W stosunku do wcześniejszych znalezisk nie wnoszą istotnych uzupełnień.

ROZWÓJ SEDYMENTACJI W JURZE

Klastyczne utwory jury środkowej mają miąższość 35,4 m w profilu Trojanowice 2 i 30,9 m w profilu Cianowice 2, i dają się łatwo korelować ze sobą i z wydzieleniami Jurkiewiczowej (1974). Cała sekwencja klastyczna podścielająca utwory węglanowe jury górnej jest wyraźnie trójdzielna. Najstarsze są utwory koluwiów napotkane w profilu Cianowice 2 w przedziale 264,0–264,9 m. Obecne w wymienionym przedziale okrzuchy kwarcytów są nieobecne w tym profilu w podłożu jury, natomiast znane są one w nieodległym profilu Cianowice 1 i należą do dolnego dewonu (informacja ustna dr. Z. Buły). Wiek utworów koluwalnych może się mieścić w bardzo szerokim przedziale stratygraficznym.

Charakter nieprzemieszczonej zwietrzliny skał podłoża mają szarozielone iłowce występujące w profilu Trojanowice 2 w przedziale 306,0–308,0 m. Są one identyczne ze skałami występującymi bezpośrednio w podłożu, tyle że skały podłoża wykazują wyraźny upad. Szaro- i białoróżowe iłowce z profilu Cianowice 2 z głęb. 262,9–264,0 m odpowiadają opisowi najniższej części profilu Zabierzów z głęb.

253,2–257,0 m (Jurkiewiczowa, 1974) i „mają wykształcenie analogiczne do glinek grojeckich” (op. cit., s. 211). Wiek glinek grojeckich, które reprezentują środowisko jeziorne, jest określany jako wczesny (Jurkiewiczowa, 1974), a nawet późny baton (Marcinkiewicz, 1980).

Wiek mułowcowo-piaszczystego pakietu osadów występującego w profilu Cianowice 2 na głęb. 244,5–264,9 m i w profilu Trojanowice 2 na głęb. 294,8–306 m wynika z położenia pomiędzy glinkami grojeckimi a morskimi osadami klastycznymi. Pakiet ten odpowiada kompleksowi dolnemu Jurkiewiczowej (1974). Zdaniem Jurkiewiczowej (1974) osady słodkowodne „pochodzą przypuszczalnie z okresu wezúl-baton, a najprawdopodobniej z dolnego batonu.” (op. cit., s. 221). Marcinkiewicz (1980) jest zdania, że zespół megaspor z glinek grojeckich odpowiada wiekowo górnej części batonu.

Morskie osady klastyczne występują w profilu Trojanowice 2 w przedziale 272,6–294,8 m, a w profilu Cianowice 2 w przedziale 234,5–244,5 m. Początek tej transgresji przypada

w regionie krakowskim na późny baton. Jedyny problem dla określenia momentu dotarcia transgresji w określone miejsce stanowi niewyrównane podłoże, na które wkraczała owa transgresja. Ponieważ pod zespołem morskich osadów występują w obu profilach jurajskie osady lądowe, był to obszar obniżony, w którym dominowała sedimentacja. Transgresja regionalna mogła tu zatem dotrzeć wkrótce, gdy się rozpoczęła – a więc w późnym batonie.

Począwszy od późnego, a być może od najpóźniejszego keloweju środkowego, aż co najmniej do późnego oksfordu środowiska sedimentacji w obu profilach zaczęły się konsekwentnie różnicować, wykształcając w efekcie dwie klasyczne dla oksfordu obszary Jury Polskiej sukcesje osadów. Profil otworu Trojanowice 2 pokazuje następstwo charakterystyczne dla wyniesionych lub wynoszonych obszarów dna zbiornika, a profil otwory Cianowice 2 – następstwo odpowiadające obszarom obniżonych bądź obniżanych partii dna zbiornika. Charakterystycznymi cechami utworów wyższej części keloweju i najniższego oksfordu są ich niewielkie miąższości oraz kondensacje i luki stratygraficzne (Różycki, 1953; Giżejewska, Wieczorek, 1976; Dembiczy, Praszkiel, 2007). W badanych profilach utwory tego wieku są wykształcone w profilu Trojanowice 2 jako warstwa bulasta i pokrywający ją stromatolit, bądź jako glaukonitowe margle piaszczyste z fosforytami w profilu Cianowice 2. Warstwa bulasta ze stromatolitem charakteryzuje obszary wyniesień podmorskich, podczas gdy piaszczyste margle glaukonitowe powstawały w obniżonych, głębszych partiach basenu (Wieczorek, 1982).

Podczas rozwoju sedimentacji w późnej jurze na obszarze Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej wyraźnie zaznaczają się strefy o zróżnicowanym charakterze facjalnym. W miejscach silnego rozwoju utworów biogenicznych – wapieni masywnych i towarzyszących im gruboławicowych wapieni organogenicznych – tworzyły się kompleksy biohermalne. Między kompleksami biohermalnymi zaś tworzyły się baseny międzybiohermalne.

Zespoły biohermalne to powiązane ze sobą genetycznie i przestrzennie kompleksy biohermalne (Matyja, Wierzbowski, 2004) oraz wapienie uławicone wypełniające przestrzenie między biohermami. Są one przywiązane do określonych stref zbiornika, tworząc formy o szerokości kilku kilometrów i długości kilkunastu kilometrów. Rozciągłość równoleżnikowa wielu zespołów biohermalnych może sugerować istnienie przed lub w trakcie ich tworzenia równoleżnikowych elewacji dna, uprzywilejowanych do zasiedlania przez organizmy bentoniczne (Matyja, Wierzbowski, 2004). Równoleżnikowy układ facjalny w środkowej jurze i wczesnym oksfordzie na tym obszarze stwierdził też Różycki (1953).

Otwór wiertniczy Trojanowice 2 (fig. 3) umiejscowiono w obrębie Rowu Krzeszowickiego (fig. 1), a wykształcenie facjalne utworów jury górnej w tym otworze wskazuje na jego ścisły związek z zespołem biohermalnym Ojcowa (fig. 2). W omawianym otworze występuje ok. 200 m miąższości utworów jury górnej. Podpoziom Arkelli poziomu Plicatilis pojawia się na ok. 39 m nad stropem utworów keloweju (skrót n.s.k.). Z badań Ziółkowskiego (2007) prowadzonych na obszarze zespołu biohermalnego Ojcowa wynika, że brak

jest na powierzchni utworów tego wieku na sąsiadującym obszarze. Najstarszymi odsłaniającymi się skałami są wapienie reprezentujące podpoziom Wartae poziomu Bifurcatus, występujące w Woli Kalinowskiej na 120 m n.s.k. W otworze, na wysokości ok. 128 m n.s.k., występuje poziom Bifurcatus, a na wysokości ok. 133 m n.s.k. – zapewne podpoziom Grossouvrei poziomu Bifurcatus. Podobnie rzecz się ma na obszarze wychodni – podpoziom Grossouvrei zajmuje pozycję: od 100 m n.s.k. w Wierzchowiu, poprzez 120 i 130 m n.s.k. w Czajowicach i Słupiance, do 190 m n.s.k. w kamieniołomie na zachód od Skały.

W otworze Trojanowice 2 skały prawdopodobnie poziomu Bimammatum występują na wysokości ok. 197 m n.s.k. Również tę pozycję potwierdzają dane z odsłoneń: poziom Bimammatum pojawia się na 180 m n.s.k. w Wielmoży oraz na 220 m n.s.k. w Minodze, Nowej Wsi i Naramie. Jedynie w południowo-zachodniej części zespołu biohermalnego Ojcowa, na wschód od Bębła, poziom Bimammatum występuje na 130 m n.s.k.

Profil otworu Cianowice 2 (fig. 3) reprezentuje od późnego keloweju następstwo charakterystyczne dla basenowych partii zbiornika. W keloweju górnym i najniższym oksfordzie są to glaukonitowe margle piaszczyste z fosforytami i licznymi belemnitami. Sukcesję górnourajską tworzą w niższej części uławicone wapienie gąbkowe z krzemieniami liczące 167,3 m. W ich obrębie zarejestrowano poziom Transversarium środkowego oksfordu zidentyfikowany na wysokości 16–20 m n.s.k. Granica między oksfordem środkowym i górnym przebiega około trzydziestego metra n.s.k., a wyższa część poziomu Bifurcatus jest zawarta w przedziale pomiędzy 55–67 m n.s.k. Poziom Bimammatum zidentyfikowano w przedziale od 115–127 m n.s.k. W wyższej części profilu dominują wapienie pelitowe (formacja wapieni pilec-kich), w których obrębie występują pakiety wapieni ziarnistych oraz tkwi kilkunastometrowy blok wapieni skalistych. Najwyższą część profilu reprezentuje 12 metrowy pakiet margli z wkładkami wapieni marglistych.

W najwyższej części profilu, powyżej 54,8 m nie znaleziono amonitów, jednak pewnych sugestii co do wieku tej części profilu mogą dostarczyć znaleziska z pobliskich odsłoneń powierzchniowych (Ziółkowski, 2007). W Prądniku Korzkiewskim w obrębie uławiconych wapieni gąbkowych z krzemieniami na wysokości 203 m n.s.k. znaleziono liczne okazy amonitów należących do rodzaju *Idoceras*, w tym do gatunku *Idoceras planula* (Hehl), co jednoznacznie wskazuje na podpoziom Planula poziomu Planula. W Korzkwi, w odsłonięciu występującym na wysokości 231 m n.s.k. zidentyfikowano zespół amonitów reprezentujących podpoziom Galar poziomu Planula, a w Giebułtowiu, w cienkoławicowych wapieniach mikrytowych leżących bezpośrednio ponad pakietem margli (235 m n.s.k.) znaleziono m.in. formę *Orthosphinctes* (*Lithacosphinctes*) *pseudoachilles* (Wegele), która wskazuje już na podpoziom Desmoides poziomu Platynota kimerydu dolnego.

Opisany profil usytuowano w późnej jurze w obrębie międzybiohermalnego basenu Korzkwi (Ziółkowski, 2007) wcinającego się południkowo w obręb zespołu biohermalne-



Fig. 5. **A.** Wapienie skaliste (T-2, głęb. 226,2–226,7 m). **B.** Wapienie detrytyczne typu debris flow (C-2, głęb. 63,8–64,05 m). **C.** Margle (C-2, 21,0 m). **D.** Makroporowate wapienie skaliste z widocznymi upadami sedimentacyjnymi (C-2, 59,0 m). **E.** Wapienie z gąbkami i krzemieniami (T-2, głęb. 161,1 m). **F.** Stromatolit (T-2, głęb. 272,6 m)

A. Slab of massive (biohermal) limestones (T-2, depth 226.2–226.7 m). **B.** Detritic limestones of the debris flow type (C-2, depth 63.8–64.05 m). **C.** Marls (C-2, depth 21.0 m). **D.** Cavernous massive limestones with visible sedimentary dips (C-2, 59.0 m). **E.** Limestones with sponge mummies and siliceous concretions (T-2, depth 161.1 m). **F.** Stromatolite (T-2, depth 272.6 m)

go Ojcowa (fig. 2). Stwierdzona w basenie Korzkwi miąższość oksfordu wynosi 231–235 m, a na pograniczu oksfordu i kimerydu występują utwory margliste (Ziółkowski, 2007). Powyższe dane pozwalają z dużą dozą prawdopodobieństwa stwierdzić, że liczący 227,7 m profil reprezentuje w całości zapis basenowej sukcesji oksfordu.

Baseny międzybiohermalne to stosunkowo rozległe obszary, na których powstawały wapienie uławiczone (wapienie zawodziańskie, wapienie płytowe). W wyższej części profilu charakterystycznymi facjami utworów basenowych są wapienie mikrytowe, wapienie margliste i margle, ubogie w faunę bentoniczną (formacja wapieni pileckich). Z basenami są związane również osady podmorskich ruchów masowych. Ruchy masowe, w postaci spływów ziarnowych czy spływów błotnych, zawierających często bardzo grubookruchowy materiał (np. Ziółkowski, 2007), odbywały się z krawędzi bioherm do przyległych marginalnych partii basenów.

W otworze Cianowice 2 pomiędzy 36,8–66,2 m występuje zwarty pakiet osadów redeponowanych reprezentujący bogaty inwentarz produktów podmorskich ruchów masowych. Rozpoczyna się on osadem spływu kohezyjnego o dużym udziale masy rozpraszającej. Podobnego typu osady pojawiają się jeszcze w przedziałach 61,4–62,3 i 36,8–43,2 m. W przedziale 62,3–64,25 m występują dwa pakiety utworów o uziarnieniu frakcyjnym. Bardziej kompletny pakiet wyższy rozpoczyna się osadem spływu gruzowo-błotnego (*debris flow*, fig. 5B) przechodzącym w spływ kolizyjny o malejącym ziarnie (por. fig. 5K, L). W przedziale 43,2–61,4 m występują wapienie skaliste, które zinterpretowano jako osunięty w całości blok niewykazujący śladów istotnej rotacji. Obserwowane struktury biogeniczne, mumie gąbek i powłoki mikrobialne wykazują pewną zmienność nachylenia (0–35°) – fig. 5D, jednak wartości te nie odbiegają w istotny sposób od obserwowanych w nieprzemieszczonych budowlach biohermalnych.

SKRÓCENIE PROFILU W WYNIKU STYLOLITYZACJI

Z porównania danych biostratygraficznych między obszarami rozwoju zespołów biohermalnych i basenów międzybiohermalnych wynikają różnice miąższości utworów przypadających dla kolejnych poziomów stratygraficznych. Trudno jest na tej tylko podstawie oszacować jakie były różnice deniwelacji między obszarami powstawania bioherm i obszarami basenów, gdyż trudno oszacować rolę kompaktacji (mechanicznej i chemicznej) oraz jej przebieg w czasie, a także pierwotne różnice batymetryczne warunkujące powstanie bioherm i basenów. W kwestii powyższej zasygnalizowano jedynie podjęcie tematu kompaktacji, której rola w odtworzeniu paleoreliefu dna zbiornika późnojurajskiego jest na obszarze Wyżyny Krakowskiej przedmiotem odmiennych

poglądów (Matyja, Wierzbowski, 1996; Matyszkiewicz, 1999; Matyja, Wierzbowski, 2004; Ziółkowski, 2005).

W związku z zasygnalizowaną problematyką spróbowano określić wartości skrócenia profilu skał budujących biohermy gąbkowe (zarówno skaliste, jak i kredowate) w wyniku procesów stylolityzacji (fig. 6A). Dla wybranych losowo dwudziestu pięciu jednometrowych interwałów wapieni obliczono skrócenie na podstawie amplitudy poziomych szwów stylolitowych. Sumy amplitud kolejnych szwów stylolitowych zmieniały się od 61 do 233 mm na metrze i wyniosły średnio 116 mm/m. Warto podkreślić, że amplituda szwu stylolitowego pokazuje minimalne skrócenie powstałe w wyniku rozpuszczania chemicznego.

GĘSTOŚĆ MUMII GĄBKOWYCH W PROFILU TROJANOWICE 2

Wykorzystując możliwość obserwacji niemal ciągłego profilu utworów jury górnej, podjęto także próbę określenia udziału gąbek krzemionkowych w budowie wapieni należących do megafacji gąbkowej. Wyniki obserwacji dotyczących gęstości mumii gąbkowych w metrowych odcinkach rdzenia przedstawia figura 6B. Przedział stratygraficzny, w którym przeprowadzono obserwacje, dotyczy utworów oksfordu bez najniższej jego części (bez poziomu *Mariae* i bliżej nieokreślonej części podpoziomu *Bukowskii* oraz poziomu *Cordatum*) i bez bliżej nieokreślonej wyższej części oksfordu górnego. Gęstość średnia wynosi 13 gąbek na metr profilu, a zmienność wynosi od pojedynczych wystąpień do 63 gąbek. W wyliczeniach nie brano pod uwagę wszystkich napotkanych w rdzeniu gąbek, ale tylko te, które występowały w stosunku do poprzedniczki w superpozycji, reprezentując ich kolejne „generacje”.

Z przedstawionych obserwacji zarysowują się dwa interesujące wątki badawcze. Pierwszy wątek wynika z analizy trendu (sporządzonej metodą średniej ruchomej w okresie 5) rejestrującej malejącą gęstość gąbek w górę profilu. Jest bardzo możliwe, że trend ten rejestruje rosnące tempo sedymentacji w oksfordzie. Przypuszczenie to wynika z analizy miąższości wapieni (w przeliczeniu na 100% węglanu wapnia) przypadającej na poszczególne poziomy oksfordu zarówno w południowo-zachodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich (Matyja, 1976), jak i na Jurze Polskiej (niepublikowane materiały B.A. Matyi). Z analizy tej wynika, że tempo sedymentacji węglanowej konsekwentnie wzrastało począwszy od kryzysu na pograniczu keloweju i oksfordu, aż do maksymalnej wartości przypadającej na dobę Planula.

Drugi wątek dotyczy relacji między środowiskiem powstawania wapieni skalistych a środowiskiem postawiania

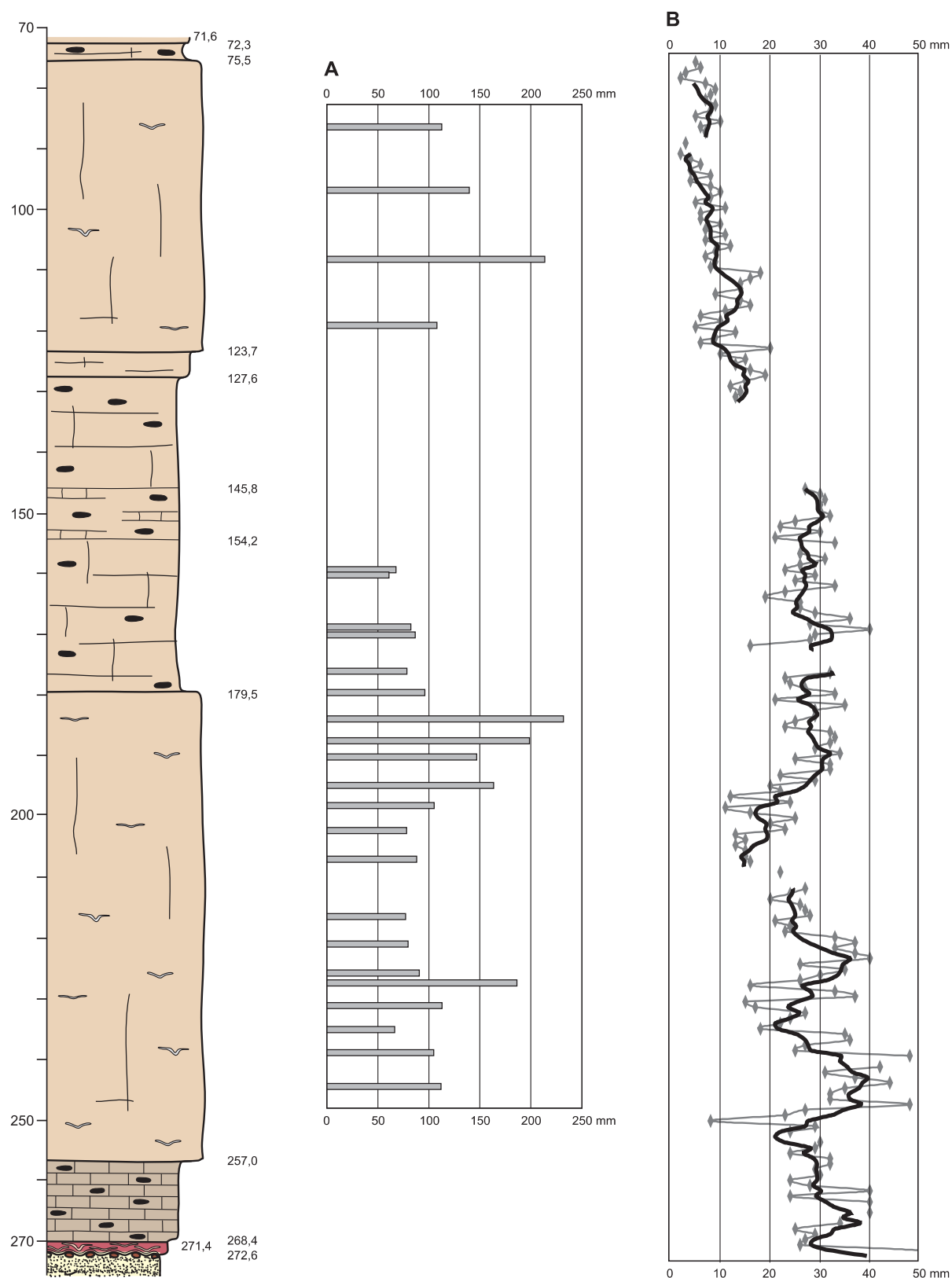


Fig. 6. Profil otworu wiertniczego Trojanowice 2

A – skrócenie profilu w wyniku rozpuszczania pod ciśnieniem liczone na podstawie amplitudy stylolitów;
B – ilość generacji gąbek na 1 m rdzenia; linia pogrubiona – linia trendu (średnia ruchoma w okresie 5)

The Upper Jurassic part of the Trojanowice-2 borehole

Shortening of the massive and chalky limestones calculated on amplitudes of horizontal stylolites (A), and (B) amount of sponge „generation“ per 1 meter of the core; heavy line shows main trend

wapieni kredowatych. Gęstość gąbek w podległych wapieniach skalistych i w wapieniach kredowatych jest bardzo podobna i co więcej – w liczącym 35 m pakiecie wapieni kredowatych (z przedziału 127,6–179,5 m) nie wykazuje zmian. Wyraźna zmiana zaznacza się natomiast w nadległych w stosunku do pakietu wapieni kredowatych wapieniach skali-

stych (por. [fig. 3, 6B](#)). Niestety stan zachowania rdzenia w górnej części pakietu wapieni kredowatych nie pozwala na obserwację sposobu, w jaki realizuje się ta zmiana. Warto wspomnieć, że pomimo braku możliwości ciągłej rejestracji gęstości gąbek doliczono się 2199 „generacji” gąbek krzemionkowych w liczącym 201 m miąższości profilu.

PODSUMOWANIE

Zbieg okoliczności sprawił, że oba analizowane profile wierceń położone nieco ponad 6 km od siebie reprezentują typowe dla oksfordu, ale skrajnie odmienne obszary facjalne. Szczegółowe dane biostratygraficzne (zwłaszcza jak dla profilów wierceń) pozwoliły nie tylko dostarczyć informacji dotyczących zróżnicowania miąższości w obu obszarach facjalnych, ale i wyciągnąć wnioski dotyczące momentu, w którym rozpoczęło się różnicowanie obu obszarów. Bardzo dobry stan rdzenia w profilu Trojanowice 2 pozwolił poczynić obserwacje niemożliwe do wykonania w odsłonięciach. Obserwacje te dotyczyły gęstości mumii gąbkowych przypadających na każdy metr profilu oraz skrócenia profilu wynikającego ze zjawiska rozpuszczania pod ciśnieniem.

Najważniejsze wyniki badań obu profilów:

- Profil Trojanowice 2 charakteryzuje biohermalny obszar facjalny (zespół biohermalny Ojcowa) w obrębie całej przewierconej części oksfordu (od oksfordu dolnego do najniższej części poziomu Bimammatum oksfordu górnego).
- Gęstość mumii gąbkowych w profilu Trojanowice 2 obliczanych tylko dla mumii występujących „jedna nad

drugą” zmieniała się od 63 do kilku mumii na metr bieżący profilu. W liczącym 201 m profilu doliczono się 2199 „generacji” gąbek krzemionkowych.

- Dla profilu Trojanowice 2 skrócenie profilu wapieni biohermalnych (skalistych) w wyniku procesu rozpuszczania pod ciśnieniem (stylolityzacji wzdłuż płaszczyzn poziomych), obliczane jako amplituda stylolitu wyniosło średnio 11,6%, a warto tu przypomnieć, że jest to minimalna wartość skrócenia.
- Otwór Cianowice 2 charakteryzuje basenowy obszar facjalny (miedzybiohermalny basen Korzkwi) w obrębie niemal kompletnego stratygraficznie oksfordu.
- Znaczne różnice reliefu dna zbiornika (czego przykładem mogą być wyliczone różnice miąższości w badanych profilach) predysponowały do różnego rodzaju ruchów masowych. Utwory reprezentujące efekty takich ruchów rozpoznano w wyższej części profilu Cianowice 2.
- Stwierdzono, że zróżnicowanie na dwa wymienione powyżej obszary facjalne rozpoczęło się z początkiem późnego keloweju.

LITERATURA

- BUKOWY S., 1956 — Geologia obszaru pomiędzy Krakowem a Korzkwią. Materiały do geologii obszaru śląsko-krakowskiego, **108**: 17–82. Wyd. Geol., Warszawa.
- DEMBICZ K., PRASZKIER T., 2007 — Kelowej południowo-wschodniej części Jury Krakowsko-Częstochowskiej. *Tomy Jurajskie*, **4**: 71–76.
- DŻUŁYŃSKI S., 1952 — Powstanie wapieni skalistych Jury Krakowskiej. *Rocznik PTG*, **21**, 2: 125–180.
- GIŻEJEWSKA M., WIECZOREK J., 1976 — Remarks on the Callovian and Lower Oxfordian of the Zalas area. *Bulletin de l'Academie Polonaise des Sciences, Serie des Sciences de la Terre*, **24**, 3/4: 167–175.
- GLĄZEK J., WIERZBOWSKI A., 1972 — W sprawie rzekomej transgresji kimerydu na Wyżynie Krakowskiej. *Acta Geol. Pol.*, **22**, 1: 45–69.
- GŁOWNIAK E., 2002 — The ammonites of the family Perisphinctidae from the Plicatilis Zone (lower Middle Oxfordian) of the Polish Jura Chain (Central Poland); their taxonomy, phylogeny and biostratigraphy. *Acta Geol. Pol.*, **52**, 3: 307–364.
- GŁOWNIAK E., 2005 — The Wartae Subzone – a proposal for the lower boundary of the unified Upper Oxfordian Substage in the Submediterranean Province. *Int. Subcommission on Jurassic Stratigraphy Newsletter*, **32**: 34–36.
- GRADZIŃSKI R., 1993 — Mapa geologiczna obszaru krakowskiego bez utworów czwartorzędowych i lądowych utworów trzeciorzędowych. Muz. Geol. ING PAN w Krakowie.
- HOFFMANN M., MATYSZKIEWICZ J., 1989 — Wykształcenie litologiczne i sedimentacja osadów jury w kamieniołomie „Młynka”. Przewodnik XL Zjazdu PTG: 78–83.
- JURKIEWICZOWA I., 1974 — Rozwój jury środkowej we wschodniej części obszaru krakowskiego. *Biul. Inst. Geol.*, **278**: 201–239.
- KUTEK J., WIERZBOWSKI A., BEDNAREK J., MATYJA B.A., ZAPAŚNIK T., 1977 — Z problematyki stratygraficznej osadów górnójurajskich Jury Polskiej. *Prz. Geol.*, **25**, 8–9: 438–445.
- MARCINKIEWICZ T., 1980 — Jurassic megaspores from Grojec near Kraków. *Acta Palaeobot.*, **21**, 1: 37–60.
- MARCINOWSKI R., 1970 — Turbidites in the Upper Oxfordian Limestones at Jaskrów in the Polish Jura Chain. *Bull. de l'Acad. Pol. des Sci., Serie des sci. géol. et géogr.*, **18**, 4: 219–225.
- MATYJA B.A., 1976 — Oksford południowo-zachodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich [Praca doktorska]. Bibl. Wyd. Geol. UW.
- MATYJA B.A., GŁOWNIAK E., 2003 — Następstwo amonitów dolnego i środkowego oksfordu w profilu kamieniołomu

- w Ogrodzieńcu i ich znaczenie biogeograficzne. *Tomy Jurajskie*, **1**: 53–58.
- MATYJA B.A., WIERZBOWSKI A., 1996 — Sea-bottom relief and bathymetry of Late Jurassic sponge megafacies in Central Poland. *W: Advances in Jurassic research* (red. A.C. Riccardi). *GeoResearch Forum*, **1–2**: 333–340.
- MATYJA B.A., WIERZBOWSKI A., 2004 — Stratygrafia i różnicowanie facjalne utworów górnej jury Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej i Wyżyny Wieluńskiej. *W: Różnicowanie i przemiany środowiska przyrodniczo-kulturowego Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej* (red. J. Partyka), **1**: 13–18. Ojców.
- MATYJA B.A., WIERZBOWSKI A., WRIGHT J.K., 2006 — The Sub-Boreal/Boreal ammonite succession at the Oxfordian/Kimmeridgian boundary at Flodigarry, Staffin Bay (Isle of Skye), Scotland. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*, **96**: 387–405.
- MATYSZKIEWICZ J., 1989a — Sedymentacja utworów jury okolic Krakowa. *Przewodnik XL Zjazdu PTG*: 72–74.
- MATYSZKIEWICZ J., 1989b — Utwory osuwiskowe w wapieniach górnego oxfordu w Ujeździe. *Przewodnik XL Zjazdu PTG*: 83–88.
- MATYSZKIEWICZ J., 1999 — Sea-bottom relief versus differential compaction in ancient platform carbonates: a critical reassessment of an example from Upper Jurassic of the Cracow–Wieluń Upland. *Ann. Soc. Geol. Pol.*, **69**: 63–79.
- MATYSZKIEWICZ J., KRAJEWSKI M., 2007 — Litologia i różnicowanie facjalne wapieni górno jurajskich okolic dolin Szklarki i Będkowskiej. *Tomy Jurajskie*, **4**: 87–93.
- PŁONCZYŃSKI J., 2000 — Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski., ark. Skała. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- PŁONCZYŃSKI J., 2007 — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski. ark. Skała. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- RÓŻYCKI S.Z., 1953 — Górny dogger i dolny malm Jury Krakowsko-Częstochowskiej. *Pr. Inst. Geol.*, **17**: 1–412.
- RUTKOWSKI J., 1992 — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski, skala 1:50 000, ark. Kraków. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- RUTKOWSKI J., 1993 — Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski, ark. Kraków. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- SIEMIRADZKI J., 1922 — Geologia Ziemi Polskich. *Prace Muzeum im. Dzieduszyckich*, T. I, Lwów.
- WIECZOREK J., 1982 — Stromatolity a organizmy penetrujące w osadzie na przykładzie utworów jurajskich Wyżyny Krakowsko-Wieluńskiej. *Kwart. Geol.*, **26**, 1: 117–135.
- ZIÓŁKOWSKI P., 2005 — Deformacje skamieniałości śladowych a proces kompaktacji w wapieniach mikrytowych górnej jury okolic Korzkwi (Wyżyna Krakowska). *Tomy Jurajskie*, **3**: 55–61.
- ZIÓŁKOWSKI P., 2007 — Stratygrafia i różnicowanie facjalne górnej jury wschodniej części Wyżyny Krakowskiej. *Tomy Jurajskie*, **4**: 9–22.

SUMMARY

We have studied two Upper Jurassic drill cores acquired with in the frames of “Integrated research program of shallow drillings to solve the major problems of geology of Poland”. The boreholes were located near the northern edge of the Krzeszowice Graben (Fig. 1). In the Late Jurassic, this area was a marine basin in which the sponge megafacies was formed. From the regional point of view, the Trojanowice 2 borehole was located within the Ojców Biohermal Complex (Matyja, Wierzbowski, 2004) and the Cianowice 2 borehole was located in the Korzkiew Basin (Fig. 2) described by Ziółkowski (2007). The distance between the boreholes is about 6 km. The results of chronostratigraphical investigations that based on relatively numerous ammonites (Fig. 4) are shown in Figure 3. Figure 6 illustrates the main lithological types. In the study we have adopted the submediterranean chronostratigraphic subdivisions (Tab. 1).

Detailed biostratigraphic investigations allowed us to provide new data on the thickness variation in both facies areas. The Trojanowice 2 section represents the area of the biohermal complex (from Lower Oxfordian to the lowermost part of the Bimammatum Zone of the Upper Oxfordian). The Cianowice 2 profile represents almost a complete succession of Oxfordian facies developed in the basin. According to research of Ziółkowski (2007), the Kimmeridgian boundary runs slightly above the marls that terminate the drill core succession.

The Oxfordian succession up to the Bifurcatus Zone is more than twice thicker in the sponge bioherm formation

areas than in the adjacent basin. These data are consistent with those of Ziółkowski (*op. cit.*) for the upper part of the Oxfordian.

The very good quality of the Trojanowice 2 drill core allowed us to make observations on the density of sponge mummies per every metre of the section (Fig. 6B). The observations were carried out mainly for the massive limestone as well as for the chalky limestone and the layered limestone, which underlie the massive one. The average density was 13 sponges per 1 metre of drill core, and the variability – from a few to 63 sponges. Trend analysis (performed by a moving average in a subset of 5 values) captures the decreasing density of the sponges up the section. Based on the analysis of the thickness of different zones of the Oxfordian in the Holy Cross Mountains margin and the Polish Jura Chain, this trend records the growing sedimentation rate of carbonates. Moreover, the density of sponges in the massive limestone and the chalky limestone is similar. In the 201-metre long profile the total number of 2199 “generations” of siliceous sponges was counted.

In the discussion on the differences that existed between the height of bioherm complexes and the interbiohermal basins (Matyja, Wierzbowski, 1996; Matyszkiewicz, 1999; Matyja, Wierzbowski, 2004; Ziółkowski, 2005) we addressed the problem of the reduction of the massive limestone section as a result of dissolution under pressure. We took into account the amplitude of stylolites that developed along the horizontal plane. The sum of the amplitudes measured for 25 one-metre

sections of the drill cores varied from 61 to 233 mm per 1 metre (Fig. 6A). The average value of the sutures amplitude was 116 mm/m.

Significant differences of the palaeorelief of the Late Jurassic sea bottom caused many different mass movements. Sediments representing the effects of such movements have been recognized between 36.8–66.2 m of the Cianowice 2

section (Fig. 3). We have diagnosed rocks being the effect of a cohesive flow, a debris flow (Fig. 5B) and a collisional flow (Figs 4K, L). The massive limestone in the interval of 43.2–61.4 m is interpreted as a product of a slide without rotation. The differentiation of the above-mentioned two facies areas commences in the early Late Callovian.