



Sesja terenowa B

Budowa geologiczna i paleontologia regionu krakowskiego: dolny perm, środkowa i górna jura, górna kreda



Mariusz Kędzierski¹, Bogusław Kołodziej¹, Mariusz Hoffmann², Elżbieta Machaniec¹, Ewa Stworzewicz³ & Joachim Szulc¹

¹ Instytut Nauk Geologicznych, Uniwersytet Jagielloński, ul. Oleandry 2a, 30-063 Kraków; e-mail: mariusz.kedzierski@uj.edu.pl,

 $boguslaw.kolodziej@uj.edu.pl,\ elzbieta.machaniec@uj.edu.pl,\ joachim.szulc@uj.edu.pl$

² Soletanche Polska, ul. Kochanowskiego 49a, 01-864 Warszawa; e-mail: mariusz.hoffmann@soletanche.pl

³ Instytut Systematyki i Ewolucji Zwierząt, Polska Akademia Nauk, ul. Sławkowska 17, 31-016 Kraków; e-mail: stworzewicz@isez.pan.krakow.pl

WSTĘP

(Mariusz Kędzierski & Bogusław Kołodziej)

Region krakowski położony jest u zbiegu kilku jednostek geologicznych: monokliny śląsko-krakowskiej, niecki miechowskiej, zapadliska przedkarpackiego oraz Karpat zewnętrznych. Takie położenie oraz zróżnicowanie stratygraficzne i litologiczne odsłaniających się tu skał reprezentujących dwa piętra strukturalne, czyni ten obszar szczególnie interesującym (Gradziński, 1972, 2009; Gradziński Gradziński, 1994; Fig. 1). Piętro waryscyjskie obejmuje utwory dewonu i karbonu, które zostały zdeformowane tektonicznie podczas waryscyjskich ruchów górotwórczych (Żaba, 1999). Skały permu i mezozoiku podlegały natomiast różnym fazom alpejskich ruchów tektonicznych, które spowodowały (1) monoklinalne wychylenie ku ENE płyty zbudowanej z utworów obu pięter oraz (2) pocięcie jej uskokami. Wieloetapowa tektonika o trudnym do sprecyzowania wieku przypuszczalnie głównie wczesnomioceńska - w istotny sposób przemodelowała monoklinę śląsko-krakowską w regionie krakowskim, powodując powstanie zrębów i zapadlisk (Dżułyński, 1953). Większość zrębów, w tym zręby nadwiślańskie, zbudowana jest z odsłaniających się na powierzchni skał osadowych górnej jury, rzadziej górnej kredy. Zapadliska wypełniają osady miocenu, spośród których najstarszymi morskimi osadami są wapienie ostrygowe i muły z ostrygami. Przede wszystkim zaś w zapadliskach występują morskie, drobnoziarniste silikoklastyki (tzw. iły), w obrębie których znajdowane są lokalnie ewaporaty (sól kamienna, gipsy). Jednym z zapadlisk jest leżący na północny zachód od Krakowa rów krzeszowicki (część zapadliska przedkarpackiego) o rozciągłości równoleżnikowej, oddzielający płytę ojcowską na północy od, złożonego pod względem geologicznym, zrębu tenczyńskiego na południu (Gradziński, 1972, 2009; Gradziński & Gradziński, 1994).

Celem wycieczki jest zapoznanie uczestników z odsłonięciami dolnopermskiej martwicy w Dołach Karniowickich, keloweju i oksfordu w Zalasie oraz oksfordu i górnej kredy w Zabierzowie.

DOLNY PERM

Na przełomie wczesnego i późnego karbonu oraz w późnym karbonie miały miejsce główne fazy orogenezy waryscyjskiej (Żaba, 1999). Procesy tektoniczne kontynuujące się we wczesnym permie doprowadziły do utworzenia głębokiego i wąskiego rowu Sławkowa wypełnionego lądowymi osadami molasy post-waryscyjskiej. Położenie rowu na przedpolu gór oraz półsuchy klimat strefy subtropikalnej determinowało charakter sedymentacji. W części wschodniej rowu deponowane były rozległe stożki aluwialne (zlepieńce myślachowickie), a w jego centralnej części – w środowisku typu *playa* – piaskowce i mułowce z ewaporatami. Unikatowym osadem są słodkowodne wapienie występujące na NW od Krzeszowic, określane terminem martwica karniowicka (Ćwiżewicz & Szulc, 1989; Szulc & Ćwiżewicz, 1989). Późny karbon i wczesny perm to okres intensywnego magmatyzmu i powstawania skał subwulkanicznych, wulkanicznych i piroklastycznych, dobrze odsłaniających się w licznych odkrywkach po obu stronach rowu krzeszowickiego (patrz Lewandowska & Rospondek, 2009).

Środkowa i górna jura

We wczesnej jurze region krakowski był lądem. Morze wkroczyło na ten obszar w keloweju, a lokalnie być może już w batonie. Profil dolnego keloweju (kilka–kilkanaście metrów) rozpoczynają piaski i piaskowce, miejscami zlepieńce kwarcowe. Ku górze profilu osady te zastępowane są przez piaskowce wapniste i wapienie piaszczyste z licznymi skamieniałościami. Górny kelowej reprezentują stromatolit oraz margle o silnie zredukowanej miąższości (kilkadziesiąt centymetrów) (Giżejewska & Wieczorek, 1977; Tarkowski, 1989; Matyja, 2006). W rzeczywistości profil keloweju w regionie krakowskim wykazuje zmienność facjalną, co tłumaczone jest morfologią podłoża i/lub synsedymentacyjną tektoniką (Wieczorek, 1982; Hoffmann & Gradziński, 2003).

Dolny oksford wykształcony jest jako osady marglisto-wapienne ze słabo rozwiniętymi budowlami gąbkowymi. Facje wapienne i marglisto-wapienne oksfordu środkowego zawierają budowle gabkowo-mikrobialne, a w oksfordzie górnym dominują dwie spośród trzech głównych facji wyróżnianych w oksfordzie regionu krakowskiego: facja uławicona i skalista (z najsilniej rozwiniętymi budowlami gąbkowo-mikrobialnymi). Natomiast facja wapieni płytowych z licznymi amonitami jest charakterystyczna dla środkowego oksfordu (Dżułyński, 1952; Matyszkiewicz, 1997; Matyszkiewicz et al., 2007, 2012). Zróżnicowany relief paleozoicznego podłoża, synsedymentacyjna tektonika oraz wzrost budowli gabkowomikrobialnych determinował wertykalną i lateralną zmienność osadów oksfordu w regionie krakowskim (Matyszkiewicz et al., 2006). Synsedymentacyjna tektonika kontrolowała również powstawanie osadów ziarnowych oraz osadów typu debris flow, choć skala i znaczenie procesów resedymentacji w powstawaniu niektórych facji wapieni oksfordu jest przedmiotem dyskusji (np., Hoffmann & Matyszkiewicz, 1989; Ko-1995; Matyszkiewicz & Krajewski, szarski, 1996: Matyszkiewicz et al., 2012). Budowle (rafy w szerokim rozumieniu) gąbkowo-mikrobialne Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej (Jury Polskiej) należą do strefy ciągnącej się od Portugalii, poprzez Hiszpanię, południową Francję, Niemcy, Polskę aż do Dobrudży w Rumunii. Paleogeograficznie obszar ten stanowił w późnej jurze północne obrzeżenie Tetydy (Leinfelder et al., 1996; Pisera, 1997).

Górna kreda

Osady górnej kredy deponowane na tzw. progu krakowskim, zachowane są w rejonie Krakowa tylko lokalnie, osiągając maksymalnie 25 m miąższości. Ku NE, w niecce miechowskiej, sekwencja górnej kredy jest coraz bardziej miąższa, osiągając ok. 600 m (Walaszczyk, 1992; Jurkiewicz, 1999). Najstarsze skały kredowe to albsko?/cenomańskie piaski (Tarkowski & Liszka, 1983) i zlepieńce kwarcowe zalegające na wapieniach oksfordu ściętych powierzchnią abrazyjną. Miąższość nadległych wapieni turonu nie przekracza 10 metrów miąższości (Alexandrowicz, 1956). Występowanie osadów koniaku jest słabo udokumentowane paleontologicznie lub zachowane są one tylko lokalnie, osiągając niewielkie miąższości (Walaszczyk, 1992; Olszewska-Nejbert, 2004; Olszewska-Nejbert & Świerczewska-Gładysz, 2013). Lokalnie brak również osadów santonu (Machaniec & Zapałowicz-Bilan, 2005; Kołodziej et al., 2010). Osady górnej kredy w większości odsłonięć regionu krakowskiego reprezentowane są przez kampańskie margle i wapienie margliste z czertami (Alexandrowicz, 1954; Gradziński, 1961; Machaniec & Zapałowicz-Bilan, 2005; Zapałowicz-Bilan et al., 2009). Luki stratygraficzne, powierzchnie nieciągłości i niezgodności kątowe wskazują na zróżnicowaną historię geologiczną (tektoniczną, sedymentacyjną, erozyjna) poszczególnych bloków progu krakowskiego (Marcinowski, 1974; Walaszczyk, 1992; Jasionowski, 1995; Olszewska-Nejbert, 2004; Kołodziej et al., 2010; Olszewska-Nejbert & Świerczewska-Gładysz, 2013).

PUNKT 1: ZALAS, FIGS 2-4

(Mariusz Hoffmann, Mariusz Kędzierski & Bogusław Kołodziej)

Profil jury w kamieniołomie permskich riodacytów w Zalasie (Figs 2, 3) jest najlepiej odsłaniającym się i najbardziej reprezentatywnym profilem keloweju i dolnego oksfordu w regionie krakowskim znakomicie dokumentującym przebieg transgresji jurajskiej oraz ponadregionalne zjawiska kondensacji stratygraficznej. Analizy amonitów pozwoliły na ustalenie jego szczegółowej stratygrafii (Giżejewska & Wieczorek, 1977; Matyja & Tarkowski, 1981; Tarkowski, 1989; Matyja, 2006). Piaski, podrzędnie piaskowce i zlepieńce kwarcowe dolnego keloweju - do kilku metrów miąższości spoczywają na nierównej powierzchni riodacytów. Na morskie pochodzenie tych osadów wskazuje obecność amonitów (Macrocephalites), łodzików, fragmentów małży, ślimaków, ramienionogów i szkarłupni, a w ich wyższej części również koralowców. Kolonijne koralowce reprezentują przypuszczalnie rodzaj Isastrea (Roniewicz, 2004), a ich płaskie kolonie są często podrążone oraz wykazują cechy miejscowego obumierania, zapewne w wyniku epizodycznego zasypywania (Fig. 4E). Występują tu również fragmenty zsylifikowanego drewna. Powyżej, osady dolnego keloweju są wykształcone jako piaszczyste wapienie krynoidowe - o miąższości ok. 1.5 m z horyzontami bogatymi w makrofaunę bentoniczną: małże (m.in. duże muszle Ctenostreon; Fig. 4F), ramienionogi (terbratulidy, rynchonellidy), płytki liliowców, rzadziej jeżowce i osobnicze koralowce, oraz mniej liczną faunę nektoniczną: amonity, belemnity, łodziki (Fig. 4B, C, F). W wyższej części wapienie mają strukturę gruzłowatą (Fig. 4B), związaną zapewne z działalnością organizmów penetrujących, a strop tych wapieni ma charakter specyficznego twardego dna, w powstaniu którego istotną rolę odegrały procesy abrazji i korozji, o czym świadczy obecność ściętych erozyjnie dużych muszli Macrocephalites, inkrustowanych z jednej strony przez stromatolit. Osadów środkowego keloweju w Zalasie brak. Na powierzchni twardego dna zalegają zwykle czerwone lub brunatne stromatolity żelaziste (choć o dużym udziale węglanu wapnia) reprezentujące najwyższy kelowej (Fig. 4D). W literaturze wzmiankowane były stromatolity do 40 cm miąższości, ale obecnie odsłaniający się profil pozwala na obserwację stromatolitów o miąższości zaledwie paru centymetrów. W spągu i stropie stromatolitu oraz w jego obrębie występują różowe wapienie z żelazistymi onkoidami (Giżejewska & Wieczorek, 1977; Tarkowski, 1989; Matyja, 2006; Dembicz & Praszkier, 2007). Powyżej zalegają osady oksfor-



Fig. 2. Kamieniołom w Zalasie. A – Widok ogólny na osady keloweju i oksfordu. B – Granica kelowej–oksford, tuż poniżej obucha młotka. Widoczne ciemnobrązowe osady górnego keloweju o zredukowanej miąższości.



Fig. 3. Profil keloweju i oksfordu w Zalasie.

du, które miejscami i w zależności od stanu odsłonięcia profilu, mogą leżeć bezpośrednio na riodacytach (Matyszkiewicz et al., 2007; patrz Fig. 4A).

Kelowejskie stromatolity uważane były jeszcze w latach 60. XX w. za osady płytkomorskie. Badania Wieczorka (Giżejewska & Wieczorek, 1976; Wieczorek, 1982) wykazały ich powstanie w środowisku głębszym (sublitoralnym) na twardym podłożu podmorskich wyniesień związanych z synsedymentacyjną tektoniką w warunkach wolnej sedymentacji i braku organizmów penetrujących. Występujące w stromatolicie i onkoidach filamenty reprezentują zapewne bakterie i grzyby, podobnie jak w ostatnio opracowanych przez Lazăr et al. (2013) analogicznych utworach z batonu–keloweju Gór Bucegi w Rumunii (Cieślak, 2012).

Ostatnio Zatoń et al. (2011) zanalizowali pod względem taksonomii i paleoekologii zespół sklerobiontów na muszlach *Ctenostreon* z wyższej części dolnego keloweju Zalasu. Stwierdzono najbardziej zróżnicowany zespół znany do tej pory z keloweju – co najmniej 27 taksonów organizmów inkrustujących i 7 ichnotaksonów organizmów drążących. Najliczniejsza i najbardziej zróżnicowana taksonomicznie fauna inkrustująca to wieloszczety i mszywioły. Wspomniany zespół organizmów inkrustujących jest bardziej zróżnicowany niż opisany w płytkowodnych i rafowych osadach późnego keloweju Izraela, co Zatoń et al. (2011) wiążą z głębszym i spokojniejszym środowiskiem, brakiem istotnych zmian w zasoleniu oraz z mniejszym tempem sedymentacji.

Osady dolnego oksfordu wykształcone są jako szare margle, w najniższej części lokalnie różowe, z licznymi amonitami. W przeławicających się szarych marglach i wapieniach licznie występują gąbki tworzące tzw. biohermy luźne (Matyja & Tarkowski, 1981; Trammer, 1982; Matyja, 2006; Matyszkiewicz et al., 2007). W budowie wapieni ważną rolę odgrywają, poza gąbkami, mikrobiality (Fig. 4G, H), których obecność jest charakterystyczna dla oksfordzkich budowli gąbkowych (np., Matyszkiewicz et al., 2007, 2012). Mikrobiality – wykształcone jako trombolity (nielaminowane, kłaczkowate struktury), leiolity (mikrobiality o strukturze afanitowej) i stromatolity – są istotnym komponentem facji masywnych Jury Polskiej, przypuszczalnie znacznie ważniejszym niż gąbki krzemionkowe (np. Matyszkiewicz, 2004; Matyszkiewicz et al., 2012). Powstanie węglanów powszechnie określanych w literaturze terminem mikrobiality jest rezultatem organomineralizacji *sensu lato*, terminu, który obejmuje procesy związane z bezpośrednim wpływem mikroorganizmów (*biologically-induced mineralization*) jak i pasywną mineralizacją materii organicznej (*biologically-influenced mineralization*), gdy główną rolę odgrywają raczej czynniki środowiskowe, np. wzrost alkaliczności, niż aktywność oragnizmów mikrobialnych (np., Dupraz et al., 2009). Rozróżnienie między mikrobialitami *s.s.* a mikrobialitami *s.l.* wymaga zastosowania specjalistycznej metodyki.

Osady oksfordu z Zalasu zawierają liczną makrofaunę: gąbki, amonity, belemnity i mniej liczne jeżowce, ramienionogi, małże i ślimaki (patrz Tarkowski, 2001), z których szczegółowych opracowań doczekały się dwie pierwsze grupy. Gąbki z oksfordu Zalasu wykazują duże zróżnicowanie morfologiczne, co było podstawą do wyróżnienia ponad stu gatunków, w tym nowych (Małecki, 2002 i prace tam cytowane). Część stanowi jednak synonimy wcześniej wyróżnionych gatunków (Pisera, 1997). Amonity z Zalasu i okolic były badane od XIX w. (G. Bukowski, J. Siemiradzki, K. Wójcik, S.Z. Różycki), głównie pod kątem biostratygrafii (np., Giżejewska & Wieczorek, 1977; Matyja & Tarkowski, 1981; Głowniak & Matyja, 2006). Pogranicze keloweju i oksfordu charakteryzowane jest przez napływ amonitowej fauny borealnej. Zjawisko to obejmowało całą północną półkulę, a migracja borealnych kardioceratidów czy kosmoceratidów sięgała obecnych wybrzeży Maroka, czyli poniżej 30°N w późnym keloweju-wczesnym oksfordzie (np. Dromart et al., 2003; Cecca et al., 2005). W Zalasie największe wpływy borealne wykazują spektra amonitowe na granicy warstw oksfordu dolnego i środkowego, w obrębie szarych margli (horyzont elisabethae poziomu cordatum - Tarkowski, 2001). W osadach tych znajdowane są także borealne belemnity Pachyteuthis i Cylindroteuthis (Tarkowski, 2001).

Ostatnio amonity z wybranych odsłonięć i facji oksfordu regionu krakowskiego były przedmiotem analizy tafonomicznej, która wykazała, że amonity opisywane tradycyjnie jako ośródki zewnętrzne i wewnętrzne w rzeczywistości wykazują bardziej złożony stan zachowania. U amonitów z oksfordu Zalasu można mówić o "muszlach" będących efektem wypełniania pustki po rozpuszczonych "muszlach" przez kalcytowy cement sparytowy. W przypadku amonitów ze środkowego oksfordu Podłęża są to *stricte* muszle neomorficzne (Jurkowska & Kołodziej, 2013).

W osadach marglistych dolnego oksfordu występuje bardzo liczny zespół nannoplanktonu wapiennego zdominowany przez gatunek *Watznaueria britannica* (Kędzierski, 2001; Sobczak & Kędzierski, 2006). Jest to zapis wzmożonej produkcji pierwotnej węglanu wapnia w chłodnych, żyznych wodach strefy fotycznej. Pokrywa się to także z ważnym wydarzeniem w ewolucji nannoplanktonu wapiennego, kiedy to zmiany oceanograficzno-klimatyczne pogranicza keloweju i oksfordu umożliwiły tej grupie kolonizację strefy pelagicznej. Łączyło się to ze zmianą chemizmu wód oceanicznych z oceanów aragonitowych do kalcytowych, a także ze zmianą obiegu węglanu wapnia (węgla) w oceanach i pojawieniem się facji pelagicznych, pelitycznych wapieni i margli (np. *maiolica* czy późniejsza kreda pisząca – *chalk*).

Sekwencja osadów jurajskich w Zalasie dokumentuje postępującą transgresję morską. Wykształcenie występujących tu osadów keloweju jest charakterystyczne dla jury środkowej Pery-Tetydy i Tetydy w Europie (np., Jenkyns, 1971; Lazăr et al., 2013). Charakter osadów pogranicza keloweju i oksfordu w regionie krakowskim odpowiada równowiekowym sukcesjom utworów rozsianych wzdłuż całego północnego obrzeżenia Tetydy, interpretowanych jako zapis globalnych zmian w oceanografii i klimacie (Dromart et al., 2003; Rais et al., 2007). Kondensacja na granicy keloweju i oksfordu ma charakter ponadregionalny, choć uważa się, że w regionie kra-



Fig. 4. Zalas. Kamieniołom w Zalasie. A – osady oksfordu zalegające bezpośrednio na permskich riodacytach. B – stropowa powierzchnia piaszczystych wapieni krynoidowe dolnego keloweju. Widoczna impregnowana związkami żelaza bulasta struktura związana z działalnością organizmów penetrujących. C – piaszczyste wapienie krynoidowe dolnego keloweju z bogatą makrofauną, m.in. muszlami małży *Ctenostreon.* D – żelazisty stromatolit o budowie kolumienkowej; przestrzeń miedzy kolumienkami wypełniona różowymi marglami; górny kelowej. E – silnie podrążony płytowy koralowiec (? *Isastrea* sp.) z piaskowców dolnego keloweju. F – Muszla *Ctenostreon* sp. z licznymi inkrustacjami ostrygowatych i serpulidów; dolny kelowej. G – wapień gąbkowo-mikrobialny; środkowy oksford. H – Wapień z talerzowatymi gąbkami; w górnej części wapień detrytyczny; środkowy oksford.

kowskim czynniki lokalne, przypuszczalnie natury tektonicznej, odgrywały istotną rolę w czasie sedymentacji keloweju, a lokalnie aż do środkowego oksfordu (Wieczorek, 1982; Hoffmann, 1983; Hoffmann & Gradziński, 2003; Matyszkiewicz et al., 2012). Przypuszczać zatem należy, że profil w Zalasie to znakomity przykład nakładania się zmian o charakterze globalnym na zmiany o charakterze lokalnym.

Stwierdzona w osadach pogranicza jury środkowej i górnej anomalia geochemiczna, interpretowana między innymi jako efekt impaktu (np. Brochwicz-Lewiński et al., 1984), może być tłumaczona skondensowanym charakterem sedymentacji na przełomie keloweju i oksfordu związanej z kryzysem sedymentacji węglanowej i klastycznej.

Występowanie budowli gąbkowo-mikrobialnych ograniczone jest do północnego szelfu Tetydy; brak ich natomiast w prowincji tetydzkiej. Głębokości powstawania tych budowli są różnie szacowane, zwykle jednak interpretowane są jako struktury powstające w środowisku głębszego szelfu (Leinfelder et al., 1996; Pisera, 1997). Brak jest współczesnych odpowiedników późnojurajskich budowli gąbkowych. Najbliższym odpowiednikiem są budowle stwierdzone w ostatnich latach u wybrzeży Kolumbii Brytyjskiej na głębokościach 165–240 m i okrzyknięte mianem "*living Dinosaurs*". Powstają one jednak w środowisku sedymentacji silikoklastycznej (Krautter et al., 2001).

PUNKT 2: DOŁY KARNIOWICKIE, FIGS 5-6

(Ewa Stworzewicz & Joachim Szulc)

Dolnopermskie skały węglanowe określane tradycyjnie jako "martwica karniowicka" były przedmiotem badań już od połowy XIX w. (badania M. Raciborskiego, E. Panowa, S. Siedleckiego, I. Lipiarkiego, E. Piekarskiej; patrz Ćwiżewicz & Szulc, 1989). Wapieniom tym, na podstawie szczątków roślin, przypisywano najpierw wiek "permokarboński", a później wczesnopermski. Późniejsze badania Ćwiżewicz i Szulca (1989) oraz Szulca i Ćwiżewicz (1989) skoncentrowały się na rekonstrukcji środowiska sedymentacji martwicy karniowickiej: rozpoznaniu facji, ich genezy oraz interpretacji paleoklimatycznej.

Wykazano obecność (1) trawertynów s.s. powstających bezpośrednio przy źródłach, (2) osadów jeziornych (limnicznych) będącymi osadami niewielkich stawków i wykształconych jako laminaty glonowo-bakteryjne, (3) osadów bagiennych (palustrinowych) - masywnych wapieni o chaotycznej strukturze wewnętrznej oraz lokalnie występujących (4) osadów fluwialnych – będących wypełnieniami kanałów rozcinających pozostałe facje oraz (5) osadów pedogenicznych (caliche) (Fig. 5). Powstanie słodkowodnych wapieni zawierających bogaty zespół roślinności higrofilnej (Lipiarski, 1971) w regionie położonym w strefie klimatu półsuchego zinterpretowano wykorzystując model oazy będącej refugium dla termo- i higrofilnej roślinności (Ćwiżewicz & Szulc, 1989; Szulc & Ćwiżewicz, 1989). Sedymentacja odbywała się na ograniczonym obszarze zasilanej wodami krasowymi wypływającymi z masywu antykliny Dębnika. Badania izotopowe (18O, 13C) facji limnicznej wykazały 6–7 letni cykl opadowy charakterystyczny dla współczesnej strefy podzwrotnikowej. Alternacja porowatych (zielenicowych) i gęstych lamin (sinicowych) o grubości od kilku milimetrów do 1.5 cm wskazuje natomiast na sezonowe zmiany termiczne.

W opuszczonym łomiku w Dołach Karniowickich (na wschód od Karniowic) – najczęściej wizytowanym odsłonięciem martwicy karniowickiej – odsłaniają się osady facji bagiennej (Fig. 6B, C), limnicznej (Fig. 6A), oraz kanał wypełniony osadami facji fluwialnej. Masywne, silnie porowate osady facji bagiennej powstały w wyniku kalcyfikacji roślin naczyniowych, glonów i bakterii. Rośliny i poszczególne kłącza np. pnie kalamitów, zachowane są miejscami w pozycji wzrostu. Osady facji bagiennej przechodzą lateralnie w horyzontalnie laminowane wapienie facji limnicznej. W omawianym stanowisku brak jest typowych trawertynów źródłowych.



Fig. 5. Schemat obrazujący relacje głównych facji w środowisku sedymentacji wczesnopermskiej martwicy karniowickiej. 1 – dolnokarbońskie wapienie. 2 – dolnopermskie zlepieńce i skały piroklastyczne. 3 – trawerstyny *s.s.* 4 – paleogleby z naskorupieniami *caliche*.

Ślimaki z martwicy karniowickiej. Odmiana bagienna martwicy karniowickiej zawiera jedne z najstarszych ślimaków lądowych na świecie. Dyskutowane poniżej ślimaki pochodzą z luźnych bloków martwicy występujących ok. 2.5 km na zachód od Dołów Karniowickich (Fig. 6D). Pierwsze informacje o występowaniu malakofauny w martwicy karniowickiej pochodzą z końca XIX wieku. W Atlasie Geologicznym Galicji opublikowanym w 1894 r. Zaręczny wspomina o znalezieniu muszli ślimaków słodkowodnych, nie podając bliższych informacji. Dopiero kilkadziesiąt lat później na podstawie materiału z kolekcji Zarecznego, Panow (1936) opisał gatunek Dendropupa zarecznyi. Wspomniał też o kilkunastu innych okazach zebranych przez siebie, które jednak nie zostały później opracowane. Kolejnych danych na temat ślimaków z Karniowic dostarczyła praca Solema i Yochelsona (1979). Yochelson odwiedził to stanowisko w 1968 roku i zebrał kilka dalszych okazów. Prowadzone w ostatnich latach nowe badania umożliwiły zebranie ponad stu okazów należących do czterech gatunków ślimaków (Stworzewicz et al., 2009). Zostały one znalezione w facji bagiennej martwicy, ale reprezentują malakofaunę naziemną, związaną z wilgotnym środowiskiem. Obok znanego już wcześniej gatunku Dendropupa zarecznyi (Fig. 6E) zidentyfikowano dwa gatunki z rodzaju Anthracopupa - A. ohioensis Whitfield (Fig. 6G) i A. brittanica Cox (Fig. 6F) oraz Protodiscus priscus (Carpenter) (Fig. 6H).

Muszle Dendropupa zarecznyi są wydłużone, ich wysokość wynosi około10 mm. Stosunkowo duży otwór muszli z wywiniętym brzegiem, ale pozbawiony pogrubionej wargi oraz brak struktur wewnątrz otworu (zębów) wskazuje, że ślimaki te żyły w środowisku dość wilgotnym. Solem i Yochelson (1979) sugerują, że mogło ono odpowiadać współczesnym lasom tropikalnym. Współcześnie żyjące ślimaki o muszlach podobnych kształtem i wielkością do muszli Dendropupa, np. Ena montana, związane są na ogół ze ściółką zalegającą u podstawy pni drzew. W rodzaju Dendropupa opisano dotąd 4–5 gatunków z kilku górnokarbońskich i dolnopermskich stanowisk Ameryki Północnej oraz Francji.

Z kolei ślimaki *Anthracopupa* są zbliżone formą muszli do współczesnych gatunków z rodzaju *Carychium*, żyjących zarówno w luźnej ściółce jak i pod korą gnijących pni i kłód, na obszarach, które mogą być okresowo zalewane wodą. Przedstawiciele *Anthracopupa* podobnie jak *Carychium* są niewielkich rozmiarów (2–4 mm), w otworze mogą mieć listewkowate ząbki, które umożliwiają zatrzymanie w muszli



Fig. 6. Karniowice. Martwica karniowicka, dolny perm. A – facja limniczna; alternacja lamin porowatych (zielenicowych) i zbitych (sinicowych). B – facja bagienna z kłączami roślin naczyniowych zachowanych w pozycji przyżyciowej. C – skalcyfikowany detrytus roślinny w facji bagiennej. D – widok w kierunku zachodnim od Dołów Karniowickich. Widoczne wychodnie martwicy karniowickiej oraz pola gdzie występują fragmenty martwicy w facji bagiennej zawierającej ślimaki. E – *Dendropupa zarecznyi*. F – *Anthracopupa brittanica*. G – *Anthracopupa ohioensis*. H – *Protodiscus priscus*.

bańki powietrza, co ułatwia bardzo małym muszlom utrzymanie się na powierzchni wody w czasie powodzi. Znalezione w Karniowicach ślimaki z rodzaju *Anthracopupa* znane były wcześniej z innych górnokarbońskich stanowisk, *A. ohioensis* z Ohio (USA), a *A. brittanica* z Wielkiej Brytanii. Prawdopodobnie rodzaj *Anthracopupa* był w paleozoiku szerzej rozmieszczony i liczniejszy w gatunki niż *Dendropupa*, o czym świadczą znaleziska również w Niemczech, Austrii i Czechach (Solem & Yochelson, 1979).

Protodiscus priscus jest reprezentowany w Karniowicach tylko przez jeden okaz, częściowo zagłębiony w twardej martwicy, co uniemożliwia wypreparowanie całej muszli, która jest bardzo mała (widoczne trzy skręty mają szerokość 2.35 mm). Charakterystyczne jest urzeźbienie powierzchni skrętów, które składa się z gęsto rozmieszczonych delikatnych, radialnych prążków i rzadziej rozstawionych grubszych linii. Rzeźba powierzchni embrionalnej części muszli nie jest dobrze widoczna z powodu uszkodzenia. Gatunek ten opisany został przez Carpentera (Dawson, 1867) w rodzaju *Zonites*, ale Solem i Yochelson (1979) umieszczają go w nowym rodzaju *Protodiscus* (Discidae).

Ze względu na niezwykłą rzadkość występowania paleozoicznych ślimaków lądowych stanowisko w Karniowicach jest bardzo ważne dla poznania ewolucji lądowej malakofauny, a Polska jest jednym z nielicznych krajów, obok Stanów Zjednoczonych, Kanady, Anglii, Francji, Niemiec, Austrii i Czech gdzie tego typu skamieniałości zostały znalezione.

PUNKT 3: ZABIERZÓW, FIGS 7-8

(Mariusz Hoffmann, Mariusz Kędzierski, Bogusław Kołodziej & Elżbieta Machaniec)

Nieczynny kamieniołom w Zabierzowie (część projektu turystycznego Jurajski Raj) zlokalizowany jest na północnej krawędzi zrębu tenczyńskiego. Dwa wyrobiska odpowiadają dwóm małym zrębom tektonicznym zbudowanym z wapieni oksfordzkich i lokalnie wapieni turonu, oddzielonych zapadliskiem wypełnionym osadami górnej kredy (Fig. 7). Odsłaniające się w Zabierzowie osady wydatnie dokumentują obecność uskoków powstałych w czasie zapewne wieloetapowej "około" mioceńskiej tektoniki. Poprzecinana uskokami kredowa powierzchnia abrazyjna ścinająca jurę oraz strop wapieni turonu stanowią znakomite horyzonty korelacyjne przy analizie skali przesunięć pionowych. Zdaniem Felisiaka (1992) główny etap formowania się rowu krzeszowickiego przypada na oligocen i wczesny miocen (patrz również Felisiak & Matyszkiewicz, 2001).

PUNKT 3A. OKSFORD

Wapienie górnej jury w Zabierzowie reprezentują górny oksford i wykształcone są jako bioherma, na skłonie której występują gąbkowe baflestony/floatstony oraz tuberloitowe wakstony. Występująca na górnym poziomie kamieniołomu w Zabierzowie bioherma mikrobialno-"tubiphitesowa" (Fig. 8A) reprezentuje rzadki w regionie krakowskim przykład wapieni biohermalnych (skalistych), w których istotne znaczenie konstrukcyjne, poza mikrobialitami, posiadają liczne inkrustujące mikroorganizmy Crescentiella morronensis Crescenti 'Tubiphytes'' morronensis), a udział gąbek jest podrzędny (= ' (Matyszkiewicz, 1997; Hoffmann & Matyszkiewicz, 1997; Felisiak & Matyszkiewicz, 2001). Mikroorganizmy te mają problematyczną genezę, choć zwykle interpretowane są jako otwornice lub specyficzne konsorcjum otwornicy i sinic (Senowbari-Daryan et al., 2008).

Drugą charakterystyczną cechą dyskutowanej budowli jest obecność struktur stromatactis - struktur o strzepiastym stropie i płaskim spągu - często w dużym stopniu niewypełnionych osadem lub cementem (Fig. 8B). Matyszkiewicz (1997) interpretuje te struktury jako efekt erozji kawitacyjnej związanej z oddziaływaniem falowania, powodującej rozsadzanie pierwotnych pustek wzrostowych, a proces ten mógł zachodzić z pewnym hiatusem czasowym w stosunku do czasu powstania biohermy. Procesy odpowiedzialne za powstanie struktur stromatactis, nie tylko w obrębie budowli jurajskich, jest przedmiotem dyskusji (patrz Matyszkiewicz, 1997; Olchowy, 2011). W przypadku stromatactis z bioherm z kamieniołomu Młynka (Nielepice) Hoffmann (Hoffmann & Matyszkiewicz, 1989) interpretuje te struktury jako jeden z typów pustek wzrostowych powstałych w rezultacie rozwoju mat mikrobialnych.

Owalne pustki, miejscami liczne występujące w obrębie biohermy reprezentują aglutynujące wieloszczety *Terebella lapilloides* (Fig. 8C). Robaki te pozbawione były mineralnych rurek, natomiast wokół ich ciała powstawała organicznaotoczka w obrębie której na drodze mikrobialnej następowało wytrącanie się węglanu wapnia oraz aglutynowane były drobne ziarna.

Punkt 3b. Górna kreda

Strop wapieni oksfordu ma charakter dna skalistego. Jest to platforma abrazyjna powstała z początkiem późnokredowej transgresji, zapewne przemodelowana w trakcie młodszych epizodów regresywno-transgresywnych. Najlepiej odsłonięta platforma abrazyjna występuje w rezerwacie na Bonarce w Krakowie (Alexandrowicz, 1954; Gradziński, 1961; Bromley et al., 2009).

Na wapieniach oksfordu zalegają dwie warstwy wapieni



Fig. 7. Profil oksfordu, turonu, koniaku?, santonu i kampanu w Zabierzowie.

turonu: (1) 0.1-0.3 m - piaszczyste, miejscami zlepieńcowate pakstony otwornicowo-kalcisferowe z fragmentami inoceramów (tylko we wschodniej części kamieniołomu); (2) 0.4-0.7 m - wakston/pakston otwornicowo-kalcisferowy z otoczakami kwarcu (Fig. 8D) (Jasionowski, 1995). W stropie turonu występują liczne struktury penetracyjne, głównie Thalassinoides (Fig. 8E). Struktury penetracyjne dokumentują okres braku lub spowolnienia depozycji oraz usuwania przez falowanie i prądy denne luźnego osadu na podmorskim progu w środowisku pelagicznym (Jasionowski, 1995). Powierzchnia stropowa turonu oraz ścianki struktur penetracyjnych są często zglaukonityzowane. Pojedyncze owalne struktury interpretowane przez Jasionowskiego (1995) jako przypuszczalne ślady jeżowców reprezentują prawdopodobnie ichnoskamieniałości Entobia cracoviensis - ślady drążeń gąbek, które licznie występują na platformie abrazyjnej ścinającej wapienie oksfordu na Bonarce. Wiek drążeń z Bonarki nie został jednoznacznie określony (?turon, ?santon; Bromley et al., 2009). Na stropowej powierzchni turonu, którą możemy interpretować jako twarde dno (por. Olszewska-Nejbert, 2004), zalega cienka warstwa stromatolitów fosforanowych (do



Fig. 8. Zabierzów. A – Widok ogólny na biohermę mikrobialno-"tubiphytesową"; oksford. Po prawej stronie "fałszywy lej krasowy" – zwietrzelina górnokredowych margli występujących w niewielkim rowie położonym bezpośrednio na południe od wychodni oksfordu. B – struktury *stromatactis* oraz C – rurki robaków *Terebella lapilloides* występujące w obrębie biohermy. D – stropowa powierzchnia wapieni turonu. Powierzchnia ma charakter twardego dna i pokryta jest cienkim stromatolitem fosforanowym (na powierzchniach odsłoniętych tylko lokalnie zachowanych). E – stropowa powierzchnia wapieni turonu ze strukturami *Thalassinoides* isp., dokumentujących etap spoistego dna. F – stromatolit fosforanowy (późny turon?, koniak?). Poniżej stromatolitu, w wapieniach turonu występują struktury penetracyjne impregnowane glaukonitem. Strzałka wskazuje otoczak kwarcu. G–H – pakston kalcisferowy z otwornicami planktonicznymi występujący w obrębie stromatolitu. G – obraz w mikroskopie petrograficznym; H – obraz w mikroskopie katodoluminescencyjnym wyraźniej uwidacznia liczbę kalcisfer. Kalcisfery wykazują jaskrawoczerwoną luminescencję, co silnie kontrastuje z ciemnym matriks.

4 cm), miejscami wykazująca złożoną budowę, co przejawia się obecnością cienkich wkładek nielaminowanych wapieni (Fig. 8F).

Stromatolity fosforanowe występujące w regionie krakowskim datowane są na późny turon lub późny turon/najwcześniejszy koniak (Jasionowski, 1995; Krajewski et al., 2000; Olszewska-Nejbert, 2004). W obrębie stromatolitu, zostały stwierdzone otwornice planktoniczne *Dicarinella algeriana* i *D. hagni*, których obecność potwierdza wiek postulowany przez w/w autorów. Według Krajewskiego et al. (2000) stromatolity powstały jako rezultat wytrącania się fosforanów na macie mikrobialnej przy udziale sferycznych mikroorganizmów, przypuszczalnie bakterii. Procesy te zachodziły na podmorskim wyniesieniu w warunkach wolnej, pelagicznej sedymentacji, a następnie wstrzymania sedymentacji, co umożliwiło zasiedlenie dna przez zespoły mikrobialne. Powstanie stromatolitów odzwierciedla eutrofizację wód związaną ze wzrostem poziomu morza i powiązanych z tym oceanograficznych i geochemicznych zmian (Krajewski et al., 2000).

W obrębie stromatolitu i wkładek wapiennych występują liczne otwornice planktoniczne i kalcisfery (wapienne dinocysty). Mikroskamieniałości występujące w stromatolicie są często słabo widoczne w mikroskopie petrograficznym, a ich obecność jest lepiej widoczna w obrazie mikroskopu katodoluminescencyjnego (por. Fig. 8G i Fig. 8H). Potwierdza to użyteczność tej metody w analizie mikropaleontologicznej niektórych osadów, co wykazano w analizie otwornic z margli glaukonitowych środkowego oksfordu okolic Krakowa (Kołodziej et al., 2011).

Stratygrafia i paleoekologia na podstawie otwornic

(Elżbieta Machaniec)

W osadach górnej kredy Zabierzowa występuje zarówno bogata makrofauna, wśród której stwierdzono m.in.: inoceramy, jeżowce, mszywioły, gąbki, jak i najbardziej zróżnicowana mikrofauna otwornicowa w rejonie Krakowa. W jej obrębie zostały stwierdzone zespoły składające się z otwornic bentonicznych oraz planktonicznych, od umiarkowanie do mocno zróżnicowanych pod względem taksonomicznym. Zespoły te zawierają ogółem ponad 60 rodzajów otwornic, w tym ponad 100 gatunków otwornic bentonicznych i ponad 20 gatunków otwornic planktonicznych. Do badań mikropaleontologicznych pobrano 30 próbek, z których otwornice zostały zidentyfikowane zarówno z wyszlamowanego materiału jak i w płytkach cienkich. Zidentyfikowano następujące epipelagiczne otwornice planktoniczne: Heterohelix reussi, H. moremani, G. ultramicra, Hedbergella delrioensis, H. holmdelensis, Whiteinella archaeocretacea, W. baltica, W. brittonensis, Archaeoglobigerina cretacea, A. blowi, A. bosquensis. Formy te stanowią dominujący składnik w obrębie form planktonicznych. W zespole tym występują także batypelagiczne otwornice planktoniczne: Dicarinella concavata, D. primitiva, Marginotruncana coronata, Globotruncana arca, G. bulloides, G. lineiana, Contusotruncana fornicata, jednakże liczebność tych form stanowi mniejszy udział w stosunku do epipelagicznych otwornic planktonicznych; udział ich waha się w przedziale od 2 do 50% (Kędzior, 1995; Machaniec et al., 2004a). W najstarszych osadach zabierzowskiego profilu, udział tej grupy otwornic osiąga nawet 100% składu całego zespołu otwornic planktonicznych (Kędzior, 1995; Machaniec et al., 2004a).

Obecność gatunków Dicarinella primitiva oraz Dicarinella concavata pozwala na ich korelację ze standardowymi poziomami tetydzkimi (wg Caron, 1985; Robaszynski & Caron, 1995), co umożliwia określenie wieku najstarszych osadów kredowych z Zabierzowa na późny turon-koniak. W badanych osadach stwierdzono wystąpienie bentonicznego gatunku Stenioeina praeexculpta (Machaniec et al., 2004b), który wg Jurkiewicza (1974) i zonacji Gawor-Biedowej (1984) jest charakterystyczny dla późnego turonu-koniaku. Młodsze zespoły otwornicowe nie zawierają form indeksowych charakterystycznych dla standardowej zonacji otwornicowej, zastosowano więc lokalną zonację dla osadów górnokredowych z doliny środkowej Wisły (Peryt, 1980). Wyróżniono poziom Contusotruncana fornicata, którego dolną granicę wyznacza pierwsze pojawienie się Contusotruncana fornicata notowane w pobliżu granicy koniak/santon (Caron, 1985; Lamolda et al., 1999, 2007; Dhont et al., 2007). Natomiast górna granicę wyznacza pierwsze wystąpienie Globotruncana arca, której obecność wyznacza następny poziom Globotruncana arca (wg Peryt, 1980). Poziom ten charakteryzuje się obecnością licznych form G. arca, G. bulloides, G. mariei, G. cf. rugosa. Poziomy te datują wiek osadów na santońsko-wczesnokampański.

Usytuowanie środowisk depozycyjnych badanych osadów

w marginalnej strefie kredowego basenu borealnego na styku z basenem tetydzkim stwarza możliwość do określenia ich przynależności paleobiogeograficznej. Obecność form charakterystycznych dla strefy tetydzkiej (D. primitiva, D. concavata, D. hagni) w najwyższym turonie-koniaku, wskazuje na jej wyraźne wpływy, co pozwala przypuszczać, iż istniało połączenie zbiorników epikontynentalnego i tetydzkiego. Takie połączenie było już sugerowane dla interwału cenomansanton Niżu Polskiego (Pożaryski & Witwicka, 1956), a także dla turonu regionu krakowskiego przez Alexandrowicza (1959). Brak form indeksowych D. asymetrica i G. elevata typowych dla bioprowincji tetydzkiej (tropikalnych-subtropikalnych), jak i obecność licznych form kosomopolitycznych, oraz form charakterystycznych dla strefy przejściowej (Pożaryska & Peryt, 1979; Peryt, 1990; Walaszczyk & Peryt, 1998) sugeruje przynależność badanych zespołów w santonie i wczesnym kampanie do bioprowincji przejściowej lub borealnej.

Dla określenia paleobatymetrii środowisk depozycji badanych osadów przeprowadzono analizę grup morfologicznych (Corliss, 1985; Jones & Charnock, 1985; Corliss & Chen, 1988) oraz analizę ilościową otwornic planktonicznych. Analiza ilościowa stosunku form planktonicznych bez listewek brzeżnych (epipelagicznych) do planktonicznych z listewkami brzeżnymi (batypelagicznych) wykazała w osadach najwyższego turonu-koniaku/wczesnego santonu dominację form batypelagicznych tzw. K-strategów, nad formami epipelagicznymi tzw. r-strategami. Oszacowano, że w czasie późnego turonu-koniaku/wczesnego santonu głębokość basenu mogła odpowiadać głębokościom zewnętrznego szelfu, a nawet najwyższej części skłonu kontynentalnego, natomiast w późnym santonie/wczesnym kampanie głębokość zbiornika mogła odpowiadać głębokościom środkowego/zewnętrznego szelfu. Określona batymetria zbiornika późnoturońsko-koniackiego potwierdza hipotezę Jasionowskiego (1995) co do zakresu głębokości powstawania stromatolitu. Zmiany batymetryczne odzwierciedlające wahania poziomu morza w późnokredowym basenie wykazują zgodność z krzywą eustatyczną drugiego rzędu (Haq et al., 1987, 1988). W basenie późnoturońsko/koniackim-wczesnosantońskim zaobserwowano trend podnoszenia się poziomu morza, który we wczesnym santonie osiągnął najwyższy poziom, potem kolejno nastąpiło jego obniżenie, aby pod koniec santonu/początku wczesnego kampanu ponownie wystąpił trend podnoszenia się poziomu morza. Zmiany te stanowią przykład nakładania się zmian o charakterze globalnym na zmiany o charakterze lokalnym (Kędzior, 1995; Machaniec et al., 2004a).

PUNKT 3C. ?DOLNY MIOCEN

W kamieniołomie występują leje krasowe wypełnione osadami rezydualnymi: nieodwapnionym rumoszem, zielonymi iłami i białymi piaskami będącymi produktem wietrzenia margli i wapieni górnokredowych. W najlepiej odsłoniętym obecnie leju występuje brekcja zawierająca bloki charakterystycznych grubokrystalicznych kalcytów miodowych. Osady paleokrasu są najstarszymi skałami kenozoicznymi w okolicach Krakowa, osadzonymi przed transgresją morza mioceńskiego, a ich wiek uważany jest za wczesnomioceński (Felisiak, 1992; Felisiak & Matyszkiewicz, 2001).

BIBLIOGRAFIA:

Alexandrowicz, S.W., 1954. Turon południowej części Wyżyny Krakowskiej. *Acta Geologica Polonica*, 4: 361–390.

Alexandrowicz, S.W., 1956. Zespoły globotrunkan w turonie okolic Krakowa. *Acta Geologica Polonica*, 6: 206–212.

Alexandrowicz, S.W. 1959. Osady górnokredowe w Nowej

Cerekwi koło Głubczyc. *Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego*, 29: 165–179.

Brochowicz-Lewiński, W., Gąsiewicz, A., Strzelecki, R., Suffczyński, S., Szatkowski, K., Tarkowski, R., & Żbik, M., 1984. Anomalia geochemiczne na pograniczu jury środkowej i górnej w południowej Polsce. *Przegląd Geologiczny*, 32: 647–650.

Bromley, R.G., Kędzierski, M., Kołodziej, B. & Uchman, A., 2009. Large chambered sponge borings on a Late Cretaceous abrasion platform at Cracow, Poland. *Cretaceous Research*, 30: 149–160.

Caron, M., 1985. Cretaceous planktonic foraminifera. W: Bolli, H.M., Saunders, J., Perch-Nielsen, K., (eds). *Plankton Stratigraphy*. pp. 17–86. Cambridge University Press, Cambridge.

Cecca, F., Martin Garin, B., Marchand, D., Lathuiliere, B. & Bartolini, A., 2005. Paleoclimatic control of biogeographic and sedimentary events in Tethyan and peri-Tethyan areas during the Oxfordian (Late Jurassic). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 222: 10–32.

Cieślak, A., 2012. *Wykształcenie i geneza kelowejskich stromatolitów rejonu Zalasu k/Krzeszowic*. Praca magisterska, Uniwersytet Jagielloński, Kraków.

Corliss, B.H., 1985. Microhabitats of benthic foraminifera within deep-sea sediments. *Nature*, 314: 435–438.

Corliss, B.H. & Chen, C., 1988. Morphotype patterns of Norwegian Sea deep-sea benthic

foraminifera and ecological implications. *Geology*, 16: 716–719.

Ćwiżewicz, M. & Szulc, J., 1989. Warunki klimatyczne środowiska sedymentacji martwicy karniowickiej. *Przegląd Geologiczny*, 37: 180–187.

Dawson, J.W., 1867. On the discovery of a new pulmonate mollusk (Zonites (Conulus) priscus, Cpr.) in the coal-formation of Nova Scotia, with a description of the species by Philip P. Carpenter. *Quarterly Journal of the Geological Society of London*, 23: 330–333.

Dembicz, K., & Praszkier, T., 2007. Kelowej południowo–wschodniej części Jury Krakowsko-Częstochowskiej. *Tomy Jurajskie*, 4: 71–76.

Dhondt, A.V., Lamolda, M.A. & Pons, J.M. 2007. Stratigraphy of the Coniacian-Santonian transition. Preface. *Cretaceous Research*, 28: 1–4.

Dromart, G., Garcia, J.-P., Picard, S., Atrops, F., Lécuyer, C. & Sheppard, S.M.F., 2003. Ice age at the Middle-Late Jurassic transition? *Earth and Planetary Science Letters*, 213: 205–220.

Dupraz, C., Reid, P.R., Braissant, O., Decho, A.W., Norman, S.R. & Visscher, P.T., 2009. Processes of carbonate precipitation in modern microbial mats. *Earth-Science Reviews*, 96: 141–162.

Dżułyński, S., 1952 (za 1951). Powstanie wapieni skalistych jury krakowskiej. *Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicz-nego*, 21: 125–180.

Dżułyński, S., 1953. Tektonika południowej części Wyżyny Krakowskiej. *Acta Geologica Polonica*, 3: 325–440.

Felisiak, I., 1992. Osady krasowe oligocenu i wczesnego miocenu oraz ich znaczenie dla poznania rozwoju tektoniki i rzeźby okolic Krakowa. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 62: 173–207.

Felisiak, I. & Matyszkiewicz, J., 2001. Sedymentacja w późnej jurze, trzeciorzędowa tektonika uskokowa i kras przed badenem. W: Paulo, A. & Krobicki, M. (eds), *Przewodnik LXXII Zjazdu PTG, Kraków 12-15 września 2001*, Państwowy Instytut Geologiczny, Kraków, 26-37.

Gawor-Biedowa, E., 1984. Foraminiferal zonation of the Upper. Cretaceous deposits in Poland (except for the Carpathians and Sudetes). W: Oertli, H.J., (ed), *Benthos '83, 2nd International Symposium on Benthic Foraminifera Pau (France), April 11-15, 1983. Elf Aquitane, ESSO REP and TO-TAL CFP, Pau & Bordeaux*, pp. 213–223.

Giżejewska, M. & Wieczorek, J., 1977. Remarks on the Callovian and Lower Oxfordian of the Zalas area (Cracow Upland, Southern Poland). *Bulletin de l'Académie Polonaise des Sciences, Série Sciences des Sciences de la Terre*, 24: 167–175.

Głowniak, E. & Matyja, B.A., 2006. Młynka quarry. Lower to lower Middle Oxfordian. W: Wierzbowski, A., Aubrecht, R., Golonka, J., Gutowski, J., Krobicki, M., Matyja, B.A., Pieńkowski, G. & Uchman, A. (eds). Jurassic of Poland and adjacent Slovakian Carpathians. Field trip Guidebook of 7th International Congress on the Jurassic System, Kraków, September, 6-18 2006, pp. 138-141.

Gradziński, R., 1961. Ochrona Bonarki pod Krakowem. *Ochrona Przyrody*, 27: 239–251.

Gradziński, R., 1972. *Przewodnik geologiczny po okolicach Krakowa*. Wydawnictwo Geologiczne, Warszawa, 334 pp.

Gradziński, R., 2009. Mapa geologiczna obszaru krakowskiego bez osadów czwartorzędowych i lądowych utworów trzeciorzędowych w skali 1:100000. Instytut Nauk Geologicznych PAN, Kraków.

Gradziński, R. & Gradziński, M., 1994. Budowa geologiczna i rzeźba. W: Gradziński, R., Gradziński, M. & Michalik, S. *Natura i kultura w krajobrazie Jury*. Tom III: *Przyroda*. Zarząd Zespołu Jurajskich Parków Krajobrazowych w Krakowie, pp. 11–56.

Haq, B.U., Hardenbol, J. & Vail, P.R., 1987. Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic (250 million years ago to present). *Science*, 235: 1156–1167.

Haq, B.U., Hardenbol, J. & Vail, P.R., 1988. Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and cycles of sea-level change. W: Wilgus, C.K., Hastings, B.S., Kendall, C.G.St.C., Posamentier, H.W., Ross, C.A. & Van Wagoner, J.C. (eds.), *Sea-level changes: an integrated approach*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists. Special Publication, 42: 71–108.

Hoffmann, M., 1983. *Stratygrafia jury okolic Mirowa i Podłęża.* Praca magisterska, Uniwersytet Jagielloński, Kraków.

Hoffmann, M. & Gradziński, M., 2003. Zmienność facjalna utworów keloweju obszaru krakowskiego – efekt zróżnicowanej morfologii podłoża czy tektoniki synsedymentacyjnej? *Tomy Jurajskie*, 1: 118–119.

Hoffmann, M. & Matyszkiewicz, J., 1989. Wykształcenie litologiczne i sedymentacja osadów jury w kamieniołomie Młynka. W: Rutkowski, J. (ed), *Przewodnik LX Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego, 14–16 września 1989*, Kraków. Polskie Towarzystwo Geologiczne, s. 78–83.

Hoffmann, M. & Matyszkiewicz, J., 1997. Stop 1. Zabierzówquarry. W: 3rd IFAA Regional Symposium & IGCP 380 International Meeting, Kraków, 1997, Guidebook & Abstracts, Institute of Geological Sciences, Jagiellonian University, Kraków, pp. 16–22.

Jenkyns, H. C., 1971. The genesis of condensed sequences in the Tethyan Jurassic. *Lethaia*, 4: 327–352.

Jasionowski, M., 1995. Kredowa powierzchnia niedepozycji w okolicach Krakowa (Mydlniki, Zabierzów): rycia, drążenia, stromatolity. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 65: 63–77.

Jones, R.W. & Charnock, M.A., 1985. "Morphogroups" of ag-

glutinating foraminifera: their life positions and feeding habits and potential applicability in (paleo) ecological studies. *Revue de Paleobiologie*, 4: 311–320.

Jurkowska, A. & Kołodziej, B., 2013. Taphonomic differentiation of Oxfordian ammonites from the Cracow Upland, Poland. *Paläontologische Zeitschrift*, 87: 67–82.

Jurkiewicz, H. 1973. Węgrzynów IG-l. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Instytutu Geologicznego, 7: 15–46.

Jurkiewicz, H. (ed.), 1999. Jędrzejów IG-1. Profile głębokich otworów wiertniczych Instytutu Geologicznego, 92: 1–61.

Kędzierski, M., 2001. Nanoplankton wapienny z dolnego oksfordu okolic Krakowa. W: *Materiały konferencyjne z II spotkania Polskiej Grupy Roboczej Systemu Jurajskiego "Jurassica", Starachowice 27–29.09.2001*, p. 17.

Kędzior, A., 1995. *Analiza mikropaleontologiczna osadów koniaku i santonu w profilu Zabierzów*. (niepublikowana Praca magisterska) Instytut Nauk Geologicznych Uniwersytet Jagielloński, Kraków.

Kołodziej, B., Jurkowska, A., Banaś, M. & Ivanova, D., 2011. Improving detection of foraminifera by cathodoluminescence. *Facies*, 57: 571–578.

Kołodziej, B., Szulc, J., Machaniec, E., Kędzierski, M. & Duda, M., 2010. Injection dykes as evidence of Campanian synsedimentary tectonics on the Kraków Swell, southern Poland. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 80: 285–301.

Koszarski, A., 1995. Tradycja a nowoczesność w interpretacji warunków powstania wapieni w górnej jury krakowskiej. Szczególna rola procesów redepozycji. Studium terenowe. W: Doktor, M., Głuszek, A., Gmur, D. & Słomka, T. (eds). *Tradycja a nowoczesność w interpretacjach sedymentologicznych. Materiały konferencyjne IV Krajowego Spotkania Sedymentologów, Polskie Towarzystwo Geologiczne*, Kraków, pp. 9–22.

Krajewski, K.P., Leśniak, P.M., Łącka, B., Zawidzki, P., 2000. Origin of phosphatic stromatolites in the Upper Cretaceous condensed sequence of the Polish Jura Chain. *Sedimentary Geology*, 136: 89–112.

Krautter, M., Conway, K.W., Barrie, J.V., Neuweiler, S., Neuweiler, M., 2001. Discovery of a "Living Dinosaur": Globally Unique Modern Hexactinellid Sponge Reefs off British Columbia, Canada. *Facies*, 44: 265–282.

Lamolda, M.A., Melinte, M.C. & Peryt, D., 1999. Datos micropaleontológicos preliminares Sobre el Límite Coniaciense-Santoniense en Olazagutía (Navarra, España). *Revista Espanola de Micropaleontologia*, 31: 337–345.

Lamolda, M.A., Peryt, D. & Ion, 2007. Planktonic foraminiferal bioevents in the Coniacian/Santonian boundary interval at Olazagutia, Navarra province, Spain. *Cretaceous Research*, 28: 18–29.

Lazăr, I. Grădinaru, M. & Petrescu, L., 2012. Ferruginous microstromatolites related to Middle Jurassic condensed sequences and hardgrounds (Bucegi Mountains, Southern Carpathians, Romania). *Facies*, 59: 359–390.

Leinfelder, R. R., Werner, W., Nose, M., Schmid, D. U., Krautter, M., Laternser, Tokacs, M. & Hartmann, D., 1996. Paleoecology, growth parameters and dynamics of coral, sponge and microbolite reefs from the Late Jurassic. *Göttinger Arbeiten zur Geologie und Paläontologie*, Sb2: 227–248.

Lewandowska, A. & Rospondek, M. (eds), 2009. Permo-Carboniferous volcanism of the Kraków region. *Fourth VENTS Field Workshop VENTS 4, Miękinia, 21–25.05. 2009. Mineralogia, Special Papers*, 34: 1–69.

Lipiarski, I., 1971. Dolnopermska flora martwicy karniowic-

kiej koło Krakowa. Instytut Geologiczny, Prace, 58: 5-112.

Machaniec, E., Kędzior, A. & Zapałowicz-Bilan, B., 2004a. Biostratigraphy and paleoecology of the Late Cretaceous marls of the Kraków area (Poland) based on foraminifera. W: Zlinska, A. (ed.), 5. *Paleontologická Konferencia, Bratislava, 17–18 Jún 2004. Zborník Abstraktov. Štátny geologický ústav Dionýza Štúra*, Bratislava, s. 69–71.

Machaniec, E., Kędzior, A. & Zapałowicz-Bilan, B., 2004b. Analysis of Upper Cretaceous deposits in the southern part of European Platform (Zabierzów Quarry, Kraków area, Poland) on the base of foraminifera. W: Pena dos Reis, R., Callapez, P. & Dinis, P. (eds), 23rd IAS Meeting of Sedimentology, Abstract Book, Coimbra, s. 181.

Machaniec, E. & Zapałowicz-Bilan, B., 2005. Foraminiferal biostratigraphy and palaeobathymetry of Senonian marls (Upper Cretaceous) in the vicinity of Kraków (Januszowice–Korzkiew area, Bonarka quarry) – preliminary study. *Studia Geologica Polonica*, 124: 285–295.

Machaniec, E. & Zapałowicz-Bilan, B., 2008. Biostratygrafia górnokredowych osadów marglistych rejonu Krakowa na podstawie otwornic. In: Haczewski, G. (ed.), *1st Polish Geological Congress, 26–28.06.2008 Kraków, Abstracts.* Polskie Towarzystwo Geologiczne, Kraków: 68.

Małecki, J., 2002. Gąbki krzemionkowe i wapienne oksfordu z Zalasu pod Krakowem. *Geologia: kwartalnik Akademii Górniczo-Hutniczej im. Stanisława Staszica w Krakowie*, 28: z. 1-3.

Marcinowski, R., 1974. The transgressive Cretaceous (Upper Albian through Turonian) deposits of the Polish Jura Chain. *Acta Geologica Polonica*, 24: 117–217.

Matyja, B.A., 2006. Stop A17 – Zalas Quarry – Callovian transgressive to condensed pelagic deposits, Lower to lower-most Middle Oxfordian deposits of sponge megafacies. W: Wierzbowski, A., Aubrecht, R., Golonka, J., Gutowski, J., Krobicki, M., Matyja, B.A., Pieńkowski, G. & Uchman, A. (eds.), Jurassic of Poland and adjacent Slovakian Carpathians. Field trip Guidebook of 7th International Congress on the Jurassic System, Kraków, September, 6–18 2006, s. 70–72.

Matyja, B.A. & Tarkowski, R., 1981. Lower and Middle Oxfordian ammonite biostratigraphy at Zalas in the Cracow Upland. *Acta Geologica Polonica*, 31: 1–14.

Matyszkiewicz, J., 1997a. Microfacies, sedimentation and some aspects of diagenesis of Upper Jurassic sediments from the elevated part of the Northern peri-Tethyan Shelf: a comparative study on the Lochen area (Schwäbische Alb) and the Cracow area (Cracow-Wieluń Upland, Poland). *Berliner Geowissenschaftliche Abhandlungen*, E21: 1–111.

Matyszkiewicz, J., 1997b. Stromatactis cavities and stromatactis-like cavities in the Upper Jurassic carbonate buildups at Młynka and Zabierzów (Oxfordian, Southern Poland). *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 67: 45–55.

Matyszkiewicz, J., 2004. Górnojurajskie mikrobiality z Wyżyny Krakowsko-Wieluńskiej jako wskaźnik paleośrodowiska. W: Muszer, J. (ed), XIX Konferencja naukowa paleobiologów i biostratygrafów PTG "Zapis paleontologiczny jako wskaźnik paleośrodowisk"; Wrocław 16-18.09.2004; Instytut Nauk Geologicznych Uniwersytetu Wrocławskiego, pp. 42-44.

Matyszkiewicz, J., Kochman, A. & Duś, A., 2012. Influence of local sedimentary conditions on development of microbialites in the Oxfordian carbonate buildups from the southern part of the Kraków–Częstochowa Upland (South Poland). *Sedimentary Geology*, 263-264: 109-132.

Matyszkiewicz, J. & Krajewski, M., 1996. Lithology and sedimentation fo Upper Jurassic massive limestones near Bolechowice, Kraków-Wieluń Upland, south Poland. Annales Societatis Geologorum Poloniae, 66: 285–301.

Matyszkiewicz, J., Krajewski, M., Gołębiowska, B., Jędrys, J., Kochman, A. & Rzepa G., 2007. Rozwój i ewolucja oksfordzkich budowli węglanowych w Zalasie. *Tomy Jurajskie*, 4: 77–86.

Matyszkiewicz, J., Krajewski, M. & Żaba J., 2006. Structural control on the distribution of Upper Jurassic carbonate buildups in the Kraków–Wieluń Upland (south Poland). *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Monatshefte*, 3: 182–192.

Olchowy, P., 2011. Possible origin of stromatactis-like cavities in Upper Jurassic sediments from the Wielkanoc quarry near Gołcza (Kraków–Częstochowa Upland, southern Poland) – experimental studies. *Facies*, 57: 613-625.

Olszewska-Nejbert, D., 2004. Development of the Turonian/Coniacian hardground boundary in the Cracow Swell area (Wielkanoc quarry, Southern Poland). *Geological Quarterly*, 48: 159–170.

Olszewska-Nejbert, D. & Świerczewska-Gładysz, E., 2013. Facies and sedimentation of Coniacian deposits of the Kraków Swell in the Wielkanoc area (southern Poland). *Geological Quarterly*, 57: 1–16.

Panow, E., 1936. Permokarbońska fauna martwicy karniowickiej. *Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego*, 12: 36-41.

Peryt, D., 1980. Planktic foraminifera zonation of the Upper Cretaceous in the Middle Vistula River Valley, Poland. *Palaeontologica Polonica*, 41: 3–101.

Peryt, D. 1990. Znaczenie stratygraficzne i paleoekologiczne późnokredowych otwornic prowincji przejściowej z obszaru Polski pozakarpackiej. *Przegląd Geologiczny*, 38: 161–167.

Pisera, A., 1997. Upper Jurassic siliceous sponges from the Swabian Alb: taxonomy and paleoecology. *Palaeontologia Polonica*, 57.

Pożaryska, K. & Peryt, D., 1979. The Late Cretaceous and Early Paleocene Foraminiferal Transitional Province in Poland. W: Wiedmann, J. (ed.), *Aspekte der Kreide Europas. Stuttgart, International Union of Geological Sciences A*, 6: 293–303.

Pożaryski, W. & Witwicka, E. 1956. Globotrunkany kredy górnej Polski środkowej. *Biuletyn Instytutu Geologicznego*, 102: 5–18.

Rais, P., Louis-Schimd, B., Bernasconi, S.M. & Weissert, H., 2007. Palaeoceanographic and palaeoclimatic reorganization around the Middle-Late Jurassic transition. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 251: 527–546.

Robaszyński, F. & Caron, M., 1995. Foraminiféres planctonicques du Crétacé: commentaire de la zonation. Europe–Mediterranee. Bulletin de la Société géologique de France, 6: 681–692.

Roniewicz, E., 2004. Jurassic corals in Poland. *Volumina Jurassica*, 2: 83–98

Senowbari-Daryan, B., Bucur, I.I., Schlagintweit, F., Săsăran, E. & Matyszkiewicz, J., 2008. *Crescentiella*, a new name for *"Tubiphytes" morronensis* Crescenti 1969: an enigmatic Jurassic–Cretaceous microfossil. *Geologia Croatica*, 61: 185-214.

Sobczak, Ł. & Kędzierski, M., 2006. Variability of the nannoplankton assemblages as a record of palaeoenvironmental changes. W: Wysocka, A. & Jasionowski, M. (eds.), *Przebieg i zmienność sedymentacji w basenach przedgórskich, Zwierzyniec, 20-23.06.2006, II Polska Konferencja Sedymentologiczna POKOS2*, Instytut Geologii Podstawowej, Uniwersytet Warszawski, Warszawa, s. 161.

Solem, A, & Yochelson, E.L., 1979. North American Paleozoic Land Snails, With a Summary of Other Paleozoic Nonmarine Snails. *U.S. Geological Survey Professional Paper*, 1072: 1–42.

Stworzewicz, E., Szulc, J. & Pokryszko, B.M., 2009. Late Palaeozoic continental gastropods from Poland: Systematic, evolutionary and palaeocological approach. *Journal of Paleontology*, 83: 938–944.

Szulc, J. & Ćwiżewicz, M., 1989. The Lower Permian freshwater carbonates of the Sławkow Graben, Southern Poland: sedimentary facies context and stable isotope study. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 70: 107–120.

Tarkowski, R., 1989. Stratygrafia utworów jury w Zalasie. W: Rutkowski, J. (ed), *Przewodnik LX Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego, Kraków 14-16 września 1989*, Polskiego Towarzystwo Geologiczne, Kraków, pp. 74–78.

Tarkowski, R., 2001. Makroskamieniałości oksfordu dolnego i środkowego Zalasu koło Krakowa; ich wartość paleontologiczna, biostratygraficzna i paleogeograficzna. *Technika Poszukiwań Geologicznych, Geosynoptyka i Geotermia*, 4: 15–22.

Tarkowski, R. & Liszka, S., 1983. Otwornice i wiek piasków kredowych z Korzkwi koło Krakowa. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 52: 231–238.

Trammer, J., 1982. Lower to Middle Oxfordian sponges of the Polish Jura. *Acta Geologia Polonica*, 32: 1–39.

Walaszczyk, I., 1992. Turonian through Santonian deposits of the Central Polish Uplands; their facies development, inoceramid paleontology and stratigraphy. *Acta Geologica Polonica*, 42: 1–122.

Walaszczyk, I. & Peryt, D., 1998. Inoceramid-foraminiferal biostratigraphy of the Turonian through Santonian deposits of the Middle Vistula Section, Central Poland. *Zentralblatt für Geologie und Paläontologie* Teil I 1996 (11/12): 1501–1513.

Wieczorek, J., 1982. Stromatolity a organizmy penetrujące w osadzie na przykładzie utworów jurajskich Wyżyny Krakowsko-Wieluńskiej. *Kwartalnik Geologiczny*, 26, 1: 117–136.

Zapałowicz-Bilan B., Pilarz, M. & Machaniec, E., 2009. Biostratygrafia mikropaleontologiczna utworów kredy górnej i miocenu w wierceniu "Bibice" (okolice Krakowa). *Geologia (Kwartalnik AGH)*, 35: 95–103.

Zaręczny, S., 1894. *Mapa geologiczna okolic Krakowa i Chrzanowa*. Kraków, 280 pp.

Zatoń, M., Wilson, M.A. & Zavar, E., 2011. Diverse sclerozoan assemblages encrusting large bivalve shells from the Callovian (Middle Jurassic) of southern Poland. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 307: 232–244.

Żaba, J., 1999. The structural evolution of the Lower Paleozoic succession in the Upper Silesian Block and Małopolska Block border zone (Southern Poland). *Prace Państwowego*