

Sponsor konferencji



Organizatorzy







Polskie Towarzystwo Geologiczne Instytut Nauk Geologicznych Uniwersytetu Jagiellońskiego Wydział Przyrodniczo-Techniczny Uniwersytetu Opolskiego

Polska Konferencja Sedymentologiczna POKOS 7

Góra Św. Anny, 4–7 czerwca 2018 r.

Materiały konferencyjne



Przewodniczący Joachim Szulc

Sekretarz Wojciech Wróblewski

Komitet organizacyjny Ondřej Bábek Adam Bodzioch Michał Gradziński Hans Hagdorn Mariusz Kędzierski Michał Stachacz

Organizatorzy Polskie Towarzystwo Geologiczne Instytut Nauk Geologicznych Uniwersytetu Jagiellońskiego Wydział Przyrodniczo-Techniczny Uniwersytetu Opolskiego

> Redakcja Mariusz Kędzierski, Michał Gradziński

Polskie Towarzystwo Geologiczne Kraków, 2018 ISBN 978-83-942304-6-3

Projekt okładki, logo konferencyjnego: Wojciech Wróblewski Skład i łamanie: Mariusz Kędzierski

Sponsor konferencji







Udostępniono na licencji CC-BY-NC-SA 3.0 Polska Polskie Towarzystwo Geologiczne

Spis treści

Sesje terenowe

Bábek, O., Kalvoda, J., Mikuláš, R., Paszkowski, M., Šimíček, D. & Uchman, A. – Sesja terenowa A. Osady kulmu (karbon dolny) basenu morawsko-śląskiego ... 7

Bodzioch, A., Jewuła, K., Matysik, M. & Szulc, J. – Sesja terenowa B. Paleośrodowiskowe uwarunkowania powstawania kopalnych biocenoz i interpretacja procesów tafonomicznych w osadach górnego triasu Śląska ... 27

Bodzioch, A., Hagdorn, H., Matysik, M., Stachacz, M. & Szulc, J. – Sesja terenowa C1. Warunki i paleośrodowiska sedymentacji i diagenezy węglanowego basenu środkowotriasowego na przykładzie osadów wapienia muszlowego Śląska Opolskiego ... 33

Szulc, J. – Sesja terenowa C2. Procesy formowania osadów wielogeneracyjnego krasu kopalnego Śląska Opolskiego $\dots\,45$

Kędzierski, M. & Uchman, A. – Sesja terenowa D. Epikratoniczne osady kredy opolskiej – przykład basenu sedymentacyjnego w warunkach klimatu supercieplarnianego ... 51

Abstrakty

Bronikowska, M., Belzyt, S. & Pisarska-Jamroży, M. – Struktury deformacyjne w nieskonsolidowanych osadach plejstoceńskich w otoczeniu Basenu Morza Bałtyckiego ... 63

Bronikowska, M. & Pisarska-Jamroży, M. – Modelowanie numeryczne struktur deformacyjnych powstałych w wyniku propagacji fali sejsmicznej w nieskonsolidowanych osadach ... 64

Bronikowska, M. & Pisarska-Jamroży, M. – Warunki depozycji dropstonów w ujęciu numerycznym ... 65

Bucha, M., Detman, A., Simoneit, B.R.T., Mielecki, D., Piwowarczyk, C., Chojnacka, A., Błaszczyk, M.K., Jędrysek, M.O., Marynowski, L. & Sikora, A. – Biodegradacja węgla brunatnego w warunkach kwaśnej fermentacji melasy ... 66

Cyglicki, M. & Remin, Z. – HRHMA (high-resolution heavy mineral analysis) zastosowana dla górnokampańskich skał silikoklastycznych krawędziowej części Roztocza Środkowego (SE Polska) ... 67

Durkowski, K., Sokalski, D., Wojewoda, J. & Durkowska, A. – Pre- and postconsolidated sediment deformations in the transitional terrigenous series Pzt (Zechstein/ Lower Buntsandstein) in the Grodziec syncline, Sudets: process interpretation and regional implications ... 68

Dworczak, P., Berkowski, B. & Jakubowicz, M. – Struktury korzeniowe późnodewońskich krynoidów z Jebel Bou Ifarherioun (Antyatlas, Maroko) ... 69

Filipek, A., Barski, M., Wysocka, A. & Jankowski, L. – Zróżnicowanie ilościowe i jakościowe materii organicznej warstw menilitowych w wybranych profilach z rejonu Słowacji oraz Rumunii (Karpaty zewnętrzne, oligocen) ... 70

Gatlik, J., Błachowski, A., Komędera, K., Bąk, M. & Bąk, K. — Spektroskopia mössbauerowska $^{57}{\rm Fe}$ w badaniach skał osadowych ... 71

Gatlik, J., Błachowski, A., Komędera, K., Bąk, M. & Bąk, K. – Analiza jurajskich skał krzemionkowo-węglanowych jednostki kriżniańskiej w Tatrach metodą spektroskopii mössbauerowskiej ⁵⁷Fe ... 72

Godlewski, P., Pszonka, J. & Wendorff, M. – Sedymentologiczny oraz petrologiczny aspekt rozwoju warstw cergowskich (oligocen) w złożu Lipowica II-1 ... 73

Gradziński, M., Hercman, H. & Staniszewski, K. – Plejstoceńskie koluwium scementowane węglanem wapnia na Wyżynie Krakowskiej – warunki sedymentacji i diagenezy ... 74

Hagdorn, H. – Environmental evolution during Middle Triassic times and its effect on palaeocommunities and taphonomic conditions in the Muschelkalk – Lower Keuper basin, Central Europe ... 75

Jakubowicz, M. – Środowisko sedymentacji wapieni wysięków metanu: dane mikrofacjalne a nowe metody geochemiczne ... 76

Kowal-Linka, M., Krzemińska, E. & Czupyt, Z. – Najmłodsze detrytyczne cyrkony z utworów triasu z Lipia Śląskiego (Lisowic) koło Lublińca a wiek lisowickiego poziomu kościonośnego ... 77

Kowal-Linka, M. & Nowak, M. – Nowe stanowisko z dużą, kenozoiczną, bogatą w ksenolity dajką nefelinitu ze Śląska Opolskiego (wschodnia część środkowoeuropejskiej prowincji wulkanicznej) ... 78

Kowalski, A., Makoś, M.M., Pitura, M. & Kozłowski, A. – Zasięg i kierunki nasunięć lądolodu zlodowacenia środkowopolskiego na Dolnym Śląsku w świetle nowych danych z obszaru Sudetów Zachodnich ... 79

Kowalski, A., Raczyński, P. & Wojewoda, J. – Zasięg morza cechsztyńskiego na obszarze synklinorium północnosudeckiego w świetle nowych danych sedymentologicznych z rowu tektonicznego Wlenia ... 80

Krogulec, T., Wysocka, A. & Mieszkowski, R. – Budowa geologiczna kompleksu mioceńskiego z obszaru Józefowa (Roztocze) w obrazie tomografii elektrooporowej (ERT) ... 81

Król, J.J., Zapalski, M.K. & Berkowski, B. – Koralowce Auloporida (Tabulata) z Hamar Laghdad i ich rola w formacji kopców Kess-Kess (ems, Antyatlas, Maroko) ... 82

Leszczyński, S. & Nemec, W. – Środowiskowy odzew na zmiany poziomu morza w płytkowodnym basenie epikontynentalnym na przykładzie koniaku synklinorium północnosudeckiego ... 83

Lodowski, D. & Walaszczyk, I. – Turon-koniak basenu Babadag (północna Dobrudża, Rumunia); mikrofacje i biostratygrafia ... 84

Łapcik, P. – Profil Huciska Jawornickiego jako przykład progradacji głębokomorskiego kompleksu kanałowo-lobowego (płaszczowina skolska, polskie Karpaty zewnętrzne) ... 85

Minor-Wróblewska, P. — Resedymentowany materiał wapienny paleoceńskiego fliszu serii śląskiej (Karpaty zewnętrzne) ... 86

Mleczak, M., Pisarska-Jamroży, M., Bronikowska, M. & Van Loon, A.J. (Tom) – Dumpstony – zapis depozycji gór lodowych w osadach glacilimnicznych zlodowacenia Wisły (Rugia, NE Niemcy) ... 87

Mleczak, M. & Herodowicz, K. – Zapis osadowy powodzi w plejstoceńskich sandrach Polski NW w nowym ujęciu – założenia projektu ... 88

Nehyba, S., Gilíková, H., Otava, J., Skácelová, Z. & Tomanová-Petrová, P. – Evolution of a sedimentary infill of a palaeovalley at a distal passive margin of the peripheral foreland basin ... 89

Nemec, W. – Prądy pływowe w morzu głębokim – fakt czy fikcja? ... 90

Remin, Z. – Cykliczna sedymentacja późnokredowa w południowo-wschodniej Polsce - implikacje paleobatymetryczne ... 91

Remin, Z. – Enigmatyczne, 3-metrowe pionowe struktury w turońskich osadach profilu Wisły – geneza biotyczna vs abiotyczna i znaczenie dla procesów lityfikacji ... 92

Schnabel, W. & Starzec, K. – Możliwości wykorzystania numerycznego modelu terenu (DEM) wysokiej rozdzielczości do analiz sedymentologicznych – przykłady z Karpat zewnętrznych ... 93

Siemińska, A. & Wendorff, M. – Pseudo-płytkomorskie cechy osadów w sekwencji fliszowej – warstwy menilitowe w Skrzydlnej (oligocen, polskie Karpaty zewnętrzne) ... 94

Skolasińska, K. – Obciążenie zawiesinowe rzeki – co wynika z pomiarów zawiesiny na przykładzie Warty? ... 95

Słonka, Ł., Krzywiec, P., Puskarczyk, E., Krakowska, P., Wawrzyniak-Guz, K. & Jarzyna, J. – Sejsmiczna identyfikacja górnojurajskich budowli węglanowych z południowo-wschodniej części Niecki Nidziańskiej ... 96

Stachowska, A. & Krzywiec, P. – Nowy model późnokredowej ewolucji NE Polski – wyniki interpretacji regionalnych danych sejsmicznych ... 97

Staniszewski, R. – Zróżnicowanie produktywności fabryki węglanowej w oksfordzie na obszarze Gór Świętokrzyskich ... 98

Starzec, K., Barmuta, J. & Stefaniuk, M. – Zachodnia część polskich Karpat zewnętrznych – rekonstrukcja od obecnej budowy strukturalnej do etapu basenu sedymentacyjnego ... 99

Szokaluk, M., Janiec, A., Frycz, M. & Jeleń, M. – Zastosowanie tomografii elektrooporowej do identyfikacji budowy geologicznej oraz osadów wyrzuconych kraterów Morasko – Poznań, Polska ... 100 Szulc, J. – Osady węglanowe jako sejsmograf kopalnych trzęsień Ziemi ... 101

Uchman, A., Rychliński, T. & Gaździcki, A. — Facje typu bahamskiego w osadach dolnej jury płaszczowiny choczańskiej Tatr $\dots 102$

Urbaniak, J. — Osady czwartorzędowe w Podgórzu (dolina środkowej Wisły), wstępne wyniki badań … $103\,$

Wendorff, M. — Sedymentacja w kraterze meteorytowym Jwaneng South (Botswana) jako odbicie ewolucji klimatu w obszarze basenu Kalahari od miocenu po holocen ... 104

Wojewoda, J. – Struktury helikoidalne – przykłady ... 105

Wojewoda, J. – Inwazyjno-cykliczny charakter kanałów na obszarze okresowego jeziorzyska śródsudeckiego w permie, modele aktualistyczne ... 106

Wojewoda, J. & Kowalski, A. – Mechanizm destrukcji i denudacji pokrywy kredowej w Sudetach na przykładzie Progu Radkowa, implikacje regionalne ... 107

Wójcik-Tabol, P. & Oszczypko-Clowes, M. – Problem redepozycji w drobnoziarnistych utworach facji turbidytowych na przykładzie serii grybowskiej w oknie Ropy – wskaźniki petrologiczno-geochemiczne i analiza nanoplanktonu wapiennego ... 108

Wróblewski, W. – Współczesna sedymentacja trawertynów w rejonie Mccheta-Mtianetia w paśmie Wielkiego Kaukazu (północno-wschodnia Gruzja) ... 109

Wysocka, A., Jankowski, L., Barski, M. & Filipek, A. – Współczesna sedymentacja trawertynów w rejonie Mccheta-Mtianetia w paśmie Wielkiego Kaukazu (północno-wschodnia Gruzja) ... 110

Polska Konferencja Sedymentologiczna POKOS 7

Sesje terenowe

Sesja terenowa A

Osady kulmu (karbon dolny) basenu morawsko-śląskiego

Ondřej BÁBEK¹, Jiří KALVODA², Radek MIKULÁŠ³, Mariusz PASZKOWSKI⁴, Daniel ŠIMÍČEK¹ & Alfred UCHMAN⁵

¹Katedra geologie PřF UP, 17. listopadu 12, 771 46 Olomouc, Czech Republic

²Department of Geological Sciences, Masaryk University of Brno, Czech Republic

³Institute of Geology, Academy of Sciences of the Czech Republic, Rozvojová 269, CZ-165 00, Praha 6, Czech Republic;

⁴Instytut Nauk Geologicznych PAN, Ośrodek Badawczy w Krakowie, Senacka 1, 31-002 Kraków, Polska

⁵Instytut Nauk Geologicznych Uniwersystetu Jagiellońskiego, Gronostajowa 3a, 30-387 Kraków, Polska

Sesja terenowa dotyczy osadów kulmu morawsko-śląskiego pasma fałdowo-nasuwczego (Fig. 1) na Płaskowyżu Głubczyckim oraz w Niskim Jesioniku (Nízký Jeseník) (Fig. 2). Wycieczka rozpoczyna się w Braciszowie na Płaskowyżu Głubczyckim a kończy się na Górze Świętej Anny. Trasa wiedzie przez Opolszczyznę, następnie przekraczając granicę polsko-czeską prowadzi w głąb pasm Niskiego Jesionika na Śląsku i Morawach, aby finalnie powrócić na terytorium Polski.

Polska część morawsko-śląskiego basenu kulmu, ujętego w waryscyjskie pasmo fałdowo-nasuwcze, reprezentowana jest przez odsłonięcia na Płaskowyżu Głubczyckim i w Górach Opawskich. W Polsce wyróżniono formacje wydzielone wcześniej w Republice Ćzeskiej w basenie Ńiskiego Jesionika. Są to następujące formacje: andelskohorska, hornobeneszowska, morawicka, a także ogniwo hradeckie formacji hradecko-kyjovickiej (Unrug, 1977). Tworzą je prawie wyłącznie utwory klastyczne wykształcone w magnafacji fliszowej (Fig. 3). Prezentowane odsłonięcie w wyrobisku kamieniołomu Braciszów, zlokalizowane w centralnej części Płaskowyżu Głubczyckiego, nacina oś asymetrycznej antykliny o pionowej płaszczyźnie osiowej i południkowej orientacji, przeciętej dodatkowo uskokiem z objawami mineralizacji pierwotnie siarczkowej. Jądro antykliny jest zbunajwyższą część dowane przez formacji horno-beneszowskiej a formacja morawicka odsłania się na jej skrzydłach (Fig. 4).

Historia badań kulmu na Opolszczyźnie sięga XIX wieku (Roemer, 1870). Po drugiej wojnie światowej badanie petrograficzne przedstawił Łydka (1957). Pierwsze studia sedymentologiczne przeprowadził Żelechowski (1962, 1964). Bardziej zaawansowane badania sedymentologiczne są dziełem Unruga & Dembowskiego (1971) oraz Unruga, który przedstawił w pracy z roku 1977 także pierwszą szczegółową mapę odsłonięć kulmu na Płaskowyżu Głubczyckim.

Stop A1. Braciszów

Mariusz PASZKOWSKI & Alfred UCHMAN

Położenie. Czynny kamieniołom na północnym skraju wsi Braciszów (N50°08.562'; E017°43.292').

Stratygrafia. Strop formacji hornobeneszowskiej i spągowa cześć formacji morawickiej, wizen dolny do środkowego (subzona Peδ).

Opis i interpretacja

Wyrobisko czynnego kamieniołomu o rozmiarach około 300x400 m umożliwia dogodny dostęp do ciągłego profilu



Fig. 1. Pozycja strefy morawsko-śląskiej (obszar w ramce z zaznaczonymi punktami obserwacyjnymi wycieczki przedstawiony na figurze 2) na tle regionalnych struktur waryscyjskich Polski i Czech (wg Żelaźniewicz et al., 2011, zmienione).



Fig. 2. Lokalizacja punktów obserwacyjnych na tle rozmieszczenia głównych litotypów w obrębie wypełnienia basenu kulmu na podstawie map geologicznych 1 : 50 000 Czeskiej Służby Geologicznej (wg Hartley & Otava, 2001, zmienione).

sekwencji utworów kulmu o miąższości około 200 m, o pionowej orientacji warstw (Figs 5, 6). Najstarsze odsłonięte w wyrobisku utwory formacji hornobeneszowskiej noszą cechy głębokomorskich osadów kanałowych, reprezentowanych głównie przez bardzo gruboławicowe i gruboławicowe piaskowce szarogłazowe, głownie bezstrukturowe, często z granulami, a także przez dwie ławice granulowych zlepieńców. W obrębie gruboławicowej sekwencji występują dwie bardzo grube ławice piaskowca drobnoziarnistego z cienkim przeławiceniami mułowców i osadów heterolitycznych. Częste są też rozmycia erozyjne, w tym wcięcia kanałowe w obrębie ławic piaskowców i wyklinowania warstw (Fig. 7C). Rzadsze są ławice niewysortowanych, węglistych, ciemnoszarych piaskowców mułowych typu wak litycznych. W obrębie tej litofacji stwierdzono ławicę z odwróconym uziarnieniem frakcjonalnym. Ławice piaskowca zawierają często izolowane, rozrzucone lub tworzące wyraźne poziomy intraklasty mułowe (rip-up clasts), o rozmiarach od centymetra do kilkudziesieciu centymetrów (Fig. 7D). Rzadko, intraklasty te są plastycznie zdeformowane (Fig. 8G). W stropie niektórych ławic piaskowców liczne są wydłużone fragmenty pni i łodyg roślin ułożonych kierunkowo (Fig. 7E). Na powierzchniach kilku ławic widoczne są riplemarki lub ich odlewy (Fig. 7F). Pomiędzy grubymi ławicami występują pakiety cieńszych ławice piaskowców przeławiconych ciemnoszarymi i czarnymi mułowcami laminowanymi oraz cienkie pakiety osadów heterolitycznych. Niektóre grube ławice wraz z tymi pakietami wykazują trend cieniejący ku górze (Fig. 7A). Generalnie, warstwy hornobeneszowskie w kamieniołomie wykazują cienienie ławic i drobnienie ziarna ku górze.

Utwory formacji morawickiej zdominowane są przez osady heterolityczne o zróżnicowanych rytmach przeławiceń frakcji piaskowej, pyłowej i iłowej (Figs 7A, 8A–D). W ich obrębie występują pojedyncze ławice drobno- i średnioziarnistych piaskowców szarogłazowych, zazwyczaj nie grubszych niż decymetr. Rzadziej występują pakiety ławic podobnych piaskowców, z ławicami o miąższości do 50 cm. Miąższość tych pakietów nie przekracza 1 m. W piaskowcach tych widoczna jest często laminacja równoległa, rzadziej riplemarkowa (Fig. 8B). Część z tych przeławiceń jest nieciągła i ma postać soczewek. Pakiety osadów heterolitycznych osiągają miąższości od decymetrów do kilku metrów. Liczne są szczątki roślinne, w tym duże fragmenty pni kalamitów, rzadziej sigilarii (Fig. 8F, H). Szczątki te są często ułożone równolegle czy prawie równolegle. W wielu ławicach obecna jest drobna sieczka roślinna. Spągi ławic pokryte są licznym hieroglifami prądowymi, najczęściej są to ślady narzędziowe typu odlewów śladów wleczenia (Figs 7G, 9A, C), rzadziej ślady toczenia przedmiotów (Fig. 9B). W mułowcach częsta jest pozioma laminacja równoległa. Lokalnie, laminy osadów heterolitycznych przecięte są wypełnieniami szczelin syneryzyjnych (Fig. 8C). W górnej części profilu widoczne są cienkie warstewki ilaste przypinające tufity bentonitowe, nie zawierające jednak fenokryształów, zwłaszcza cyrkonu, oraz poziomy konkrecji, soczew i warstw węglanowych o miąższości do 10 cm. W stropie sekwencji pojawiają się ławice zlepieńców śródformacyjnych złożone z płaskich intraklastów mułowych i konkrecji węglanowych wypłukanych zapewne z niżejległych pyłowców i mułowców, o rozmiarach od centymetra do kilkunastu centymetrów (Fig. 8E).

Ślady życia ograniczone są do skamieniałości śladowych. Są one obecne w utworach formacji morawickiej. Wśród nich rozpoznano *Paleodictyon imperfectum* (Fig. 9D), *Nereites* isp. (Fig. 9E), *Dictyodora* isp. (Fig. 9F, G), *Gordia* isp., *Helminthopsis* isp. (Fig. 9H) oraz *Planolites* isp. (Fig. 9I). Jest to zespół typowy dla głębokomorskiej ichnofacji *Nereites*.

Osady heterolityczne reprezentują osady pozakanałowe, w tym osady wypełnienia krewas i nasypów krewasowych zapisanych w postaci pakietów ławic piaskowców. Generalnie, brak osadów typowych dla lobów depozycyjnych. Całość wskazuje na system stożka bez lobów depozycyjnych rozwinięty na przedpolu delty rzecznej. Generalnie,



Fig. 3. Stratygrafia i rozmieszczenie facji karbonu w północnej części strefy morawsko-śląskiej (Niski Jesionik, Góry Opawskie, Płaskowyż Głubczycki) z zaznaczoną pozycją punktów obserwacyjnych. Litery z symbolami greckimi oznaczają bizony goniatytowe (wg Hartley & Otava, 2001, zmienione i uzupełnione, dopasowane do obecnych danych geochronologicznych wg Jirásek et al., 2014 i skali czasu wg Ogg et al., 2016).



Fig. 4. Kamieniołom w Braciszowie. A. Przekrój przez utwory kulmu na Płaskowyżu Głubczyckim z zaznaczeniem pozycji kamieniołomu w Braciszowie (stop A1) wg Unruga (1977). Oznaczenia: 1 –formacja hornobeneszowska; 2 –formacja morawicka, hupki; 3 – formacja morawicka, ogniwo piaskowców z Ciermięcic, 4 – formacja morawicka, ogniwo zlepieńców z Pielgrzymowa; 5 – formacja hradeckokyjovicka; 6 – uskoki, złuskowania i zluźnienia tektoniczne; 7 – kamieniołomu w Braciszowie zrzutowana na linie przekroju. B, C. Widok, odpowiednio południowej i północnej ściany wyrobiska. Żółtą, przerywana linią zaznaczono trasę i kierunek profilowania (profile na Figs 5, 6).

utwory pozakanałowe warstw morawickich w profilu wykazują na w dolnej części zmniejszanie się udziału frakcji piaskowej i zmniejszanie grubości oraz częstości ławic piaskowców, z trendem odwrotnym w górnej części.

Sedimentary evolution and trace fossils of Carboniferous turbidite systems in the Variscan foreland, Czech Republic

Ondřej BÁBEK, Radek MIKULÁŠ & Daniel ŠIMÍČEK

Termin "Culm" (kulm – w j. czeskim i polskim) wprowadzono do geologii masywu czeskiego w drugiej połowie XIX wieku dla sukcesji ciemnych mułowców, łupków krzemionkowych, piaskowców i podrzędnie wapieni z małżami *Posidonia*, goniatytami i skamieniałościami roślin (Roemer, 1860; Wolf, 1863; Zapletal, 2000). Obecnie rekomenduje się stosowanie terminu kulm dla nieformalnego opisu osadów o tak unikatowej litologii, związanych z waryscyjską konwergencją płyt tektonicznych (Zapletal, 2000). Termin "kulm Głubczyc" wprowadził do polskiej literatury regionu

Łydka (1957).

Masyw czeski reprezentuje najbardziej wschodni fragment orogenu waryscyjskiego w Europie Środkowej. Przedpermska sukcesja masywu czeskiego została podzielona na segment moldanubski, centralnej Bohemii, saksoturynski, łużycki i morawsko-śląski (Chlupáč & Vrána, 1994; Franke & Źelaźniewicz, 2002). Pierwsze cztery z wymienionych stref reprezentują zespół terranów armorykńskich (ŹTA) o gondwańskiej proweniencji, podczas gdy strefa morawsko-śląska należy do terranu tradycyjnie określanego mianem Brunovistulia (poprawniej nazywanego terranem Brna-Górnego Śląska, Kotas; 1985), ulokowanego na południowej pasywnej krawędzi superkontynentu Laurussii. W czasie kolizji waryscyjskiej terran Brna-Górnego Śląska pełnił role dolnej płyty subdukowanej pod ZTA (Finger and Steyrer, 1995; Kalvoda, 1995; Kalvoda et al., 2002). Dla przeważającej części ZTA zasięg utworów kulmu był powiązany z wydarzeniami kolizyjnymi w różnych konfiguracjach geotektonicznych. Jednak najbardziej rozległe wystąpienie facji kulmu tradycyjnie określanego jako morawsko-śląski basen kulmu jest położone w zapadlisku przedgórskim strefy morawsko-ślaskiej.



Fig. 5. Uproszczony profil utworów kulmu w kamieniołomu w Braciszowie.

Morawsko-śląski basen kulmu: tło geologiczne i struktura

Morawsko-śląski basen kulmu (MSBK) to wydłużona, zorientowana SW-NE to SSW-NNE struktura (Figs 1, 2), ograniczona od zachodu strefą uskoku morawsko-śląskiego (Schulmann et al., 1991) i pokryta utworami od kenozoiku a na północy, w Polsce także kredy. Osady MSBK zachowały się w dwóch głównych obszarach odsłonięć: basenu Drahanów i basenu Niskiego Jesionika (NJB) (Fig. 2).

MSBK należy do sytemu dolnokarbońskich basenów głębokomorskich strefy reno-hercyńskiej zachodniej i środkowej Europy (Franke & Engel, 1988; Ricken et al., 2000; Hartley & Otava, 2001). Basen ten ewoluował od turneju do wczesnego namuru w efekcie waryscyjskiej konwergencji płyt pomiędzy terranem Brna-Górnego Śląska i nadległymi terranami lugodanubskimi, zawierającymi strefę łużycką moldanubikum i centralno-bohemską (Franke et al., 1995; Fritz & Neubauer, 1995; Grygar and Vavro, 1996; Kalvoda et al., 2003, Bábek et al., 2006). Wypełnianie MSCB jest interpretowane jako wielofazowe wydarzenie tektoniczne, które może zostać podzielone na fazę inicjalną basenu resztkowego (dolny i środkowy wizen) poprzedzające fazę brzeżnego basenu przedgórskiego (górny wizen do najniższego namuru) (Kumpera & Martinec, 1995).

Struktura MSCB jest interpretowana jako skierowany ku wschodowi stos naskórkowych tektonicznych płatów nasuniętych na proterozoik podłoża krystalicznego teranu Brna-Górnego Śląska i jego prefliszowa pokrywę osadową dewonu - dolnego karbonu (Čížek & Tomek, 1991; Bábek et al., 2006). Struktura północnej części MSCB złożona jest z zachodniej jednostki allochtonicznej (formacje andelskohorska i hornobeneszowska) oraz wschodniej jednostki paraautochtonicznej (formacje morawicka oraz hradeckokyjovicka) (Grygar & Vavro, 1996; Hladil et al., 1999). MSCB ujawnia wyraźną polaryzacje deformacji w zakresie kierunków od W-E do NW-SE oraz metamorfizmu termicznego, których intensywność generalnie spada ku SE (Rajlich, 1990; Franců et al., 2002). Ten trend kontynuuje się ku E aż do zupełnie niezdeformowanych warstw kulmu, które są znane z podłoża zachodnich Karpat Zewnętrznych.

Basen Niskiego Jesionika (NJB)

Cała sukcesja NJB, na terytorium Czech jak i Polski została podzielona na cztery formacje: andelskohorską, hornobeneszowską, morawicką i hradecko-kyjovicką (Patteisky, 1929; Kumpera, 1966; Unrug, 1977; Zapletal et al., 1989).

Formacja andelskohorska to sukcesja miąższości od 1000 do 2000 m, złożona cienkoławicowych, drobnoziarnistych piaskowców, pyłowców i mułowców z przeławiceniami grubszych od 1 m do setek metrów miąższości ciał piaskowców, drobnoziarnistych zlepieńców i żwirowców ilastych. Obecnie przeważa opinia o wizeńskim wieku tej formacji oparta o skamieniałości paproci drzewiastych *Asterocalamites* (Purkyňová, 1977) i korali Rugosa *Lithostrotion* oraz *Tetraporinus* ex gr. *T. virgatus* w otoczakach zlepieńców (Otava et al., 1994).

Nadległa formacja hornobeneszowska to sukcesja miąższości 1500 do 2000 m gruboławicowych, masywnych piaskowców z podrzędnymi soczewkami drobnoziarnistych zlepieńców i rytmicznymi przeławiceniami pyłowców, mułowców i drobnoziarnistych piaskowców. Formacja ta została podzielona na trzy ogniwa: Laryšov, Brantice i Dalov (Kumpera, 1966). Jest ona pozbawiona szczątków zwierzęcych i zawiera jedynie rzadkie skamieniałości roślinne (*Archaeocalamites*). Na podstawie superpozycji jej wiek został oceniony na wizen wczesny do środkowego (Zapletal et al., 1989).

Jedyne pośrednie dane biostratygraficzne pochodzą z wierceń w rejonie Moravský ego Berouna, gdzie otwornice z wapieni piaszczystych i brekcji podścielających formacje hornobeneszowską sugerują późny wczesny wizen do wczesnego środkowego wizenu (V1b-V2a, Dvořák, 1994). Datowanie ⁴⁰Ar/³⁹Ar detrytycznych białych mik wskazuje na najmłodszy wiek 350 Ma (turnej) (Schneider et al., 2000). Cała formacja hornobeneszowska koreluje się z dolną zoną HMZ (Hartley & Otava, 2001). Nie znamy lateralnych odpowiedników obu omawianych dotychczas formacji poza obszarem odsłonięć.

Formacja morawicka to sukcesja miąższości ok 100 do 2500 m drobnoziarnistych piaskowców, pyłowców i mułowców, z podrzędnymi przeławiceniami grubszych piaskowców i zlepieńców, głównie w północnej, polskiej części. Formacja morawicka została podzielona na cztery jednostki litostratygraficzne: ogniwa Bělá, Bohdanovice, Cvilín, Brumovice i Vikštejn. Na terytorium Polski w zdominowanej przez osady drobnoziarniste formacji morawickiej wydzielono dodatkowo dwa ogniwa (Unrug, 1977): ogniwo piaskowców Z Ciermięcic i ogniwo zlepieńców z Pielgrzymowa. Liczne znaleziska goniatytów pozwoliły na datowanie formacji morawickiej na późny wizen (subzony



Fig. 6. Profil szczegółowy utworów kulmu w kamieniołomu w Braciszowie.



Fig. 7. Wybrane cechy sedymentologiczne utworów kulmu w kamieniołomu w Braciszowie. A. Serie ławic cieniejących ku górze; facja kanałowa; poziom II, część SE kamieniołomu. B. Seria osadów heterolitycznych oraz pakiet ławic piaskowca; facja pozakanałowa; poziom III, część NE kamieniołomu. C. Kanał erozyjny wyerodowany w ławicy piaskowca oraz wyklinowująca się ławica oznaczona gwiazdką; facja kanałowa; poziom II, część S kamieniołomu. D. Intraklasty mułowca w piaskowcu szarogłazowym; facja kanałowa; poziom II, część S kamieniołomu. E. Łodygi roślin ułożone kierunkowo w stropie ławicy piaskowca; facja kanałowa; poziom II, część SE kamieniołomu. F. Odlewy riplemarków językowych na spągu ławicy piaskowca, górna część poziomu I, SW część kamieniołomu. G. Hieroglify wleczeniowe na spągu ławicy piaskowca; dolna część facji pozakanałowych; poziom II, część E kamieniołomu.

Goα2-3 do Goβmu; Kumpera, 1966, 1983; Zapletal et al., 1989). Najpospolitsze skamieniałości to *Posidonia becheri, Streblochondria, Goniatites crenistria crenistria, Goniatites crenistria intermedius, Goniatites striatus falcatus.* Częste są skamieniałośc śladowe i roślinne drzewiastych skrzypów i paproci nasiennych (Kumpera, 1972a, 1983; Zapletal & Pek, 1999; Mikuláš et al., 2002). Najmłodsze wieki stygnięcia mik detrytycznych odpowiadają 330 Ma (późny wizen) (Schneider et al., 2000). Główna część formacji morawickiej koreluje się ze środkową zoną HMZ Hartley'a i Otavy (2001), natomiast najniższa (ogniwo Bělá) i najwyższa (ogniwo Vikštějn) odpowiada odpowiednio dolnej i górnej zonie HMZ



Fig. 8. Inne cechy sedymentologiczne utworów kulmu w kamieniołomu w Braciszowie; facja pozakanałowa, poziom III i wyżej, część NE kamieniołomu. A. Osady heterolityczne w odsłonięciu. B. Drobnoziarniste piaskowce riplemarkowe z przejściem do mułowców. C. Osady heterolityczne ze szczelinami syneryzyjnymi. D. Osady heterolityczne z przewagą mułowców. E. Zlepieniec śródformacyjny z klastami mułowca i konkrecjami węglanowymi (w). F. Fragment odcisku drewnianej łodygi (dw) i łodygi lepidendrona (lp). G. Struktura spływowa w mułowcu i piaskowcu z intraklastami. H. Ośródka wewnętrzna pnia kalamita; dolna część facji pozakanałowych; poziom II, część E kamieniołomu.



Fig. 9. Pozostałe cechy sedymentologiczne i skamieniałości śladowe utworów kulmu w kamieniołomu w Braciszowie; facja pozakanałowa, poziom III i wyżej, część NE kamieniołomu. A. Rozbieżne hieroglify wleczeniowe i hieroglify uderzeniowe na spągu ławicy piaskowce. B. Slady toczenia, być może fragmentu rośliny. C. Hieroglif wleczeniowy rośliny. D. *Paleodictyon imperfectum* Seilacher, hypichnion. E. *Nereites* isp., endichnia. F. *Dictyodora* isp. w przecięciu poziomym przez powierzchnię ławicy. G. *Dictyodora* isp., hypichnia. H. *Helminthopsis* isp., hypichnion. I. *Planolites* isp., hypichnia.

(Hartley & Otava, 2001).

Pokrywająca zgodnie niżejległą formację morawicką formacja hradecko-kyjovicka tworzona jest przez sukcesje silikoklastyczną o miąższości około 1800 m. Formacja ta jest podzielona na dwa ogniwa: (1) bazalne ogniwo Hradec, złożone z grubych pakietów gruboziarnistych piaskowców i podrzędnych zlepieńców i nadległe (2) ogniwo Kyjovice złożone z cienkoławicowych drobnoziarnistych piaskowców przeławicających się z pyłowcami i mułowcami. Formacja hradecko-kyjovicka zawiera liczne skamieniałości goniatytów, łodzików, małży, ramienionogów, skamieniałości śladowe oraz skamieniałości roślinne skrzypów, widłaków i paproci (Purkyňová, 1981; Kumpera, 1983;). Na podstawie licznych goniatytów formacja ta została datowana na późny wizen do najwcześniejszego namuru (zony Goβspi do E1; Kumpera, 1983). Znaleziska paproci i skrzypów sugerują jej wiek namurski (Purkyňová, 1981). Datowanie metoda 40Ar/39Ar detrytycznej białej miki wskazuje na najmłodsze wieki stygnięcia około 330 Ma (wizen późny) (Schneider et al., 2000). Cała formacja koreluje się z górną zoną HMZ (Hartley & Otava, 2001). Formacja hradecko-kyjovicka jest przykryta przez węglonośne paraliczne utwory silikoklastyczne Górnośląskiego Basenu Węglowego.

Facies, processes and depositional environment Lithology and facies

The MSCB is essentially composed of rhythmic alternation of siltstones and sandstones, with minor proportion of mudstones and conglomerates. Most of the sediments are considered deep-water in origin, although some previous authors suggested shallow-marine, tidal-flat, deltaic, or even fluvial depositional setting for at least a part of the MSCB (Kukal, 1980; Dvořák, 1994). More recently, detailed facies analysis works have indicated that the MSCB consists essentially of gravity-flow deposits (Tab. 1) including: clastsupported conglomerates (facies F1); pebbly/granule sandstones (F2); normally graded or massive, coarse-grained sandstones (F3); coarse- to fine-grained sheet sandstones and sandstone-mudstone couplets; fine-grained sandstone – siltstone - mudstone couplets (F5) and mudstones with rare siltstone laminae (F6). These sediments are thought to be deposited from high-density turbidity currents, sandy debris flows, low-density turbidity currents (sometimes "quasi-steady") and hemipelagic fall-out (Nehyba & Mastalerz, 1995; Zapletal, 1991; Hartley & Otava, 2001; Bábek et al., 2004).

High-density turbidity current deposits

Clast-supported conglomerates with sandy matrix (facies F1) and pebbly sandstones of facies F2a are normally or sometimes inversely graded (Tab. 1). Both facies are thought to be deposited from high-density turbidity currents (Lowe, 1982) as their normal grading indicates suspension settling and high flow concentration is required for transport and deposition of sediment particles larger than coarse sand (Middleton & Hampton, 1973; Lowe, 1982; Mulder & Alexander, 2001). In contrast to the typical features of cohesive debris-flows, the beds of facies F1 have sometimes basal erosive scours, flat upper bed contacts (cf. Plink-Björklund et al., 2001) and low to zero content of clay matrix (cf. Mulder & Alexander, 2001). Most beds of facies F1 correspond to R3 beds of Lowe (1982). In several beds of facies F1a there is a basal massive layer sometimes showing clast imbrication, which is followed by a normally graded conglomerate layer. This sequence suggests flow transformation from a basal layer deposited by friction freezing from non-turbulent hyperconcentrated flow (cf. Sohn, 2001) to an upper layer deposited by suspension settling from concentrated (high-density) turbidity flow (division R3). High-density flows that deposited the pebbly sandstones of facies F2a were highly erosive as suggested by abundant basal scours and mud intraclasts distributed near bed bases (Tab. 1). The beds show abrupt grain size jumps from basal pebbly/granule sandstone layer (division R3) to upper, usually parallel-stratified sandstone layer (S1 of Lowe, 1982).

Sandstone beds of facies F3a have a thick (up to 4m), often normally graded and/or parallel stratified, interval of coarse-grained sandstone, which is usually overlain by a relatively very thin Tb,c,d Bouma sequence (up to 30cm). The normal grading, basal and internal scours, and coarse sand lithology in the basal interval, all indicate deposition from turbulent density flows and this facies can be interpreted as deposited from sand-dominated high-density turbidity currents (the S1 and S3 divisions of Lowe, 1982; concentrated flows of Mulder & Alexander, 2001). High erosive efficiency of these flows is indicated by abundant mud intraclasts distributed near the bed bases and by frequent basal scours. Beds of facies F3b share similar succession of sedimentary structures with facies F3a and can thus be interpreted as sediments of high-density sandy turbidity flows. However, individual beds are very thick (usually about 8 to 10m, occasionally up to 15 m, Tab. 1) and show frequent traces of amalgamation such as internal scours and rip-up clasts (cf. Mattern, 2002; Plink-Björklund et al., 2001) distributed in discontinuous layers at variable heights above the bed bases. Facies F3b is therefore assumed to represent amalgamated layers consisting of several high-density turbidite beds.

Sandy debris flows

Beds of pebbly sandstones of facies F2b are ungraded, have non-erosive bases and contain abundant outsized clasts (Table 1). The outsized clasts include both, rounded extraclasts and plastically deformed intraclasts of thin-bedded turbiditic siltstones, mudstones and fine-grained sandstones. They are usually several dm to about 1 m in α -axis diameter but outsized clasts as long as 5m were also found. The outsized clasts show random vertical distribution in the bed and they are not aligned in any discrete levels. Absence of bedforms, non-erosive nature and abundance of outsized clasts indicate that these beds were deposited by friction freezing from non-turbulent, high-concentration density flows (Shanmugam, 1996; Mulder and Alexander, 2001). Most likely, these beds were not deposited from cohesive debris flows, as their clay content is very low to zero (macroscopic observation) and no clast projection typical of cohesive debris flows is visible in them (cf. Hiscott and James, 1985; Carter, 2001). The overall bed characteristics of this facies type suggest deposition from cohesionless, sandy debris flows (Shanmugam, 1996; Falk & Dorsey, 1998).

Quasi-steady turbidity current deposits (?)

Up to 17 m thick layers of medium grained sandstone of facies F3c are non-erosive and structureless, except for occasional low-angle cross stratification and occasional faint normal grading and convolute lamination in the topmost parts of most beds (Table 1). The layers are unusually thick but they do not show any traces of amalgamation and, therefore, each one probably represents a single depositional event. Great bed thickness is a feature typical of contained (ponded) turbidites, but thick mudstone intervals and upper-flow regime bedforms usually associated with contained deposits (cf. Pickering & Hiscott, 1985; Haughton, 2001) are not present in the beds of facies F3c. Lateral pinch-out bed geometry can be observed in some of the beds of facies F3c. Absence of grading and great bed thickness may indicate deposition from quasi-steady hyperpycnal flows that may owe their origin to fluvial discharge (Kneller and Branney, 1995), while surges and surge-like turbidity flows, unless ponded, do not produce thick sediment layers (Rothwell et al., 1992). The presence of cross stratification is in contradiction to sandy debris flow interpretation, as such stratification forms solely beneath turbulent traction flows (Hickson & Lowe, 2002, p. 349). Many examples of hyperpycnal flows are known from modern submarine fans (e.g., Kneller & Branney, 1995; Mulder et al., 2001) and the occurrence of such deposits is probably underestimated in the fossil record, partly due to the difficulties with recognition of such flows from the bed characteristics (Kneller & Buckee, 2000). Convex-upward shape and lateral pinch-out geometry of the beds of facies F3c can be attributed to deceleration of a hyperpycnal current, loss of momentum and rapid deposition associated with a decrease in slope gradient (hydraulic jump).

Low-density turbidity current deposits

Heterolithic sandstone-siltstone-mudstone beds of facies F4a and F4b have usually sheet-like geometry and they are organised into well-developed, complete or incomplete Bouma sequences. Frequent basal erosion marks and Ta,b,c,d Bouma sequences present in facies F4a suggest deposition from low-density turbidity currents (Middleton & Hampton, 1973). The well-developed succession of bedforms expressed in the Bouma sequence indicates a progressive decrease in flow regime and/ or incomplete Bouma sequences. Frequent basal erosion marks and Ta,b,c,d Bouma sequences present in facies F4a suggest deposition from low-density turbidity currents (Middleton & Hampton, 1973). The well-developed succession of bedforms expressed in the Bouma sequence indicates a progressive decrease in flow regime and an increase in traction during flow passage (Walker, 1965), that is features typical of surges or surge-like flows (Normark & Piper, 1991; Kneller & Buckee, 2000). Base-cut-out Tb,c,d Bouma sequences and predominant fine- to medium-grained sandstone lithology represent typical features of facies F4b. Prevalence of upper flow regime traction structures and relatively great thickness of individual beds (several dm to 1m) suggest deposition from thick, low velocity turbidity flows, possibly in channel overbank settings (cf. Leverenz, 2000)

Heterolithic siltstone-mudstone beds of facies F5 typically have an erosive base, a thin (0.5 to 3 cm), parallel laminated, ripple-cross laminated and/or normally graded siltstone layer showing frequent lateral pinch-outs, and a thick, sometimes bioturbated, upper mudstone layer (Tab. 1). Bed bases are sharp, commonly highly irregular due to scouring and loading of basal siltstone layers into underlying mudstones. The extreme loading sometimes results in formation of detached load balls. The vertical succession of bedforms, low silt-clay ratio and loading features indicate that these sediments may be classified as fine-grained or silt turbidites with Bouma A-E divisions (Shanmugam, 1980; Piper and Stow, 1991), deposited from low-density turbidity currents. Thick successions of more-or-less regular zebra-type repetition of the beds of facies F5 were previously referred to as the "laminite" in the literature (Lombard, 1963; Kumpera, 1983) and they occur ubiquitously all over the MSCB. For the major part, these successions cannot be interpreted as bottom current deposits (contourites) due to the frequent erosive bases, normal grading and load casts present in individual beds (Stow, 1979).

Deep-water mudstones

Massive black mudstones of facies F6, sometimes with thin silt laminae or bioturbated, are very rare in the Moravice Formation. These deposits are difficult to interpret. Due to their common occurrence with silt turbidites (F5a) it is possible to interpret these deposits as base-cut-out silt turbidites or mud turbidites (Piper & Stow, 1991). Alternatively, the mudstones may represent hemipelagic deposits of hypopycnal plumes associated with river discharge.

Trace fossil assemblages

The deep-water depositional setting is also supported by relatively abundant trace fossil assemblages. Fine-grained facies are usually associated with low-diversity assemblages including *Dictyodora liebeana*, *Nereites*, and *Planolites* indicating bathyal, aphotic, low-energy dysoxic environments. Upper Viséan sandstone facies are usually associated with higher-diversity assemblages comprising *Dictyodora liebeana*, *Nereites*, *Cosmorhaphe*, *Diplocraterion*, and *Rhizocoral-* Three types of ichnocoenoses were observed in the Moravice Formation, each reflecting a distinct environmental control: (i) diversified *Dictyodora-Planolites*; (ii) simple *Dictyodora-Planolites*; and (iii) *Diplocraterion-Nereites*.

The diversified *Dictyodora-Planolites* ichnocoenosis consists mostly of fodinichnia (feeding traces) accompanied by agrichnia, pascichnia (grazing traces) and traces showing complex feeding strategies. The most common ichnogenera are *Chondrites*, *Dictyodora*, *Phycosiphon*, *Zoophycos* and *Planolites*. In the classical Seilacher's (1967) concept, this ichnocoenosis can be considered as a transitional *Zoophycos-Nereites* ichnofacies indicating typically bathyal, aphotic, low-energy, oxygen-depleted environments, which are unfavourable for the benthic communities to live and evolve (Frey and Pemberton, 1984).

The simple Dictyodora-Planolites ichnocoenosis shows extremely low diversity, comprising only two nominal ichnogenera. This ichnocoenosis can be assigned to the Nereites ichnofacies indicating deep-marine environment with extremely low energy levels (Frey & Pemberton, 1984; Stepanek & Geyer, 1989; Orr, 2001). The relatively highly di-Diplocraterion-Nereites ichnocoenosis comprises verse abundant domichnia (dwelling traces), fodinichnia, agrichnia-pascichnia type traces and abundant traces of suspension feeders or possible surface-scraping detritus feeders (*Diplocraterion*). The most common trace fossils are *Rhizo*corallium, Diplocraterion, Dictyodora liebeana, Cosmorhaphe, Protopaleodictyon, Furculosus, etc. The ichnogeneric composition of this ichnocoenosis corresponds to the Cruziana ichnofacies mixed with traces of the Nereites ichnofacies sensu Seilacher (1967) and Frey and Pemberton (1984) and suggests deposition in environments more favourable to colonisation, compared to the previous ichnocoenoses. Map distribution of the ichnocoenoses in the Moravice Formation is shown in Fig. 10.

Palaeocurrent data

Both, unidirectional and bi-directional paleocurrent data were obtained from the orientation of flute casts and tool marks, mostly from low-density turbidity current deposits (F4a, F5). The absolute majority of both published and our own paleocurrent data indicate S-N to SW-NE directions of flow with SSW-NNE frequency maximum (Fig. 10). This direction has been assumed to be parallel to the basin depocentre axis (Kumpera, 1983; Hartley and Otava, 2001). Such palaeocurrent patterns are typical of the whole MSCB successions, indicating axial-trough topography at the time of deposition. A much smaller amount of the palaeocurrent indicators show alternate W-E and NW-SE directions, which are oblique to perpendicular to the basin axis. Especially in the basal parts of the Moravice Formation the paleoflow patterns are relatively more complex, showing a relatively higher proportion of the oblique to perpendicular W-E to NW-SE directions. In the upper parts of the Moravice Formation, the palaeoflow patterns are more uniform and tend to the SSW-NNE frequency maximum.

Depositional model

Five facies associations have been recognised (Hartley and Otava, 2001; Bábek et al., 2004; Nehyba and Mastalerz, 1995). Proximal gravity-flow (fan-delta) deposits are composed of thick accumulations of clast-supported conglomerates (F1) locally interbedded with high-density turbidite sandstones (F2a, F3a, F3b). Channel-fill and channel-lobe transition deposits comprise high-density turbidites (F1, F2a, F3a, F3b) interbedded with minor low-density turbidites (F4a, F4b, F5) and occasional sandy debris-flows (F2b). Slope apron deposits are composed of quasi-steady turbidity current deposits (F3c) interbedded with low-density turbidity currents (F4a, F4b, F5) and occasional sandy debris flows (F2b). Lenticular sandstone bodies (depositional lobes) comprise high-density turbidite sandstones (F3a, F3b) inter-



Fig.10. Basic lithotypes, palaeocurrent data and distribution of trace fossils in the Moravice Formation, Nízký Jeseník Culm Basin (adopted from Bábek et al., 2004).

bedded with quasi-steady flow turbidites (F3c) and low-density turbidites (F4a, F4b, F5). Basin plain deposits comprise low-density turbidity current deposits (F4a, F4b, F5) and deep-water mudstones (F6). The proximal fan-delta deposits are developed almost uniquely in the southern part of the Drahany Basin, whereas the majority of the basin-plain deposits are developed in the Nízký Jeseník Basin, interbedded with the channel and sheet sandstone deposits (Fig. 11). This general grain-size trend, together with the NNE palaeocurrent directions and sandstone composition data, indicate a predominant NNE sediment dispersal from point sources located in the Drahany Basin (Hartley and Otava, 2001), with minor sediment supply from the hinterland located in the present-day western direction (Zapletal, 1989; Bábek et al., 2004).

An overall cyclic alteration of the channel and sheet sandstone deposits, and the basin plain deposits, with megacycle thickness reaching several hundred metres, has been interpreted as a result of pulsating tectonic activity associated with switching of major point sources (Bábek et al., 2004).

The Moravice Formation (Nízký Jeseník Basin) comprises two asymmetric megacycles, each about 500 to 900 m thick. In their lower parts, the megacycles are composed of erosive low-efficiency, relatively coarse-grained turbidite systems indicating relative sea-level lowstand. The basal lowstand systems pass up-section into about twice as thick distal, low-efficiency turbidite systems. A combined tectonic-sediment supply model is suggested that explains the cyclic stratigraphy. Periods of increased tectonic activity resulted in slope oversteepening, probably combined with increased rate of lateral, W-E sediment supply into the basin, producing the basal sequence boundary and the subsequent lowstand turbidite systems. During subsequent periods of tectonic quiescence the system was filled mainly from a distant southern point source, producing the thick, low-efficiency turbidite systems (Fig. 12).

Sediment composition and provenance

There is a wealth of sediment composition and provenance data in the literature, including modal composition of sandstones, clast analyses of conglomerate facies, heavymineral spectra, geochemistry and gamma-ray spectrometry (Hartley and Otava, 2001; Čopjaková et al., 2005; Bábek et al., 2004; Šimíček et al., 2012). The data suggest that the lower part of the MSCB was derived mostly from mixed sedimentary- low-grade metamorphic-plutonic sources with



Fig.11. Selected lithofacies columns across the MSCB in SW – to NE direction representing proximal (left) – to – distal (right) direction (adopted from Nehyba and Mastalerz, 1995; Hartley and Otava, 2001; Bábek et al., 2004).

minor proportion of volcanic sources (indicated mainly by potassium feldspars and polycrystalline quartz in the sandstones and volcanic and sedimentary lithic clasts in the conglomerates). The overall trend in this lower part is the up-section increase in concentrations of magmatic lithic clasts and quartz clasts due to increasing proportion of sediment derived from high-grade metamorphic rocks and magmatic rocks and decreasing supply from volcanic/low-grade metamorphic sources. There is a distinct change towards higher concentrations of potassium feldspars in sandstones, accompanied by higher concentrations of U, Th and U/Th ratios in gamma-ray spectra and high sandstone radioactivity as compared to the mudstones in the Brumovice Beds (Goβ zone, Upper Viséan, Moravice Formation, Nízký Jeseník Basin). This indicates increased supply from plutonic sources, in particular the ultrapotassic plutonites of the Moldanubian nappe pile (durbachites).

Another provenance shift is associated with the onset of deposition of the Luleč Member (Myslejovice Formation, Drahany Basin) and Hradec-Kyjovice Formation (Nízký Jeseník Basin) approximately in the Go β to Go γ interval (boundary between the Middle and Upper Heavy Mineral Zone). The sudden shift towards quartz-rich conglomerate compositions at this boundary is thought to reflect even more significant supply from high-grade metamorphic terrains. This is supported by the published heavy mineral spectra (Hartley & Otava, 2001), in which high concentrations of pyrope and almandine suggest low sediment maturity and derivation from metamorphic sources. The same authors considered this compositional change to reflect a basin-wide progradation associated with sediment oversupply from the source areas. These compositional and GRS changes reflect extremely rapid exhumation of mid- and deep-crustal rocks of the Moldanubian Zone of the Bohemian Massif, which represented the major source area of the Nízký Jeseník Basin foreland basin.

Stop A2. Stará Ves

Abandoned quarry located about 520 m E of the chapel in Stará Ves near Bílovec, about 5.4 km NNW of Exit 336, Dl

motorway between Olomouc and Ostrava. This is an easily accessible abandoned quarry. (S42: 49°46′14″ N, 17°58′56″ E) Stratigraphy. Kyjovice Member, Hradec Kyjovice Formation, Nízký Jeseník Culm Basin, upper Viséan (Goγ subzone) to Namurian A (Goy subzone).

This abandoned quarry, 200 x 150 m in size, is an excellent exposure of the Kyjovice Member of the Hradec-Kyjovice Formation. The locality is important from sedimentological, mineralogical and tectonical points of view.

Sedimentary succession is characterized by a rhythmic alternation of fine-grained turbiditic sandstones (low-density turbidites, facies F4a and F4b) with siltstones and silty shales (F5 and F6). Thickness of greywacke beds ranges from 10 to 60 cm. They are massive or parallel stratified, normal grading is less common. Flute marks and other sole marks are frequently present at the lower contacts of the beds, and their orientation documents dominant axial (S to N) filling of the Variscan foreland basin. The average modal composition of the greywackes comprises: 50% of quartz, 20% of plagioclases, 10% of volcanic lithic clasts and 20% of sedimentary and meta-sedimentary lithic clasts, mostly silty shales, phyllites and gneisses (Dvořák, 1999). Black-grevish micaceous siltstones and silty shales with parallel lamination form cm to dm thick layers. Locally abundant plant deincludes typical Lower Carboniferous bris genera Lepidophloios sp., Archaeocalamites sp. and Calamites sp. A thin horizon of acid volcaniclastics was described by Dvořák (1999) in the face of the northern quarry.

Gamma-ray spectrometric (GRS) logs show generally lower K, U and Th concentrations and total gamma-ray counts than the underlying Moravice Formation. In addition, there is a marked contrast between low-radioactivity sandstones and high-radioactivity mudstones/heterolithics (Fig. 13). This reflects a compositional shift towards highly mature, quartz-rich sandstones derived from high-grade metamorphic sources with granulites in the late Viséan (approximately at 330 Ma level, Fig. 14). These compositional and GRS changes reflect extremely rapid exhumation of mid- and deep-crustal rocks of the Moldanubian Zone of the Bohemian Massif, which represented the major source area of the Nízký Jeseník Basin foreland basin. In this respect,



Fig. 12. Depositional model of the Moravice Formation, Nízký Jeseník Culm Basin.Basic lithotypes, palaocurrent data and distribution of trace fossils in the Moravice Formation, Nízký Jeseník Culm Basin (adopted from Bábek et al., 2004).

the base of the Hradec-Kyjovice Formation is well correlatable with the base of the Luleč conglomerate indicating a sudden influx of granulite-rich Moldanubian-type material.

The sandstone beds are frequently cut by small hydrothermal veins containing quartz (so called Bristol diamond) and carbonate minerals (calcite and dolomite-ankerite). In addition, sage-green aggregates of chlorite (clinochlore-chamosite) and rare barite, pyrite, chalcopyrite and sphalerite were described. Secondary minerals include relative abundant limonite and rare malachite (Zimák et al., 2002).

The north face of the quarry presents one of the best exposures of fold-and-thrust tectonics in the Moravo-Silesian Culm Basin (Grygar, 1997). The architecture of the quarry is characterized by presence of inverted to recumbent east-vergent folds, which are cut by faults dipping towards WNW. Asymmetric flexures (kink folds) are accompanied by intra-stratal dislocations, sub-parallel with flat flexure limbs.

Stop A3. Olšovec

Abandoned quarry located about 600 m NW from the chapel in Olšovec, about 2.9 km NNW of Exit 308, D1 motorway between Olomouc and Ostrava. This section is located in an abandoned quarry, which is partly filled with water, providing a favourite bathing and fishing place for local people. (S42: $49^{\circ}35'56''$ N, $17^{\circ}42'39''$ E)

Stratigraphy. Vikštejn Member, Moravice Formation – or perhaps basal parts of Hradec – Kyjovice Formation, Nízký Jeseník Culm Basin, upper Viséan (Goβel to Goβmu or even Goγ).

The lowermost 12 m of the section is submerged. Above the water level, an about 15 m thick succession of several m



Fig. 13. Facies and gamma-ray spectrometry logs at the Stará Ves section. Note good correspondence between K log and facies stacking patterns, which indicate well-developed grain size dependence of gamma-ray data (Šimíček et al., 2012).

thick beds of coarse-grained, massive sandstones (F3a facies) is exposed, which is assumed to represent high-density turbidity current deposits. They are intercalated by thin layers of medium- to fine-grained, cross and convolute stratified sandstones deposited from low-density turbidity currents. These facies are characterized by a relatively lower proportion of amalgamation surfaces and a lack of mudstone intraclasts. The facies architecture and lithological marks probably document deposition at the mouths of distributary channels or as axial channel fills. From the middle to the upper part of the section, a fining-upward trend can be observed in the vertical facies succession. The predominant heterolithic sediments are intercalated with thin layers of massive and normally graded fine- to medium-grained greywackes, sometimes with cross- or wavy lamination. Flute marks, groove marks and load casts are frequent at the bases of the greywacke beds. Heterolithic sediments represent deposition from low-density turbidity currents and bottom currents at distal parts of continental slopes. Greywacke beds can be interpreted as sandstone lobes of an outer submarine fan (Bábek et al., 2001).

Gamma-ray logging of the Olšovec section (Fig.15) revealed that the facies dependence of the gamma-ray signal (in particular Th and K) is weak. This is a typical pattern for the lower parts of the Moravice Formation, which is caused by low compositional contrast between framework grains and matrix in greywackes and, in general, low chemical maturity of the siliciclastic material.



Fig. 14. Stratigraphic distribution of gamma-ray spectrometric concentrations in sandstones (white diamonds) and mudstones (black dots) of the MSCB. (Šimíček et al., 2012).

The fine-grained upper parts of the section are rich in paleontological material. In spite of their generally low preservation, several species of goniatites (Neoglyphioceras spirale, Hibernicoceras kajlovencense, Sudeticeras crenistriatum), bivalves (Posidonia becheri) and crinoids (Cvclocaudiculus edwardi) were described from the locality. Fossil flora predominantly includes fragments of horsetail Archaeocalamites scrobitulatus (Zimák et al., 1995). Trace fossils are frequently preserved on the contacts of greywacke beds and include the ichnospecies: Cosmorhaphe kettneri, Rhizocorallium sp., Diplocraterion parallelum (U-shaped burrows), Dictyodora liebeana (meandering), Nereites missouriensis, Chondrites indricatus and Planolites sp. (Lehotský, 2008). The presence of specimens typical for both relative shallow-water, *Cruziana* ichnofacies (*Rhizocorallium*, *Diplocraterion*) and deep-water, *Nereites* ichnofacies (*Dictyodora*, *Cosmorha*phe, Nereites) can be explained by either characteristics of the environment, which allowed existence of both groups or by periodic oxygenation of bottom, coupled with supply of

nutrients and coarse-grained clastic material.

Hydrothermal mineralization occurs in cracks and contains mainly calcite and quartz. Chlorite (clinochlore-chamosite) and pyrite were also described, but their occurrence is rare.

Stop A4. Kružberk

Natural outcrop in the Moravice River valley, about 400 m ENE of the Kružberk reservoir dam. The section is located in a scenic valley. Cliffs at the section are frequently used by rock climbers. Coordinates (S42: 49°49′28″ N, 17°40′3″ E)

Stratigraphy. Basal part of the Brumovice Member, Moravice Formation. Nízký Jeseník Culm Basin, upper Viséan (lower part of Goα subzone).

This section exposes a somewhat unusual sedimentary succession in the MSCB, comprising up to several m thick, massive, granulometrically uniform sandstones with occasional convolute- and parallel lamination in the upper parts of beds (facies F3c) (Fig. 16). The beds have flat, non-erosive



Fig. 15. Lithological and gamma-ray spectrometry logs of the Olšovec quarry (Šimíček et al., 2012). Note relatively poor gamma-ray representation of the prominent fining-upward trend.



Fig. 16. Representative lithological logs of the "railway section" near Domašov nad Bystřicí (left) and Kružberk dam (right) (adopted from Bábek et al., 2004).

contacts and sometimes lateral pinch-out geometry with concave-up tops. The absence of grading and unusual bed thickness may indicate deposition from quasi-steady hyperpycnal flows that may owe their origin to fluvial discharge (Kneller and Branney, 1995), in contrast to surges and surgelike turbidity flows, which, unless ponded, do not produce thick sediment layers (Rothwell et al., 1992). Convexupward shape and lateral pinch-out geometry of the beds of facies F3c can be attributed to deceleration of hyperpycnal currents, loss of momentum and rapid deposition associated with a decrease in slope gradient (hydraulic jump). Any alternative hydrodynamic interpretation of these beds is open to discussion at the locality and will be highly welcome.

These beds occur in association with conglomerates rich in outsized clasts (F2b), interpreted as sandy debris flows and heterolithic facies including sediments of low-density turbidity flows (F4b). This facies association is present in laterally continuous sand-rich units. Thicker mudstone-dominated successions, the presence of sandy debris flows and their distribution in form of laterally incoherent bodies, have been reported as indicative of slope or base-of-slope deposition (cf. Shanmugam & Moiola, 1995). Similarly, deposits of quasi-steady turbidity currents have been reported from slope apron settings (Plink-Björklund et al., 2001) or indicating a close link to shelf-edge river systems (Sinclair, 2000; Mulder et al., 2001). The blocky cycle and finingupwards cycle organisation of these deposits reflect filling of smaller-scale channels probably connected to a shelf-edge river system. Unusually high bed thickness and pinchout geometry of the quasi-steady turbidity current deposits of F3c (see above) may reflect deposition in settings with significant decrease in bathymetric gradient, where the turbidity currents underwent hydraulic jumps (cf. Mutti and Normark, 1987; Weimer et al., 1998). Deposition in lower reaches of a slope apron setting or in a topographically complex slope setting (slope basins) is inferred for the Kružberk section.

The basal parts of the Brumovice Member in Kružberk are characterized by extremely high concentrations of radioactive elements, U, Th, K, especially in the sandstone facies. The major carriers of the GRS signal, observed in optical microscopy, CL microscopy and WDX SEM include K-feldspars, muscovite, sericite, biotite and albite for K; zircon, apatite, monazite and xenotime for U and monazite, thorite, REE secondary minerals, xenotime, apatite and zircon for Th.

This particular stratigraphic level reflects a sudden, early Late Viséan (330–335 Ma; Fig. 14) shift from low-grade metamorphic, volcano-sedimentary provenance to predominantly magmatic sources with ultrapotassic plutonites (= durbachites) showing Moldanubian (Lugo-Danubian) affinity (Šimíček et al., 2012). This change is associated with facies shift to coarse-grained turbidite systems at the base of the second megacycle of the Moravice Formation (Bábek et al., 2004).

Stop A5. Slezská Harta

A road-cut ca. 260 m long along road 452 between Leskovec nad Moravicí and Bílčice. This section is situated just next to the dam of the Slezská Harta reservoir – one of the biggest reservoirs in North Moravia. The section itself is situated along one of the main roads and caution is needed when moving along the section. Reflection vests will be provided. Coordinates (S42: 49°53´29″ N, 17°35´06″ E)

Stratigraphy. Bohdanovice Member, Moravice Formation, Nízký Jeseník Culm Basin, upper Viséan (Goα Zone).

This section exposes a fine-grained succession of the Bohdanovice Member, comprising dark grey siltstones and mudstones alternating with thin laminae of fine-grained turbiditic sandstones, facies F5 and F6. The fine-grained sediment is very well preserved including mm-thick lamination. The turbiditic laminae are typically 0.5 to 2.5 cm thick, normally graded, parallel- or ripple-cross laminated. The bed bases are sharp and often associated with very prominent load casts. The extreme sediment loading results in numerous cases in bed contortion, thinning of laminae and development of load balls. This is a good example of synsedimentary and early post-sedimentary deformation due to loading in distal fine-grained turbidites. This facies is devoid of body- and trace fossils, presumably due to high sediment accumulation rates.

Situated several kms from the locality there are young, Plio-Pleistocene volcanic rocks, which include lava flows of alkali basanite and related rocks, thick layers of pyroclastic material (scoria) and lacustrine volcaniclastic sediment (including relics of maars). They are related to the deep-seated faults of the upper Elbe fault system and represent one of the youngest volcanic rocks in the Bohemian Massif. A big quarry in Bílčice, about 2 km away from the locality, exposes an instructive lava flow with thick columnar jointing.

Opracowane częściowo na podstawie Bábek, O., Mikuláš, R. & Šimíček, D., 2015. Sedimentary evolution and trace fossils of Carboniferous turbidite systems in the Variscan foreland, Czech Republic. In: Haczewski, G. (ed.), *Guidebook for field trips accompanying 31st IAS Meeting of Sedimentology held in Kraków on 22nd–25th of June 2015.* Polish Geological Society, Kraków, pp. 115–143.

Literatura/References

Bábek, O., Mikuláš, R., Zapletal, J. & Lehotský, T., 2004. Combined tectonic-sediment supply driven cycles in a lower Carboniferous deep-marine forehand basin, Moravice Formation, Czech Republic. *International Journal of Earth Sciences*, 93: 241–261.

Bábek, O., Mikuláš, R., Zapletal, J. Lehotský, T., & Pluskalová, J., 2001. Litofacie a fosilní stopy jemnozrnného turbiditního systému v jižní části moravického souvrství jesenického kulmu: Český masív. *Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku v roce 2000*, 8: 38–41. [In Czech.]

Bábek, O., Tomek, C., Melichar, R., Kalvoda. J., Otava. J., 2006. Structure of unmetamorphosed Variscan tectonic units of the southern Moravo-Silesian Massif: a review. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen,* 239: 37–75.

Carter 2001. A large submarine debris flow in the path of the Pacific deep western boundary current off New Zealand. *Geo-Marine Letters*, 2: 42–50

Chlupáč I. & Vrána S. (eds.), 1994. Regional geological subdivision of the Bohemian Massif on the territory of the Czech Republic. *Journal of Czech Geological Society*, 39: 127–144.

Čížek, P. & Tomek, C., 1991. Large-scale thin-skinned tectonics in the eastern boundary of the Bohemian Massif. *Tectonics*, 10: 273–286.

Čopjaková, R., Sulovský, P. & Paterson, B. A., 2005. Major and trace elements in pyrope-almandine garnets a sediment provenance indicators of the Lower Carboniferous Culm sediments, Drahany Uplands, Bohemian Massif. *Lithos*, 82: 51–70.

Dvořák, J., 1965. Zpráva o spodnokarbonské stratigrafii kulmu na drahanské vrchovině. (Report of Lower Carboniferous stratigraphy of the Culm facies in the Drahany Upland). *Zprávy o geologických výzkumech v roce 1964*: 182–185. [In Czech.]

Dvořák, J., 1982. The Devonian and Lower Carboniferous in the basement of the Carpathians south and southeast of Ostrava (Upper Silesia Coal Basin, Moravia, Czechoslovakia). Zeitschrift der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften, 133: 551–570.

Dvořák, J., 1994. Variský flyšový vývoj v Nízkém Jeseníku na Moravě a ve Slezsku. *Special Papers No. 3. Czech Geological Survey.* Praha.

Dvořák, J., 1995. Moravo-Silesian Zone; Autochthon; Stratigraphy. In: Dallmeyer, R. D., Franke, W. & Weber, K. (eds), *Pre-Permian Geology of Central and Eastern Europe*. Springer, Berlin, pp. 477–489.

Dvořák, J., Freyer, G. & Slezák, I., 1959. Další paleontologický důkaz devonského stáří andělskohorských vrstev. *Vestník Ustředního Ústavu geologického*, 34: 457–458. [In Czech.]

Falk, P. D. & Dorsey, R. J., 1998. Rapid development of gravelly high-density turbidity currents in marine Gilbert type fan deltas, Lorento Basin, Baja California Sur, Mexico. *Sedimentology*, 45: 331–349.

Finger, F. & Steyrer, H.-P., 1995. A tectonic model for the eastern Variscides: indications from a chemical study of amphibolites in the south-eastern Bohemian Massif. *Geologica Carpathica*, 46: 137–150.

Franců, E., Franců, J., Kalvoda, J., Polcheau, H. S. & Otava, J., 2002. Burial and uplift history of the Palaeozoic Flysch in the Variscan foreland basin (SE Bohemian Massif, Czech Republic). Special Publications of EGS Stephen Mueller Series *l*: 259–278.

Franke, W., Dallmeyer, R. D. & Weber, K., 1995. Geodynamic evolution. In: Dallmeyer, R. D., Franke, W. & Weber, K. (eds), *Pre-Permian Geology of Central and Eastern Europe*. Springer, Berlin, pp. 579–593.

Franke, W. & Engel, W., 1988. Tectonic settings of synorogenic sedimentation in the Variscan Belt of Europe. In: Besly, B. M. & Kelling, G. (eds), *Sedimentation in a Synorogenic Basin Complex; the Upper Carboniferous of NorthWest Europe*. Blackie and Son, London, pp. 8–17.

Franke, W. & Żelaźniewicz, A., 2002. Structure and evolution of the Bohemian Arc. In: Winchester, J. A., Pharaoh, T. C. & Verniers, J. (eds), Palaeozoic amalgamation of Central Europe. Geological Society Special Publications, 201: 279–293. Frey, R. W. & Pemberton, S. G. 1984. Trace fossils facies models. In: Walker, R. G. (ed), Facies models, 2nd ed. Geoscience Canada, Ainsworth Press, Ontario, pp. 189–201.

Fritz, H. & Neubauer, F., 1995. Moravo-Silesian Zone; Autochthon; Structure. In: Dallmeyer, R. D., Franke, W. & Weber, K. (eds.), Pre-Permian Geology of Central and Eastern Europe. Springer, Berlin, Heidelberg, New York, pp. 490–494.

Grygar, R. & Vavro, M., 1996. Evolution of Lugosilesian Orocline, north-eastern periphery of the Bohemian Massif: kinematics of Variscan deformation. Journal of Czech Geological Society, 40: 65–90.

Hartley, A. & Otava, J., 2001. Sediment provenance and dispersal in a deep marine foreland basin: the Lower Carboniferous Culm Basin, Czech Republic. Journal of Geological Society, 158 (1): 137–150.

Hickson, T. A. & Lowe, D. R., 2002. Facies architecture of a submarine fan channel-levee complex; the Juniper Ridge Conglomerate, Coalinga. California. *Sedimentology*, 49: 335–362.

Hiscott, R. N. & James, N. P., 1985. Carbonate debris flows, Cow Head Group, western New Foundland. Sedimentology*dimentary Petrology*, 55: 735–745.

Hladil, J. & Dvořák, J., 1994. Carboniferous. In: Klomínský, J. (ed), *Geological Atlas of the Czech Republic - Stratigraphy*. Czech Geological Survey, pp. 1–17.

Hladil, J., Melichar, R., Otava, J., Galle, A., Krs, M., Man, O., Pruner, P., Cejchan, P. & Orel, P., 1999. The Devonian in the easternmost Variscides, Moravia; a holistic analysis directed towards comprehension of the original context. *Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt*, 54: 27–47.

Jirásek, J., Wlosok, J., Sivek, M., Matýsek, D., Schmitz, M., Sýkorová, I. & Vašíèek, Z., 2014. U-Pb zircon age of the Krásné Loučky tuffite : the dating of Visean flysch in the Moravo-Silesian Paleozoic Basin (Rhenohercynian Zone, Czech Republic). *Geological Quarterly*, 58: 659–672. Kalvoda., J., 1995. Devonské pánve při okraji východní Ava-

Kalvoda., J., 1995. Devonské pánve při okraji východní Avalonie na Moravě (Devonian basins at the margin of Eastern Avalonia in Moravia). *Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku v roce 1994*, 2: 48–50. [In Czech.]

Kalvoda, J., Leichmann, J., Bábek, O. & Melichar, R., 2003. Brunovistulian Terrane (Central Europe) and Istanbul Zone (NW Turkey): Late Proterozoic and Paleozoic tectonostratigraphic development and paleogeography. *Geologica Carpathica*, 54: 139–152.

Kalvoda, J., Melichar, R., Bábek, O. & Leichmann, J., 2002. Late Proterozoic - Paleozoic tectonostratigraphic development and paleogeography of Brunovistulian Terrane and comparison with other terranes at the SE Margin of Baltica-Laurussia. *Journal of Czech Geological Society*, 41: 81–102.

Kneeler, B. C. & Branney, M. J., 1995. Sustained high-density turbidity currents and the deposition of thick massive beds. *Sedimentology*, 42: 607–616.

Kneller, B. & Buckee, C., 2000. The structure and fluid mechanics of turbidity currents; a review of some recent studies and their geological implications. Millenium Reviews, *Sedimentology*, 47: 62–94.

Kotas, A., 1985. Uwagi o ewolucji strukturalnej górnośląskiego zagłębia węglowego. In: Trzepierczyński, J. (ed.), *Tektonika górnośląskiego zagłębia węglowego. Materiały Konferencji Naukowej, Sosnowiec.* Wydawnictwo Uniwersytetu Śląskiego, Katowice, pp. 17–46.

Kukal, Z., 1980. The sedimentology of Devonian and Lower Carboniferous deposits in the western part of the Nízký Jeseník Mountains, Czechoslovakia. Sborník geologických Věd, Geologie, 34: 131–208.

Kumpera, O., 1966. Stratigraphische, lithologische und tektonische Probleme des Devons und Kulms am Nordrande der Šternberk-Horní Benešov-Zone. *Freiberger Forschungshefte*, C 204: 1–106.

Kumpera, O., 1972. Goniatitová fauna, stratigrafie a paleogeografie spodnokarbonskych souvrství ve strukturních vrtech v jizní cásti Hornoslezké pánve podlozí vnejsích Karpat. *Sbornik vedeckich praci Vyssej skoly. banskej. Ostrava*, 18 (3): 139-160, fig.1-5, pl.1-3; Ostrava. Kumpera, O., 1972a. Probleme der Entstehung des sekundären tektonischen Baues am Ubergang zwischen den metamorphen und nichtmetamorphen Serien (am Beispiel der Serien im References West-Synklinorium von Jeseniky). *Acta Museum. Silesiae, Ser. A*, 21: 23–34 [German summary.].

Kumpera, O., 1973. A contribution to the study of the Upper Visean fauna in Culm of Drahany Plateau and to its stratigraphic testimony. *Sborník vědecich. prací VŠB řada hornicko-geologická*, 219: 143–114.

Kumpera, O., 1983. Lower Carboniferous geology of Jeseníky Block. *Knihovna Ústředního Ústavu geologického*, 59: 1–172. [In Czech.]

Kumpera, O. & Martinec, P., 1995. The development of the Carboniferous accretionary wedge in the Moravian-Silesian Paleozoic Basin. *Journal of Czech Geological Society*, 40: 47–60.

Lehotský, T., 2002. Nové lokality výskytu ichnofauny v moravickém souvrství kulmu Nízkého Jeseníku a Oderských vrchů (sp. karbon, Český masiv). *Přírodovědné Studie Muzea Prostějovska*, 5: 7–11. Prostějov. [In Czech.]

Lehotský, T., 2008. Revize goniatitové fauny moravického souvrství Nízkého Jeseníku (spodní karbon, Český masiv). *Moravskoslezské paleozoikum 2008*, 11–12, Brno (konference)

Leverenz, A., 2000. Trench sedimentation versus accreted submarine fan - an approach to regional-scale facies analysis in a Mesozoic accretionary complex: "Torlesse" terrane, northeastern North Island, New Zealand. *Sedimentary Geology*, 132: 125–160.

Lombard, A., 1963. Laminites: a structure of flysch type sediments. *Journal of Sedimentary Petrology*, 33: 14–22.

Lowe, D. R., 1982. Sediment gravity flows: II. Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents. *Journal of Sedimentary Petrology*, 52: 219–297.

Łydka, K. 1957. Studia petrograficzne kulmu okolic Głubczyc (The petrografie studies of Culm of Głubczyce region). *Archiwum. Mineralogiczne.* 20: 119–167.

Mattern, F., 2002. Amalgamation surfaces, bed thicknesses, and dish structures in sand-rich submarine fans; numeric differences in channelized and unchanellized deposits and their diagnostic value. *Sedimentary Geology*, 150: 203–228.

Middleton, G. V. & Hampton, M. A., 1973. Sediment gravity flows: mechanics of flow and deposition. In: Middleton, G. V. & Bouma, A. H. (eds), *Turbidites and deep water sedimentation*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Short Course Notes, pp. 1–38.

sts Short Course Notes, pp. 1–38. Mikuláš, R., Lehotský, T. & Bábek, O., 2002. Ichnofabric of the Culm facies: A case study of the Moravice Formation (Lower Carboniferous; Moravia and Silesia, Czech Republic). *Geologica Carpathica*, 53: 141–148.

Mikuláš, R., Lehotský, T. & Bábek, O., 2004. Trace fossils of the Moravice Formation in the southern part of the Nízký Jeseník Mts. (Lower Carboniferous, Culm facies; Moravia, Czech Republic). *Bulletin of Geosciences*, 79: 81–98.

Mulder, T. & Alexander, J., 2001. The physical character of subaqueous sedimentary density flows and their deposits. *Sedimentology*, 48: 269–299.

Mulder, T., Migeon, S., Savoye, B. & Faugěres, J.-C., 2001. Inversely graded turbidite Sequences in the deep Mediterranean: a record of deposits from flood-generated turbidity currents? *Geo-Marine Letters*, 21: 86–93.

Mutti, E. & Normark, W. R., 1987. Comparing examples of modern and ancient turbidite systems: problems and concepts. In: Leggett, J. K. & Zuffa, G. G. (eds), *Marine Clastic Sedimentology; Concepts and Case Studies.* Graham and Trotman, London, pp. 1–38.

Nehyba, S. & Mastalerz, K., 1995. Sedimentologický příspěvek ke studiu račických a lulečských slepenců (Sedimentological remarks to the Račice and Luleč conglomerates). *Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku v roce 1994*, 2: 66–68. [In Czech.]

Normark, W. R. & Piper, D. J. W., 1991. Initiation processes and flow evolution of turbidity currents; implications for the depositional record. In: Osborne, R. H. (ed), From shoreline to abyss; contributions in marine geology in honor of *Francis Parker Shepard.* Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publications, 46: 201–230.

Ogg J.G., Ogg, G. & F M Gradstein, 2016. A Concise Geologic Time Scale. Elsevier, 240 pp.

Orr, P. J., 2001. Colonization of the deep-marine environment during the early Phanerozoic: the ichnofaunal record. *Geological Journal*, 36: 265–278.

Otava, J., Hladil, J. & Galle, A., 1994. The age of the Andělská Hora Formation: new facts and their possible interpretation. *Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku v roce 1993*, 1: 52–56.

Patteisky, K., 1929. Die Geologie und Fossilführung der mährisch-schlesischen Dachschiefer und Grauwackenformation. *Naturwiss*, Opava, 354 pp.

mation. *Naturwiss*, Opava, 354 pp. Pickering, K. T. & Hiscott, R. N., 1985. Contained (reflected) turbidity currents from the Middle Ordovician Cloridorme Formation, Quebec. Canada; an alternative to the antidune hypothesis. *Sedimentology*, 32: 313–394.

Piper, D. J. W. & Stow, D. A. V., 1991. Fine-Grained Turbidites. In: Einsele, G., Ricken, W. & Seilacher, A. (eds), *Cycles and Events in Stratigraphy.* Springer, Berlin, pp. 360–316.

Plink-Björklund, P., Mellere, D. & Steel, R. J., 2001. Turbidite variability and architecture of sand-prone, deepwater slopes; Eocene clinoforms in the Central Basin, Spitsbergen. *Journal of Sedimentary Research*, 71: 895–912.

Purkyňová, E., 1977 Namurian flora of the Moravian part of the Upper Silesian coal basin, in Holub, V.M., and Wagner, R.H., eds., *Symposium on Carboniferous Stratigraphy, Prague, Geological Survey of Czechoslovak Republic* p. 289-303 Purkyňová, E., 1981. Makroflóra hradeckého souvrství kul-

Purkyňová, E., 1981. Makroflóra hradeckého souvrství kulmu Nízkého Jeseníku (dinant, svrchní visé). *Časopis Slezského Muzea. Opava, Vědy přírodní*, 30: 269–214. [In Czech.]

Rajlich, P., 1990. Strain and tectonic styles related to Variscan transpression and transtension in the Moravo-Silesian Culmian basin, Bohemian Massif, Czechoslovakia. *Tectonophysics*, 174: 351–361.

Ricken, W., Schrader, S., Oncken, O. & Pletsch, A., 2000. Turbidite basin and mass dynamics related to orogenic wedge growth; the Rheno-Hercynian case. In: Franke, W., Haak, V., Oncken, O. & Tanner, D. (eds), Orogenic Processes: Quantification and Modelling in the Variscan Belt. *Geological Society Special Publications*, 179: 257–280.

Roemer, F., 1860. Notiz über die Auffindung von Posidonomya Becheri im Graurvackengebirge der Sudeten. Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft, 12: 350–352. Roemer, F. 1870. Geologie von Oberschlesien. Robert Nisch-

Roemer, F. 1870. Geologie von Oberschlesten. Robert Nischkowsky, Breslau, 587 pp.. Rothwell, R. G., Pearce, T. J. & Weaver, P. P. E., 1992. Late

Quaternary evolution of the Madeira abyssal plain, Canary Basin. NE Atlantic. *Basin Research*, 4: 103–131.

Schneider, D., Handler, R., Tomek, Č., Kalvoda, J. & Neubauer, F., 2000. 40Ar/39Ar dating of detrital white mica from pre-, syn- and postorogenic sandstones in the Moravo-Silesian Basin. Czech Republic. In: Ristedt, H., Janoschek, W., Hofmann, T., Scharbert, S. & Freiler, M. (eds), *Geology* 2000, Terra Nostra 2000-1, 102 pp.

Schulmann, K., Ledru, P., Autran, A., Melka, R., Lardeaux, J.-M., Urban, M. & Lobkowicz, M., 1991. Evolution of nappes in the eastern margin of the Bohemian Massif: a kinematic interpretation. *Geologische Rundschau*, 80: 73–92.

Seilacher, A., 1967. Bathymetry of trace fossils. *Marine Geology*, 5: 413–428.

Shanmugam, G., 1980. Rhythms in deep sea, fine-grained turbidite and debris flow sequences, Middle Ordovician, eastern Tennessee. *Sedimentology*, 27: 419–432.

Shanmugam, G., 1996. High-density turbidity currents: are they sandy debris flows? *Journal of Sedimentary Research*, 66: 2–10.

Shanmugam, G. & Moiola, R. J., 1995. Reinterpretation of depositional processes in a classic flysch sequence (Penn-sylvanian Jackfork Group), Quachita Mountains, Arkansas and Oklahoma. *Bulletin of American Association of Petroleum Geologists*, 79: 612–695.

Sinclair, H. D., 2000. Delta-fed turbidites infilling topographically complex basins: A new depositional model for the Annot Sandstones, SE France. *Journal of Sedimentary Rese*- arch, 70: 504-519.

Sohn, Y. K., 2001. Depositional processes of submarine debris flows in the Miocene fan deltas, Pohang Basin, SE Korea with special reference to flow transformation. *Journal of Sedimentary Research*, 70: 491–503.

Šimíček, D., Bábek, O. & Leichmann, J., 2012. Outcrop gamma-ray logging of siliciclastic turbidites: Separating the detrital provenance signal from facies in the foreland-basins turbidites of the Moravo-Silesian basin. *Czech Republic. Sedimentary Geology*, 261–262: 50–64.

Stepanek, J. & Geyer, G., 1989. Spurenfossilien aus dem Kulm (Unterkarbon) des Frankenwaldes. *Beringeria*, l: 1–55. Stow, D. A. V., 1979. Distinguishing between fine-grained turbidites and contourites on the Nova Scotian deep water margin. *Sedimentology*, 26: 371–384.

Unrug R., 1977. Dolnokarboński flisz (kulm) w rejonie Głubczyc. Annales de la Société Géologique de Pologne, 47: 73–92.

Unrug, R. & Dembowski, Z., 1971. Rozwój diastroficzno-sedymentacyjny basenu morawsko-ślaskiego. (Diastrophic and sedimentary evolution of the Moravia-Silesia Basin). *Annales de la Société Géologique de Pologne*, 41: 119–168.

Walker, R. G., 1965. The origin and significance of the internal sedimentary structures of turbidites. *Proceedings of the Yorkshire Geological Society*, 35: 1–32.

Weimer, P., Varnai, P., Budhijanto, F. M., Acosta, Z. M., Martinez, R. E., Navarro, A. F., Rowan, M. G., McBride, B. C., Villamil, T., Arango, C., Crews, J. R. & Pulham, A. J. 1998. Sequence stratigraphy of Pliocene and Pleistocene turbidite systems, northern Green Canyon and Ewing Bank (offshore Louisiana), northern Gulf of Mexico. *Bulletin of American Association of Petroleum Geologists*, 82: 918–960. Wolf, H., 1863. Über die geologische Verhältnisse bei Weiskirchen, Eckersdorf, Hotzenplotz und Engelsberg. Verhandlungen der Kaiserlich-Königlichen geologischen Reichanstallt Wien, 13: 19–20.

Zapletal, J., 1991. Slide paraconglomerates in Lower Carboniferous of Nízký Jeseník Mts. (Culm of Moravian-Silesian Belt, Bohemian Massif). *Acta Universitatis Palackiana Olomucensis Facultas Rerum Naturalium Geographica-Geologica*, 30: 105–112. [In Czech.]

Zaptetal, J., 2000. Termín kulm v geologii Českého masívu. Facultatis Scientiarum Naturalium Universitatis Masarykiana Brunensis, Geology, 27: 41–44.

Zapletal, J., Dvořák, J. & Kumpera, O., 1989. Stratigrafická klasifikace kulmu Nízkého Jeseníku. *Vestník Ústředního Ústavu geologického*, 64: 243–250. [In Czech.]

Zapletal, J. & Pek, I., 1999. Ichnofacies of the Lower Carboniferous in the Jeseník Culm (Moravo-Silesian region, Bohemian Massif, Czech Republic). Bulletin of Czech Geological Survey, 74: 343–346.

Żelichowski, A. M., 1962. Profil kulmu z okolic Głubczyc (Sudety Wschodnie). *Przegląd Geologiczny*, 4–5: 196–200.

Żelichowski, A. M., 1964 Cechy sedymentacji utworów dolnego karbonu okolic Głubczyc. *Acta Geologica Polonica*, 14: 79–113.

Zimák, J. & Štelcl, J. 2002 Terénní gamaspektrometrické měření přirozené radioaktivity hornin v oblastin moravskoslezského kulmu v Nízkém Jeseníku. *Zprávy o geologických výzkumech 36, 2003 (ZGV v roce 2002),* str. 203–204Visean fauna in Culm of Drahany Plateau and to its stratigraphic testimony. Sborník vědecich. prací VŠB řada hornicko-geologická, 219: 143–114.



Lokalizacja stanowisk sesji terenowych B i C.

Sesja terenowa B



Paleośrodowiskowe uwarunkowania powstawania kopalnych biocenoz i interpretacja procesów tafonomicznych w osadach górnego triasu Śląska

Adam BODZIOCH¹, Karol JEWUŁA², Michał MATYSIK³ & Joachim SZULC³

¹Wydział Przyrodniczo-Techniczny Uniwersytetu Opolskiego, ul. Oleska 48, 45-052 Opole ²Instytut Nauk Geologicznych Polska Akademia Nauk, ul. Senacka 1, 31-002 Kraków ³Instytut Nauk Geologicznych Uniwersytetu Jagiellońskiego, ul. Gronostajowa 3a, 30-387 Kraków

Wprowadzenie

W późnym triasie region Śląska znajdował się w marginalnej, południowo-wschodniej części basenu germańskiego. Basen ten graniczył na południu z wyniesieniem windelicko-czeskim oddzielającym go od Oceanu Tetydy (Perytetydy), na wschodzie z wyniesionym kratonem wschodnioeuropejskim, zaś na północy z tarczą skandynawską. Główne depocentrum stanowił rów śródpolski. Basen ten odziedziczył konfigurację strukturalną po środkowotriasowym basenie wapienia muszlowego (Szulc, 2000).

Odsłaniające się na Górnym Śląsku osady kajpru oraz retyku (chronostratygraficznie obejmujące ladyn, karnik, noryk oraz retyk) są reprezentowane przez sukcesję iłowców/mułowców typu redbeds, z podrzędnym udziałem zlepieńców, piaskowców, dolomitów oraz wapieni słodkowodnych. W tych właśnie osadach typu redbeds znaleziono liczne nagromadzenia tafocenoz typu Fossillagerstätte z bogatą fauną tetrapodową i dicynodontową (Dzik et al. 2000, 2008; Dzik & Sulej, 2007). Ze względu na znaczenie odkryć paleontologicznych, bardzo istotne jest określenie ich wieku a także uwarunkowań paleośrodowiskowych, paleoekologicznych oraz warunków pogrzebania (por. dyskusję w Racki & Szulc, 2015). Póki co, istnieją różnice w poglądach na temat wieku czy genezy osadów kajpru i retyku, wynikające po części z braku dobrych odsłonięć oraz kompletnych profilów wiertniczych ale także z aplikacji różnych metodologii badawczych (szkoła paleontologiczna vs. szkoła sedymentologiczna).

Cechą charakterystyczną osadów kajpru rejonu Górnego Śląska jest ich duża zmienność litofacjalna, wynikająca z tektonicznie kontrolowanego, funkcjonowania lokalnych centrów depozycyjnych, cechujących się zróżnicowanym tempem i charakterem sedymentacji, podkreślona licznymi nieciągłościami erozyjnymi czy też powierzchniami paleozwietrzelinowymi (paleoregolitami).

Zmienność paleotopografii, systemów sieci rzecznej a wreszcie dość drastyczne wahania paleoklimatyczne (od wybitnie suchego po bardzo wilgotny), bez wątpienia miały ogromny wpływ na ewolucję wielu grup organizmów oraz późniejszy stan zachowania ich w zapisie kopalnym. Trzeba jednak podkreślić, że pomimo mozaikowego rozkładu litofacji ogólny schemat litostratygraficzny triasu górnego Górnego Śląska, jest dość prosty i logiczny, gdyż jest pochodną przede wszystkim zmian klimatycznych, czyli *de facto* jest on podziałem klimatostratygraficznym.

Podział litostratygraficzny utworów górnego triasu basenu germańskiego ustanowiony został już w XIX wieku (Roemer, 1870) a jego zręby przetrwały do dziś. Po II wojnie światowej na obszarze Polski zaproponowano wiele wydzieleń litostratygraficznych dla górnego triasu, jednak ich korelacje z niemieckimi odpowiednikami oraz wydzieleniami chronostratygraficznymi pozostały wielce niepewne aż do dzisiaj (patrz Szulc et al., 2015a).

W ramach projektu badawczego "Ewolucja środowisk lądowych kajpru Górnego Śląska jako biotopów kręgowców" (N307 11703) zespól kierowany przez Grzegorza Rackiego, zredefiniował system litostratygraficzny dla Śląska oraz korzystając z nowoczesnych, multidyscyplinarnych metod badawczych, zweryfikował wiek poziomów kościonośnych obszaru górnośląskiego, odnosząc je do ich, lepiej datowanych, ekwiwalentów wiekowych z terenu Niemiec (Środoń et al., 2014; Racki & Szulc, 2015; Szulc et al., 2015a, b, 2017; Nawrocki et al., 2015; Fijałkowska-Mader et al., 2015; Konieczna et al., 2015).

Stratygrafia kajpru i retyku Górnego Śląska

W porównaniu do Niżu Polskiego, miąższość osadów kajpru oraz retyku w południowowschodniej, brzeżnej części basenu germańskiego jest niewielka i rzadko przekracza 200 m. Sukcesja kajpru Górnego Śląska rozpoczyna się regresywną sekwencją tzw. <u>dolnego kajpru iłowęglowego</u> (*Lettenkeuper*). Dolna cześć tej formacji, reprezentowana jest przez szare bądź ciemnoszare iłowce, mułowce i piaskowce z obfitą sieczką roślinną, szczątkami ryb i inną fauną (np. *Myophoria* sp.). Szare utwory dolnego kajpru przechodzą stopniowo w pakiet pstrych iłowców i mułowców, miejscami z zachowanymi szczątkami roślin. Kajper iłowęglowy reprezentuje osady środowisk lagunowych, marginalnomorskich, rzek anastomozujących oraz rozległych równin zalewowych formowanych w warunkach wilgotnego klimatu (Szulc, 2000; Feist-Burkhardt et al., 2008). Materiał klastyczny pochodził z niszczenia starszego lokalnego podłoża oraz z erozji tarczy skandynawskiej. Kierunek transportu był z północy ku południowi.

Marginalnomorsko-lądowa sedymentacja dolnego kajpru została przerwana krótkotrwałą transgresją morską z Tetydy (poprzez bramę śląsko-morawską) a zapisaną osadami tzw. <u>dolomitu granicznego</u> (*Grenzdolomit*). Są to głównie dolomity, wapienie z fauną morską oraz zapiaszczone łupki dolomityczne. Zasięg transgresji dolomitu granicznego był podobny do transgresji wapienia muszlowego, z tą różnicą, że dolomit graniczny powstał w płytkim zbiorniku o ograniczonej cyrkulacji.

Dolomit graniczny jest przykryty serią osadów, złożoną z pstrych, laminowanych mułowców oraz iłowców, margli dolomitycznych ze skupieniami szarego, grubokrystalicznego gipsu i/lub anhydrytu. Seria ta wydzielana jest jako <u>dolna seria gipsowa</u> (Lower Gypsum Beds, Unterer Gipskeuper; formacja chrzanowska). Podczas sedymentacji dolnych warstw gipsowych (karnik) miały miejsce stosunkowo silne ruchy tektoniczne związane z intensywnym ryftingiem na obszarze Morza Północnego i w północno-zachodnich Niemczech (Feist-Burkhardt et al., 2008). Osady dolnych warstw gipsowych reprezentują środowisko przybrzeżnej sebhy.

<u>Piaskowiec trzcinowy</u> (*Schilfsandstein*; formacja bolesławska) reprezentowany jest głównie przez fluwialne osady ilasto-piaszczyste, cienko lub grubowarstwowane, z licznymi szczątkami roślinnymi. Pojawienie się osadów rzecznych w tej części kajpru wiązane jest tektonicznym odmłodzeniem rzeźby terenu, jak i również zmianą klimatu na bardziej wilgotny (Szulc, 2007). Sedymentacja piaskowca trzcinowego odpowiadałaby karnijskiemu zdarzeniu pluwialnemu (*Carnian Pluvial Event*) o dość niejasnej genezie (por. dyskusja w Tanner, 2018). Materiał klastyczny był transportowany w środkowym karniku z lądu skandynawskiego na południe, w systemie rowów, w których rozwinięte były rzeki roztokowe i anastomozujące. System rzeczny przebijał się przez masyw windelicko-bohemski i docierał do północnej krawędzi Oceanu Tetydy, gdzie osady klastyczne, zasilały delty facji z Raibl i Lunz. Tak więc fację piaskowca trzcinowego można wiarygodnie korelować z osadami karniku alpejskiego (Köppen & Carter, 2000).

Piaskowiec trzcinowy na Górnym Śląsku, jest przykryty tzw. <u>górna seria gipsowa</u> (górne warstwy gipsowe, górny kajper gipsowy, Upper Gypsum Beds, Oberer Gipskeuper w nowej klasyfikacji litostratygraficznej triasu Górnego Śląska – formacja grabowska; ogniowo mułowców i ewaporatów z Ozimka). Serię tą tworzą mułowce oraz pstre, brązowawe i wiśniowo- lub fioletowoczerwone iłowce. Lokalnie występują także drobne wkładki piaskowców i iłowców gruzłowatych o strukturze zlepieńcowej. Gniazda i żyłki gipsów są niewielkiej miąższości (do kilku centymetrów). Poziomy paleogleb występują w górnej części profilu. Cechą charakterystyczną jest również uboga fauna i flora wskazujące na restrykcyjne warunki paleośrodowiskowe. Osady górnej serii gipsowej reprezentują facje równi mułowej typu playa. Na podstawie danych palinologicznych seria gipsowa górna została wydatowana na późny karnik – wczesny noryk.

Ponad warstwami gipsowymi górnymi zalega seria bezewaporatowych, pstrych mułowców z licznymi horyzontami pedogenicznymi, z cienkimi wkładkami żwirowców. W literaturze niemieckiej utwory te należą do zespołu litofacji zwanej Steinmergelkeuper (*Arnstadt Fm.* w nowym podziałe litostratygrafcznym Niemiec – Beutler et al., 2005; Menning et al., 2011). W centralnej Polsce, gdzie miąższości tej facji są największe, litofacja Steinmergelkeuper jest wydzielona jako <u>formacja grabowska</u> i wielichowska sensu Bilan (1976) lub jako warstwy drawieńskie, warstwy jarkowskie oraz warstwy zbąszyńskie *sensu* Dadlez i Kopik (1972). Wedle nowej nomenklatury litostratygraficznej osady te są zaliczane do formacji grabowskiej, ogniwa marglistych mułowców i piaskowców z Patoki (Racki & Szulc, 2015).

Zarówno w niemieckiej jak i polskiej części basenu germańskiego kompleks facjalny "Steinmergelkeuper" jest wyraźnie trójdzielny. Dolna i górna część zbudowana jest z pstrych osadów (*redbeds*), często z rozwiniętymi horyzontami gleb vertisol/calcisol oraz wkładkami żwirowców, złożonych z przemytych nodul pedogenicznych (tzw. brekcja lisowska). Środkowa część tego interwału reprezentowana jest przez szare osady rzek roztokowych oraz meandrujacych.

Reasumując, wszystkie śląskie znane nagromadzenia kości (tj. Krasiejów, Lipie, Poręba oraz Woźniki) występują w osadach kompleksu litofacji Steinmergelkeuper, której norycki wiek dokumentują palinomorfy z palinozony Classopollis meyeriana IVb (Fijałkowska-Mader et al., 2015).

W czasie noryku transport materiału klastycznego na Górnym Śląsku przebiegał z S na N. Badania izotopowe systemu Sm-Nd z osadów wskazują bowiem starą skorupę kontynentalną (strefa Saksoturyngii oraz Tepla-Barandien) jako najbardziej prawdopodobne źródło detrytusu dla sukcesji środkowo kajprowej (Konieczna et al., 2015). Wzdłuż uskoku lublinieckiego występują izolowane płaty wapienia słodkowodnego znanego pod nazwą wapienia woźnickiego, (obecnie wydzielanego jako ogniwo wapienia woźnickiego). Jego geneza związana jest z aktywnością wód hydrotermalnych, cyrkulujących wzdłuż lublinieckiego segmentu uskoku Kraków – Hamburg (Słowakiewicz, 2003; Szulc et al., 2006). To dowodzi, że uskok Lublińca był aktywny także w późnym noryku.

Z danych wiertniczych wiemy, że w czasie późnego noryku – wczesnego retyku doszło do drastycznej pluwializacji klimatu, czego dowodzą klasty wapienia woźnickiego, włączone w aluwia, datowane palinologicznie na późny noryk-wczesny retyk (Szulc et al., 2006).

Zagadnienia tafonomiczne

Rozbieżności poglądów na temat sposobu powstania nagromadzenia skamieniałości tworzących dolną warstwę kostną stały się przyczyną poszukiwania metod ich weryfikacji, niezależnych od uwzględnianych wcześniej przesłanek. W ogólności, na przesłankach paleontologicznych argumentowane jest nagromadzenie autochtoniczne, powstałe wskutek stopniowej akumulacji szczątków zwierząt żyjących i ginących w jeziorze istniejącym w miejscu ich obecnego nagromadzenia (np. Dzik & Sulej 2007, 2016), natomiast na przesłankach sedymentologicznych dowodzone jest nagromadzenie allochtoniczne, powstałe w wyniku depozycji spływu mułowego (np. Szulc, 2005; Szulc et al., 2017). Niezależne, dodatkowe przesłanki pochodzą z badań diagenezy (Bodzioch & Kowal-Linka, 2012) oraz osteohistologii i ornamentacji kości skórnych metopozaurów (Konietzko-Meier & Klein, 2013; Teschner et al., 2017; Antczak & Bodzioch, 2018).

Analiza petrograficzna i geochemiczna mineralnych wypełnień przestrzeni porowych w kościach metopozaurów, aetozarów i fitozaurów wykazała, że wczesna diageneza szczątków tych zwierząt przebiegała w różnych warunkach – od typowo "suchych" (na powierzchni gruntu) do typowo "wodnych" (w osadach dennych; Fig. 1). Współwystępowanie tak zachowanych kości na jednej powierzchni, często w niemal fizycznym kontakcie, w sposób oczywisty dokumentuje redepozycję – przynajmniej części z nich – oraz wymieszanie elementów szkieletowych pochodzących z różnych miejsc i – najprawdopodobniej – z różnego czasu (w skali ekologicznej).

Wspomniane, prowadzone aktualnie badania osteohistologii metopozaurów wykazują wyraźny dymorfizm rozwoju tkanki kości długich - wyróżnione zostały dwa typy histologiczne bez form przejściowych, takie same w kościach udowych (Konietzko-Meier & Klein, 2013) i ramieniowych (Teschner et al., 2017). Podobnie, udokumentowane zostały dwa odmienne wzory ornamentacji kości skórnych (Antczak & Bodzioch, 2018). Obserwacje te mogą być interpretowane na wiele sposobów, jednak dotychczasowy stan wiedzy na temat metopozaurów z Krasiejowa wskazuje na wymieszane ze sobą szczątki dwóch odrębnych populacji tych zwierząt. Z kolei, odmienne histototypy wykazują od-

Fig. 1. Porównanie wypełnień mineralnych powstałych w różnych warunkach diagenezy. A. Środowisko glebowe, suche; charakterystyczne spękania z odwodnienia i baryt jako jedyna generacja wypełnień (żebro aetozaura). B. Środowisko osadu dennego pod stałą pokrywą wody; charakterystyczna sekwencja wypełnień: osad – piryt (czarne obwódki) – kalcyt; BT – tkanka kostna (trzon kręgu metopozaura). C. Środowisko osadu dennego wysychającego w krótkim czasie; osad typowy dla środowiska wodnego i baryt typowy dla środowiska glebowego (żebro metopozaura).

mienne cechy środowisk diagenetycznych (Fig. 2), co sugeruje, że populacje te zamieszkiwały odmienne środowiska, a zatem szczątki przynajmniej jednej z nich znajdują się na wtórnym złożu.

Paradoksalnie, argumenty za autochtonicznym nagromadzeniem kości (wodny tryb życia metopozaurów i fitozaurów, warstewka małżów zachowanych w pozycji życiowej, obecność konchostraków, małżoraczków, ramienic, itd.) nie są sprzeczne z dokumentami ich niewątpliwej redepozycji. Przesłanki są prawdziwe, ale wyprowadzone wnioski nie muszą z nich wynikać. Zgodnie z obecną wiedzą, rozwój wydarzeń zapisanych w dolnym poziomie kostnym był następujący:

- akumulacja autochtonicznego osadu bagiennego (dolna połowa profilu, szary ił)

- akumulacja allochtonicznego osadu bogatego w kości (kolejne 30-40 cm, czerwony ił)

- akumulacja autochtoniczna w efemerycznym rozlewisku:
- kolonizacja osadu przez małże

- wysychanie sadzawki:

- śmierć zespołu małżowego

- wytrącanie węglanu wapnia i barytu.

Stop B1. Krasiejów

Nieczynne wyrobisko iłów cementowni Strzelce Opolskie, obecnie poligon badawczy Uniwersytetu Opolskiego Zagadnienia:

Przejście dolnej serii pstrej (*redbeds*) w serię szarą dolnego i środkowego noryku

System dystalnej równi aluwialnej z rozwiniętymi poziomami paleogleb typu vertisol. Przykład środowiska sedymentacyjnego typu gilgai o mikroreliefie kształtowanym procesy pedogeniczne systemu vertisol.

Opis stanowiska

Przed zalaniem wyrobiska w Krasiejowie, kopalnia odkrywkowa była podzielona na trzy poziomy wydobycia. Najniższa część wyrobiska reprezentowana jest przez około 6 m kompleks czerwonych oraz czerwono-szarych mułowców oraz zapiaszczonych mułowców (Fig. 3). Mułowce wykazują struktury prądowe (*ripplemarks*). W obrębie kompleksu można również wyróżnić cienkie, beżowe wkładki dobrze wysortowanego żwirowca złożonego z przepłukanych wadoidów (Fig. 3D). Miąższość ziarnitu jest zmienna, waha się średnio od 10 do 20 cm, zaś miejscami się wyklinowuje. Ziarna są szare, dobrze obtoczone, o średnicy od 1 mm do kilku milimetrów. Szkielet ziarnowy jest zwarty. Ziarnit jest słabo scementowany oraz rozsypliwy. Spagowa część jest ostra z widocznymi nierównościami będącymi rozmyciem erozyjnym. W obrębie ziarnitu generalnie brak widocznych struktur sedymentacyjnych choć miejscami można dostrzec słabo zaznaczające się warstwowanie przekątne.

Środkowy kompleks (o miąższości około 7–8 m) reprezentowany jest głównie przez masywne pstre iłowce/mułowce często przeławicone mułowcami z wyraźnymi strukturami prądowymi (laminacja ripplemarkowa, bądź niskokątową; Fig. 3C). W obrębie pakietu można również wyróżnić liczne pakiety regolitów (o miąższości od kilku centymetrów do 80 cm; Fig. 3E). Grubsze pakiety paleogleb wyróżniają się występowaniem konkrecji pedogenicznych o niewielkiej średnicy (do kilku milimetrów) oraz struktur lustrowych (slickenside structures; Figs 3F, 4B). Tuż nad pakietem paleogleb znajduje się ok 1 m warstwa kościonośna (tzw. dolny horyzont kościonośny). W obrębie pakietu znajdują się liczne fragmenty kości należące do Metoposaurus, Paleorhinus, Cyclotosaurus, Stagonalepis, Polonosuchus oraz Silesaurus. Znaleziono również bogaty zespół małżów z rodziny Unionites (Dzik et al., 2000), małżoraczków Darwinula i Suchonella (Òlempska, 2004) oraz alg Charophytes (Zatoń et al., 2005). Fragmenty kości są zazwyczaj zdezintegrowane i w większości ułożone chaotycznie, choć większe fragmenty kości wykazują preferencje orientacji w ułożeniu (Fig. 3B). Górna część poziomu kościonośnego wykazuje istotny wpływ procesów wietrzeniowych.

Górna, ok 6 m część kompleksu krasiejowskiego reprezentowana jest przez masywne mułowce oraz laminowane i masywne iłowce z wkładkami piaskowców oraz ziarnitów wadoidowych. W najwyższej części wyrobiska znajduje się kolejny poziom kościonośny.

Środowisko depozycji

Kontrowersyjna natura środowiska depozycji osadów górnego triasu może być przedstawiona na przykładzie Krasiejowa. Analizy paleośrodowiskowe w Krasiejowie były przeprowadzane przez wielu badaczy jednak wnioski bardzo często były różne, nierzadko wzajemnie się wykluczające. Pierwsze analizy paleośrodowiskowe przeprowadził Bilan (1975), który interpretował osady z Krasiejowa jako osady rzeczne oraz osady zbiornika brakicznego bądź mezohalinowego. Według Dzika et al. (2000), pozioma laminacja mułowców oraz obfite występowanie ramienic oraz małżów miałaby wskazywać na typowe jeziorne środowisko sedymentacji. Nagromadzenia kości znajdować się zaś miały w soczewce piaskowcowej będącej elementem delty rzecznej. Badania sedymentologiczne Szulca (2005) wykluczają istnienie środowiska jeziornego i dowodzą stosunkowo szybkiej depozycji ze spływów powierzchniowych (sheet floods) oraz incydentalnych debris flows będących efektem deszczów nawalnych (Fig. 4C). Osady rzek roztokowych oraz anastomozujących zostały wyróżnione przez Gruszkę i Zielińskiego (2008). W odsłonięciu w Krasiejowie można zaobserwować liczne wkładki tzw. "brekcji lisowskiej" wskazującej na cykliczność katastrofalnych deszczów nawalnych i powodzi (Szulc, 2005; Jewuła et al., 2011; Bodzioch & Kowal-Linka 2012). W trakcie tych epizodów materiał był spłukiwany i wielokrotnie redeponowany. Nawalne deszcze uruchamiały również spływy masowe w postaci spływów mułowych. W okresach po-

Fig. 2. Porównanie wypełnień mineralnych w jamach szpikowych kości ramieniowych metopozaurów (dzięki uprzejmości E. Teschner). A. Histotyp 2: diageneza w środowisku wodnym: osad (szary), piryt (czarny) i kalcyt (biały); BT - tkanka kostna; wysokość fotografii = 6 mm. B. Histotyp 1: diageneza w środowisku glebowym: niewielka ilość kalcytu (białe obwódki) i baryt; wysokość fotografii – 8 mm.

Fig. 3. Przykłady struktur sedymentacyjnych odsłaniających się w Krasiejowie. A. Profil wiercenia oraz odsłonięcia w Krasiejowie (z Szulc et al. 2015b), 1 – mułowce, 2 – iłowce, 3 – poziomy glebowe, 4 – nodule gipsowe, 5 – wkładki brekcji lisowskiej, 6 – poziom kościonośny, 7 – poziom caliche, 8 – osady spływów mułowych. B. Fragment kości zawieszony w mułowcu (dolny poziom kościonośny). C. Przykład pakietu mułowców z wyraźną laminacją ripplemarkową oraz niskokątową. Strzałki pokazują dominujący kierunek zapadania zestawu, R – regolit. D. Fragment ziarnitu z nodulami pedogenicznymi (brekcja lisowska). E. Struktury pedogeniczne: warstwa regolitu, erozyjnie ściętego. Strzałka pokazuje słabo zaznaczające się pierwotne struktury sedymentacyjne, które uległy częściowej pedogenezie. F. Pakiet paleogleb typu versides). Nodule pedogeniczne zaznaczono niebieską strzałką.

między dużymi opadami deszczu (pora sucha) istniały warunki sprzyjające rozwojowi poziomów glebowych. Gleby oraz regolity reprezentowane są przez vertisole, czyli gleby charakterystyczne dla klimatu półsuchego (Szulc, 2005). Cienkie wkładki iłowców znajdujące się ponad poziomem kościonośnym z gyronitami zielenic oraz występowaniem palygorskitu wskazują na istnienie krótkotrwałych stałych zbiorników wodnych (sadzawek; Zatoń et al., 2005; Środoń et al., 2014).

Gilgai w Krasiejowie

Čechy sedymentologiczne osadów widocznych w Krasiejowie jednoznacznie wskazują na dominację środowiska typu *gilgai microrelief*, charakterystycznego dla dzisiejszej Australii i Teksasu. Mikrorelief gilgai jest produktem naprzemiennego pęcznienia i kurczenia ilastych pokryw glebowych formowanych w warunkach klimatu półsuchego. Pęcznienie osadów ilastych powoduje deformacje polegające na powstaniu wielobocznych lub owalnych (w planie) grzbietów, najczęściej o wysokości kilkunastu-kilkudziesięciu centymetrów, obrzeżających depresje o średnicy kilku - Fig. 4. Procesy fluwialne i glebowe typowe dla skał noryku Krasiejowa. A. Przekrój struktury gilgai, za Dixon, 2009, zmienione i uzupełnione. B. Przekrój przez pakiet paleogleby vertisol ze strukturami slickenslides oraz szarym horyzontem aluwialnym złożonym z rozmytych wadoidów. C. Współczesna egzemplifikacja procesów efemerycznych spływów powierzchniowych (sheet floods) dominujących w noryku w basenie górnośląskim. Fotografię wykonano w wyrobisku w Krasiejowie, po ulewnych deszczach, latem 2004 r.

kilkuset metrów. Taki typ rzeźby (*patterned ground*, Dixon, 2009), cechuje się fraktalną organizacją, tak że w dużej skali (np. kilku kilometrów kwadratowych) sumaryczne wartości deniwelacji między grzbietami mogą sięgać nawet 3 m a średnica obniżeń może sięgać nawet 300 m, tak jak się to obserwuje we współczesnych przykładach (Australia, SW USA; Fig. 4A). W porze wilgotnej obniżenia wypełnione są wodą tworząc okresowe zbiorniki wodne (sadzawki). Niektóre z większych sadzawek mogą przetrwać także porę suchą, dzięki czemu pełnią ważną rolę naturalnego wodopoju dla hodowli bydła w tych regionach.

Powszechne występowanie struktur *slickensides*, oraz innych cech gleb hydromorficznych (pstre barwy, nodule pedogeniczne, brak zachowanych struktur depozycyjnych np. warstwowania; Fig. 4B) pozwalają zrekonstruować paleośrodowisko Krasiejowa w noryku jako typowe dla reliefu gilgai. Model gilgai doskonale tłumaczy też dyskutowaną wyżej problematykę powstania tafocenozy z Krasiejowa.

Stop B2. Lipie Śląskie, k. Lublińca

Nieczynne wyrobisko iłów cegielni w Lipiu Śląskim Zagadnienia:

Šystem meandrującej bądź piaszczystej rzeki roztokowej rozwiniętej podczas środkowonoryckiego interwału pluwialnego.

Opis stanowiska

W części spągowej wyrobiska odsłaniają się szare, szarozielone oraz żółtawe piaskowce drobno i średnioziarniste warstwowane rynnowo dużej skali. Można wyróżnić dwa dominujące typy litologiczne: piaskowce średnioziarniste, szarozielonkawe, z sieczką roślinną (Fig. 5B), bezstrukturalne, miejscami ze zaznaczającym się odwróconym uziarnieniem frakcjonalnym oraz w części spągowej jamkami wirowymi. Piaskowce te wyróżniają się w profilu z powodu silnego scementowania. Drugim wyróżnionym typem są piaskowce drobnoziarniste o wyraźnej łupkowatej oddzielności z nielicznymi wkładkami zwęglonej sieczki roślinnej oraz obecnością konkrecji węglanowych o średnicach osiągających do 40 cm (Fig. 5D). Piaskowce drobnoziarniste są warstwowane rynnowo i przekątnie dużej skali (Fig. 5C). Poszczególne zestawy są nałożone na siebie i miejscami się zazębiają. Szerokość kanałów wynosi około 6 m, zaś miąższość do 2 m. Często piaskowce te wykazują zaburzenia konwolutne. Piaskowce przechodzą wyżej w pakiet szarych

mułowców zapiaszczonych z widoczną laminacją riplemarkową oraz płaską niskokątową. Obocznie mułowce te przechodzą w ciemnoszare laminowane mułowce i iłowce z fragmentami zwęglonych pni drzew. Fragmenty roślinne, zachowane kości, jak i również konkrecje węglanowe przykryte są często drobnokrystalicznym pirytem. W obrębie tego pakietu można zaobserwować liczne koprolity. W obrębie mułowców występują również soczewki bezstrukturalnego drobnoziarnistego piaskowca.

Środowisko depozycji

Występujące piaskowce muskowitowe z rozproszoną materią organiczną, warstwowane przekątnie oraz rynnowo dużej skali, charakterystyczne są dla systemu rzek roztokowych bądź piaszczystego systemu rzek roztokowych. Piaskowce masywne reprezentują facje kanałowe, zaś przekątnie warstwowanie dużej skali, osady łach przykorytowych. Opuszczone koryta rzek/potoków były wypełnianie materiałem drobnoziarnistym (ilastym), w których osadzała się również materia organiczna. Rozkładająca się materia organiczna tworzyła lokalne warunki redukcyjne, na co wskazuje występowanie konkrecji pirytowych. Cienkie wkładki piaskowców w obrębie pakietów mułowcowych z laminacją płaską mogą być interpretowane jako osady glifów krewasowych. W profilu w Lipiu Śląskim widoczne są poziomy paleogleb powstałych w klimacie suchym. Charakteryzują się one pstrym zabarwieniem,

Fig 5. Przykłady struktur sedymentacyjnych odsłaniających się w Lipiu Śląskim. A. Profil wiercenia oraz odsłonięcia w Lipiu Śląskim (za Szulc et al., 2015), B. Zwęglone fragmenty roślin w piaskowcach facji kanałowych. C. Erozyjny kontakt piaskowców średnioziarnistym z przekątnym warstwowaniem z pakietem mułowców. D. Widok na serię mułowcową (osady starorzecza) w środkowej części kamieniołomu. Strzałkami zaznaczono wyklinowujące się ławice piaskowców drobnoziarnistych (osady glifów krewasowych). E. Poziom regolitowy z górnej części odsłonięcia. F. Wychodnia wapienia woźnickiego (z Szulc et al., 2015). znacznym zlustrowaniem oraz niewyraźnymi poziomami z rizoidami (Fig. 5E). Rozwój paleogleb wiązany jest z zahamowaniem erozji wywołanej arydyzacją klimatu. Pstre iłowce zastąpione są krenogenicznymi osadami węglanowymi ogniwa wapienia woźnickiego, obfitującego w pseudomorfozy ewaporatów (Szulc et al., 2006).

Literatura

Antczak, M. & Bodzioch, A., 2018. A description of Late Triassic isolated fish scales from Krasiejów, Poland. *Paleontological Research*, 22: 91–100.

Bilan, W., 1975. Profil retyku w Krasiejowie koło Opola. Zeszyty Naukowe AGH, Geologia, 1 (3): 13–19.

Bilan, W., 1976. Stratygrafia górnego triasu wschodniego obrzeżenia Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. Zeszyty Naukowe AGH, 3: 4–76.

Beutler, G., Dittrich, D., Dockter, J., Ernst, R., Etzold, A., Farrenschon, J., Freudenberger, W., Hauschke, N., Heunisch, C., Kelber, G., Knapp, G., Lutz, M., Nitsch, E., Oppermann, K., Schubert, J., Schulz, E., Schweizer, V., Seegis, D., Tessin, R. & Vath, U., 2005. *Keuper, Starigraphie von Deutschland.* Courier Forschungsinst. Senckenberg; Frankfurt, 296 pp.

Bodzioch, A. & Kowal-Linka, M., 2012. Unraveling the origin of the Late Triassic multitaxic bone accumulation at Krasiejów (S Poland) by diagenetic analysis. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology,* 346–347: 25–36

Dadlez, R. & Kopik, J., 1972. Problem retyku w zachodniej Polsce w świetle profilu wiercenia Książ Wielkopolski. *Kwartalnik Geologiczny*, 7: 131–158.

Dixon, J. C., 2009. Aridic Soils, Patterned Ground, and Desert Pavements. In: Parsons, A.J. & Abrahams, A.D. (eds), *Geomorphology of Desert Environments*. Springer, pp. 101–122.

Dzik, J. & Sulej, T., 2007. A review or the early late Triassic Krasiejów biota from Silesia, Poland. *Paleontologia Polonica*, 64: 3–27.

Dzik, J. & Sulej, T. 2016. An early Late Triassic long-necked reptile with a bony pectoral shield and gracile appendages. *Acta Paleontologica Polonica*, 61: 805-823.

Dzik, J., Sulej, T., Kaim, A. & Niedźwiedzki, R., 2000. Późnotriasowe cmentarzysko kręgowców lądowych w Krasiejowie na Śląskim Opolskim. *Przegląd Geologiczny*, 48: 226–235.

Dzik, J., Sulej, T. & Niedźwiedzki, G., 2008. A dicynodonttheropod association in the latest Triassic of Poland. *Acta Paleontologica Polonica*, 53: 733–738.

Feist-Burkhardt, S., Götz, A. E., Szulc, J., eds, 2008. Triassic. In: McCann, T. (ed.), *The Geology of Central Europe, vol. 2. Mesozoic and Cenozoic.* The Geological Society, pp. 749–821. Fijałkowska-Mader, A., Heunisch, C. & Szulc, J., 2015. Palynostratigraphy and palynofacies of the Upper Silesian Keuper. Poland. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 85: 637–661.

Gruszka, B. & Zieliński, T., 2008. Evidence for a very lowenergy fluvial system: a case study from the dinosaur-bearing Upper Triassic rocks of Southern Poland. *Geological Quarterly*, 52: 239–252

Jewuła, K., Szulc, J. & Heunish, C., 2011. Palaeoenvironmental context of the vertebrate bearing deposits of the Upper Triassic (Norian) sediments from Lipie Śląskie (southern Poland). In: *Abstracts, 28th IAS Meeting of Sedimentology 2011, Zaragoza, Spain.*

Konieczna, N., Belka, Z. & Dopieralska, J., 2015. Nd and Sr isotopic evidence for provenance of clastic material of the Upper Triassic rocks of Silesia, Poland. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 85: 675–684

Konietzko-Meier, D., & Klein, N., 2013. Unique growth pattern of Metoposaurus diagnosticus krasiejowensis (Amphibia, Temnospondyli) from the Upper Triassic of Krasiejów, Poland. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 370: 145–157.

Köppen, A. & Carter, A., 2000. Constraints on provenance of the central European Triassic using detrital zircon fission

track data. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 161: 193–204.

Menning, M., et al., 2011. Beschlüsse der Deutschen Stratigraphischen Kommission 1991–2010 zu Perm und Trias von Mitteleuropa. Zeitschrift der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften, 162: 1–18.

Nawrocki, J., Jewuła, K., Stachowska, A. & Szulc, J., 2015. Magnetic polarity of Upper Triassic sediments of the Germanic Basin in Poland. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 85: 663–674

Olempska, E., 2004. Late Triassic spinicaudatan crustaceans from SW Poland. *Acta Palaeontologica Polonica*, 49: 429–442 Racki, G. & Szulc, J., 2015. The bone-bearing Upper Triassic of Upper Silesia, southern Poland: integrated stratigraphy, facies and events – introductory remarks. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 85: 553–555.

Roemer, F., 1870. *Geologie von Oberschlesien*. Eine Erläuterung zu der im Auftrage des Königl. Preuss. Handels-Ministeriums von dem Verfasser bearbeiteten geologischen Karte von Oberschlesien in 12 Sektionen. Nischkowsky, Breslau, 587 pp.

Słowakiewicz, M., 2003. Fluid inclusion data in calcite from the Upper Triassic hot-spring travertines in southern Poland. *Journal of Geochemical Exploration*, 78–79: 123–126.

Szulc, J., 2000. Middle Triassic evolution of the northern Peri-Tethys area as influenced by early opening of the Tethys Ocean. Annales Societatis Geologorum Poloniae, 70: 1–48.

Szulc, J., 2005. Sedimentary environments of the vertebratebearing Norian deposits from Krasiejów, Upper Silesia (Poland). *Hallesches Jahrb. Geowiss. Reihe B.*, 19: 161–170.

Szulc, J., 2007. Kajper. In: Szulc, J. & Becker, A. (eds), International Workshop on the Triassic of southern Poland, Fieldtrip guide, September 3-8, 2007. Polish Geological Society, Polish Geological Institute & Institute of Geological Sciences, Jagiellonian University, Cracow, pp. 33–41.

Szulc, J., Gradziński, M., Lewandowska, A. & Heunisch, C., 2006. The Upper Triassic crenogenic limestones in Upper Silesia (southern Poland) and their paleoenvironmental context. In: Alonso–Zarza, A. M. & Tanner, L. H. (eds), *Paleoenvironmental Record and Applications of Calcretes and Palustrine Carbonates*. Geological Society of America, Special Paper, 416: 133–151.

Szulc, J. & Racki G., 2015a. The Grabowa Formation – the basic lithostratigraphic unit of the Keuper of Silesia. *Prze-gląd Geologiczny*, 63: 103–113.

Szulc, J., Racki, G., Jewuła, K. & Środoń, J., 2015b. How many Upper Triassic bone-bearing levels are there in Upper Silesia (southern Poland)? A critical overview of stratigraphy and facies. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 85: 587–626.

Szulc, J., Racki, G. & Bodzioch, A., 2017. Comment on an early Late Triassic long-necked reptile with a bony pectoral shield and gracile appendages by Jerzy Dzik and Tomasz Sulej. *Acta Palaeontologica Polonica*, 62: 287–288.

Szulc, J., Racki, G. & Jewuła, K., 2015. Key aspects of the stratigraphy of the Upper Silesian middle Keuper, southern Poland. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 85: 557–586.

Środoń, J., Szulc, J., Anczkiewicz, A., Jewuła, K., Banaś, M. & Marynowski, L., 2014. Weathering, sedimentary, and diagenetic controls of mineral and geochemical characteristics of the vertebrate-bearing Silesian Keuper. *Clay Minerals*, 49: 569–594.

Tanner, L. 2018. Climates of the Late Triassic: Perspectives, Proxies and Problems. In: Tanner, L. (ed.), *The Late Triassic World - Earth in a Time of Transition*. Topics in Geobiology. Springer, 805 pp.

Teschner, E. M., Sander, P. M., Konietzko-Meier, D., 2017: Variability of growth pattern observed in Metoposaurus krasiejowensis humeri and its biological meaning. *J. Iber. Geol.*,

Zatoń, M., Piechota, A. & Sienkiewicz, E., 2005. Late Triassic charophytes around bone-bearing bed at Krasiejów (SW Poland) palaeoecological and environmental remarks. *Acta Geologica Polonica*, 55: 283–293.


Warunki i paleośrodowiska sedymentacji i diagenezy węglanowego basenu środkowotriasowego na przykładzie osadów wapienia muszlowego Śląska Opolskiego

Adam BODZIOCH¹, Hans HAGDORN², Michał MATYSIK³, Michał STACHACZ³ & Joachim SZULC³

¹Wydział Przyrodniczo-Techniczny Uniwersytetu Opolskiego, ul. Oleska 48, 45-052 Opole

²Muschelkalkmuseum Ingelfingen, Schloss-Str. 11, 74653 Ingelfingen, Germany

³Instytut Nauk Geologicznych Uniwersytetu Jagiellońskiego, ul. Gronostajowa 3a, 30-387 Kraków

Wprowadzenie

Pozcja paleotektoniczna basenu górnośląskiego w triasie

Joachim SZULC

W czasie triasu wschodnia część basenu germańskiego (inaczej nazywanego Perytetydą) znajdowała się pod silnym wpływem reaktywowanych struktur hercyńskich, które kontrolowały zróżnicowanie topograficzne basenu, rozkład subsydencji a także paleocyrkulację wód między Oceanem Tetydy a Perytetydą (Fig. 1). Dominujący wpływ na górnośląską część basenu germańskiego miały dwa duże systemy uskokowe: śląsko-morawski oraz SE segment uskoku Kraków–Hamburg (Fig. 1).

Tektonika syndepozycyjna, wpływająca na strukturalne zróżnicowanie basenu germańskiego, zaznaczała się praktycznie w ciągu całego triasu, co w ponadregionalej skali znajduje swój zapis m.in. w niezgodnościach pomiędzy formacjami dolnego triasu, szczególnie dobrze rozwiniętymi w Niemczech, jak też w stopniowej migracji depocentrum środkowego triasu z centralnej Polski do centralnych Niemiec. Mobilność litosfery kontynuowała się także w późnym triasie, czego dowodzą ponadregionalne niezgodności m.in. pomiędzy środkowym i górnym kajprem.

Fig. 1. Mapa paleogeograficzna wschodniej części północnej Perytetydy w środkowym triasie. SNF – uskok śląsko-morawski, KLFZ – strefa uskokowa Kraków–Hamburg (z Narkiewicz & Szulc, 2004). Oprócz wymienionych wielkoskalowych przejawów syndepozycyjnej aktywności tektonicznej istnieje cała gama struktur deformacyjnych i sedymentacyjnych, będących produktem tejże aktywności, z których wymienić wystarczy takie jak synsedymentacyjne uskoki, dylatacje, spękania czy też sejsmicznie indukowane zjawiska fluidyzacji i różnorakie deformacje plastyczne. Struktury te są powszechne zarówno w morskich osadach węglanowych triasu środkowego (wapienia muszlowego) jak i w kontynentalnych osadach klastycznych górnego triasu (Szulc, 1993; Rüffer, 1996; Voigt & Linnemann, 1996).

Warunki paleooceanograficzne

Joachim SZULC

Jak wspomniano wyżej triasowy basen germański był marginalnym morzem epikontynetalnym północnej Tetydy. Polska część basenu germańskiego była oddzielona od oceanu Tetydy posthercyńskimi masywami czeskim i małopolskim, zaś obydwa zbiorniki połączone były dość wąskimi drogami wodnymi nazywanymi bramami (*gates*): Śląsko-Morawską na zachodzie i Wschodniokarpacką na wschodzie. Bramy te miały założenia tektoniczne: brama śląskomorawska kontrolowana była przez uskok śląsko-morawski, zaś brama wschodniokarpacka nałożona była na strefę Teisseyere'a-Tornquista. Od E i NE basen był zamknięty elewacją lądu fennosarmackiego (Fig. 1).

W pełni swobodna komunikacja między Oceanem Tetydy a basenem germańskim uzyskana została pod koniec oleneku (ret) a w anizyku, jak wynika z danych paleontologicznych, obszar Górnego Śląska stał się integralną częścią Oceanu Tetydy. Dominowały tu warunki normalnomorskie, mimo że Górny Śląsk stanowił tektonicznie mobilny próg (*threshold*), oddzielający otwarty ocean od basenu epikontynentalnego (Fig. 2). Istnienie takiego progu miało swoje konsekwencje paleooceanograficzne – Perytetyda s.s. była de facto zbiornikiem półzamkniętym (*semi-closed basin*), zaś normalnomorskie wody oceaniczne, przekraczające próg górnośląski i płynące dalej na N i NW, ulegały stopniowo ewaporacyjnemu wzrostowi zasolenia, tak że w depocentrum Perytydy (NW Niemcy) tworzyły się osady ewaporatowe, z gipsem i halitem włącznie (Fig. 2).

Podstawy stratygrafii środkowego triasu na Górnym Śląsku

Joachim SZULC

Utwory środkowego triasu terenu konferencji wykazują wyraziste i jednoznaczne zmiany w czasowej sukcesji litofacji, co umożliwiło Paulowi Assmannowi (1944) przedstawienie klarownego schematu litostatygraficznego retu i wapienia muszlowego Górnego Śląska. Schemat ten funkcjonuje do dziś, mimo pewnych modyfikacji nomenklaturowych, wynikających z formalnej kodyfikacji jednostek litostratygraficznych (Fig. 3).

Biostratygrafia retu i wapienia muszlowego oparta jest

Fig. 2. Schematyczny model warunków paleooceanograficznych w północnej Perytetydzie środkowym triasie (z Szulc, 2000, zmienione).

głównie o skamieniałości indeksowe – konodonty i amonity, które formują szczegółowe ramy stratygraficzne dla całego basenu germańskiego. Konodonty są najważniejszą grupą morskich mikroskamieniałości, z sukcesem użytych do korelacji domen germańskiej i tetydzkiej (Kozur, 1974; Trammer, 1975; Zawidzka, 1975; Narkiewicz, 1999; Narkiewicz & Szulc, 2004). Poza tym niektóre amonity indeksowe (np., *Balatonites, Acrochordiceras, Discoptychites, Bulogites*) umożliwiły korelację wapienia muszlowego z triasem środkowym południowych Alp (Brack et al., 1999). Niebagatelną rolę narzędzia biostatygraficznego pełnią też powszechne w wapieniu muszlowym krynoidy (Hagdorn & Głuchowski, 1993).

Środkowy wapien muszlowy, pozbawiony skamieniałości indeksowych, został podzielony przez Kotańskiego (2013), na podstawie skamieniałości glonowych, na 6 zon diploporowych. Według Kotańskiego granica pelson/illyr leży w dolnej części warstw diploporowych.

Od niedawna pomocniczym narzędziem stratygraficznym okazała się analiza palinofacji, pomocna m.in. przy korelacji sukcesji wapienia muszlowego z jego wiekowymi odpowiednikami w NW Tetydzie (Götz & Feist-Burkhardt, 2000; Götz et al., 2005).

Jak dotąd najlepszym narzędziem korelacji stratygraficznej okazała się aplikacja metody magnetostratygraficznej (Nawrocki & Szulc, 2000; Szurlies, 2004). Według pomiarów magnetostratygraficznych, granica litostratygraficzna

Fig. 3. Profil stratygraficzny osadów górnego oleneku – dolnego karniku w basenie śląskim wraz z wyznaczonymi sekwencjami depozycyjnymi 3 rzędu (S1 itd) oraz diagramami zróżnicowania gatunkowego zespołów bezkręgowców. Promień diagramu kołowego 40 gatunków dla anizyku i 10 gatunków dla ladynu–karniku. (z Szulc, 2000). ret/wapień muszlowy w południowej Polsce jest prawie zbieżna z granicą olenek/anizyk, czyli chronostratygraficzną granicą między wczesnym a środkowym triasem.

Omawiana wyżej intensywna mobilność tektoniczna w regionie nie zatarła jednak zapisu sedymentacyjnego głównych wahań eustatycznych w basenach Tetydy i Perytetydy. Dotyczy to w szczególności interwału późny olenek (ret) – późny ladyn ("dolomit graniczny" (Fig. 3). To, z kolei, umożliwiło aplikację metodyki stratygrafii sekwencyjnej dla tegoż interwału. W konsekwencji stratygrafia sekwencji depozycyjnych środkowego triasu, syntetyzująca dane litostratygraficzne, biostratygraficzne oraz chronostratygraficzne, pozwoliła przełamać trudności lateralnej korelacji czasowej różnych litofacji, i w efekcie stworzyła podstawy do wiarygodnej korelacji najważniejszych rytmów transgresywno-regresywnych (T-R) w basenie wapienia muszlowego w odniesieniu do globalnych wahań eustatycznych (Fig. 3; por. dyskusja w Szulc, 2000).

Middle Triassic macrofauna in Silesia and its liaisons with Tethys

Hans HAGDORN

The Silesian Röt and Muschelkalk is widely known with its very rich fossils assemblage. It is noteworthy that the earliest descriptions of Triassic fossils from Upper Silesia, Dunker (1851), Eck (1865) emphasized the close similarity of the Silesian Muschelkalk with the alpine Triassic. In reviews of the Upper Silesian Muschelkalk faunas, Ahlburg (1906) and Assmann (1937, 1944) demonstrated that the percentage of Tethyan macrofaunal elements reached its peak in the Karchowice Beds and in the Diplopora Dolomite. i.e. in the formation representing the maximum transgression stage in Anisian (Pelsonian; Fig. 3). This data was supported also by later microfauna studies of condonts (Kozur, 1974; Zawidzka, 1975; Narkiewicz & Szulc, 2004).

Röt

The earliest marine ingression in Triassic times reached southeastern Poland during the late Olenekian when the Röt Dolomite was deposited. Its fauna is dominated by the myophoriid bivalve *Costatoria costata* and by the modiolids (*Modiolus* (?) triquetrus). Additional common fossils are the bakevelliids (*Hoernesia socialis* and *Bakevellia costata*), the pectinoid *Leptochondria albertii*, *Pseudomyoconcha gastrochana*, the gastropod *Wortheniella* and the hedenstroemiid ammonoid *Beneckeia tenuis*). It is worth to note that some crinoid remains have been found in the Röt of southern Silesia (Alexandrowicz & Siedlecki, 1960). By means of *Costatoria costata*, the Röt Dolomite has already been correlated by Eck (1865) with the Werfen Formation of the Tethyan Triassic, however, *Beneckeia* has not been found there.

Muschelkalk

Due to normal salinity and a greater variety of substrates, the Muschelkalk faunas are much more diverse than the Röt ones. The diversity depends on the progressive opening of marine gates that connected the Central European Basin with the Tethys. Generally, in late Anisian (Pelsonian and early Illyrian) times, Silesia rather belonged to the Tethyan faunal domain than to the epicontinental Germanic province (Fig. 3).

The lowermost Muschelkalk (Gogolin Beds) displays a massive occurrence of stenohaline crinoids (*Dadocrinus sp., Holocrinus acutangulus*), evidencing normal marine environments. The crinoids were accompanied by ophiuroids (*Aspiduriella, Arenorbis*), mudsticking bivalves like *Bakevellia mytiloides, Hoernesia socialis, Pseudomyoconcha,* the myophoriids *Myophoria vulgaris, Neoschizodus laevigatus, Elegantinia elegans, Pseudocorbula, Pleuromya* cf. *fassaensis,* the gastropod *Omphaloptycha gregaria* and the nautiloids *Germanonautilus dolomiticus* and *G. salinarius* and, more rarely, the ammonoids, *Beneckeia buchi, Noetlingites strombecki, Balatonites ottonis, Acrochordiceras* that allow correlation with the Anisian Angolo Limestone of the Southern Alps. During the Pelsonian the communication between the Tethys and Silesia reached its climax, as suggested by a common occurrence of the typical Tethyan cephalopods *Pleuronautilus planki, Balatonites, Bulogites* and *Paraceratites,* articulate brachiopods *Tetractinella trigonella, Mentzelia mentzeli,* and *Decurtella decurtata* as well as the dasycladacean green alga *Gyroporella minutula.* This is especially true for the corals (more than 20 species, including *Volzeia szulci, Pamiroseris silesiaca, Eckastraea prisca, "Montlivaltia"*) and hexactinellid sponges (*Tremadictyon, Calycomorpha,* and *Silesiaspongia* and *Hexactinoderma*) that built the first, dated Mesozoic reefs after the P/T reef-builder extinction.

The wealth of echinoderms also clearly indicates the Tethyan realm. In addition to the encrinids *Encrinus robustus*, *E. cf. aculeatus, Carnallicrinus carnalli, Chelocrinus* sp. indet., and *Holocrinus dubius* that were dispersed over the entire Muschelkalk Basin, typical *Encrinus aculeatus, E. spinosus, Holocrinus meyeri, Eckicrinus radiates*, and the poorly known *Silesiacrinus silesiacus* are Tethyan crinoids that are also found in the Alps (Recoaro Fm.) and in Hungary (Hagdorn & Głuchowski, 1993).

According to Assmann (1944), the bivalve fauna comprises 44 species, among which 15 are endemic in Upper Silesia, 12 are exclusively Germanic, four are Alpine, and 13 occur both in the Alpine and Germanic provinces. Among the 33 gastropod species, the Tethyan influence is even more evident. However, two thirds of the gastropod taxa (many of which are represented by a single specimen only) are endemic to Upper Silesia, five species are Alpine and two are Germanic. The most remarkable elements are large ornamented archaeogastropods that inhabited the reefs.

In contrast to the Lower Muschelkalk, the Middle and Upper Muschelkalk of Silesia is much poorer in number and species of invertebrate fossils and is dominated by germanotype faunal elements.

Ichnocenoza wapienia muszlowego

Michał STACHACZ

Sukcesja osadów wapienia muszlowego cechuje się bardzo ciekawą ichnocenozą, czyli kopalnym zapisem działalności organizmów przegrzebujących lub erodujących osad. Wyjątkowość tego zapisu polega na bardzo zróżnicowanym, jednakże ogólnie dość wysokim stopniu zbioturbowania osadu przy jednoczesnym relatywnie niskim zróżnicowaniu ichnotaksonomicznym. Warto zauważyć, że zapis w wapieniu muszlowym działalności morskich organizmów bentonicznych przegrzebujących osad jest jednym z pierwszych tego typu zapisów po największym w historii Ziemi wymieraniu, które miało miejsce na przełomie permu i triasu. Słabe zróżnicowanie ichnotaksonomiczne odzwierciedla zapewne powolne i długotrwałe odradzanie się populacji bentosu po wielkim kryzysie (cf. Wang et al., 2006). Podobna sytuacja dotyczy także organizmów drążących skaliste podłoże (Uchman et al., 2017). Pomimo relatywnie słabo zróżzespołu nicowanego skamieniałości śladowych, obejmującego około 26 ichnorodzajów opisanych z terenu Niemiec (Knaust, 2007) i podobnej liczby ichnorodzajów z obszaru Polski (Szulc, 2000; Kowal-Linka & Bodzioch, 2010; obserwacje własne), skamieniałości śladowe i struktury bioturbacyjne, występujące w wapieniu muszlowym są znakomitym narzędziem do analizy paleośrodowiska, zwłaszcza zmian eustatycznych.

W sukcesji wapienia muszlowego na Wyżynie Śląsko-Krakowskiej wyraźnie zaznacza się kilka ichnofacji o zróżnicowanych cechach sedymentologicznych i charakterystycznych zespołach skamieniałości śladowych oraz towarzyszącym im ichnofabric. Zmienność taka wynika głównie ze zmian poziomu morza, które dają się tu dość łatwo odczytać (Szulc, 2000).

Przybrzeżna facja, typowa dla najniższej, transgresywnej części wapienia muszlowego (warstwy gogolińskie), ale występująca również w jego wyższych ogniwach jest reprezentowana przez muszlowce i kalkarenity warstwowane przekątnie w dużej skali, odpowiadające ichnofacji *Skolithos* (sensu Seilacher, 1967) w facjach silikoklastycznych. Muszlowce i warstwowane przekątnie kalkarenity w obrębie wapienia muszlowego są w zasadzie pozbawione skamieniałości śladowych i struktur bioturbacyjnych, co wynika z dużego tempa przyrostu osadu w wysokoenergetycznym środowisku przybrzeżnym. Miejscami jednak kalkarenity zawierają pionowe nory mieszkalne (domichnia) ?*Skolithos*, lub U-kształtne nory *Pholeus* i ?*Arenicolites* (Fig. 4).

Kolejna facja transgresywna, zawierająca elementy archetypowej ichnofacji *Cruziana* (Seilacher, 1967) jest reprezentowana przez margle i wapienie mikrytowe bądź wakstony

Fig. 4. Skamieniałości śladowe wapienia muszlowego. A. *Skolithos* isp. B. *Pholeus* isp. C. *Arenicolites* isp. D–I. *Rhizocorallium commune*. D. Wariant bez roztok. E. Wariant z roztokami. F. Ślady zadrapań (s) i koprolity w obrębie jednego okazu. G. Okaz wypełniony aktywnie koprolitami *Coprulus oblungus*. H. Okaz z roztokami wypełnionymi koprolitami (c) i kalcytowymi pseudomorfozami po ewaporatach w tune-lu marginalnym (p). I. Okaz rozwinięty w pionie, z retruzywnymi roztokami.

margliste i kalkarenity peloidowe i krynoidowe, często bardzo silnie zbioturbowane. Obecne są tu zbioturbowane w różnym stopniu tempestyty z typowymi warstwowaniami przekątnymi kopułowymi (ang. hummocky cross-stratification). Jest to facja o największym stopniu zbioturbowania osadu i licznymi, dużymi, lecz bardzo słabo zróżnicowanymi taksonomicznie skamieniałościami śladowymi. Dominują tu duże okazy *Rhizocorallium* w różnych wariantach tafonomicznych i ukazujące zróżnicowany behawior śladotwórców. Ponadto pospolicie występuje *Thalassinoides* i *Planolites* a rzadziej *Palaeophycus* i ślady małżów, reprezentowane przez *Ptychoplasma, Protovirgularia* bądź *Oravaichnium* (Fig. 5). Silnie zbioturbowane pakiety ukazują charakterystyczny styl zbioturbowania typu *Rhizocorallium-Thalassinoides-Planolites* ichnofabric (Fig. 5E). Tempestyty, zazwyczaj warstwowane przekątnie kopułowo ukazują natomiast izolowane, dobrze zachowane skamieniałości śladowe, najczęściej *Rhizocorallium* (Fig. 5F).

Na szczególną uwagę w tej facji zasługują zróżnicowane nory *Rhizocorallium*, produkowane przez wieloszczety (np.

Knaust, 2013). Najliczniej reprezentowane są horyzontalne nory R. commune var. irregulare (zob. Knaust, 2013), z wyraźnymi roztokami (niem. Spreite), lub bez roztok (Fig. 4D, E, I). Większość okazów tego ichnogatunku ukazuje aktywnie wypełnione koprolitami roztoki (Fig. 4G-I). Koprolity w obrębie tych struktur są traktowane jako odrębny ichnotakson Coprulus oblungus (Fig. 4F-I). Niektóre okazy posiadają miejscami ślady zadrapań osadu przez odnóża śladotwórców, co dowodzi spoistości osadu, który był przez nie przegrzebywany (Fig. 4F). Takie spoiste dna są określane jako odrębna ichnofacja Glossifungites (sensu Seilacher, 1967). Najciekawszym wariantem Rhizocorallium jest jednak R. commune problematica, tworzący pionowe lub skośne, retruzywne roztoki (Fig. 4I; zob. Kowal-Linka & Bodzioch, 2010), opisywany również jako Teichichnus isp. (np. Szulc, 2000). Retruzywne formy *Rhizocorallium* zinterpretowane zostały jako struktury ucieczkowe (fugichnia), utworzone przez organizmy przysypane grubą warstwą osadu (Kowal-Linka & Bodzioch, 2010). Takie struktury występują obok typowych form protruzywnych i często

Fig. 5. Skamieniałości śladowe wapienia muszlowego. A. Planolites beverleyensis. B. Palaeophycus tubularis. C. Ptychoplasma isp. D. Ślady małżów ?Oravaichnium isp. i ślad wieloszczeta Rhizocorallium commune (Rh). E. Zespół skamieniałości śladowych Rhizocorallium (Rh), Thalassinoides (Th) i Planolites, tworzący typowe dla dolnego wapienia muszlowego ichnofabric. F. Rhizocorallium w obrębie osadu sztor-mowego warstwowanego kopułowo.

ukazują skupiska sparytu kalcytowego lub dolomitowego w obrębie tunelu marginalnego (Fig. 4H). Sparyt często podkreśla roztoki i powszechnie występuje w jądrach koprolitów a w jego otoczeniu obecne są własnopostaciowe kryształy pirytu. Skupiska sparytu zostały rozpoznane i szczegółowo opisane przez Bodziocha i Kowal-Linkę (2001) oraz Bodziocha (2005). Zarówno geneza pierwotnych siarczanów, jak i pirytu została przez cytowanych autorów wyjaśniona nagłym przysypaniem organizmów bentonicznych przegrzebujących osad oraz gniciem ich ciał w mikrośrodowisku z ograniczonym dostępem tlenu.

Okresy wysokiego stanu morza są zapisane jako całkowicie odmienna facja, reprezentowana przez twarde lub stwardniałe dna (ang. firmgrounds or hardgrounds), z drążeniami i inkrustacjami organizmów, określana jako ichnofacja Trypanites (Frey & Seilacher, 1980). Takie dna są wykształcone jako nierówne powierzchnie wapienia pelitycznego lub nieregularne, zlityfikowane wcześniej klasty, wyerodowane z podłoża. W obu przypadkach licznie występują inkrustacje małżów Placunopsis (Fig. 6A) i małe zazwyczaj drążenia Trypanites (Fig. 6B), Talpina, Planigloba i Entobia (Szulc, 2000). Rzadziej obecne są nieco większe drążenia ?Gastrochaenolithes (Fig. 6C) i nieoznaczone formy, ukazujące cechy pośrednie między Trypanites i Gastrochaenolithes. Podobne drążenia organizmów występują również w muszlach małżów Placunopsis i tworzonych przez nie biohermach (Uchman et al., 2017). Niecałkowicie zlityfikowany, lecz stwardniały osad był penetrowany w inny sposób, przez znacznie większe organizmy i zawiera miejscami bardzo liczne, nieregularne nory Glossifungites, tworzące charakterystyczne ichnofabric (Fig. 5D).

Wyjątkową pod względem ichnologii, ale też inwentarza skamieniałości jest tak zwany wapień falisty, występujący w kilku horyzontach w obrębie wapienia muszlowego, głównie w dolnej jego części (warstwy gogolińskie). Jest to na ogół wapień mikrytowy, marglisty, o wyraźnie falistym, miejscami poprzerywanym warstwowaniu. Wapień ten nie ujawnia skamieniałości śladowych, struktur bioturbacyjnych, ani skamieniałości szkieletowych. Struktury deformacyjne i sedymentacyjne – zapis tektoniki synsedymentacyjnej w osadach wapienia muszlowego Górnego Śląska

Michał MATYSIK & Joachim SZULC

Trzęsienia ziemi są powszechnie uznane za mechanizm spustowy ruchów masowych, zarówno w środowiskach kontynentalnych i morskich. Jednakże zjawiska te mogą zostać wygenerowane także bez udziału czynnika tektonicznego, np. poprzez grawitacyjne załamanie skłonu platformy, przeciążenie osadem lub nierównomierny rozkład osadów, czy wreszcie falowanie sztormowe.

W celu uniknięcia błędnej interpretacji genezy struktur depozycyjnych jako potencjalnie aktywowanych sejsmicznie niezbędne jest ich każdorazowe odniesienie do generalnego kontekstu sedymentacyjnego. Takie dodatkowe kryteria jak geodynamiczna pozycja basenu sedymentacyjnego (tektonicznie aktywny vs. pasywny), charakter następstwa facji (stopniowe vs. nagłe), geometria dna basenu (połoga vs. stroma), lateralne rozprzestrzenienie zdeformowanych horyzontów (lokalne vs. regionalne), a przed wszystkim współwystępowanie niektórych wskaźnikowych struktur deformacyjnych.

W kontekście wyżej zarysowanych warunków wiarygodnej interpretacji genezy struktur o sejsmicznej genezie, bawapienia muszlowego wydaje się szczególnie sen predysponowany do studiów nad zapisem kopalnych trzęsień ziemi. Basen ten był bowiem rampą o bardzo niewielkim nachyleniu stoków (~0,5°), zdominowaną przez drobnoziarnistą sedymentacją węglanową, a jednocześnie na jego rozwój wpływało kilka wielkich, mobilnych w triasie, stref uskokowych przenoszących naprężenia litosfery z głównych zon ryftowych zachodniej Tetydy (por wyżej; Szulc, 2000). Poza tym niektóre interwały wapienia muszlowego charakteryzują się bezpośrednim kontaktem facji reprezentujących skrajnie różne środowiska depozycyjne, np. odbrzeże i równia pływowa. Ponadto, wiele horyzontów deformacji kontynuuje się na obszarze kilkudziesięciu kilo-

Fig. 6. Skamieniałości śladowe wapienia muszlowego, struktury twardych den. A. Inkrustujące małże *Placunopsis*, zwykle podrążone przez małe organizmy. B. *Trypanites* isp. C. ?*Gastrochaenolithes* isp. D. *Balanoglossites* isp., tworzący charakterystyczne ichnofabric.

metrów, a kilka z nich występuje w całym regionie górnośląskim.

Šynsedymentacyjna aktywność sejsmiczna w basenie wapienia muszlowego była już postulowana od dawna (Schwarz, 1970), ale od 25 lat poświęca się jej szczególnie dużo uwagi (Szulc, 1993; Voigt & Linnemann, 1996; Rüffer, 1996; Szulc, 2000; Matysik, 2014, 2016).

Plastyczne struktury deformacyjne

Plastyczne struktury deformacyjne są reprezentowane przez upłynnienie utwory spływów rumoszowych i mułowych, ześlizgi i osuwiska oraz różne formy spowodowane niestatecznym warstwowaniem gęstościowym. Zjawisko upłynnienia jest najbardziej niepodważalnym zapisem syndepozycyjnej tektoniki w osadach niezlityfikowanych (Audemard & Michetti, 2011). Proces polega na utracie struktury ziarnowej przez osad na skutek gwałtownego wzrostu ciśnienia fluidu porowego i jego ucieczki (Allen & Banks, 1972). W przypadku likwefakcji fluid jest pochodzenia wewnątrzławicowego, natomiast upłynnienie ma bardziej lokalny charakter, ponieważ fluid jest dostarczany z warstw niżejległych i porusza się ku górze wąskimi kanałami. W utworach wapienia muszlowego oba zjawiska są zapisane głównie w osadach drobnoziarnistych (Fig. 7A, B) a podrzędnie w facjach piasków węglanowych.

Horyzonty spływów rumoszowych i mułowych charakteryzują się nieregularnymi nodulami i soczewkami, które są chaotycznie zorganizowane w masywnym lub laminowanym osadzie tła. Badane nodule i soczewki osiągają średnicę 2 m i są zbudowane z materiału bioklastycznego, peloidowego lub mikrytu. Otaczająca matrix składa się z mułu lub siltu węglanowego (Fig. 7C). Niektóre horyzonty zawierają płaskie płyty zlityfikowanego wapienia bioklastycznego do 50 cm długości, które są zimbrykowane lub zorientowane w różnych kierunkach.

Ześlizgi mają generalnie niezaburzoną strukturę warstwową, natomiast osuwiska wykazują znaczne wewnętrzne przefałdowania i nasunięcia. Oba zjawiska są związane z grawitacyjnym przemieszczaniem się mas nieskonsolidowanego osadu wzdłuż powierzchni odkłucia, w dół platformy o nachyleniu 0,5° (Allen, 1982). Rozpoznano je jedynie w facjach cienkoławicowych mułów wapiennych. Ześlizgi występują jako rynny o głębokości 0,2–2 m i szerokości 3–200 m, które ścinają podległe warstwowane utwory (Fig. 7D). Horyzonty osuwisk mają z kolei do 3 m miąższości i przejawiają złożone deformacje, w tym ścienienia, zmarszczki z pełznięcia, nasunięcia oraz fałdy normalne, odwrócone i obalone (Fig. 7E).

Struktury pogrązowe i struktury typu ball and pillow są przykładem deformacji z niestatecznego warstwowania gęstościowego w układzie dwuwarstwowym, gdzie górna warstwa o wyższym ciężarze gęstościowym tonie w warstwie o niższej gęstości. Struktury pogrązowe reprezentują inicjalną fazę deformacji w postaci kilkucentymetrowych grzbietów na spągu górnej ławicy. Natomiast struktury ball and pillow (tzw. pseudonodule) całkowicie utraciły ciągłość z warstwą macierzystą. Badane pseudonodule mają 10 cm do 1 m średnicy i często wykazują asymetrię z dolną bardziej zaokrągloną i górną prawie płaską stroną. Są one zbumasywnego wapienia bioklastycznodowane Z onkoidowego lub laminowanego kalcysiltytu. Pionowe przemieszczenie pseudonodul dochodzi do 2 m (Dżułyński & Kubicz, 1975).

Warstwowanie konwolutne jest z kolei przykładem deformacji z niestatecznego warstwowania gęstościowego w układzie wielowarstwowym i wiąże się ono z ekspulsją wody porowej z szybko odłożonego pakietu zbudowanego z naprzemianległych warstewek mułu węglanowego i bogatszego w wodę osadu marglistego (Anketell et al., 1970). Warstwowanie to występuje rzadko w utworach górnośląskiego wapienia muszlowego. Cechuje się ono regularnymi synklinami i antyklinami o wysokości do 15 cm i szerokości do 30 cm, które stopniowo wygaszają się ku górze i dołowi aż do całkowitego przejścia w osadu poziomo warstwowany.

Nieciągłe struktury deformacyjne

Nieciągłe struktury deformacyjne są reprezentowane przez uskoki, dajki neptuniczne i brekcje autoklastyczne. Uskoki synsedymentacyjne występują jako izolowane lub gęsto zorganizowane struktury o prostym, zakrzywionym lub sinusoidalnym przebiegu. W większości przypadków przesunięcie wzdłuż płaszczyzny uskoku wynosi do kilku centymetrów (Fig. 7B), chociaż metrowe formy także zostały znalezione. Ławice o różnym stopniu konsolidacji osadu (fault-graded beds sensu Seilacher, 1969) zawierają uskoki jedynie w dolnej zlityfikowanej części, natomiast ich górna spoista część uległa całkowitemu upłynnieniu podczas wstrząsu (Fig. 7A).

Dajki neptuniczne są wypełnionymi osadem spękaniami zcementowanego dna morskiego. Ich rozwarcie nie przekracza 5 cm, a głębokość penetracji dochodzi do 2.5 m. Ściany dajek są często przemieszczone o kilka centymetrów wzdłuż osi i pocięte gęstą siecią różnokierunkowych spękań. Osad wypełniający zawiera litoklasty skały macierzystej.

Brekcje autoklastyczne są *in situ* spękanymi partiami ławic, w których kanciaste fragmenty skalne nie wykazują żadnego przemieszczenia ani rotacji, a niewielkie przestrzenie międzyklastowe zawierają środkowotriasową matrix zassaną z dna morskiego podczas brekcjacji. Rozpoznano brekcje złożone z klastów wapienia muszlowego oraz brekcje z klastami dolomitów dewonu (Fig. 8A). Te ostatnie występują w obrębie horstów tektonicznych, które w morzu środkowotriasowym tworzyły elewacje o skalistych brzegach.

Struktury sedymentacyjne

Większość analizowanych struktur sedymentacyjnych jest interpretowana jako wynik działalności fal tsunami, a tylko nieliczne są także związane z trzęsieniami ziemi. Typowa fala tsunami eroduje obszary przybrzeżne i lądowe, a zabrany materiał deponuje zarówno na lądzie jak i na szelfie. Największe bloki skalne porwane przez tsunami mierzą ponad 30 m średnicy (e.g., Scheffers & Kelletat, 2003). W ka-mieniołomie "Stare Gliny" koło Olkusza znaleziono metrowej wielkości blok czarnych dolomitów dewonu w obrębie żółtych dolomitów wapienia muszlowego. Blok ten jest zlokalizowany 200 m od krawędzi wyspy dewońskiej, na którą wkraczało środkowotriasowe morze. Wyspa ta cechowała się połogą morfologią, przez co większość oberwanych fragmentów skalnych nie przekraczała 10 cm i została zdeponowana w odległości nie większej 20 m od brzegu (Matysik & Surmik, 2016). Skoro nawet mniejsze klasty nie zostały wyniesione dalej od wyspy przez fale i prądy, wydaje się oczywiste, że izolowany duży blok musiał być przetransportowany przez ekstremalnie silne medium, przypuszczalnie tsunami.

Następnym potencjalnym dowodem na działalność fal tsunami w obszarze górnośląskim jest wyjątkowo gruba ławica zlepieńca śródformacyjnego w łomie koło Czernej. Ławica ta ma miąższości 60 cm i posiada pofalowany spąg oraz płaski strop (Fig. 8B). Rossetti et al. (2000) zaproponowali, że takie regularnie rozmieszczone spągowe kopuły i depresje są tworzone przez fale tsunami o wysokiej amplitudzie. Pozostałe zlepieńce śródformacyjne w górnośląskim wapieniu muszlowym nie przekraczają 30 cm miąższości i mają erozyjne spągi oraz nieregularne górne powierzchnie, czyli cechy typowe dla tempestytów.

Kolejnym potencjalnym przejawem działalności fal tsunami w obszarze górnośląskim są warstwy i klasty czerwonych iłów kaolinitowych w łomach koło Żyglina. Klasty mają do 10 cm długości i występują w zdeformowanych synsedymentacyjnie bioklastycznych kalcyrudytach, natomiast warstwy mają miąższość 3–10 cm i przykrywają owe osady (Fig. 8C). Materiał ilasty pochodził prawdopodobnie z erozji lądowych pokryw laterytowych.

Dość powszechne w utworach wapienia muszlowego są dwudzielne ławice muszlowców. Dolna część tych ławic zawiera skorupy autochtonicznego ramienionoga *Coenothyris vulgaris* ułożone wypukłą stroną ku dołowi wskazującą na

Fig. 7. Przykłady ciągłych i nieciągłych struktur deformacyjnych w utworach górnośląskiego wapienia muszlowego. A. Ławica kalcysiltytu wykazująca piętrowość deformacji. Dolna skonsolidowana część jest pocięta uskokami (u), środkowa część jest zbrekcjonowana (z), a górna część uległa kompletnej homogenenizacji (h). Warstwy gogolińskie, Gogolin. B. Laminit kryptoalgowy spenetrowany uskokiem (biała strzałka) i kanałem ucieczkowym wody z upłynnioną laminacją (czarna strzałka). Warstwy diploporowe, kamieniołom 'GZD' koło Siewierza. C. Horyzont spływu mułowego z soczewkami mikrytu pływającymi w mikrytowej matriks. Warstwy gogolińskie, Strzemieszyce. D. Pakiet cienkowarstwowanego kalcysiltytu z dwoma powierzchniami ześlizgu (strzałki). Warstwy gogolińskie, Strzemieszyce. E. Horyzont osuwiska podmorskiego z wyraźnie sfałdowanymi cienkimi warstwami mikrytu. Warstwy gogolińskie, Strzemieszyce.

depozycję z suspensji. Natomiast górna część jest zdominowana przez allochtoniczny materiał szkieletowy z muszlami zwróconymi wypukłą stroną ku górze świadczącą o przerabianiu osadu przez prądy (Fig. 8D). Ławice te nie mogą być tempestytami, ponieważ osady sztormowe charakteryzują się normalnym uziarnieniem frakcjonalnym oraz raczej wymieszanym materiałem niż frakcjonowaniem typów ziarn. Seilacher (1984) sugerował, że ułożenie skorup jedne-

Fig. 8. Przykłady struktur deformacyjnych i sedymentacyjnych interpretowanych jako efekt wstrząsów sejsmicznych w środkowotriasowym basenie górnośląskim. A. Brekcja autoklastyczna w czarnych dolomitach dewonu w kamieniołomie 'Stare Gliny' koło Olkusza. Klasty są zcementowane żółtym osadem morza środkowotriasowego. **B**. Gruba ławica zlepieńca śródformacyjnego (z) z pofalowanym spągiem i płaskim stropem, interpretowana jako tsunamit. Warstwy gogolińskie, Czerna. **C**. Warstwa czerwonego iłu (biała strzałka) oraz pustki po klastach takiego samego iłu (małe strzałki). Materiał ilasty został najprawdopodobniej naniesiony z lądu przez falę powrotną tsunami. Warstwy gogolińskie, Żyglin. **D**. Dwudzielna ławica muszlowca. Dolna część zawiera autochtoniczne skorupy *C. vulgaris* podniesione z dna przez wstrząs sejsmiczny (s), natomiast górna część zawiera materiał naniesiony z płycizn przez tsunami (t). Warstwy terebratulowe, Strzelce Opolskie.

go rodzaju grzbietem ku dołowi może wynikać z ich swobodnego opadania ze słupa wody po wstrząsie sejsmicznym. Dlatego dolna część dwudzielnych ławic muszlowców jest interpretowana jako sejsmit. Z kolei górna część ze szczątkami płytszych organizmów jest uważana za osad naniesiony z płycizn przez falę powrotną tsunami. Ponadto, część dwudzielnych ławic przykrywa zdeformowane cienkoławicowe utwory mikrytowe, co wzmacnia interpretację ich sejsmicznej genezy.

Sesja terenowa

Stop C1.1. Gogolin

Nieczynny kamieniołom

Ret – dolný wapień muszlowy (dolne warstwy gogolińskie) Zagadnienia:

1. Przejście facji brzeżnej sebhy to facji otwartego morza – aspekt sedymentologiczny i paleoekologiczny

2. Synsedymentacyjna aktywność sejsmiczna

W odsłonięciu widoczne jest sukcesja transgresywna od ewaporatowych osadów sebhhy do wapieni normalnomorskich dolnego wapienia muszlowego. Ret reprezentują dolomity zawierające odlewy kryształów halitu i gipsu oraz zsylifikowane maty glonowe (Bodzioch & Kwiatkowski, 1993).

Maty sinicowe, tworzyły pułapkę dla szczątków szkieletowych zwierząt zasiedlających pogranicze lądu i morza, a namywanych przez fale lub transportowanych prądami litoralnymi wzdłuż wybrzeża (Kowal-Linka & Bodzioch, 2012, 2017) – Fig. 9. W profilu zostały stwierdzone trzy poziomy takich nagromadzeń, w których dominują kompletnie rozłączone kości i zęby gadów lądowo-morskich z nadrzędu Sauropterygia, oraz szczątki ryb kostnoszkieletowych (łuski i zęby). W najwyższym poziomie pojawiają się masowo ośródki ślimaków, muszle małżów, małżoraczki, a także koprolity, najprawdopodobniej gadzie, i – sporadycznie – elementy szkieletowe szkarłupni. Ewaporaty były stopniowo zastępowane normalnomorskimi węglanami zawierającymi bogatą faunę, w tym stenohalinowe krynoidy.

W odsłonięciu widoczne są spektakularne struktury związane ze zjawiskami paleosejsmicznymi; uskoki synsedymentacyjne, struktury z upłynnienia i debris flow, zawierające kry wapienne, sięgające 4 m średnicy.

Stop C1.2. Tarnów Opolski

Kamieniołom firmy Lhoist

Górne warstwy terebratulowe – warstwy karchowickie Zagadnienia:

1. Przejście od facji węglanowych środowiska głębokomorskiego do płytkomorskiego

2. Budowa wewnętrzna i fazy rozwoju budowli gąbkowokoralowcowych

3. Najstarsze, znane na świecie kolonie korali Scleractinia

W odsłonięciu widoczna jest stropowa partia ciemnoszarych drobnoziarnistych wapieni i margli warstw terebratulowych – osadu relatywne głębokiego i słabo natlenionego zbiornika, które przez 4-metrowy kompleks spoistych den (firmgrounds), alternowanych enkrynitowymi tempestytami stopniowo przechodzą w masywne, bioklastyczne wapienie warstw karchowickich. Piaski bioklastyczne budują diuny, sięgające 3–4 m. wysokości, złożone z amalgamowanych przekątnie warstwowanych zestawów kalkarenitowych. Wyżej rozwinął się kompleks biolitytowy, formowany przez konstrukcje gąbkowe; biostromy a wyżej biohermy, sięgające 7 m wysokości i dziesiątków metrów szerokości. W obrębie bioherm gąbkowych występują kolonie korali sześciopromiennych, reprezentujących najstarsze, znane i datowane wystąpienia tej grupy organizmów na świecie (Morycowa, 1988). Łączna miąższość kompleksu rafowego sięga 25 m w jego partiach centralnych.

Wertykalna sukcesja budowli węglanowych, jest zapisem ich ewolucji ekologicznej typu "*catch-up reef*" sensu James & Mcintyre (1985), związanej z typowym dla HST, spłycaniem zbiornika. Sukcesję rozpoczynają kolonie gąbek płożących (stadia stabilizacji – kolonizacji), po których pojawiają się pierwsze niewielkie biohermalne kolonie zastąpione wyżej wysokimi biohermami, w których obok gąbek, występują kolonie korali gałązkowych Volzeia szulci (stadium dywersyfikacji). Rafy zwieńczone są koloniami korali inkrustujących (*Pamiroseris silesiaca*), wskaźnikowych dla wód turbulentnych (np. falowania sztormowego). Kolonie te kończą rozwój raf (stadium dominacji). Ostatecznie zespół gąbkowo-koralowcowy zanika a na jego miejsce formują się wapienie oolitowe i onkolitowe warstw diploprowych.

Stop C1.3. Kamień Śląski

Kamieniołom firmy Lhoist

Warstwy karchowickie – warstwy diploporowe Zagadnienia:

1. Topografia dna basenu i relacje przestrzenne różnych litofacji

2. Prezentacja i dyskusja na temat cykli wysokiej częstotliwości

W kamieniołomie widoczne jest ok. 30 m profilu kompleksu biohermalnego i onkolitowo-oolitowych osadów warstw diploprowych. W odsłonięciu można zapoznać się przestrzennym układem między biohermami a osadami obniżeń miedzybiohermalnych z bioklastami i onoidami girwanellowymi.

Stop C1.4. Strzelce Opolskie

Czynny kamieniołom (Górażdże Cement®)

Górne warstwy gogolińskie – warstwy górażdżańskie – warstwy terebratulowe – warstwy karchowickie Zagadnienia:

1. Sukcesja facji w ramach dwóch sekwencji depozycyjnych anizyku. Dyskusja zagadnień stratygrafii sekwencji 2. Paleoekologiczne i paleobiogeograficzne aspekty zespołów faunistycznych dolnego wapienia muszlowego

3. Przejawy synsedymentacyjnej aktywności sejsmicznej

Prezentowany profil zaczynają margle i dystalne tempestyty wapienne reprezentujące powierzchnię maksimum transgresji (mfs) drugiej sekwencji anizyjskiej (A2), która jest zbieżna z początkiem pelsonu. Tu właśnie pojawiają się tetydzkie formy konodontów, amonitów, krynoidów i brachiopodów, dowodzące pełnego otwarcia połączeń basenu germańskiego z oceanem Tetydy, które stadium klimaksowe osiągnęło w czasie sedymentacji warstw karchowickich (por. Fig. 3)

Literatura

Ahlburg, J., 1906. Die Trias im südlichen Oberschlesien. Abhandlungen der königlich-preußischen geologischen Landesanstalt N. F., 50: 1–163.

Alexandrowicz, S. & Siedlecki, S. 1960. Bunter deposits in the vicinity of Rybnik, Upper Silesia. *Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego*, 30: 167–199.

Allen, J. R. L., 1982. Sedimentary Structures: Their Character and Physical Basis. Volume II. Developments in Sedimentology, 30, Part B, 663 pp.

Allen, J. R. L. & Banks, N. L., 1972. An interpretation and analysis of recumbent-folded deformed cross-bedding. *Sedimentology*, 19: 257–283.

Anketell, J.M., Cegła, J. & Dżułyński, S., 1970. On the deformational structures in systems with reversed density gradients. *Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego*, 40: 3–30.

Assmann, P., 1937. Revision der Fauna der Wirbellosen der oberschlesischen Trias. *Abhandlungen der preußischen geologischen Landesanstalt N. F.*, 170: 1–134.

logischen Landesanstalt N. F., 170: 1–134. Assmann, P. 1944. Die Stratigraphie der oberschlesischen Trias. Teil 2: Der Muschelkalk. Abhandlungen des Reichsamts für Bodenforschung N. F., 208: 1–50.

Audemard, M. F. A. & Michetti, A. M., 2011. Geological criteria for evaluating seismicity revisited: Forty years of paleoseismic investigations and the natural record of past earthquakes. *The Geological Society of America, Special Paper*, 479: 1–21.

Bodzioch, A., 2005. Biogeochemiczna diageneza dolnego wapienia muszlowego Opolszczyzny. Wydawnictwo Naukowe Uniwersytetu Adama Mickiewicza, Poznań, 130 pp.

Bodzioch, A. & Kowal-Linka, M., 2001. Occurrence and origin of pseudomorphs after sulphate minerals from the Lowe Muschelkalk (Middle Triassic) of Upper Silesia (Poland). *Z. Geol. Wiss.*, 29: 109–118.

Bodzioch, A. & Kwiatkowski, S. 1992. Sedimentation and early diagenesis of Cavernous Limestone (Roet) of Gogolin, Silesian-Kraków Region. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 62: 223–254.

Brack, P., Rieber, H. & Urlichs, M., 1999. Pelagic successions in the Southern Alps and their correlation with the Germanic Middle Triassic. *Zentralblatt für Geologie und Paläontologie Teil I*, 7–8: 813–852.

logie Teil I, 7–8: 813–852. Dunker, W., 1851. Ueber die im Muschelkalk von Oberschlesien bis jetzt gefundenen Mollusken. *Palaeontographica*, 1: 283–310.

Dzułyński, S. & Kubicz, A., 1975. Storm accumulation of brachiopod shells and sedimentary environment of the Terebratula Beds in the Muschelkalk of Upper Silesia (Southern Poland). *Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego*, 45: 157–169.

Eck, H., 1865. Ueber die Formationen des bunten Sandsteins und des Muschelkalks in Oberschlesien und ihre Versteinerungen. Berlin, 149 pp.

Frey, R. W. & Seilacher, A., 1980. Uniformity in marine invertebrate ichnology. *Lethaia*, 13: 183–207.

Götz, A. E. & Feist-Burkhardt, S., 2000. Palynofacies and sequence analysis of the Lower Muschelkalk (Middle Triassic, German basin). In: Bachmann, G. H. & Lerche, I. (eds), Epicontinental Triassic. *Zentralblatt für Geologie und Paläontologie, Teil 1*, 9–10: 877–891.

Götz, A. E., Szulc, J. & Feist-Burkhardt, S., 2005. Distribution of sedimentary organic matter in Anisian carbonate series of S Poland: evidence of third-order sea-level fluctuations. *International Journal of Earth Sciences*, 94: 267–274.

Hagdorn, H. & Głuchowski, E., 1993. Paleobiogeography and Stratigraphy of Muschelkalk Echinoderms (Crinoidea, Echinoidea) in Upper Silesia. In: Hagdorn, H. & Seilacher, A. (eds), *Muschelkalk*. Goldschneck V. Stuttgart, pp. 165–176.

James, N. P. & Mcintyre, J. G., 1985. Carbonate depositional environments, modern and ancient. Part 1. *Quarterly Journal of the Colorado School of Mines*, 80: 1–70.

Knaust, D., 2007. Invertebrate trace fossils and ichnodiversity in shallow-marine carbonates of the German Middle Triassic (Muschelkalk). *Sediment-Organism Interactions: A Multifaceted Ichnology*, 88: 221–238.

Knaust, D., 2013. The ichnogenus Rhizocorallium: Classification, trace makers, palaeoenvironments and evolution. *Earth-Science Reviews*, 126: 1–47.

Kotański, Z., 2013. Anisian Dasycladales from Upper Silesia and adjacent regions. Carnets de Géologie, Book 2 – Livre 2, 207 pp.

Kowal-Linka, M. & Bodzioch, A., 2010. Sedimentological implications of an unusual form of the trace fossils Rhizo-corallium from the Lower Muschelkalk (Middle Triassic), S. Poland. *Facies*, 57: 695–703.

Kowal-Linka, M. & Bodzioch, A., 2012. Warstwy kościonośne z Dactylosaurus (Reptilia, Sauropterygia) z retu (trias dolny, olenek) Opolszczyzny. *Przegląd Geologiczny*, 60: 646–649.

Kowal-Linka, M. & Bodzioch, A., 2017. Genesis of the Lower Triassic bonebeds of Gogolin (S Poland): The impact of microbial mats on trapping of vertebrate remains. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology,* 466: 38–58.

Kozur, H., 1974. Probleme der Triasgliederung und Parallerisierung der germanischen und tethyalen Trias. Teil I: Abgrenzung und Gliederung der Trias. Freiberger Forsch H. C., 298: 139–198.

Matysik, M., 2014. Sedimentology of the "ore-bearing dolomite" of the Kraków-Silesia region (Middle Triassic, southern Poland). *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 84: 81–112.

Matysik, M., 2016. Facies types and depositional environments of a morphologically diverse carbonate platform: a case study from the Muschelkalk (Middle Triassic) of Upper Silesia, southern Poland. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 86: 119–164.

Matysik, M. & Surmik, D., 2016. New occurrence of vertebrate remains within the Lower Muschelkalk (Anisian) peritidal deposits of the "Stare Gliny" quarry near Olkusz (Kraków-Silesia region, southern Poland). *Przegląd Geologiczny*, 64: 495–503.

Morycowa, E., 1988. Middle Triassic Scleractinia from the Cracow – Silesia region, Poland. *Acta Paleontologica Polonica*, 33: 91–121.

Narkiewicz, K., 1999. Conodont biostratigraphy of the Muschelkalk (Middle Triassic) in the central part of the Polish Lowland. *Geological Quarterly*, 43: 313–328.

Narkiewicz, K. & Szulc, J., 2004, Controls on migration of conodont fauna in peripheral oceanic areas. An example from the Middle Triassic of the Northern Peri-Tethys. *Geobios*, 37: 425–436.

Nawrocki, J. & Szulc, J., 2000. The Middle Triassic magnetostratigraphy from the Peri-Tethys basin in Poland. *Earth and Planetary Science Letters*, 182: 77–92. Rossetti, D. D. F., Goes, A. M., Truckenbrodt, W. & Anaisse, J., 2000. Tsunami-induced large-scale scour-and-fill structures in Late Albian to Cenomanian deposits of the Grajau Basin, northern Brazil. *Sedimentology*, 47: 309–323.

Rüffer, T., 1996. Seismite im Unteren Muschelkalk westlich von Halle. *Hallesches Jb. Geowiss.*, 18: 119–130.

Scheffers, A. & Kelletat, D., 2003, Sedimentologic and geomorphologic tsunami imprints worldwide—A review. *Earth-Science Reviews*, 63: 83–92.

Schwarz, H.-U., 1970. Zur Sedimentologie und Fazies des Unteren Muschelkalkes in Südwestdeutschland und angrenzenden Gebieten. PhD Dissertation of Tübingen University, 297 pp.

Seilacher, A., 1967. Bathymetry of trace fossils. Marine Geology, 5: 413–428.

Seilacher, A., 1969. Fault-graded beds interpreted as seismites. *Sedimentology*, 13: 155–159.

Seilacher, A., 1984. Sedimentary structures tentatively attributed to seismic events. *Marine Geology*, 55: 1–12.

Szulc, J., 1993. Early Alpine Tectonics and Lithofacies Succession in the Silesian Part of the Muschelkalk Basin. A Synopsis. In: Hagdorn, H. & Seilacher, A. (eds), *Muschelkalk*. Goldschneck V. Stuttgart, pp. 19–28.

Szulc, J., 2000. Middle Triassic evolution of the northern Peri-Tethys area as influenced by early opening of the Tethys ocean. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 70: 1–48.

Szurlies, M., 2004. Magnetostratigraphy: the key to a global correlation of the classic Germanic Trias - case study Vol-

priehausen Formation (Middle Buntsandstein), Central Germany. *Earth and Planetary Science Letters*, 227: 395–410. Trammer, J., 1975. Stratigraphy and facies development of the Muschelkalk in the south-western Holy Cross Mts. *Acta*

Geologica Polonica, 25: 179–216. Uchman, A., Szulc, J. & Hagdorn, H., 2017. Traces of bioerosion in the Triassic *Placunopsis* buildups of the central and western Europe. In: *Book of Abstracts, 9th International Bioerosion Workshop. Rome, October 23rd–27th, 2017.* Instituto Superiore per la Conservazione ed il Restauro, pp. 33–35.

Voigt, T. & Linnemann, U., 1996. Resedimentation im Unteren Muschelkalk - das Profil am Jenzig bei Jena. *Beitr. Geol. Thüringen. N.F.*, 3: 153–167.

Walker, K. R. & Alberstadt, L. P., 1975. Ecological succession as an aspect of structure in fossil community. *Palaeobiology*, 1: 238–257.

Wang, Y., Wang, X. & Shi, X., 2006. Pioneer organisms after F-F mass extinction in Dushan region, Guizhou Province, and their significance in establishing new ecosystem. *Science in China: Series D, Earth Sciences*, 49: 449–460.

Zawidzka, K., 1975. Conodont stratigraphy and sedimentary environment of the Muschelkalk in Upper Silesia. *Acta Geologica Polonica*, 25: 217–257.

Procesy formowania osadów wielogeneracyjnego krasu kopalnego Śląska Opolskiego

Joachim SZULC

Instytut Nauk Geologicznych Uniwersytetu Jagiellońskiego, ul. Gronostajowa 3a, 30-387 Kraków

Wprowadzenie

Region Górnego Śląska odgrywa szczególną rolę w studiach nad zjawiskami i procesami paleokrasowymi ponieważ to tu, na relatywnie małym obszarze, grupują się formy i osady krasowe, reprezentujące szerokie spektrum wiekowe – od środkowotriasowych po kenozoiczne. Powszechne występowanie płytkomorskich osadów wapienia muszlowego oraz istnienie ich dużych odsłonięć (głównie w kamieniołomach), stwarza dogodne warunki do prowadzenia wszechstronnych badań, w tym sedymentologicznych, paleontologicznych i geochemicznych.

Tegoroczna konferencja sedymentologiczna jest pierwszą, na której specjalną uwagę poświęca się procesom sedymentacyjnym zachodzącym w środowiskach krasu – tak powierzchniowego jak i podziemnego. Nie jest to przypadek gdyż w ostatnich latach, właśnie na terenie tegorocznej konferencji, dokonano wielu ważnych odkryć dotyczących zjawisk paleokrasowych oraz ich uwarunkowań środowiskowych.

Kras kopalny obszaru Górnego Śląska – stan wiedzy

Trias środkowy – wczesna jura

Przejawy procesów krasowych w środkowym triasie są dość dobrze poznane (Szulc, 1998) a dzięki licznym, dużym odsłonięciom w czynnych kamieniołomach wapienia muszlowego, ilość nowych danych szybko rośnie. Do najważniejszych zjawisk paleokrasowych triasu środkowego należą formy związane z syngenetycznym rozpuszczaniem ewaporatów (głównie gipsu i anhydrytu) i neomorficznym zastąpieniem ich przez węglanowe utwory, po części o charakterze nacieków kalcytowych i dolomitycznych (Fig. 1A–C). Takie formy paleokrasu postewaporatowego cechują niższe interwały triasu środkowego (ret, dolne warstwy gogolińskie) oraz środkowy wapień muszlowy (warstwy tarnowickie).

Zjawiska krasowej destrukcji skał podłoża, kontynuowały się także później – szczególnie w fazach wyraźnego zwilgocenia klimatu – w późnym ladynie (kajper iłowęglowy), karniku (piaskowiec trzcinowy) a szczególnie w retyku i wczesnej jurze, jednak ich efekty są gorzej poznane ze względu na brak odsłonięć tych formacji. Dobrze zachowane formy krasowe występują w górnotriasowych wapieniach słodkowodnych tzw. wapienia woźnickiego, którego pas odkrywek ciągnie się od Lublińca na W po rejon Olkusza na E. Oprócz tego w czasie wierceń badawczych na terenie kamieniołomu w Górażdżach natrafiono na kopalną brekcję jaskiniową, pod którą pogrzebane były mułowce i iły zawierające pyłki z pogranicza triasu i jury (inf. ustna Jadwiga Ziaja).

Kreda

Następna faza dynamicznego rozwoju procesów krasowych związana była z okresem wynurzenia w czasie wczesnej kredy. Z tego okresu pochodzą leje krasowe z Rogowa Opolskiego, rozwinięte w wapieniach warstw górażdżańskich a wypełnione pstrymi iłami rezydualnymi, przykrytymi, z kolei, osadami morskimi górnej kredy (Głazek, 1989). W kamieniołomie nefelinitu na Górze Św. Anny występuje opisany przez Głazka i Barczuka (1998) kilkumetrowy lej krasowy rozwinięty w warstwach karchowickich a wypełniony piaskowcami górnokredowymi, zawierającymi otoczaki wapieni triasowych, podrążonych przez małże – skałotocza, żyjące w morzu kredowym.

POKOS 🏅

Trzeciorzęd

Kras trzeciorzędowy obszaru śląsko-krakowskiego jest znany od dawna (Michael, 1914; Assmann, 1944; Gilewska, 1964; Gradziński & Wójcik, 1966; Panek & Szuwarzyński, 1976). Jak wykazują ostatnie badania (Worobiec & Szulc, 2010, 2012) wypełnienia różnych form krasowych, głównie lejów obejmują osady rożnego wieku – od eoceńskich przez oligoceńskie po plioceńskie, ze zdecydowaną dominacją osadów mioceńskich.

Na terenie Śląska większe trzeciorzędowe formy krasowe rozwinęły się głównie w dwóch kompleksach stratygraficznych wapienia muszlowego – w warstwach górażdżańskich oraz w warstwach karchowickich i diploporowych. Takie rozmieszczenie ma podstawy strukturalno-litologiczne. Obydwa wymienione kompleksy wapienne są podścielone gorzej rozpuszczalnymi i mniej przepuszczalnymi utworami warstw gogolińskich (w przypadku warstw górażdzańskich) oraz warstw terebratulowych (w przypadku kompleksu warstw karchowickich-diploporowych).

Pod względem morfologicznym można wydzielić dwa podstawowe typy lejów – leje proste czyli takie o kształcie odwróconego stożka (V-kształtne) oraz leje o kształcie klepsydry. Pierwszy typ lejów reprezentuje otwarte obniżenia rozwijające się na drodze postępującej w dół korozji podłoża. Leje o kształcie klepsydry powstały przez kolaps i połączenie lejów otwartych z podległym systemem jaskiniowym. Leje osiągają do 20 m głębokości i kilkudziesięciu metrów średnicy (Fig. 2A).

Leje różnią się także litologią osadów je wypełniających. Dotyczy to lejów sąsiadujących ze sobą (por. Stop C2–3). w Tarnowie Opolskim). Zmienność ta wskazuje na polifazową naturę omawianego krasu kopalnego co potwierdzają datowania palinologiczne. Według studiów paleobotanicznych (Worobiec, 2011, 2014), prawie idealnym odpowiednikiem trzeciorzędowego paleośrodowiska obszaru konferencji jest dzisiejsza Floryda, gdzie poważnym problemem ekonomicznym są aktywne leje kolapsyjne.

W wielu lejach, szczególnie tych V –kształtnych, obserwuje się stała sukcesję wypełnienia, którą otwiera pakiet piaszczysto-ilasty, zastąpiony wyżej przez węgle brunatne, na których z kolei, leżą tzw. piaski formierskie – rezyduum wietrzenia osadów kredowych (Fig. 1D; Gradziński, 1977).

Plejstocen

Do najciekawszych, pod względem procesów sedymentologicznych, osadów związanych z krasem należą niewątpliwie osady krasu subglacjalnego czyli piaski, przekątnie warstwowane deponowane w warunkach turbulentnych, subglacjalnych przepływów wodnych, w systemach jaskiniowych (Fig. 2D–E). Jak dotąd nie prowadzono studiów hydrodynamicznych nad tego typu transportem i sedymentacją hipogenicznych osadów krasowych, tak więc niniejsza konferencja otwiera kolejny, nowy poligon badań sedymentologicznych.

Sesja terenowa

Trasa: Góra Świętej Anny – kamieniołom w Górażdżach – kamieniołom w Tarnowie Opolskim – kamieniołom w Kamieniu Śląskim

Fig. 1. Paleokras w kopalni Kamień Śląski. A. Dolomityczne pseudomorfozy po dużych, zbliźniaczonych kryształach gipsu (selenicie). B. Dolomit komórkowy - część próżni poewaporatowych wypełniona kalcytem. C. Makropizoid z krasu poewaporatowego (fot. M. Matysik). D. Profil wiercenia mioceńskiego wypełnienia leja w Tarnowie, Średnica rdzeni – 10 cm.

Kamieniołom w Górażdżach

Stop C2.1

Zespół lejów krasowych w N części kopalni ("Jamniska")

W odsłonięciu widoczny jest kompleks krasowy, złożony z trzech dużych lejów krasowych rozwiniętych w obrębie wapieni warstw górażdżańskich (Fig. 2A). Największy z lejów, o kształcie klepsydry, ma średnicę ok. 17 m. Jego głębokość jest nieznana, ze względu na przykrycie spągu miąższą pryzmą zwietrzeliny i hałdy, ale z pewnością przekracza 10 m.

Leje te są rozdzielone grzbietami i grzędami zwietrzałych wapieni triasowych. Bliższa obserwacja pozwala stwierdzić, że wewnątrz dużych lejów występują resztki podrzędnych grzbietów, dzielących je na mniejsze obniżenia. Wypełnienie lejów wykazuje charakterystyczną zonację. Strop skały macierzystej jest zwietrzały i zbudowany z pylastej substancji kalcytowej, przykrytej z kolei, zwięzłą skorupą ilasto-żelazistą, barwy czerwono-brunatnej. Tę część pełniska uznać można za integralną, choć zmienioną partię skały macierzystej ("impregnat"; Fig. 2B). Na niej leży kilkumetrowy pakiet pstrych osadów ilastych i mułowcowych z cienkimi interkalacjami piasków oraz gniazdami konkrecji wodorotlenków żelaza. Pakiet pstry przykryty jest osadami ilasto-lignitowymi a sekwencję wypełnienia kończą kilkumetrowej grubości mieszane jasne iły i piaski typu piasków formierskich. Leje i ich wypełnienia przykryte są zestawem szarych ilów i piasków fluwioglacjalnych, zawierających próchnicze horyzonty paleoglebowe.

W obrębie osadów lignitowych występują często duże (do 40 cm średnicy) pasiaste konkrecje krzemionkowe, wyługowane ze skał triasowych (warstw karchowickich). Ich ciemne przebarwienie (*blackening*) dowodzi iż poddane były one impregnacji przez roztwory o wysokiej koncentracji materii organicznej.

Konkrecje limonitowe, które powszechnie występują w lejach, były w średniowieczu eksploatowane jako podstawowy surowiec do wytopu żelaza głównie w okolicy Kamienia Śląskiego.

Najbardziej intrygującym problemem wypełnienia lejów jest brak poziomej stratyfikacji osadów pełniska. Pierwotne struktury (laminacja) są zwykle zaburzone oraz plastycznie zdeformowane i wykazują najwyższe upady przy kontakcie ze skałą macierzystą (Fig. 2C). W miarę oddalania się od ścian leja ku jego centrum, upady maleją a deformacje stają się mniej intensywne. Taka sukcesja i geometria osadów wypełniających leje wskazuje na stopniowe osiadanie osadów w lejach, z centrum subsydencji (i kompakcji) położonym w centralnej części leja. Proces ten mógł mieć przebieg stopniowy, bądź gwałtowny, w przypadku kolapsu systemu jaskiniowego, podścielającego leje powierzchniowe (tzw. drop-out sinkhole). Za pulsacyjnym osiadaniem pełniska mogą świadczyć niewielkie uskoki i skośne ześlizgi, powszechne w ilastych pakietach osadów lejów (Fig. 2C). Nie można także wykluczyć, że na deformację wypełnienia wpływ miało jej obciążenie masą lądolodu, rozwiniętego na terenie Śląska w czasie plejstocenu (zlodowacenia Sanu II i/lub Odry), jak też zaburzenia krioturbacyjne, dobrze widoczne w osadach piaszczystych.

Skład taksonomiczny i proporcje poszczególnych sporomorf w badanym materiale pochodzącym z leja krasowego wskazują na późnomioceński wiek jego wypełnienia. Wyniki analizy pyłkowej wskazują na występowanie w czasie sedymentacji badanych osadów lasów mezofilnych oraz na

Fig. 2. Leje krasowe w kopalni Górażdże. **A**. Widok ogólny; w środku widoczny lej o kształcie klepsydry. **B**. Strefa graniczna zmienionych skał podłoża (impregnat ilasto-żelazisty) i wypełnienia leja; skala – 10 cm. **C**. Deformacje w obrębie osadów pełniska. Widoczne prawie pionowe ułożenie warstw osadów wewnętrznych i ich zuskokowanie (strzałka) oraz deformacje plastyczne (fotografia szczegółowa); skala – 10 cm. **D**–**E**. Subglacjalny kanał krasowy wypełniony przekątnie warstwowanymi piaskami i żwirami.

dużą rolę lasów łęgowych i roślinności zielnej. Liczne glony słodkowodne i ziarna pyłku roślin wodnych przemawiają za tym, że w leju krasowym istniał mały zbiornik wodny (oczko wodne).

Stop C2.2. Kras subglacjalny

Kilkadziesiąt metrów na E od kompleksu lejów A1, na granicy warstw górażdżańskich i terebratulowych, a około 4 m pod powierzchnią terenu, widoczna jest zamknięta forma jaskiniowa kompletnie wypełniona sypkim, żółtym piaskiem i żwirem, wykazującym warstwowanie przekątne (Fig. 2D-E).

Analiza składu petrologicznego tych osadów dowodzi ich plejstoceńskiego wieku (Kazik & Mierzwiński, 2010) zaś warstwowanie przekątne wskazuje na dużą energię przepływu. To wszystko z kolei może wskazywać na zatłaczanie pod ciśnieniem wód pochodzących z topniejącego lodowca w podległy masyw wapienny. Te agresywne i turbulentne wody miały duży potencjał korozyjny z jednej strony oraz dużą kompetencję mechaniczną, umożliwiającą erozję miękkich skał warstw terebratulowych i tłoczenie dużej ilości materiału klastycznego do utworzonego w ten sposób systemu jaskiniowego, z drugiej strony.

Kamieniołom w Tarnowie Opolskim

Stop C2.3. Ostaniec krasowy

W SE części kopalni uwagę zwraca charakterystyczny "ostaniec" poeksploatacyjny, o średnicy około 150 metrów, zbudowany z mocno zwietrzałych wapieni organogenicznych (głównie gąbkowych) warstw karchowickich. Ostaniec zawiera kilka sąsiadujących ze sobą lejów, które wykazują diametralne różnice co do ich formy jak i wypełnień.

Stop C2.3a

Pierwszy ze zwiedzanych lejów, (położony w zachodniej części ostańca) jest lejem prostym i ma dużą średnicę (ok. 30 m) przy relatywnie małej głębokości (ok. 8–12 m). Wypełniony jest osadami ilasto-piaszczystymi, na których spoczywa co najmniej 6 m grubości złoże lignitu. Nie obserwuje się zaburzeń w strukturze osadów wypełniających lej. Pod względem jest to, jak dotąd, jedyne tak zachowane wypełnienie lejów, na badanym terenie. Kształt leja i brak zaburzeń wypełnienia sugerują, że lej rozwijał się jako otwarte obniżenie, bez komunikacji z ewentualnym, podległym systemem jaskiniowym. Bardziej szczegółowe dane dot. warunków jego rozwoju przyniosły badania palinologiczne, oparte o niezwykle bogaty i dobrze zachowany zespół środkowomioceńskich sporomorf.

Umożliwiło to rekonstrukcję zbiorowisk roślinnych, występujących w trakcie powstawania osadów wypełniających badany lej oraz prześledzenie zmian facjalnych; początkowo lej wypełniony był wodą, a w miarę gromadzenia się materiału organiczno-klastycznego i spłycania zwiększała się rola zbiorowisk bagiennych. Prawdopodobnie wypełnienie leja następowało w stosunkowo krótkim czasie.

Stop C2.3b

W zachodniej ścianie ostańca, w odległości kilkunastu metrów od leja C2 – 3a, odsłania się lej, wyraźnie różniący się od tego ostatniego zarówno kształtem jak i składem wypełnienia. Lej ten ma kształt klepsydry a skład osadów wypełniających, przypomina w znacznym stopniu główny lej z Górażdży. Strop wapieni triasowych tworzy pylasta substancja kalcytowa, przykryta "impregnatem" ilasto-żelazistym. Dodatkowo w tej warstwie pojawia się prawie ciągła skorupa krzemionkowa, której przebieg nawiązuje do kształtu ściany leja, co dowodzi, że jest to produkt diagenezy, granicznej warstwy wietrzejących wapieni. Krzemionka jest też powszechnie obecna jako cement spajający różne osady wypełniające lej – tak klastyczne jak i organiczne. Wewnętrzną część leja wypełnia masa pstrych osadów ilastych oraz utwory węgliste, złożone z ilastych węgli brunatnych. W odróżnieniu jednak od poprzedniego leja te osady są mocno zdeformowane, szczególnie w jego stropowej części, gdzie występują typowe konwolucje krioturbacyjne.

Stop C2.4

Około 300 m na N od ostańca w północnej ścianie kopalni występuje rozległy system lejów krasowych, wypełnionych głównie jasnymi, miejscami wręcz białymi, ilastymi piaskami formierskimi. Struktury depozycje w piaskach są słabo zachowane, chociaż trafiają się fragmenty laminowanych, scementowanych piaskowców oraz liczne wyługowane triasowe czerty. Kontakt pełniska z macierzystą skałą wapienną jest podobny jak w leju C2–3b, a na dodatek także podkreślony wyściółką krzemionkową. Liczne są konkrecje limonitowe a w górnych partiach leja występują warstwowane osady węglanowe o naciekowym charakterze.

Piaski formierskie są przypuszczalnie, podobnie jak w rejonie Częstochowy, rezydualnym produktem wietrzenia i redepozycji górnokredowych osadów klastycznych i marglistych (Gradziński, 1977), formujących przed trzeciorzędem pokrywę osadową na omawianym terenie. Występowanie okruchów skał kredowych w piaskach formierskich oraz relikty słabo zachowanej fauny otwornicowej (Rogala, 2006) potwierdzałoby takie pochodzenie piasków formierskich w lejach Tarnowa Opolskiego i Górażdży. Z drugiej strony nieindeksowa fauna otwornicowa, może równie dobrze dowodzić obecności pokrywy morskich osadów trzeciorzędowych, stwierdzonych przez Frecha (za Assmannem, 1944) w stropie kamieniołomu nefelinitu na Górze św. Anny.

Kamieniołom w Kamieniu Śląskim

Stop C2.5

Na najwyższym poziomie eksploatacyjnym kopalni odsłaniają się płytkowate wapienie i dolomity warstw tarnowickich, reprezentujących regresywne osady środkowego wapienia muszlowego. Węglany te tworzyły się w wysychających okresowo lagunach a prócz dolomitów i wapieni, osadzały się nich także ewaporaty - głównie halit, anhydryt i gips. W sytuacji całkowitego wynurzenia tych osadów dochodziło do rozpuszczania wytrąconych wcześniej ewaporatów, co spowodowało powstanie charakterystycznych ostrokrawędzistych pustek, od kształtu których struktury te nazywa się "komórkowymi" (Fig. 1B). W przypadku gdy powstały większe próżnie (wielkości 1-2 m), to mogły one ulec kolapsowi albo były wypełniane naciekami węglanowymi - stalaktytami, stalagmitami i wielkimi pizoidami (Fig. 1C), osiągającymi niekiedy średnicę 20 cm. Czasami dochodziło do płynnego podstawiania siarczanów przez węglany, i w tym przypadku uformowały się węglanowe podstawienia (pseudomorfozy) gipsu bądź anhydrytu (Fig. 1A). Wszystkie wymienione wyżej formy syngenetycznego tj. środkowotriasowego krasowienia warstw tarnowickich, można znaleźć w prezentowanym odsłonięciu.

Badania paleokrasu obszaru konferencji współfinansowane z grantu NCN 2011/01/B/ST10/04052.

Literatura

Assmann, P., 1944. *Geologische Karte des Deutschen Reiches* 1:25 000. Erlaeuterungen zu den Blaettern Gross Strehlitz und Himmelwitz. Berlin, 46 pp.

Gilewska, S., 1964. Fossil karst in Poland. *Erdkunde*, 18: 124–135

Głazek, J. 1989. Paleokarst of Poland. In: Bosák, P., Ford, D.

C., Głazek, J., Horáček, I. (eds), *Paleokarst, A Systematic and Regional Review*. Akademia, Prague, pp 77–105.

Głazek, J. & Barczuk, A., 1998. Dolnokredowy kras kopalny na Oploszczyźnie. In: Szynkiewicz, A. (ed.), *Materiały XXXII Sympozjum Speleologicznego, Kamień Śląski, 23-25.10.1998.* Sekcja Speleologiczna PTP im. Kopernika, pp. 10–11.

Gradziński, R., 1977. Sedymentacja piasków formierskich na skrasowiałym podłożu w środkowej części Jury Krakowsko-Częstochowskiej. *Kras i Speleologia*, 1: 59–70.

Częstochowskiej. Kras i Speleologia, 1: 59–70. Gradziński, R. & Wójcik, Z., 1966. Kras kopalny w Polsce. Prace Muzeum Ziemi, 9: 151–222.

Kazik, Ż. & Mierzwiński, A., 2010. Kras kopalny regionu Strzelec Opolskich. Praca magisterska, ING UJ, 70 pp.

Michael, R., 1914. Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preußen und benachbarten Bundesstaaten. *Blatt Tarnowitz-Brinitz.* 108 pp.

Panek, S. & Szuwarzyński, M., 1976. O przedtortońskiej dolinie erozyjnej wypełnionej osadami trzeciorzędowymi w okolicach Chrzanowa. *Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego*, 46: 503–523.

Rogala, W., 2006. Osady wypełniajace kopalne formy krasowe Garbu Chełma – znaczenie dla rekonstrukcji paleogeograficznych i następstwo stratygraficzne. In: *Materiały 40.* *Sympozjum Speleologicznego. Nowiny-Sitkówka.* Polskie Towarzystwo Przyrodników im. Kopernika, Kraków, pp. 46–48.

Szulc, J., 1998. Kras kopalny w utworach węglanowych Śląska i jego uwarunkowania środowiskowe. In: Szynkiewicz, A. (ed.), *Materiały XXXII Sympozjum Speleologicznego, Kamień Śląski, 23-25.10.1998.* Sekcja Speleologiczna PTP im. Kopernika,, pp. 8–9.

Worobiec, É., 2011. Middle Miocene aquatic and wetland vegetation of the paleosinkhole at Tarnów Opolski, SW Poland. *Journal of Paleolimnology*, 45: 311-322.

Worobiec, E., 2014. The palynology of late Miocene sinkhole deposits from Upper Silesia, Poland. Review of Palaeobotany and Palynology, 211: 66–77.

tany and Palynology, 211: 66–77. Worobiec, E. & Szulc, J., 2010. A Middle Miocene palynoflora from sinkhole deposits from Upper Silesia, Poland and its palaeoenvironmental context. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 163: 1–10.

Worobiec, E. & Szulc, J., 2012. Neogene karst sinkhole and its deposits from Górażdże Quarry, Upper Silesia – archive for palaeoenvironmental reconstructions. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 82: 371–385.

Epikratoniczne osady kredy opolskiej – przykład basenu sedymentacyjnego w warunkach klimatu supercieplarnianego

Mariusz KĘDZIERSKI & Alfred UCHMAN

Instytut Nauk Geologicznych Uniwersytetu Jagiellońskiego, ul. Gronostajowa 3a, 30-387 Kraków

Wprowadzenie

Specyfika klimatu kredy

Klimat okresu kredowego, podobnie jak cyrkulacja atmosferyczna i krążenie wód oceanicznych, znacznie odbiegał od obecnego (Hay, 2011). Podstawowa różnica dotyczy globalnej średniej rocznej temperatury powietrza oraz wód oceanicznych. Wynika ona głównie z porównania temperatur wysokich szerokości geograficznych (polarnych i sub-polarnych), które w kredzie były znacznie wyższe niż obecnie, a zatem kredowy gradient temperatur pomiędzy równikiem i biegunami był o wiele mniejszy. Do listy różnic dołączyć można także znacznie wyższy poziom mórz kredowych, będący m.in. efektem braku lądolodów i czap polarnych. Wszystkie te charakterystyczne cechy okresu kredowego spowodowały, że zalicza się go w całości do tzw. okresów cieplarnianych (greenhouse) w dziejach Ziemi (Frakes, 1979; Gale, 2011). Jednakże środkowa część kredy, obejmująca cenoman-koniak, reprezentuje zapis wyjątkowych warunków klimatycznych, opisywanych jako supercieplarniane (ang. hothouse). Sprawia to, że osady tego wieku cieszą się szczególnym zainteresowaniem sedymentologów.

Sam pomysł wydzielenia okresów cieplarnianych (greenhouse) oraz okresów ziąbu (icehouse) zaproponowany przez Fischera (1982), jest obecnie rozszerzony przez Kiddera & Worsley'a (2010, 2012), którzy do wspomnianych już okresów w dziejach Ziemi dołączyli ekstremalnie ciepły, tzw. supercieplarniany (hothouse). Autorzy ci wydzielili także podtypy okresu cieplarnianego: zimny cieplarniany (coldgreenhouse) oraz ciepły cieplarniany (warm-greenhouse). Jak przykład klimatu ciepłego cieplarnianego uważa się czas od początku albu do końca koniaku, w którym można ponadto wyróżnić okresowe przejścia do klimatu supercieplarnianego w pobliżu granic albu/cenomanu, cenomanu/turonu oraz turonu/koniaku (Holz, 2015). W podanym przykładzie klimat ciepły cieplarniany charakteryzuje się globalną średnią roczną temperaturą pomiędzy 24 °C a 30 °C, brakiem polarnych czap lodowych oraz stężeniem atmosferycznego CO₂ rzędu 1200 do 4800 ppm. W klimacie tym oceany były słabo natlenione lub okresowo pozbawione tlenu. Podczas panowania warunków supercieplarnianych stężenie dwutlenku węgla w atmosferze wzrastało powyżej 4800 ppm. Było to efektem powstania wielkich prowincji magnowych (Large Igneous Provinces – LIP). Zanik aktywności tych prowincji powodował wzmożone wie-trzenie chemiczne i szybką sekwestrację atmosferycznego dwutlenku węgla, dlatego też okresy klimatu supercieplarnianego trwały mniej niż 3 mln lat, mniej więcej tyle ile aktywność wielkich prowincji magmowych (Jarvis et al., 2011; Flögel et al., 2011). Spośród kredowych wieków, turon, wymieniany jako najcieplejszy wiek całej kredy, jest kwintesencją klimatu supercieplarnianego, ale ekstremalnie wysoka globalna średnia roczna temperatura utrzymywała się prawdopodobnie jeszcze do początku koniaku (Hay & Floegel, 2012). Było to niewątpliwie związane z dużym stężeniem CO2 atmosferycznego (Barron & Washington, 1985), które w modelach zakładających wysokie temperatury wód równikowych w kredzie sięga co najmniej 3500 ppm (Bice et al., 2006). Głównym źródłem podwyższonej zawartości dwutlenku węgla w atmosferze turonu była podmorska aktywność wulkaniczna plateau Ontong Java i Karaibów (Leckie et al., 2002; Jarvis et al., 2011).

Egzemplifikacja ekstremalnych warunków panujących w klimacie supercieplarnianym turonu może być temperatura wód powierzchniowych, która oszacowana na podstawie stosunku Mg/Ca oraz $\delta^{18}{\rm O}$ skorupek otwornic planktonicznych wynosiła dla wód równikowych 35 °C (Huber et al., 2002; Wilson et al., 2002; Forster et al., 2007; Friedrich et al., 2012) a nawet 42 °C (Bice et al., 2006). Wartości te są jednak podważane przez część badaczy, ponieważ nie znaleziono jak do tej pory żadnych dowodów na przystosowanie roślin do bardzo wysokich temperatur jakie w związku z gorącymi oceanami musiałyby panować na lądach w turonie (Hay & Floegel, 2012). Pojawiły się też badania wskazujące na istotną redukcję szerokości pasa pustyń kredowych, w okresach kiedy stężenie CO_2 atmosferycznego wynosiło ponad 1000 ppm, co mogło być spowodowane zwężeniem i przesunięciem komórek cyrkulacji Hadley'a w kierunku równika (Hasegawa et al., 2012). Zatem warunki supercieplarniane, podobnie do epok lodowych, cechowałyby się wąską strefą klimatu suchego, lecz brakiem polarnych czap lodowych. Kolejną przesłanką przemawiająca za tym, że turon jednak nie był tak gorący jakby to wynikało z modeli, są znalezione w wielu profilach turonu podwyższone zawartość helu (3He), które 4-krotnie przekraczają wartości odnotowane w cenomanie i koniaku. Ta anomalia jest tłumaczona jako utrzymujący się przez cały turon wzmożony opad kosmiczny (pochodzący z ko-



Fig. 1. Mapa geologiczna niecki opolskiej bez osadów kenozoiku i czwartorzędu.



mety lub deszczu meteorów), który niwelował skutki klimatyczne warunków supercieplarnianych (Farley et al., 2012).

Ponadto, w warunkach klimatu ciepłego cieplarnianego oraz supercieplarnianego w środkowej części kredy odnotowano kilka epizodów ochłodzeń, kiedy temperatura wód powierzchniowych schładzała się o 2–4 °C (Forster et al., 2007; Jarvis et al., 2011). Epizody te interpretowane są jako efekt tworzenia się lodowych czap polarnych, które pociągały za sobą krótkookresowe glacieustatyczne zmiany poziomu morza występujące we wczesnym turonie i wczesnym koniaku (Uličny et al., 2009). Mechanizm pojawiania się okresowych ochłodzeń w warunkach klimatu supercieplarnianego jest wciąż trudny do wyjaśnienia, w przeciwieństwie do takich ochłodzeń w warunkach klimatu chłodnego, np. kampańsko-mastrychckie wydarzenie graniczne (Holz, 2015).

Okres kredy cechował się także występowaniem specyficznych warunków oceanicznych, które pozwoliły na akumulację ogromnych ilości osadów bogatych w materię organiczną, szczególnie podczas występowanie anoksycznych epizodów oceanicznych (oceanic anoxic events - OAE, Schlanger & Jenkyns, 1976; Arthur et al., 1990). Epizod anoksyczny występujący w pobliżu granicy cenomanu i turonu, tzw. OAE-2, uważa się za jedno z największych wydarzeń prowadzących do zaburzenia globalnego obiegu węgla w ciągu ostatnich 100 mln lat (Jarvis et al., 2011). W tym czasie Północny Atlantyk pełnił rolę zbiornika gró-madzącego ciepłe (>20 °C) i bogate w składniki pokarmowe wody napływające z Pacyfiku przez przesmyk panamski. Podmorska aktywność wulkaniczna oraz cyrkulacja estuariowa a wraz z nią intensywny upwelling wzdłuż wybrzeży Północnego Atlantyku doprowadziły do gromadzenia się bogatych w materię organiczną osadów (Trabucho-Alexandre et al., 2010; Friedrich et al., 2012). Podobne zjawiska nastąpiły później, w czasie koniacko-santońskiego OAE-3 na równikowych i średnich paleoszerokościach geograficz-nych. Wtedy to w Tetydzie i Północnym Atlantyku osadzały się oceaniczne osady typu red beds (Wagreich, 2012). Zmiana typowej dla środkowej kredy cyrkulacji oceanicznej nastąpiła ostatecznie w mastrychcie wraz z otwarciem się Oceanu Atlantyckiego prowadzącym do powstania korytarzy morskich pomiędzy obszarami polarnymi obu półkul, a także pomiędzy Pacyfikiem i Tetydą (np. Friedrich et al., 2012).

Facja kredy piszącej

Kreda pisząca jest niepowtarzalną i najbardziej charakterystyczną facją górnej kredy, nadając nazwę całemu okresowi (np. Hay, 2011). Jej głównym, skałotwórczym składnikiem są nannoskamieniałości, co zapewne jest efektem specyficznego chemizmu wód późnokredowych, który ułatwiał precypitację niskomagnezowego kalcytu, typowego dla kokolitoforidów, których szkieleciki stanowią większość nannoskamieniałości (Stanley et al., 2005). Ponadto, facja kredy była deponowana na olbrzymich obszarach epikontynentalnych basenów powstałych w kredzie w czasie wysokiego stanu poziomu światowego oceanu. Spowodowało to zanik wyraźnej granicy oceanograficznej pomiędzy wodami szelfowymi a otwartym morzem (ang. shelf-break front) umożliwiając wodom oceanicznym wraz z typowymi dla nich zespołami organizmami wtargniecie na obszary epejrycznych zbiorników morskich (Hay, 2008). W obrębia facji kredy można wyróżnić odmianę o wyraźnie zaznaczonym uławiceniu (ang. bedded-chalk) podkreślonym zmianą barwy i odporności na wietrzenie wynikającą z różnej zawartości silikoklastyków, czyli przeławiceń marglisto-wapnistych. Szczególnie wyraźne jest widoczne w utworach turońskich północno-zachodniej Europy. Większość przeła-wiceń marglistych zawiera spore ilości detrytycznego iłu oraz, sporadycznie, bentonit (Wray, 1995). Można to interpretować jako przejaw zmian poziomu morza wpływający na zmianę intensywności dostawy materiału terygenicznego. Na podstawie obserwacji osadów kredy w pobliskim basenie czeskim wysunięto tezę, że zmiany poziomu morza



Fig. 2. Stratygrafia i litologia profilu kamieniołomu Folwark na tle sekwencji genetycznych czeskiego basenu kredowego. Oznaczenia kolumn: A - piętra; B - podpiętra; C - poziomy nannoplanktonu wapiennego (Kędzierski, 2008); D - jednostki litologiczne (Alexandrowicz & Radwan, 1973); E - profil zbiorczy kamieniołomu; F - częsci profilu widoczne ze stopów; G - sekwencje genetyczny (Uličny et al., 2009); H - formacje kredy czeskiej.

w turonie-wczesnym koniaku wynosiły od 10 do 20 m, a ich fluktuacje występowały w okresie ok. 100 tys. lat, co może odpowiadać zmianom glacieustatycznym (Uličny et al., 2014).

Niecka opolska

Niecka opolska jest erozyjną pozostałością po znacznie bardziej rozprzestrzenionym późnokredowym epikontynentalnym zbiorniku morskich wypełnionym osadami margli, mułowców marglistych, margli wapnistych i wapieni (Fig. 1). Tego typu marglisto-wapnista sedymentacja w niecce opolskiej pokrywa się z globalnym maksimum depozycji facji kredy i odpowiada odmianie kredy zwanej bedded-chalk marls (Walaszczyk, 1992). Całkowita miąższość osadów kredy górnej w niecce opolskiej szacowana jest na ok. 300 m, jednak większość przypada na górny koniak-?santon (Kotański & Radwański, 1977). Osady te zalegają niezgodnie na paleozoiku oraz triasie i są przykryte, także niezgodnie, głównie osadami miocenu i czwartorzędu. Kreda opolska zapada pod niewielkim kątem na zachód, dlatego też najstarsze jej osady należące do górnego cenomanu znane są głównie ze wschodniej części niecki, w pobliżu Opola, podczas gdy najmłodsze, górnokoniacko-?santońskie z zachodniej części (Kotański & Radwański, 1977; Tarkowski, 1991; Walaszczyk, 1992). Główne odsłonięcia osadów niecki opolskiej dostępne są do obserwacji w licznych kamieniołomach w pobliżu Opola, pracujących na potrzeby licznych cementowni działających na Opolszczyźnie.

Badania geologiczne w niecce opolskiej prowadzone są od początku XIX w. (Oeynhausen, 1822). Wśród głównych opracowań, które ukazały się od tej pory należy wymienić prace Roemera (1870), Biernata (1960) i Kotańskiego & Radwańskiego (1977). Alexandrowicz & Radwan (1973) wyróżnili szereg jednostek litologicznych bazując na zawartości CaO. Są to, w stratygraficznym porządku: dolne margle ilaste, dolne margle, wapienie margliste, górne margle oraz górne margle ilaste. Jednostki te odsłaniają się w kamieniołomie Folwark i są łatwo rozpoznawalne ze względu na zmianę barwy związaną ze zmienną zawartością frakcji ilastej w stosunku do węglanowej, której udział waha się od 25% do 88% (Kędzierski, 2002). Należy nadmienić jednak, że w profilu, niezależnie od ogólnego schematu litostratygraficznego, widoczne są także przewarstwienia ciemnych margli ilastych o bardzo niskiej zawartości węglanu wapnia i miąższości dochodzącej do 30 cm. Danych stratygraficznych dostarczyli m.in. Tarkowski (1991), Walaszczyk (1992) oraz Kędzierski (2008). Uściśliły one wiek osadów odsłaniających się w kamieniołomie Folwark na przedział od środkowego turonu do środkowego koniaku (Fig. 2).

Danych paleośrodowiskowych i paleoekologicznych bazujących na ichnofabrics dostarczyli m.in. Kędzierski & Uchman (2001), zębach rekinów Niedźwiedzki & Kalina (2004), szkarłupniach Olszewska-Nejbert (2007), gąbek Świerczewska-Gładysz (2012) i Świerczewska- Gładysz & Jurkowska (2013), bruzdnicach i szczątkach roślin Płachno et al. (2018). Wszystkie te badania obejmują jedynie osady środkowego turonu-środkowego koniaku dostępne w odsłonięciach kamieniołomów. Pozostałe osady znane są jedynie z rdzeni wiertniczych (obecnie zniszczonych) lub niewielkich odsłonięć, np. cegielni w Komprachcicach (patrz Kędzierski, 2008). Dno zbiornika morskiego kredy opolskiej na przestrzeni od środkowego turonu do środkowego koniaku jakie rysuje się na podstawie dotychczasowych opracowań można opisać jako miejsce położone poniżej sztormowej podstawy falowania, o miękkim podłożu i niewielkim tempie sedymentacji. Najgłębsze środowiska depozycji reprezentowane są przez środkowoturońskie osady poziomu Inoceramus lamarcki (Kędzierski & Uchman, 2001; Niedźwiedzki & Kalina, 2004).

Niecka opolska położona jest w strefie przejściowej pomiędzy prowincją borealną i tetydzką. Sasiednie baseny obejmujące analogiczny przedział wiekowy i podobne facje to czeska niecka kredowa oraz niecka śródsudecka (rów Nysy). Baseny te były zasilane materiałem klastycznym z pobliskich wysp sudeckich (wschodniej i zachodniej) od cenomanu do koniaku, dlatego też zalicza się je do grupy basenów wokółsudeckich (ang. *Circum-Sudetic Trap Basin*, Walaszczyk, 1992; Fig. 3).

Stanowisko: kamieniołom Folwark

Kamieniołom położony jest kilka km na południe od Opola, pomiędzy miejscowościami Folwark, Chrzowice i Chrząszczyce (N50°36'43", E17°54'38"; Fig. 1). Jest to największy kamieniołom na Opolszczyźnie zasilający największą w Europie cementownię Górażdże przy pomocy najdłuższego w Europie, 9-km taśmociągu. Osady środkowego (wyższej części dolnego?) turonu do środkowego koniaku odsłonięte są na trzech poziomach wydobywczych. Profil dostępny do badań obejmujący dolny poziom wydobywczy reprezentuje dolne margle ilaste (częściowo), dolne



Fig. 3. Mapa przedstawiająca obecny zasięg osadów kredy w otoczeniu niecki opolskiej na tle zarysu paleogeografii z pogranicza turonu i koniaku.



Fig. 4. Trasa sesji terenowej D.

margle oraz wapienie margliste (stopy D1 i D2). Środkowy poziom wydobywczy ukazuje górnoturońskie wapienie margliste oraz górne margle (stop D3). Z kolei najwyższy poziom wydobywczy to osady górnego turonu – środkowego koniaku wydzielane jako górne margle ilaste (stopy D4 i D5; Figs. 4, 5).

Następstwo jednostek litologicznych najlepiej obrazuje ogólny trend zmiany w zawartości węglanu wapnia, która osiąga największe wartości w obrębie wapieni marglistych, które częściowo mogą być opisane jako wapienie bulaste (nodularne). Wyżej- i niżejległe warstwy zawierają mniej węglanu wapnia, zgodnie ze schematem im dalej od wapieni marglistych, tym mniejsza węglanowość. Wyjątkiem jest zestaw skrzemionkowanych margli występujący w najwyższej części profilu kamieniołomu Folwark (stop D5; Figs. 4, 5).

Ūkład facji niecki opolskiej jest bardzo podobny do znanego z czeskiej niecki kredowej, gdzie środkowoturońskie osady formacji z Jizery zawierają najwięcej węglanu wapnia, podczas gdy niżej- i wyżejległe formacje z Bílej Hory oraz Teplic cechują się odpowiednio mniejszą węglanowością. Ponadto, zestaw skrzemionkowanych margli z kamieniołomu Folwark odpowiada czeskiemu ogniwu z Rohatec (Čech et al., 1980). Można więc uznać, że zarówno basen opolski jak i czeski podlegały podobnym długoterminowym zmianom co do charakteru i tempa sedymentacji, zatem sekwencje genetyczne TUR 1 – CON 1 wyróżnione w czeskiej niecce kredowej przez Ulicznego et al. (2009) mogą być zastosowane także w niecce opolskiej.

Stop D1

Dolne margle, środkowy turon, poziom *I. lamarcki* (N 50°36'43", E17°54'38")

Najniższy poziom wydobywczy kamieniołomu odsłania gruboławicone, szare, masywne margle przeławicone również gruboławicowymi, nieco mniej zwięzłymi, ciemnoszarymi marglami ilastymi (Figs. 5, 6).

Osady te są zupełnie zbioturbowane a wśród ichnoskamieniałości dominują *Thalassinoides* isp. i *Planolites* isp. (Thalassinoides ichnofabric; Kędzierski & Uchman, 2001). Powszechnie występuje także *Trichichnus* isp., z kolei *Zavitokichnus* isp. jest bardzo rzadki czy *Lepidenteron mantelli* lub *L. lewesiensis* (Fig. 7). Wśród makroskamieniałości licznie znajdowane są fragmenty inoceramów oraz spirytyzowanych gąbek. Niektóre z dużych muszli inoceramów (prawdopodobnie *I. cuvieri*) pokryte są inkrustacjami po robakach. Jedynie w spągu liczny jest *Chondrites* isp.

Spąg kamieniołomu Folwark przedstawia tylko część dolnych margli ilastych, i jest lepiej odsłonięty w kamieniołomie Odra, gdzie w tej części profilu wyróżniono *Chondrites* ichnofabric (Kędzierski & Uchman, 2001). Tego typu ichnofabric wskazuje na niskie natlenienie wód porowych w osadzie, co koresponduje z największymi głębokościami depozycji kredy opolskiej sugerowanymi na podstawie analiz zębów rekinów (Niedźwiedzki & Kalina, 2004).

Około 10 m powyżej poziomu wyrobiska (13 m na Fig. 6) występuje wyraźne przewarstwienie czarnymi łupkami, najlepiej widoczne z pewnej odległości. Ciemny osad łupków wypełnia obecnie ichnoskamieniałości Chondrites i Thalassinoides, które dzięki temu są doskonale widoczne poniżej przewarstwienia. Granice przewarstwienia są niewyraźne i płynnie przechodzą do wyżej- i niżejległych osadów, nie uwidaczniając żadnych śladów erozji dna. Jednakże, w jednym z luźnych bloków leżących u podnóża ściany wyrobiska można zobaczyć poniżej warstwy czarnych łupków wyerodowane klasty. Można to interpretować jako powierzchnię niedepozycji (ang. omission surface) związaną z maksimum regresji i następującym po niej systemem niskiego stanu poziomu morza (ang. lowstand system tract, LST; Fig. 8). Prawdopodobnie także pozostałe przewarstwienia czarnych łupków widoczne w ścianach kamieniołomu reprezentują zapis podobnych wydarzeń i można je interpretować jako granice sekwencji genetycznych. Dlatego też, dolne margle opolskie odpowiadałyby sekwencji genetycznej TUR 4 sensu Uličny et al. (2009) (Fig. 2).

Stop D2

Wapienie margliste, górny turon, *I. costellatus + M. incertus* (N50°36'48", E17°54'30")

Wapienie margliste widoczne są po drodze z najniższej części wyrobiska do poziomu środkowego. Specyficzną ich cechą jest gruzłowatość podkreślona cienkimi, nieregularnymi warstwami łupków, nadając im charakter gruboławicowych wapieni bulastych (Fig. 8). Ponieważ zawierają one najwięcej węglanu wapnia w całym profilu kredy opolskiej, są one najjaśniejszą jednostką litologiczną, łatwą do iden-



Fig. 5. Widok ogólny poziomów wydobywczych kamieniołomu Folwark na tle jednostek litologicznych.



Fig. 6. Profil litostratygraficzny dolnej części wyrobiska kamieniołomu Folwark.

tyfikacji bezpośrednio w profilu. Wapienie bulaste są zupełnie zbioturbowane, a dominuje w nich *Thalassinoides* isp., *Planolites* isp. i podrzędnie *Chondrites* isp. oraz *Siphonichnus* isp. Warto dodać, że *Thalassinoides* osiąga tu największe rozmiary (Fig. 8). Oprócz licznych skamieniałości inoceramów i gąbek, wapienie bulaste zawierają także sporo skamieniałości jeżowców *Micraster* ex. gr. *leskei* (patrz Olszewska-Nejbert, 2007). Badania skamieniałości zębów rekinów (Niedźwiedzki & Kalina, 2004) oraz charakter ichnofabrics (Kędzierski & Uchman, 2001) wskazują na płytsze środowisko sedymentacji w stosunku do niżejległych dolnych margli. Jednostka wapieni marglistych odpowiada późnoturońskiej chłodnej fazie (Late Turonian cooling phase), która spowodowała obniżenie poziomu morza, żyzności wód oraz zmiany w sposobie wietrzenia na lądach (Voigt & Wiese, 2000; Wiese & Voigt, 2002). Wapienie margliste odpowiadają sekwencjom genetycznym TUR 5 oraz TUR 6 sensu Uličny et al. (2009; Fig. 2).

Stop D3

Wapienie margliste oraz górne margle, górny turon, poziom *M. incertus* (N50°36'44", E17°54'28")

Jednostka górnych margli jest dostępna do bezpośredniej obserwacji z drugiego poziomu wydobywczego kopalni Folwark. Litologicznie jest podobna do dolnych margli ilastych, reprezentując przeławicenia średnio- do gruboławicowych miękkich, ciemnych margli z jaśniejszymi i twardszymi. Wyraźne, ciemne, bogate we frakcję ilastą, miąższe na kilkanaście centymetrów przeławicenie, widoczne ok. 4 m powyżej poziomu wydobywczego (Fig. 9), może reprezentować maksimum regresji oraz postępujący po nim system niskiego poziomu morza (LST). Byłaby to zatem granica pomiędzy sekwencją genetyczną TUR 6 i TUR 7 sensu Uličny et al. (2009) (Fig. 2).

Osady tej jednostki litologicznej są silnie zbioturbowane a zespół ichnoskamieniałości jest podobny do tego z niżejległej jednostki z dominacją *Thalassinoides* i *Planolites*, oraz podrzędnie *Chondrites* (*Thalassinoides* ichnofabric wg Kędzierskiego & Uchmana, 2001; Figs. 7, 9). Stwierdzono tu też ichnoskamieniałości *Lepidenteron lewesiensis* i *Rhizocorallium* isp. Makroskamieniałości reprezentowane są przez inoceramy oraz gąbki (częściowo spirytyzowane).

Stop D4

Górne margle ilaste, górny turon-dolny koniak, poziom *C. waltersdorfensis+C. brongniarti+C. deformis* (N50°36'54", E17°54'37")

Kolejna jednostka litologiczna, górne margle ilaste dostępne są w najwyższym poziomie wydobywczym i wykształcone są jako gruboławicowe, miękkie, ciemne margle ilaste przechodzące stopniowo w jaśniejsze, miękkie margle (Fig. 10). W jednostce tej wyróżniono Thalassinoides ichnofabric (Kędzierski & Uchman, 2001), a zespół ichno- i makroskamieniałości nie różni się od jednostek niżejległych (Fig. 10). Widoczna w górnych marglach ilastych przewaga ciemnych, bogatych we frakcję ilastą ławic nad bardziej węglanowymi świadczy o wzrastającym udziale materiału terygenicznego w profilu kredy opolskiej. Współgra to z podobnym trendem rozpoznanym w niecce czeskiej (Uličny et al., 2009) i jest efektem wyniesienia wyspy wschodniosudeckiej w jej części obejmującej obecny Masyw Śnieżnika (~70 km na pd.-zach. od Opola; Kędzierski, 2002). Ta część profilu kamieniołomu Folwark odpowiada sekwencjom genetycznym TUR 7 i CON 1 sensu Uličny et al. (2009).

Stop D5

Górne margle ilaste z przewarstwieniami skrzemionkowanych margli, dolny–środkowy koniak, poziom *C. crassus+I. kleini* (N50°36'54", E17°54'24")

Najwyższa część profilu kamieniołomu Folwark ukazuje twarde, jasne, grubo- do średnioławicowych (0.3 do 1 m miąższości) skrzemionkowane margle z przewarstwieniami cienkich (kilkanaście centymetrów) warstw ciemnych margli ilastych. Skrzemionkowane margle charakteryzuje ichnofabric *Chondrites* (Kędzierski & Uchman, 2001), co także odróżnia je od niżejległych jednostek. Stwierdzono tu też



Fig. 7. Skamieniałości śladowe i drewno w utworach w wapieniach marglistych na powierzchniach oddzielności. A. *Siphonichnus* isp. (Si), wapienie gruzłowe. B. Bardzo duży *Thalassinoides* isp. (Th), a także *Planolites* isp. (Pl) i *Chondrites* isp. (Ch). C. *Lepidenteron lewesiensis* (Le) zawierający szczątki ryb. D. Fragment drewna.

rzadko występującą ichnoskamieniałość *Parataenidium* isp. Taki ichnofabric można interpretować jako zapis depozycji na morskim dnie ubogim w tlen (warunki dysoksyczne), co mogło być spowodowane podniesieniem się poziomu morza. Zatem ta część profilu przedstawia paleogłębokości podobne do tych sugerowanych dla dolnych margli ilastych (Stop D1). Przyczyną względnego wzrostu poziomu morza w basenie opolskim mogła być wczesnokoniacka przebudowa tektoniczna wyspy wschodniosudeckiej powodująca także wzrost tempa subsydencji w sąsiednich basenach, np. czeskim basenie kredowym czy rowie Nysy (patrz Uličny et



Fig. 8. Granica sekwencji genetycznej - przykład z dolnych margli.

al., 2009).

Jedną z charakterystycznych cech skrzemionkowanych margli jest występowanie w nich wyjątkowo dużych ichnoskamieniałości Trichichnus isp. (Fig. 9). Są one obecnie uważane za spirytyzowane pozostałości mat bakteryjnych podobnych do współczesnego rodzaju *Thioploca* spp., bak-terii redukującej siarczany do siarczków (Kędzierski et al., 2015). Ponieważ Thioploca spp. funkcjonuje na granicy redoks, Trichichnus może być uważany za skamieniały przewód umożliwiający transfer elektronów pomiędzy strefą zredukowaną a utlenioną (Kędzierski et al., 2015). Stosując aktualistyczny model życia Thioploca do podobnych bakterii występujących w koniaku, można założyć, że obecność wyjątkowo dużych trichichnusów odzwierciedla niezwykle efektywny proces bioelektryczny, który przebiegał wów-czas w dysoksycznym środowisku na granicy redox. Świadczy to o tym, że skrzemionkowane margle są zapisem specyficznych warunków panujących w kolumnie wody (zakwity promienic?) oraz na dnie morskim, które związane były w jakimś stopniu ze wzrostem dostawy materiału terygenicznego do zbiornika opolskiego.

Warto także zauważyć, że skrzemionkowane margle podobne są i występują w tej samej pozycji stratygraficznej do tzw. łupki dzwoniące znane z rowu Nysy. Badania mikropaleontologiczne wskazują na dużą zawartość promienic w skrzemionkowanych marglach (Kozdra, 1993), a w nomenklaturze czeskiej ta jednostka nazywana jest Radiolaria Beds (Rohatce Member, Teplice Fm., Čech et al., 1980).



Fig. 9. Skamieniałości śladowe w zbioturbowanych wapieniach marglistych na powierzchniach zgładów (A, B) i powierzchniach oddzielności (C, E). A. Chondrites isp. (Ch), Planolites isp. (Pl), ?Thalassinoides isp. (?Th), Rhizocorallium isp. (Rh), oraz Zavitokichnus (Za). B. Chondrites isp. (Ch), Planolites isp. i Zavitokichnus (Za). C. Chondrites isp. (Ch) i ?Thalassinoides isp. (?Th). D. Chondrites isp. E. Trichichnus isp.

Na górnym poziomie odsłania się niemal pionowa dajka wulkaniczna o zróżnicowanej grubości, dochodzącej do 35 cm.

Opracowano częściowo na podstawie: Kędzierski, M. & Uchman, A., 2015. Bedded chalk marls in the Opole Trough: epicratonic deposits of the Late Cretaceous super-greenho-



Fig. 10. Profil górnej części wyrobiska kamieniołomu Folwark.

use episode. In: Haczewski, G. (ed.), *Guidebook for field trips* accompanying 31st IAS Meeting of Sedimentology held in Kraków on 22nd–25th of June 2015. Polish Geological Society, Kraków, pp. 145–158.

Literatura:

Alexandrowicz, S. W. & Radwan, D., 1973. Kreda opolska – problematyka stratygraficzna i złożowa. *Przegląd Geologiczny*, 240: 183–188.

Arthur, M. A., Jenkyns, H. C., Brumsack, H. J. & Schlanger, S. O., 1990. Stratigraphy, geochemistry, and paleoceanography of organic-carbon-rich Cretaceous sequences. W: Ginsburg, R. N. & Beaudopin, B. (eds), *Cretaceous Resources, Events and Rhythms.* Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, The Netherlands, pp. 75–119.

rdrecht, The Netherlands, pp. 75–119. Barron, E. J. & Washington, W. M., 1985. Warm Cretaceous climates: high atmospheric CO_2 as a plausible mechanism. W: Sundquist, E. T. & Broecker, W. S. (eds), *The Carbon Cycle and Atmospheric CO_2: Natural Variations Archaean to Present.* American Geophysical Union Geophysical Monograph, vol. 32, pp. 546–553.

Bice, K. L., Birgel, D., Meyers, P. A., Dahl, K. A., Hinrichs, K.-U. & Norris, R. D., 2006. A multiple proxy and model study of Cretaceous upper ocean temperatures and atmospheric CO² concentrations. *Paleoceanography*, 21: PA2002. doi:10.1029/2005PA001203

Biernat, S., 1960, Budowa geologiczna kredy opolskiej. *Biuletyn Instytutu Geologii*, 152: 173–241.

Burnett, J. A., 1998. Upper Cretaceous. W: Bown, P. R., (ed.), *Calcareous Nannofossil Biostratigraphy.* Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, Boston, London, pp. 132–199.

Čech, S., Klein, V., Kříž, J. & Valečka, J., 1980. Revision of the Upper Cretaceous stratigraphy of the Bohemian Cretaceous Basin. *Věstník Ústředního ústavu geologického*, 55: 277–296.

Eshet, Y. & Almogi-Labin, A., 1996. Calcareous nannofossils as paleoproductivity indicators in upper cretaceous organic-rich sequences in Israel. *Marine Micropaleontology*, 29: 37–61.

Farley, K. A., Montanari, A. & Coccioni, R., 2012. A record of the extraterrestrial 3He flux through the Late Cretaceous. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 84: 314–328.

Fischer, A. G., 1982. Long-term climatic oscillations recorded in stratigraphy. W: Berger, W. H. & Crowell, J. C. (eds), *Climate in Earth History*. National Academy Press, Washington D.C., pp. 97–104.

Flögel, S., Wallmann, K. & Kuhnt, W., 2011. Cool episodes in the Cretaceous – exploring the effects of physical forcing on Antarctic snow accumulation. *Earth and Planetary Science Letters*, 307: 279–288.

Forster, A., Schouten, S., Baas, M. & Sinninghe Damsté, J. S., 2007. Mid-Cretaceous (Albian–Santonian) sea surface temperature record of the tropical Atlantic Ocean. *Geology*, 35: 919–922.

Frakes, L. A., 1979. *Climates throughout Geologic Time*. Elsevier Scientific Publishing Company, Amsterdam, The Netherlands. 310 pp.

Friedrich, O., Norris, R. D. & Erbacher, J., 2012. Evolution of middle to Late Cretaceous oceans – A 55 m.y. Record of Earth's temperature and carbon cycle. *Geology*, 40: 107–110. doi:10.1130/G32701.1

Gale, A. S., 2011. The Cretaceous world. In: Culver, S. J. & Rawson, P. F. (eds), *Biotic Response to Global Change. The Last 145 Million Years*. Cambridge University Press, Cambridge, pp. 4–19.

Gale, A. S., Smith, A. B., Monks, N. E. A., Young, J. A., Howard, A., Wray, D. S. & Hugget, J. M., 2000. Marine biodiversity through the Late Cenomanian-Early Turonian: palaeoceanographic controls and sequence stratigraphic biases. *Journal of the Geological Society, London*, 157: 745–757.

Hasegawa, H., Tada, R., Jiang, X., Suganuma, Y., Imsamut, S., Charusiri, P., Ichinnorov, N. & Khand, Y., 2012. Drastic shrinking of the Hadley circulation during the mid-Creta-ceous Supergreenhouse. *Climate of the Past*, 8: 1323–1337.

Hay, W. W., 2008. Evolving ideas about the Cretaceous climate and ocean circulation. *Cretaceous Research*, 29: 725–753. Hay, W. W., 2011. Can humans force a return to a 'Cretaceous' climate? *Sedimentary Geology*, 235: 5–26.

Hay, W. W. & Floegel, S., 2012. New thoughts about the Cretaceous climate and oceans. *Earth-Science Reviews*, 115: 262–272.

Herrle, J. O., Pross, J., Friedrich, O., Kößler, P. & Hemleben, C., 2003. Forcing mechanisms for mid-Cretaceous black shale formation: Evidence from the Upper Aptian and Lower Albian of the Vocontian Basin (SE France). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology,* 290: 399–426.

Holz, M., 2015. Mesozoic paleogeography and paleoclimates – A discussion of the diverse greenhouse and hothouse conditions of an alien world. *Journal of South American Earth Sciences*, 61: 91–107.

Huber, B.T., Norris, R. D. & MacLeod, K. G., 2002. Deep-sea paleotemperature record of extreme warmth during the Cretaceous. *Geology*, 30: 123–126.

Jarvis, I., Lignum, J. S., Grcke, D. R., Jenkyns, H. C. & Pearce, M. A., 2011. Black shale deposition, atmospheric CO2 drawdown, and cooling during the Cenomanian-Turonian Anoxic Event. *Paleoceanography*, 26: PA3201. doi:10.1029/2010PA002081

Kędzierski, M., 2002. Biostratygrafia i paleobiogeografia osadów niecki opolskiej i warstw idzikowskich górnych z rowu górnej Nysy. Niepublikowana praca dr, Uniwersytet Jagielloński, Kraków, 152 pp.

Kędzierski, M., 2008. Calcareous nannofossil and inoceramid biostratigraphies of a Middle Turonian to Middle Coniacian section from the Opole Trough of SW Poland. *Cretaceous Research*, 29: 451–467.

Kędzierski, M. & Uchman, A. 2001. Ichnofabrics of the Upper Cretaceous marlstones in the Opole region, southern Poland. *Acta Geologica Polonica*, 51: 81–91.

Kędzierski, M., Uchman, A., Sawlowicz, Z. & Briguglio, A., 2015. Fossilized bioelectric wire – the trace fossil Trichichnus. *Biogeosciences*, 12: 2301–2309.

Kidder, D. L. & Worsley, T. R., 2010. Phanerozoic large igneous provinces (LIPs), HEATT (Haline Euxinic Acidic Thermal Transgression) episodes and mass extinctions. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology,* 295: 162–191.

Kidder, D. L. & Worsley, T. R., 2012. Human-induced hothouse climate? *GSA Today*, 22: 4–11.

Kotański, Z., Radwański, S., 1977. Geologia wgłębna Opolszczyzny, Biuletyn Instytutu Geologii, 303, 91-163.

Kozdra, T., 1993. *Mikrofauna otwornicowa kredy opolskiej i interpretacja paleoekologiczna*. Niepublikowana praca mgr, Uniwersytet Jagielloński, Kraków, 50 pp.

Leckie, R. M., Bralower, T. J. & Cashman, R., 2002. Oceanic anoxic events and plankton evolution: Biotic response to tectonic during the mid-Cretaceous. *Paleoceanography*, 17. doi: 10.1029/2001PA000623

Niedźwiedzki, R. & Kalina, M., 2004. Late Cretaceous sharks in the Opole Silesia region (SW Poland). *Geologia Sudetica*, 35: 13–24.

Oeynhausen, C. von, 1822. Versuch einer geognostischen Beschreibung von Oberschlesien und den nachts angrenzenden Gegenden von Polen, Galizien und Östereichtisch-Schlesien. Nebst einer geognostischen Carte un drei Specialsbrissen. Wyd. G. D. Bädeker, Essen, 471 pp. Olszewska-Nejbert, D., 2007. Late Cretaceous (Turonian–Coniacian) irregular echinoids of western Kazakhstan (Mangyshlak) and southern Poland. *Acta Geologica Polonica*, 57: 1–87.

Płachno, B. J., Jurkowska, A., Pacyna, G., Worobiec, E., Gedl, P., Świerczewska-Gładysz, E., 2018. Plant assemblage from Opole, southern Poland: New data of Late Cretaceous vegetation of the northern part of the European Province. *Proceedings of the Geologist' Association*, 129: 159–170.

Roemer, F., 1870. *Geologie von Oberschlesien*. Nischkowski Verlag, Breslau, 587 pp..

Schlanger, S. O. & Jenkyns, H. C., 1976. Cretaceous oceanic anoxic events: causes and consequences. *Geologie en Mijnbouw*, 55: 179–184.

Stanley, S. M., Ries, J. B. & Hardie, L. A., 2005. Seawater chemistry, coccolithophore population growth, and the origin of Cretaceous chalk. *Geology*, 33: 593–596.

Swierczewska-Gładysz, E., 2012, Late Turonian and Early Coniacian ventriculitid sponges (Lychniscosida) from Opole Trough (southern Poland) and their palaeoecological significance. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 82: 201–224. Świerczewska-Gładysz, E. & Jurkowska, A., 2013. Occurrence and paleoecological significance lyssacinosid sponges in the Upper Cretaceous deposits of southern Poland. *Facies*, 59: 763–777.

Tarkowski, R., 1991, Stratygrafia, makroskamieniałości i paleogeografia utworów górnej kredy niecki opolskiej, *Geologia, Zeszyty Naukowe AGH*, 51: 1–156.

Trabucho-Alexandre, J., Tuenter, E., Henstra, G. A., van der Zwan, K. J., van de Wal, R. S. W., Dijkstra, H. A. & de Boer, P. L., 2010. The mid-Cretaceous North Atlantic nutrient trap: Black shales and OAEs. *Paleoceanography*, 25: PA4201. doi:10.1029/2010PA001925

Uličny, D., Laurin, J. & Čech, S., 2009. Controls on clastic sequence geometries in a shallow-marine transtensional basin: the Bohemian Cretaceous Basin, Czech Republic. *Sedimentology*, 56: 1077–1114.

Voigt, S. & Wiese, F., 2000. Evidence for Late Cretaceous (Late Turonian) climate cooling from oxygen-isotope variations and paleobiogeographic changes in Western and Central Europe. *Journal of Geological Society, London*, 157: 737–743.

Wagreich, M., 2012. "OAE 3" – regional Atlantic organic carbon burial during the Coniacian–Santonian. *Climate of the Past*, 8: 1447–1455.

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.

Wiese, F. & Voigt, S., 2002. Late Turonian (Cretaceous) climate cooling in Europe: faunal response and possible causes. *Geobios*, 35: 65–77.

Wilson, P. A., Norris, R. D. & Cooper, M. J., 2002. Testing the Cretaceous greenhouse hypothesis using glassy foraminiferal calcite from the core of the Turonian tropics on Demerara Rise. *Geology*, 30: 607–610.

Wray, D. S., 1995. Origin of clay-rich beds in Turonian chalks from Lower Saxony, Germany – a rare-earth element study. *Chemical Geology*, 119: 161–173.

Polska Konferencja Sedymentologiczna POKOS 7

Abstrakty

Struktury deformacyjne w nieskonsolidowanych osadach plejstoceńskich w otoczeniu Basenu Morza Bałtyckiego



Małgorzata BRONIKOWSKA, Szymon BELZYT & Małgorzata PISARSKA-JAMROŻY

Instytut Geologii, Uniwersytet im. Adama Mickiewicza w Poznaniu, ul. Bogumiła Krygowskiego 12, 61-680 Poznań; e-mail: malgorzata.bronikowska@amu.edu.pl, szymon.belzyt@amu.edu.pl, pisanka@amu.edu.pl

Struktury deformacyjne w osadach nieskonsolidowanych (ang. soft-sediment deformation structures; skrót: SSDS) mogą powstawać bezpośrednio po depozycji osadu, przed rozpoczęciem procesów diagenezy lub we wczesnym ich etapie. Do najczęściej obserwowanych SSDS, powstałych w wyniku upłynnienia (ang. liquefaction) i uwodnienia (ang. fluidization) osadu, należą (1) struktury odwodnieniowe/ucieczki wody/osadu (ang. dewatering structures, water/sediment-escape structures), np. dajki i wulkany klastyczne (ang. clastic dikes, sand/mud volcanoes), kanały ucieczkowe (ang. pillars) oraz struktury miseczkowe (ang. dish structures); (2) struktury niestatecznego warstwowania gęstościowego (ang. unstable density gradient structures), np. struktury diapirowe i pogrązowe (ang. diapires, load structures), oraz związane z nim struktury płomieniowe (ang. flame structures). Powszechnie towarzyszą im deformacje kruche: uskoki, zręby, rowy czy brekcje.

Struktury deformacyjne tego typu zaobserwowano w plejstoceńskich drobnoklastycznych osadach limnicznych i glacilimnicznych występujących w kilku stanowiskach zlokalizowanych na południe od wybrzeży Morza Bałtyckiego – na obszarze NE Niemiec (Dwasieden, Weisse Berg), N Polski (Siekierki, Ujście, Rzucewo), Litwy (Seredžius Slinktis, Dyburiai) oraz Łotwy (Valmiera, Rakuti). O wyjątkowości tych SSDS świadczy współwystępowanie szeregu cech wspólnych. W jednorodnych lateralnie ławicach kontynuujących się w obrębie całej formy geomorfologicznej lub odsłonięcia obserwowane są różne grupy SSDS, w tym jednoznacznie wskazujące na pionowy ruch osadu. Struktury te wykazują podobieństwo do powstających współcześnie – w strefach aktywnych sejsmicznie. Ponadto występuje tzw. kanapkowy układ ławic (ang. sandwich-like), w którym minimum dwie warstwy zaburzone o wyraźnie zaznaczonym stropie i spągu są przeławicone warstwami niezaburzonymi. Wymienione cechy odpowiadają przyjętym obecnie kryteriom rozpoznawczym sejsmitów, czyli warstw zdeformowanych w wyniku propagacji fali sejsmicznej.

Jednakże, obszar badań klasyfikowany jest jako asejsmiczny lub o małej sejsmiczności, a na powierzchni terenu przeważnie nie manifestują się struktury neotektoniczne. Po wykluczeniu innych mechanizmów spustowych, mogących wywołać powstanie ww. deformacji, jak np. gwałtowna depozycja i obciążenie osadu, ruchy masowe, oddziaływanie falowania czy procesy peryglacjalne - można założyć, że plejstoceńskie wewnątrzpłytowe trzęsienia ziemi były wywołane reaktywacją głębszych uskoków pod wpływem zmian obciążenia podłoża wywołanej przez lądolód skandynawski podczas kolejnych zlodowaceń. Co więcej, możemy także założyć, iż wspomniane trzęsienia ziemi miały przynajmniej magnitudę 4,5, która stanowi minimalną wartość, przy której powstać mogą deformacje w podatnych (czyli drobnoziarnistych i uwodnionych osadach), co oczywiście nie wyklucza występowania wielu, być może częstych, ale o mniejszej magnitudzie trzęsień ziemi.

Prace finansowane były ze środków Narodowego Centrum Nauki – projekt GREBAL, nr 2015/19/B/ST10/00661.



Małgorzata BRONIKOWSKA & Małgorzata PISARSKA-JAMROŻY

Instytut Geologii, Uniwersytet im. Adama Mickiewicza w Poznaniu, ul. B. Krygowskiego 12, 61-680 Poznań, Polska; e-mail: malgorzata.bronikowska@amu.edu.pl

Struktury deformacyjne w osadach nieskonsolidowanych (ang. Soft Sediment Deformation Structures) występują powszechnie, przede wszystkim w drobnoziarnistych uwodnionych osadach. Jednym z czynników sprawczych ich powstania może być propagacja fali sejsmicznej powodująca upłynnienie osadu i powstanie deformacji, które znane są jako sejsmity. Na ich podstawie możliwa jest rekonstrukcja trzęsień ziemi w skali geologicznej. Rozmieszczenie oraz geometria struktur deformacyjnych mogą wskazywać na odległość od epicentrum, czy magnitudę. Większość sejsmitów (około 90%) znajdowanych jest w odległości nie większej niż 40 km od epicentrum, podczas gdy głębokość ich występowania sięga maksymalnie do 10 metrów od paloepowierzchni (najczęściej jednak do głębokości 5m).

Modelowanie numeryczne powstawania, rozmieszczenia przestrzennego oraz geometrii sejsmitów pozwala na wyznaczenie efektów trzęsień ziemi dla całego zbioru dowolnych warunków początkowych, również takich, których ślady nie mogą być jednoznacznie zaobserwowane podczas prac terenowych. Tego typu badania maja także dużą przewagę nad badaniami laboratoryjnymi z uwagi na brak problemu skalowania wyników z niewielkich przestrzeni dostępnych dla eksperymentów na faktyczne występujące w przyrodzie.

W badaniach wykorzystano metody odpowiednie do modelowania zależnych od czasu, nieliniowych zagadnień dy-

namiki płynów. Ze względu na matematyczną specyfikę zagadnienia, niemożliwym okazało się użycie konwencjonalnych narzędzi numerycznych, wykorzystywanych do szacunków skutków trzęsień ziemi. W związku z tym posłużono się kodem komputerowym iSALE2D, stworzonym pierwotnie do symulowania procesów związanych z powstawaniem kraterów uderzeniowych, bazującym na zasadach zachowania masy, pędu oraz energii w ujęciu makroskopowym oraz równaniach stanu zadanych dla konkretnego osadu. W każdym kroku czasowym iSALE rozwiązuje równania Naviera-Stokesa przy użyciu przybliżenia skończonych różnic. Program posiada wiele funkcjosymulować nalności oraz pozwala interakcję fal plastycznych w osadzie zróżnicowanym litologicznie. Kod programu został zmodyfikowany w taki sposób, aby możliwe było prowadzenie dokładnych obliczeń w dużej odległości od punktowego źródła fali.

Prezentowane wyniki nie stanowią jeszcze skończonej pracy badawczej, silnie sugerują jednak, ze niestosowana do tej pory w podobnych badaniach metoda numeryczna jest odpowiednia i niezwykle obiecująca.

Prace finansowane były ze środków Narodowego Centrum Nauki - projekt GREBAL nr 2015/19/B/ST10/00661.

Warunki depozycji dropstonów w ujęciu numerycznym



Małgorzata BRONIKOWSKA & Małgorzata PISARSKA-JAMROŻY

Instytut Geologii, Uniwersytet im. Adama Mickiewicza w Poznaniu, ul. B. Krygowskiego 12, 61-680 Poznań, Polska; e-mail: malgorzata.bronikowska@amu.edu.pl, pisanka@amu.edu.pl

Dryfujące po jeziorach i morzach kry lodowe przenoszą zamarznięte w nich ziarna o szerokim spektrum granulometrycznym. Ziarna te w efekcie selektywnego topnienia lodu, zarówno pod wpływem promieniowania słonecznego jak i w efekcie termosubrozji (ang. thermosubrosion), opadają swobodnie w wodzie i są deponowane na dnie zbiornika. Szczegółowy opis procesu opadania takich ziaren (ang. dropstone), uwzględniający zróżnicowanie ich wielkości, głębokości zbiornika oraz głębokości na jaką ziarna wbijają się w osady drobnoziarniste dna zbiornika możne pomóc w odtwarzaniu warunków paleośrodowiskowych, w których były one deponowane.

W celu sprawdzenia zależności między wysokością kolumny wody oraz właściwościami osadu, w którym deponowane jest ziarno, a głębokością jego zalegania, przeprowadzono badania numeryczne składające się z dwóch oddzielnych metodycznie części. Pierwsza z nich dotyczyła badania ruchu samego ziarna w kolumnie wody. W tym celu przeprowadzono całkowanie numeryczne równań ruchu właściwych dla spadku swobodnego ciała o określonej gęstości w cieczy o właściwościach fizycznych reprezentatywnych dla wody. W badaniu założono kulisty kształt ziarna oraz jednorodną gęstość wody niezależną od głębokości zbiornika. Jedynymi działającymi na ziarno siłami podczas opadania w kolumnie wody były siła grawitacji oraz tarcie. W drugiej części badania, w celu obliczenia, zależnej od właściwości materiałowej osadu, głębokości zalegania ziarna uderzającego w osad z obliczoną wcześniej prędkością, testowano istniejące modele wytrzymałości osadów nawodnionych. W tym celu zaimplementowano dwa opisane w literaturze modele, których dotychczasowe zastosowanie odnosiło się do głębokości penetracji świdra wykorzystywanego w wierceniach morskich.

W wyniku przeprowadzonych symulacji numerycznych opisano zależność głębokości depozycji dropstonów od wysokości kolumny wody oraz właściwości osadów, w których są one deponowane. Znaleziono zależną od warunków sedymentacyjnych funkcję opisującą głębokość zalegania ziarna o określonej średnicy.

Prace finansowane były ze środków Narodowego Centrum Nauki – projekt GREBAL nr 2015/19/B/ST10/00661.

Biodegradacja węgla brunatnego w warunkach kwaśnej fermentacji melasy



Michał BUCHA¹, Anna DETMAN², Bernd R. T. SIMONEIT³, Damian MIELECKI², Cezary PIWOWARCZYK², Aleksandra CHOJNACKA², Mieczysław K. BŁASZCZYK⁴, Mariusz O. JĘDRYSEK⁵, Leszek MARYNOWSKI¹ & Anna SIKORA²

¹Uniwersytet Śląski w Katowicach, ul. Będzińska 60, 41-200 Sosnowiec; e-mail: michal.bucha@gmail.com

²Instytut Biochemii i Biofizyki PAN, ul. Pawińskiego 5A, 02-106 Warszawa

³Oregon State University, 153 Gilbert Hall, Corvallis, OR 97331, U.S.A

⁴Szkoła Główna Gospodarstwa Wiejskiego, ul. Nowoursynowska 159, 02-776 Warszawa

⁵Uniwersytet Wrocławski, Instytut Nauk Geologicznych, Plac Maksa Borna 9, 50-204 Wrocław; e-mail: alina.chrzastek@ing.uni.wroc.pl

Beztlenowa biodegradacja węgla brunatnego jest procesem długotrwałym i jak do tej pory niedostatecznie poznanym. Przyśpieszenie i zintensyfikowanie procesów beztlenowego rozkładu węgla brunatnego jest możliwe poprzez stymulację autochtonicznej mikroflory występującej naturalnie w złożach węgla brunatnego. W tym celu w eksperymentach laboratoryjnych stosowane są substancje zawierające związki mineralne oraz dodatkowe źródła energii łatwo metabolizowane przez mikroorganizmy (np. glukoza, metanol, mrówczan, octan itp.).

W ramach niniejszej pracy świeżo pobrany węgiel bru-natny z odkrywki "Jóźwin IIB" umieszczono w bioreaktorze w celu stymulacji występującej w nim naturalnej mikroflory. Przez 124 dni w sposób ciągły dostarczano do bioreaktora sterylną pożywkę mineralną zawierającą produkt uboczny przemysłu cukrowniczego – melasę. W bioreaktorze obserwowano produkcję gazu bogatego w wodór i ditlenek węgla, powstającego w wyniku kwaśnej fermentację melasy. Równocześnie, w warunkach eksperymentu, nastą-pił intensywny beztlenowy rozkład węgla brunatnego. W wyniku biodegradacji węgla brunatnego stężenia związków takich jak n-alkany, n-alkanole, nasycone kwasy karboksylowe, diterpenoidy, triterpenoidy i steroidy uległy znacznemu zmniejszeniu (niektóre związki do zera), w stosunku do materiału wyjściowego. Co ciekawe, wzrosły stężenia innych grup związków, takich jak fenole, ketony i niektóre inne związki organiczne. Interpretujemy to zjawisko jako stopniowy rozkład polimerów, ligniny i celulozy, obecnych w węglu brunatnym. Stosunek ligniny do celulozy w węglu zbiodegradowanym zwiększył się, co wskazuje na intensywną biodegradację celulozy. Typowymi produktami degradacji ligniny były kwas p-kumarowy, kwas feru-lowy i acetofenon oraz tyrosol i 2-fenyloetanol. Zmiany w składzie molekularnym oraz dystrybucji materii organicznej węgla brunatnego wynikają z aktywności mikrobio-Podobnych zmian logicznej. nie zaobserwowano w kontrolnym eksperymencie, w którym węgiel inkubowano w roztworach kwasów organicznych. Dominującymi grupami bakterii zidentyfikowanymi w bioreaktorze, pochodzącymi z węgla brunatnego i wyselekcjonowanymi w warunkach opisywanego eksperymentu, są Firmicutes, Actinobacteria, Proteobacteria i Bacteroidetes. Ponadto, zi-dentyfikowano przedstawicieli 16 innych typów oraz wszystkie poznane taksony bakterii lignocelulolitycznych.

Wyniki eksperymentu potwierdzają beztlenową biodegradację ligniny w środowisku kwaśnym. Można przyjąć, że rozkład węgla brunatnego nastąpił w wyniku synergicznej aktywności bakterii fermentujących melasę i bakterii rozkładających węgiel brunatny. Intensywny rozkład ligniny, celulozy i wolnych (niezwiązanych) związków organicznych wystąpił podczas inkubacji węgla brunatnego w wyniku aktywności bakterii lignocelulolitycznych. Beztlenowa biodegradacja węgla brunatnego jest procesem długotrwałym i jak do tej pory niedostatecznie poznanym. Przyśpieszenie i zintensyfikowanie procesów beztlenowego rozkładu węgla brunatnego jest możliwe poprzez stymulację autochtonicznej mikroflory występującej naturalnie w złożach węgla brunatnego. W tym celu w eksperymentach laboratoryjnych stosowane są substancje zawierające związki mineralne oraz dodatkowe źródła energii łatwo metabolizowane przez mikroorganizmy (np. glukoza, metanol, mrówczan, octan itp.).

W ramach niniejszej pracy świeżo pobrany węgiel brunatny z odkrywki "Jóźwin IIB" umieszczono w bioreaktorze w celu stymulacji występującej w nim naturalnej mikroflory. Przez 124 dni w sposób ciągły dostarczano do bioreaktora sterylną pożywkę mineralną zawierającą produkt uboczny przemysłu cukrowniczego – melasę. W bioreakto-rze obserwowano produkcję gazu bogatego w wodór i ditlenek węgla, powstającego w wyniku kwaśnej fermentację melasy. Równocześnie, w warunkach eksperymentu, nastąpił intensywny beztlenowy rozkład węgla brunatnego. W wyniku biodegradacji węgla brunatnego stężenia związków takich jak n-alkany, n-alkanole, nasycone kwasy karboksylowe, diterpenoidy, triterpenoidy i steroidy ulegly znacznemu zmniejszeniu (niektóre związki do zera), w stosunku do materiału wyjściowego. Co ciekawe, wzrosły stężenia innych grup związków, takich jak fenole, ketony i niektóre inne związki organiczne. Interpretujemy to zjawisko jako stopniowy rozkład polimerów, ligniny i celulozy, obecnych w węglu brunatnym. Stosunek ligniny do celulozy w węglu zbiodegradowanym zwiększył się, co wskazuje na intensywną biodegradację celulozy. Typowymi produk-tami degradacji ligniny były kwas p-kumarowy, kwas ferulowy i acetofenon oraz tyrosol i 2-fenyloetanol. Zmiany w składzie molekularnym oraz dystrybucji materii organicznej węgla brunatnego wynikają z aktywności mikrobiologicznej. Podobnych zmian nie zaobserwowano w kontrolnym eksperymencie, w którym węgiel inkubowano w roztworach kwasów organicznych. Dominującymi grupami bakterii zidentyfikowanymi w bioreaktorze, pochodzącymi z węgla brunatnego i wyselekcjonowanymi w warunkach opisywanego eksperymentu, są Firmicutes, Actinobacteria, Proteobacteria i Bacteroidetes. Ponadto, zi-dentyfikowano przedstawicieli 16 innych typów oraz wszystkie poznane taksony bakterii lignocelulolitycznych.

Wyniki eksperymentu potwierdzają beztlenową biodegradację ligniny w środowisku kwaśnym. Można przyjąć, że rozkład węgla brunatnego nastąpił w wyniku synergicznej aktywności bakterii fermentujących melasę i bakterii rozkładających węgiel brunatny. Intensywny rozkład ligniny, celulozy i wolnych (niezwiązanych) związków organicznych wystąpił podczas inkubacji węgla brunatnego w wyniku aktywności bakterii lignocelulolitycznych.

HRHMA (high-resolution heavy mineral analysis) zastosowana dla górnokampańskich skał silikoklastycznych krawędziowej części Roztocza Środkowego (SE Polska)



Michał CYGLICKI & Zbyszek REMIN

Uniwersytet Warszawski, Wydział Geologii, Instytut Geologii Podstawowej, Al. Żwirki i Wigury 93, 02-089 Warszawa, Polska; e-mail: mcyglicki@uw.edu.pl; zremin@uw.edu.pl

Zespoły minerałów ciężkich, pochodzące z górnokampańskich, węglanowo-silikoklastycznych skał osadowych (wapnistych mułowców, wapnistych piaskowców i gez), cyklicznie powtarzających się w krawędziowej części Roztocza reprezentowane są przez przeźroczyste fazy ultrastabilne, stabilne, wtórne tlenki żelaza i tytanu oraz siarczki żelaza. Widoczna w profilach cykliczność, przekłada się na procentowy udział minerałów, gdzie np. w ogniwach wapnisto-mułowcowych przeważają zespoły o niższym ciężarze właściwym oraz o bardziej nieregularnych kształtach. Przekłada się to na ich łatwiejszy transport w mniej energetycznych środowiskach.

Wśród zespołów transparentnych dominują rutyl, cyrkon, turmalin, sillimanit, cyjanit, staurolit i granat (w szeregu od najbardziej do najmniej odpornych w warunkach niskiego pH). Kształt poszczególnych ziaren będący wynikiem bądź to abrazji bądź wietrzenia chemicznego różni się. W obrębie wszystkich typów ziaren można znaleźć zarówno kryształy własnokształtne, niezwietrzałe, obtoczone jak i kompletnie zniszczone. Powierzchnie ziaren obfitują w struktury powstałe w wyniku wietrzenia chemicznego (ang. etch pits, mamillae, cockscomb czy hacksaw termination). Wskaźnik dojrzałości petrograficznej ZTR waha się w granicach 55–78% (średnia wartość 67%). Indeks ten wykazuje silną ujemną korelacje z procentowym udziałem granatu, cyjanitu i staurolitu (współczynnik korelacji Pearsona odpowiednio: –0.62; –0.68; –0.72), co oznacza, że udział ZTR zmienia się odwrotnie proporcjonalnie do obecności wyżej wymienionych faz metastabilnych. Turmaliny i cyrkony, reprezentujące ok. 40–60% analizowanych zespołów mineralnych, zostały podzielone ze względu na prezentowany przez nie schemat pleochroiczny. Wyróżniono 8 odmian turmalinów: brązowe, zielone, pomarańczowe, strefowe, niebieskie, różowe, żółte i bezbarwne (w kolejności o udziale malejącym). Wśród cyrkonów występują odmiany bezbarwne, żółte, bezbarwne strefowe, różowe, a także podrzędnie (<1%) pomarańczowo-brązowe i niebieskie.

Zespoły minerałów ciężkich najprawdopodobniej zasilane były przez dwojakiej natury materiały źródłowe. Z jednej strony były to skały osadowe, mające w swym składzie kryształy wielokrotnie redeponowane; z drugiej zaś, świeże zwietrzeliny dostarczające minerałów o formie euhedralnej, bądź do niej zbliżonej. Taką hipotezę mogą potwierdzać wysokie wartości indeksu dojrzałości petrograficznej ZTR. Niemniej jednak, warto podkreślić, że brak niestabilnych zespołów może być wynikiem ekstremalnie silnego wietrzenia chemicznego w gorącym i wilgotnym klimacie w późnej kredzie, jak również może zależeć od typu skały macierzystej. Wykazujące ujemną korelacje z minerałami z grupy ZTR, zespoły minerałów ciężkich, np: granaty, cy-janity, sillimanity i staurolity najprawdopodobniej miały wspólne źródło. Te metastabilne kryształy, często wykazują cechy zaawansowanego wietrzenia chemicznego, które najprawdopodobniej zachodziło w warunkach powierzchniowych. Skały, z których pochodzą zespoły minerałów ciężkich nie noszą znamion diagenezy, co sugeruje, że struktury z rozpuszczania widoczne na kryształach nie powstały w warunkach głębokiego pogrzebania.

Pre- and postconsolidated sediment deformations in the transitional terrigenous series Pzt (Zechstein/ Lower Buntsandstein) in the Grodziec syncline, Sudets: process interpretation and regional implications



Karol DURKOWSKI¹, Dominik SOKALSKI², Jurand WOJEWODA³ & Anna DURKOWSKA¹

¹KGHM Cuprum, Research and Development Centre, Wrocław, Poland; e-mail:kdurkowski@cuprum.wroc.pl, adurkowska@cuprum.wroc.pl ²KGHM Polska Miedź S.A., Head Office, Lubin, Poland; e-mail: Dominik.Sokalski@kghm.com ³Institute of Geological Science, University of Wrocław, Wrocław, Poland; e-mail: jurand.wojewoda@uwr.edu.pl

The study area is located in North-Sudetic Synclinorium in SE marginal parts of European Zechstein basin. A sandysilty-argillaceous transitional succession is distinguished between Permian and Triassic deposits and is referred as a Top/Transitional Terrigeneous Series (PZt). A zone of preand post-consolidated sediment deformation was described within tempestites heterolithes. It turned out to be significantly helpful horizon in determining boundary between both systems.

In the course of this study the boundary between Zechstein and Buntsandstein was set in the uppermost part of heterolithic series. These are represented by alternated layers of grey white to grey green, fine to very fine grained quartz sandstones and red brown mudstones. In addition to the high structural variability, they are characterized primarily by the deformation of the original structure with features typical for soft sediment deformation, as well as brittle deformation and brecciation.

The zone of pre- and post-consolidated deformation structures has varied thickness from 2m in N and NE up to 14 m in SW of the study area. In principle, the original structure of the sediment is more or less susceptible to the destruction or complete obliteration. Sometimes it comes to rebuild of the sediment structure due to plasticization or liquefaction. The predominant pre-consolidated sediment deformation structures occurring in the study area are: reversed density stratification ('ba'), neptunian and clastic dykes, clastic diffusional cells, compacted desiccation (syneresis) cracks. If such structures form a correlation horizon on a larger area, they might be an indicator of seismic shocks – seismites. Seismic activity of the research area occurring at the turn of the Permian and Triassic may be also confirmed by the occurrence of compacted cracks in a soft sediment. Within these structures redeposited sediments filled with clastic or mineral material are visible. If they present penetrative character, they may indicate the synsedimentary tectonic activity of the study area.

For post-consolidated deformations authors consider these phenomena, which are accompanied by the break of continuity of the sedimentary planes, relocation along newly created planes within the sediment or brittle failure (e.g. brecciation). These structures can be classified primarily as (micro)faults. There is no doubt that the horizon described at the boundary of the Permian and Triassic is correlated in the area ranging from a few kilometers to the south and a few tens of kilometers north of the border of the present structure of the Fore-Sudetic Block. The pre-consolidated sediment deformation structures have numerous features of seismites, however post-consolidated deformation structures raise more doubts about their origin and require more research.
Struktury korzeniowe późnodewońskich krynoidów z Jebel Bou Ifarherioun (Antyatlas, Maroko)



Patrycja DWORCZAK, Błażej BERKOWSKI & Michał JAKUBOWICZ

Instytut Geologii, Wydział Nauk Geograficznych i Geologicznych, UAM; e-mail: patrcja.dworczak@amu.edu.pl, bbrk@amu.edu.pl, mjakub@amu.edu.pl

Późnodewońska sekwencja węglanowa odsłaniająca się w Jebel Bou Ifarherioun (południowo-wschodni Antyatlas, Maroko) stanowiła niegdyś fragment pelagicznej platformy Tafilalt, która była częścią północnego szelfu rozwijającego się na pasywnej krawędzi Gondwany. Depozycja górnodewońskich utworów była kontrolowana na stosunkowo nieprzez dużym obszarze tensyjną tektonikę synsedymentacyjną i heterogeniczną subsydencję. Umożliwiło to tym samym rozwój silnie zróżnicowanych przestrzennie facji, które intensywnie zasiedlane były przez morskie organizmy bentoniczne. Jednym z przykładów odradzania się organizmów po wymieraniu fran-famen są nie-zwykle bogate struktury stromatolitowe oraz wspaniale zachowane elementy łąk liliowcowych, które rozwinęły się w podłożu wapieni gruzłowych datowanych na zonę marginifera. Łąki krynoidowe są dokumentowane w postaci bogatych stref korzeniowych. Dodatkowo holdfasty

krynoidów są poprzerastane przez laminowane struktury silnie wzbogacone w żelazo, prawdopodobnie pochodzenia mikrobialnego. Struktury "mikrobialne" często podkreślają linie wzrostu korzeni liliowców, co wskazuje, że mogły one narastać w czasie przerw w rozwoju stref korzeniowych krynoida. Struktury występują bezpośrednio w osadzie obrastając często również rożnego rodzaju bioklasty, które zachowały się w obrębie osadu, takie jak kolumnalia liliowców, fragmenty koralowców czy muszle mięczaków. Dostęp do twardego dna i korzystne, choć zróżnicowane batymetrycznie, lokalne warunki środowiska umożliwiły rozkwit bogatych łąk liliowcowych pomimo drastycznych zmian globalnie zachodzących w tym czasie w późnym dewonie.

Badania finansowane z Grantu NCN Preludium 13, 2017/25/N/ST10/00445

Zróżnicowanie ilościowe i jakościowe materii organicznej warstw menilitowych w wybranych profilach z rejonu Słowacji oraz Rumunii (Karpaty zewnętrzne, oligocen)



Anna FILIPEK¹, Marcin BARSKI¹, Anna WYSOCKA¹ & Leszek JANKOWSKI²

¹Uniwersytet Warszawski, Al. Zwirki i Wigury 93, 02-089 Warszawa; e-mail: anniafilipek@gmail.com, msbarski@uw.edu.pl, anna.wysocka@uw.edu.pl ²Państwowy Instytut Geologiczny Oddział Karpacki, Skrzatów 1, 31-560 Kraków; e-mail: leszek.jankowski@pgi.gov.pl

Sedymentacja utworów wchodzących w skład warstw menilitowych odbywała się najprawdopodobniej w trakcie czasowego odizolowania części basenu Karpat zewnętrznych od oceanu światowego, czego konsekwencją było pojawienie się warunków anoksycznych i rozprzestrzenienie się ciemnych osadów bitumicznych. Okresowy deficyt tlenu wiązany jest ze zmianami kierunku wiatru, który powodował powstawanie koncentrycznych stref upwellingu. Panujące w trakcie depozycji warstw menilitowych warunki sprzyjały zachowaniu materii organicznej w osadzie. Badania geochemiczne wskazują, iż wartości TOC wspomnianego wydzielenia mogą dochodzić nawet do 20% i w związku z tym uważane są za potencjalną skałę macierzystą Karpat zewnętrznych.

Cechą charakterystyczną warstw menilitowych jest obecność bitumicznego opalu zwanego menilitem, który występuje w poziomach rogowców oraz powszechność czarnych łupków stanowiących sedymentację tła dla różnorodnych facji klastycznych oraz wapiennych deponowanych w basenie menilitowym. Do głównych typów litologicznych występujących w obrębie warstw menilitowych możemy zaliczyć: różnego rodzaju łupki oraz piaskowce, rogowce, margle, wapienie, diatomity i tufity.

Analiza ilościowa oraz jakościowa kerogenu pochodzącego z warstw menilitowych miała na celu uzupełnienie informacji uzyskanych na podstawie analizy sedymentologicznej poszczególnych profili i dotyczących środowiska depozycji oraz określenia jego charakteru (zasolenia i natlenienia wód, produktywności, itp.) oraz oznaczenia źródła materii organicznej. Analiza palinofacjalna materii organicznej z poszczególnych próbek wskazuje, iż jest ona w niektórych profilach zdominowana przez amorficzną substancję organiczną (AOM) będącą najbardziej problematycznym składnikiem materii palinologicznej. Podział bezpostaciowej materii organicznej jest trudny ze względu brak możliwości określenia genezy jej szczątków. Do zatarcia pierwotnej struktury mogło dojść w wyniku biodegradacji przy udziale grzybów i bakterii, mechanicznego niszczenia w trakcie transportu oraz depozycji w środowisku wysokoredukcyjnym.

Pomimo zdecydowanej dominacji substancji amorficznej materia organiczna z warstw menilitowych z wybranych profili z Rumunii cechuje się stosunkowo dużym zróżnicowaniem składników palinologicznych. Podczas obserwacji jakościowych AOM zwrócono uwagę na jej odmienne wykształcenie w poszczególnych próbkach, zarówno ze względu na barwę, wielkość, jak również obecność pirytu. Ponadto, stwierdzono obecność składników zarówno pochodzenia morskiego (np. cysty Dinoflagellata), jak i składników pochodzenia lądowego (sporomorfy, fitoklasty) i ich zmienny stosunek względem siebie w zanalizowanych próbkach. Natomiast w profilu Dara Prislop z rejonu Śłowacji materia palinologiczna składa się praktycznie wyłącznie z AOM cechującego się ciemnymi barwami, wskazującymi na jej termiczną dojrzałość.

Spektroskopia mössbauerowska ⁵⁷Fe w badaniach skał osadowych



Jacek GATLIK¹, Artur BŁACHOWSKI¹, Kamila KOMĘDERA¹, Marta BĄK² & Krzysztof BĄK³

¹Laboratorium Spektroskopii Mössbauerowskiej, Instytut Fizyki, Uniwersytet Pedagogiczny, ul. Podchorążych 2, 30-084 Kraków; email: j.gatlik@interia.eu

²Wydział Geologii, Geofizyki i Ochrony Środowiska, Akademia Górniczo-Hutnicza, Al. Mickiewicza 30, 30-059 Kraków
³Instytut Geografii, Wydział Geograficzno-Biologiczny, Uniwersytet Pedagogiczny, ul. Podchorążych 2, 30-084 Kraków

Żelazo jest czwartym najbardziej rozpowszechnionym pierwiastkiem w skorupie ziemskiej i w większej lub mniejszej koncentracji występuje w większości materiałów geologicznych. Spektroskopia mössbauerowska SM jest jądrową metodą badawczą opartą na zjawisku rezonansowej emisji i absorpcji promieniowania gamma. Jednym z izotopów mössbauerowskich jest 57Fe znajdujący się w naturalnym składzie izotopowym. Atomy żelaza będące sondą w badanym materiale poprzez oddziaływania nadsubtelne dostarczają informacji o ich najbliższym otoczeniu chemicznym. Poprzez pomiar oddziaływań nadsubtelnych pomiędzy struktura elektronową badanego materiału a poziomami energetycznymi w jądrze 57Fe otrzymujemy informacje o takich parametrach jak: 1) gęstość elektronowa – pozwala na wyznaczenie stopnia utlenienia/redukcji żelaza, czyli np. stosunku Fe²⁺/Fe³⁺; 2) gradient pola elektrycznego - pozwala na identyfikację lokalnej symetrii wokół atomu żelaza, czyli np. geometrii koordynacyjnej (oktaedrycznej, tetraedrycznej, kubicznej); 3) magnetyczne pole nadsubtelne – pozwala na identyfikację minerałów żelaza wykazujących właściwości magnetyczne, czyli np. tlenki i wodorotlenki żelaza (hematyt, magnetyt, getyt). W przypadku materiałów geologicznych pomiary wykonuje się na próbkach proszkowych o masie około 100 miligram. Poza standardowym rozdrobnieniem, pobrany w terenie materiał nie jest poddany innej obróbce w celu pomiaru SM. Metoda jest nie-destrukcyjna i po pomiarze próbka może być wykorzystana do dalszych badań. Pomiary mogą być wykonywane w funkcji temperatury próbki i ewentualnie przyłożonego ciśnienia lub pola magnetycznego.

Jako przykład zastosowania wyżej opisanej metody zostaną przedstawione wyniki badań jurajskich skał krzemionkowo-węglanowych jednostki kriżniańskiej w Tatrach w zakresie interpretacji różnic w gęstości elektronowej i magnetycznego pola nadsubtelnego.



Ryc. 1. Widma mössbauerowskie 57Fe (w temperaturze pokojowej) pospolitych minerałów żelaza obliczone na podstawie M. D. Dyar et al., 2006. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.* 34, 83.

Analiza jurajskich skał krzemionkowo-węglanowych jednostki kriżniańskiej w Tatrach metodą spektroskopii mössbauerowskiej ⁵⁷Fe



Jacek GATLIK¹, Artur BŁACHOWSKI¹, Kamila KOMĘDERA¹, Marta BĄK² & Krzysztof BĄK³

¹Laboratorium Spektroskopii Mössbauerowskiej, Instytut Fizyki, Uniwersytet Pedagogiczny, ul. Podchorążych 2, 30-084 Kraków; e-mail: artur.blachowski@up.krakow.pl

²Wydział Geologii, Geofizyki i Ochrony Środowiska, Akademia Górniczo-Hutnicza, Al. Mickiewicza 30, 30-059 Kraków

³Instytut Geografii, Wydział Geograficzno-Biologiczny, Uniwersytet Pedagogiczny, ul. Podchorążych 2, 30-084 Kraków

Spektroskopia mössbauerowska jest jądrową metodą badawczą opartą na zjawisku rezonansowej absorpcji promieniowania gamma. W badaniach geochemicznych stosowana jest do analizy składu fazowego oraz wyznaczenia parametrów fizyko-chemicznych materiałów zawierających żelazo.

Podział facji geochemicznych środowisk morskich w oparciu o zachowanie żelaza w różnych warunkach sedymentacyjnych obejmuje: 1) fację siarkowodorową – żelazo w formie pirytu FeS₂, całkowity brak wolnego O₂, warunki silnie redukujące; 2) fację syderytową – żelazo w formie węglanu typu FeCO₃, tlen zużyty na utlenianie materii organicznej i dostarczenie nadmiaru CO₂, warunki redukujące; 3) fację szamozytową – żelazo w formie glinokrzemianów z Fe²⁺ > Fe³⁺, brak wolnego O₂ i CO₂; 4) fację glaukonitową – żelazo w formie glinokrzemianów z Fe³⁺ > Fe²⁺, niewielki nadmiar wolnego O₂, granica pomiędzy środowiskiem redukującym i utleniającym; 5) fację utlenioną – żelazo w formie Fe₂O₃, znaczny nadmiar wolnego O₂.

W ramach niniejszych badań metodą spektroskopii mössbauerowskiej ⁵⁷Fe wyznaczono zmiany w warunkach pH i Eh jakie zachodziły w okresie środkowej i późnej jury (środkowy bajos–oksford) na dnie zanurzonej platformy węglanowej, która była wtedy częścią marginalnego basenu w karpackiej części Oceanu Zachodniej Tetydy, a obecnie odsłania się w seriach płaszczowiny kriżniańskiej w Ta-trach.

Zmiany warunków natlenienia zapisały się w widmach mössbauerowskich ⁵⁷Fe w różnych procentowo udziałach żelaza, które w skałach występuje w formie Fe²⁺ (C) – węglanów (znacznik facji syderytowej (a)); Fe²⁺ (AlSi) i Fe³⁺ (AlSi) – glinokrzemianów (znaczniki facji szamozytowej (b) i glaukonitowej (c)) oraz Fe³⁺ – magnetycznych tlenków żelaza. Ilość Fe³⁺ w glinokrzemianach i tlenkach znacząco wzrasta w górę profilu osiągając najwyższe wartości w czerwonych wapieniach bulastych formacji wapienia czorsztyńskiego oraz w wapieniach krzemionkowych formacji radiolarytów z Czajakowej. Wartości wskaźników geochemicznych (V/Cr, As/Al, U/Al) odzwierciadlające Eh osadu wykazują trend odwrotny, wskazując razem z wartościami udziału Fe³⁺ na poprawę warunków tlenowych w warstwie przypowierzchniowej osadu.



Fig. 1. Przykładowe widma mössbauerowskie 57Fe badanych osadów jurajskich z przedstawionym procentowym udziałem żelaza w różnych formach.

Sedymentologiczny oraz petrologiczny aspekt rozwoju warstw cergowskich (oligocen) w złożu Lipowica II-1



Paweł GODLEWSKI1, Joanna PSZONKA2 & Marek WENDORFF1

¹Akademia Górniczo-Hutnicza im. Stanisława Staszica, Wydział Geologii, Geofizyki i Ochrony Środowiska, Al. Mickiewicza 30, 390-059 Kraków; e-mail: godlewski@agh.edu.pl, wendorff@agh.edu.pl ²Instytut Gospodarki Surowcami Mineralnymi i Energią Polskiej Akademii Nauk, ul. Wybickiego 7A, 31-261 Kraków; e-mail: joanna.pszonka@gmail.com

Warstwy cergowskie (oligocen Karpat zewnętrznych) tworzą litosom w formie soczwy w obrębie warstw menilitowych, zbudowanej z piaskowców w części centralnej oraz piaskowców i łupków w partiach marginalnych. W złożu Lipowica II-1 skały odsłaniają się w formie antykliny obalonej, gdzie warstwy w skrzydle brzusznym zalegają bardzo stromo i w tej partii wykonano szczegółową analizę sedymentologiczną profilu warstwa po warstwie, którą uzupełniono o obserwacje pod mikroskopem polaryzacyjnym w świetle przechodzącym.

W profilu złoża Lipowica II-1 litofacje piaskowcowe mają udział 94%, a pozostała część przypada na litofacje pyłowcowe oraz mułowcowe. Ławice piaskowców przeważnie są grube oraz bardzo grube: od kilkudziesięciu cm do kilku m miąższości, natomiast miąższość przeławicających je mułowców nie przekracza kilkunastu cm. Miąższość ławic zmienia się nieregularnie w następstwie pionowym – nie zaobserwowano ani sekwencji pozytywnych, ani negatywnych.

Piaskowce najczęściej są frakcji drobnoziarnistej, dobrze wysortowane, masywne lub uziarnione frakcjonalnie: drobnoziarniste dystrybucyjnie, natomiast sortowanie typu coarse-tail charakteryzuje piaskowce zawierające domieszkę drobnoziarnistego żwiru. Czasami pionowe zmiany uziarnienia w obrębie ławic piaskowców mają charakter nieregularny. Laminacje: równoległa oraz przekątna-riplemarkowa występują zwykle w stropie warstwy, choć miejscami widoczne są w obrębie ławic. Laminacje często są uwydatnione poprzez obecność intraklastów mułowców i/lub uwęglonej materii roślinnej, które mogą być rozproszone lub grupują się tworząc subtelne smugi wewnątrz warstwy i/lub znaczne nagromadzeniach w jej stropie.

W składzie mineralnym piaskowców dominują ziarna kwarcu – 30 do 40%. Klasty węglanowe stanowią 10 do 30%, w tym biodetrytyczne maksymalnie 2%. Spoiwo węglanowe znacznie przeważa nad iłowym i w sumie udział składników węglanowych osiąga 60%. Wraz z drobnieniem ziarna proporcja ziaren mikrytowych oraz mikrosparytowych maleje przy jednoczesnym wzroście zawartości mułu węglanowego. Ziarna kwarcu oraz skał krzemionkowych są półostrokrawędziste, natomiast klasty węglanowe charakteryzują się bardzo dobrym obtoczeniem.

Wszechobecność grubych, w przewadze masywnych lub uziarnionych frakcjonalnie warstw litofacji piaskowcowej sugeruje depozycję z prądów zawiesinowych wysokiej gęstości. Nieregularne zmiany uziarnienia w obrębie warstw, obfite wtrącenia intraklastów mułowców i uwęglonej materii roślinnej, a także brak sekwencji F-U lub C-U wskazują na pochodzenie osadu z delty oraz udział wypływów hiperpiknalnych. Znikoma zawartość biodetrytusu węglanowewgo, jak również spadek ilości litoklastów mikrytowych oraz wzrost zawartości matrix przy spadku średniej grubości ziarna może oznaczać pochodzenie mułu węglanowego głównie z abrazji okruchów węglanowych. Dobre wysortowanie klastów zarówno kwarcu, jak i węglanowych, sugeruje rozsortowanie frakcji przed redepozycją z delty w głębsze partie basenu, a więc już na szelfie.

Plejstoceńskie koluwium scementowane węglanem wapnia na Wyżynie Krakowskiej – warunki sedymentacji i diagenezy



Michał GRADZIŃSKI¹, Helena HERCMAN² & Krzysztof STANISZEWSKI^{1, 3}

¹Instytut Nauk Geologicznych UJ, Gronostajowa 3a, 30-087 Kraków; e-mail: michal.gradzinski@uj.edu.pl ²Instytut Nauk Geologicznych PAN, Twarda 51/55, 00-818 Warszawa; e-mail: hhercman@twarda.pan.pl ³aktualny adres: Rocca S.A., Osiedle Przemysłowe 21, 69-100 Shubice; e-mail: krzy.staniszewski@gmail.com

W rejonie Wąwozów Kwaczalskich (zachodnia część Wyżyny Krakowskiej) od dawna notowano występowanie zlepieńców położnych ponad karbońską arkozą kwaczalską i przykrytych plejstoceńskim lessem. Zróżnicowane facjalne, warunki postania i cementacji zlepieńców jak również ich wiek nie były dotychczas sprecyzowane.

Przeprowadzone badania wykazały, że osady te są reprezentowane przez cztery odmienne facje: i. zlepieńce o zwartym szkielecie ziarnowym, ii. zlepieńce o rozproszonym szkielecie ziarnowym, iii. drobnoziarniste piaskowce warstwowane równolegle lub przekątnie w małej skali, i iv. gruboziarniste piaskowce. Najliczniej występują zlepieńce o rozproszonym szkielecie ziarnowym. We frakcji żwirowej zlepieńców dominują klasty węglanów triasowych, prze-ciętnie do kilku centymetrów, lecz maksymalnie sięgające do 40 cm. Są to głównie klasty wapieni, mniej licznie wa-pieni dolomitycznych i dolomitów. Klasty te są słabo obtoczone. Ponadto występują dobrze obtoczone ziarna kwarcu i podrzędnie piaskowców arkozowych. Matriks jest piaszczyste, zdominowane przez ziarna kwarcu i skaleni. Piaskowce towarzyszące zlepieńcom są zbudowane z ziaren kwarcu i skalení, mikrytowych węglanów i mik. Opisywane osady są scementowane kalcytem. W zlepieńcach o zwartym szkielecie ziarnowym cement jest sparytowy, zbudowany z kolumnowych kryształów tworzących. Kalcyt charakteryzują stosunkowo niskie wartości δ^{13} C i δ^{18} O. Wiek cementów określony metodą ²³⁰Th/U wynosi 220 +25/-22 ka.

Badane osady są pozostałością rezydualnego 'płaszcza' koluwiów pokrywających stok zbudowany ze starszych osadów karbońskich i triasowych. Ostrokrawędziste fragmenty wapieni triasowych pochodzą z górnej części stoku. Postały one na skutek wietrzenia mrozowego a zostały przetransportowane w dół stoku przez spływy grawitacyjne mieszaniny złożonej z topniejącego śniegu i inkorporowanej zwietrzeliny. Spływy te zagarniały także zwietrzelinę arkozy kwaczalskiej bogatą w materiał silikoklastyczny, która znajdowała się w niższej części stoku. Przemieszczanie zwietrzeliny miała miejsce u schyłku zlodowacenia Odry (w czasie MIS 7). W dolnej części stoku koluwium podlegało soliflukcji, a okresowe cieki wodne remobilizowały i transportowały materiał piaszczysty, co skutkowało usunięciem piaszczystego matriks z części zlepieńców i lo-kalną depozycją piaskowców. W warunkach interglacjalnych, w czasie rozwoju gleb i po uruchomieniu cyrkulacji wód, koluwium podległo cementacji węglanem wapnia. Jedynie scementowane partie koluwium oparły się późniejszej erozji. Można zatem przypuszczać, że podobne – lecz nie scementowane – osady koluwialne były w plejstocenie szeroko rozprzestrzenione na Wyżynie Krakowskiej.

Szczegółowe opracowanie tych zagadnień przedstawione jest w pracy Gradziński et al. (2014, *Sed. Geol.*, 306: 24–35).

Environmental evolution during Middle Triassic times and its effect on palaeocommunities and taphonomic conditions in the Muschelkalk – Lower Keuper basin, Central Europe



Hans HAGDORN

Muschelkalkmuseum Ingelfingen, Schloss-Str. 11, 74653 Ingelfingen, Germany; e-mail: encrinus@hagdorn-ingelfingen.de

During Middle Triassic times, the Central European Basin was a semi-enclosed basin surrounded by continental blocks and episodically connected with the shelf areas of the western Tethys. Strangely, in contrast to its restricted palaeogeographic position, the Middle Triassic Muschelkalk and Lower Keuper are to be regarded showcases of global Triassic ecological and phylogenetic trends. This is not exclusively explained by the long palaeontological, stratigraphical, and sedimentological research history starting more than 200 years ago. Primarily this special importance is due to the broad variety of taphonomic situations that contributed much to the classification of fossil lagerstätten promoted by A. Seilacher in the 1970s in the Tübingen Sonderforschungsbereich 53. For example, the best known Middle Triassic echinoderm faunas come from the Muschelkalk deposited in a restricted basin, while deposits from the open Tethys shelf yielded mostly disarticulated material.

Comparably to modern marine communities, for a classification of Middle Triassic palaeocommunities the following major factors have to be distinguished:

• the **substrate** reflecting types of seafloor condition. These are softgrounds, shellgrounds with accumulations of coarse carbonatic skeletal material, firmgrounds with semiconsolidated sediments, hardgrounds, bioherms and true reefs

• the salinity and other geochemical and physical factors. Diverse benthic communities including stenohaline organisms like echinoderms or corals require a constantly fully marine environment. Palaeocommunities dominated by large quantities of a few opportunistic taxa are indicative of either hypersalinar or brackish conditions

• the **palaeogeographic position** towards the open marine connections with the Tethys that provided constantly fresh seawater influx allowing diverse stenohaline communities. Along a salinity gradient, gradual disappearance of taxa can be observed from regions close to the marine straits towards the basin centre

• the physical **change of the basin conditions** depending on climatic factors, sea level fluctuations, and palaeotectonic situation. During Middle Triassic times the Central European Basin underwent an evolution from restricted marine environments of the Röt to the marine Lower Muschelkalk, the evaporitic and hypersalinar Middle Muschelkalk, the marine Upper Muschelkalk, and to fluctuating restricted marine, brackish, and limnic environments with episodical coal seams. By the very end of the Ladinian stage regional playa lakes with low diverse brackish to hypersalinar invertebrate and vertebrate faunas occurred.

• the **global faunal substitution** of the Palaeozoic-type fauna dominated by epibenthic filter feeders by the Mesozoictype endobenthic fauna burrowing into deeper tiers, and nektonic predators. However, in the marine Muschelkalk Palaeozoic-type sediments like crinoidal limestones still occur. This is because crinoids persisted in shallow marine environments of Middle Triassic times.

Depending on these factors, during the Middle Triassic different fossil palaeocommunities superseded in the Central European Basin. Due to taphonomic factors, the typical Muschelkalk and Lower Keuper fossil lagerstätten originated.

These are

• restricted marine and/or brackish soft ground communities dominated by inarticulate brachiopods, conchostracans, and a few bivalve taxa (e.g. Röt, some marlstone horizons in Upper Muschelkalk, Lower Keuper)

• hypersalinar dolomites with stromatolites (Middle Muschelkalk, Lower Keuper)

fully marine diverse soft ground communities, represented in tempestite beds, with echinoderm obrutional lager-stätten (e.g. Lower Gogolin Formation, Tonplatten facies of Upper Muschelkalk). This is also the suitable facies for draft filling of cephalopod shells.
fully marine shellground communities dominated by ar-

• fully marine shellground communities dominated by articulate brachiopods and bivalves (e.g. the ecostratigraphic marker beds in the Lower and Upper Muschelkalk)

• thickly bedded crinoidal limestones (encrinites) with small biohermal structures and echinoderm obrutional lagerstätten (best known from Upper Muschelkalk Trochitenkalk Formation)

• sponge/coral-reefs with the most diverse Muschelkalk fauna, strongly influenced from the Tethys shelf (Karchowice Formation of Opole Silesia)

• regional oolite and shelly skeletal bars dominated by mobile bivalves (e.g. Schaumkalke of Lower Muschelkalk, regional oolite bars of Upper Muschelkalk)

• bonebeds with condensed time averaged phosphatic vertebrate remains that were continuously reworked (Upper Muschelkalk, Lower Keuper)

• fluvial sandstone channels with macroplant remains derived from inter-channel swamps (Lower Keuper)

• thin coal seams representing the earliest post-Palaeozoic coals (Lower Keuper)

• vertebrate lagerstätten from freshwater lakes (Lower Keuper)

• vertebrate lagerstätten from playa lakes (comparable to Late Triassic Krasiejów lagerstätte).



Michał JAKUBOWICZ

Instytut Geoekologii i Geoinformacji, ul. B. Krygowskiego 10, 61-680 Poznań; e-mail: mjakub@amu.edu.pl

Podmorskie wysięki metanu stanowią jedno z najbardziej nietypowych środowisk wytrącania się autigenicznych węglanów. Powstawanie wapieni ma tu miejsce często na głębokościach poniżej głębi kompensacyjnej kalcytu i jest efektem działalności konsorcjów mikrobialnych beztlenowo utleniających metan. Skutkiem ubocznym tego procesu jest lokalny wzrost alkaliczności środowiska, co skutkuje przesyceniem wód porowych względem węglanu wapnia.

Złożona sukcesja paragenetyczna typowa dla wapieni wysiękowych odzwierciedla znaczną czasową i przestrzenną zmienność warunków depozycyjnych, typową dla podmorskich ujść fluidów. Tradycyjnie warunki sedymentacji wapieni wysięków metanu były odtwarzane na podstawie obserwacji rodzaju i rozmieszczenie fauny oraz szeroko rozumianych analiz sedymentologicznych. Te ostatnie obejmowały dokumentację dominujących faz węglanowych, sukcesji diagenetycznej i podstawowe analizy mineralogiczne. Daje to ogólny wgląd w drogi migracji roztworów, ich tempo przepływu, a także czasową zmienność równowagi pomiędzy wytrącaniem i rozpuszczaniem węglanów. Dodatkowo, cenny wgląd w skład wypływających węglowodorów dają analizy izotopowe węgla, które stały się fakultatywnym elementem identyfikacji kopalnych wysięków metanu. Tradycyjnie rozumiane analizy mikrofacjalne oraz pomiary izotopowe węgla mają jednak ograniczony potencjał w rekonstrukcjach składu, pochodzenia i dróg migracji przepływających fluidów. Skłania to do poszukiwania nowych metod badawczych, które umożliwiłyby odpowiedź na bardziej złożone pytania dotyczące podpowierzchniowego krążenia roztworów w tego typu środowiskach.

Z wyłaniających się w ostatnich latach metod badawczych, pomiary koncentracji ziem rzadkich, a także analizy izotopowe strontu i neodymu okazują się szczególnie użyteczne w badaniach współczesnych i kopalnych wysięków metanu. Analizy diagramów pajęczych ziem rzadkich, w tym przede wszystkim względnych zawartości ceru i europu, dają cenne informacje dotyczące warunków redoks i potencjalnej obecności w przepływających roztworach elementów hydrotermalnych. Czułe narzędzia odtwarzania dróg migracji roztworów, a przede wszystkim ich interakcji z maficznymi skałami magmowymi dają również analizy izotopowe strontu i neodymu. O ile pomiary koncentracji izotopów strontu w badaniach wysięków metanu są stosowane od dwóch dekad, o tyle izotopy neodymu stanowią nowe narzędzie badawcze. Pionierskie badania prowadzone w ostatnich trzech latach pokazują, że pod wieloma względami analizy izotopowe neodymu stanowią najczulszą, a jednocześnie najprostszą w interpretacji i najmniej podatną na wpływ diagenezy metodę w tego rodzaju badaniach. Metoda ta może być szczególnie przydatna w badaniach wysięków położonych na obszarach o podwyższonej aktywności magmowej i tektonicznej, najczęściej związanych z granicami płyt tektonicznych, gdzie częsta jest obecność w pod-łożu wzbogaconych w izotop ¹⁴³Nd, maficznych skał magmowych.

Najmłodsze detrytyczne cyrkony z utworów triasu z Lipia Śląskiego (Lisowic) koło Lublińca a wiek lisowickiego poziomu kościonośnego



¹Uniwersytet im. A. Mickiewicza w Poznaniu, Wydział Nauk Geograficznych i Geologicznych, Instytut Geologii,

ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa; e-mail: ekrz@pgi.gov.pl, zczu@pgi.gov.pl

Czas depozycji lisowickiego poziomu kościonośnego odsłoniętego w wyrobisku przy cegielni w Lipiu Śląskim (Lisowicach) koło Lublińca wzbudza kontrowersje. Zdaniem części badaczy dane litostratygraficzne i palinostratygraficzne pozwalają szacować wiek nagromadzenia szczątków kręgowców na środkowy noryk. Według innych badaczy obecność określonych szczątków roślinnych wskazuje już na wczesny retyk.

Czas powstania tego poziomu mógłby zostać ustalony poprzez oznaczenie wieku bezwzględnego składników osadu, a jedną z metod stosowanych w tego typu sytuacjach jest oznaczanie wieków krystalizacji piroklastycznych cyrkonów. Takie detrytyczne cyrkony obecne w skałach osadowych pozwalają ustalić maksymalny wiek depozycji osadów.

Do badań zostały pobrane trzy próbki wak kwarcowych podścielających mułowce kościonośne oraz jedna próbka margla leżącego powyżej tychże mułowców. Z próbek zostały wyseparowane minerały ciężkie, ale tylko jeden koncentrat z waki zawierał detrytyczne cyrkony w ilości wystarczającej do dalszych analiz. Ziarna cyrkonów zostały poddane oznaczeniom zawartości wybranych izotopów ołowiu, uranu i toru, a uzyskane dane posłużyły przede wszystkim do obliczenia wieku krystalizacji ziaren. Analizy zostały wykonane w pracowni mikrosondy jonowej SHRIMP IIe/MC, w PIG-PIB w Warszawie. Ze 180 przebadanych cyrkonów, 81 dało wyniki z dyskordancją w zakresie od +20% do -20%.

Biorąc pod uwagę uzyskane wieki krystalizacji, wśród cyrkonów (n = 81) można wyróżnić kilka populacji. Wieki dwóch najstarszych ziaren (2060 \pm 58 mln lat oraz 2105 \pm 19 mln lat) wskazują na ich krystalizację w paleoproterozoiku. Cyrkony proterozoiczne (z wyłączeniem ediakaru) stanowią ok. 28% ziaren. Najliczniejszą populację, tj., ok. 41%, stanowią cyrkony z ediakaru (późny neoproterozoik) o wiekach od ok. 635 mln lat do ok. 540 mln lat. Kolejną wyróżniającą się populację stanowią cyrkony o wiekach ok. 340 mln lat (ok. 14%; wczesny karbon) oraz cyrkony o wiekach ok. 400 mln lat (ok. 6%; wczesny dewon).

Wśród 81 przebadanych cyrkonów aż trzy ziarna (ok. 4%) ujawniły wieki triasowe. Cyrkony te mają pokrój tabliczkowy, a wartości stosunku ²³²Th/²³⁸U mieszczą się w zakresie od 0,4 do 1,1 i wskazują na ich magmowe pochodzenie. W pierwszym ziarnie dwie analizy wykonane w obwódce ujawniły wieki 237 ± 3 mln lat (dyskord. -4%) oraz 230 ± 2 mln lat (dyskord. +7%), wskazujące na krystalizację cyrkonu w ladynie i/lub karniku (zgodnie z tablicą chronostratygraficzną nr 2017/02 granicę między piętrami wyznacza wiek 237 mln lat). W jądrze drugiego cyrkonu uzyskano wiek 222 ± 2 mln lat (dyskord. +10%) wskazujący na jego krystalizację w noryku (granicę między karnikiem a norykiem wyznacza wiek 227 mln lat). Najmłodszy z cyrkonów ujawnił wiek krystalizacji 211 ± 3 mln lat (obwódka; dyskord. -6%) przypadający na późny noryk lub najwcześniejszy retyk (granicę między piętrami wyznacza wiek 208,5 mln lat).

Bezwzględny wiek krystalizacji najmłodszego cyrkonu wskazuje na maksymalny wiek depozycji warstwy, która go zawierała, co oznacza że warstwy nadległe, w tym kościonośne mułowce muszą być młodsze od tego ziarna. Uzyskane wyniki wskazują na to, że lisowicki poziom kościonośny odsłaniający się w Lipiu Śląskim powstał w późnym noryku lub najwcześniejszym retyku.

Badania zostały sfinansowane z grantu NCN 2014/13/B/ST10/02102.

ul. B. Krygowskiego 12, 61-680 Poznań; e-mail: mokowal@amu.edu.pl

²Państwowy Instytut Geologiczny - Państwowy Instytut Badawczy, Laboratorium Analiz w Mikroobszarze, Pracownia Mikrosondy Jonowej,

Nowe stanowisko z dużą, kenozoiczną, bogatą w ksenolity dajką nefelinitu ze Śląska Opolskiego (wschodnia część środkowoeuropejskiej prowincji wulkanicznej)



Monika KOWAL-LINKA & Monika NOWAK

Uniwersytet im. A. Mickiewicza w Poznaniu, Wydział Nauk Geograficznych i Geologicznych, Instytut Geologii, ul. B. Krygowskiego 12, 61-680 Poznań; e-mail: mokowal@amu.edu.pl, mnap@amu.edu.pl

Nowa, duża dajka bazaltoidu została rozpoznana w kamieniołomie Folwark koło Opola, w którym eksploatowane są kredowe margle. Żadne ciało bazaltoidu nie zostało dotychczas opisane z tego miejsca. Inne najbliżej występujące wulkanity, to oddalone o ok. 26 km na zachód melabazanity z okolic Graczy oraz o ok. 17 km na W melabazanity z okolic Ligoty Tułowicej, a także występujący ok. 26 km na SE melanefelinit z Góry Świętej Anny. Dajka nie osiąga powierzchni terenu, jest ciałem subwulkanicznym, a jej górna powierzchnia odsłania się w spągu pierwszego poziomu kamieniołomu, tj. sięga do granicy utworów turonu i koniaku. Widoczny fragment dajki ma długość ok. 200 m, a pozostałe części chowają się w ścianach kamieniołomu. Szerokość dajki mieści się z zakresie od 10 cm do 35 cm.

Skała ma teksturę porowatą, przeważają owalne pory o średnicach od 0,3 cm do 5 mm wypełnione wtórnym kalcytem i innymi minerałami. Przed przystąpieniem do oznaczenia składu chemicznego w laboratorium ACME (Kanada) drobne fragmenty skały zostały zalane 15% kwasem octowym na 5 dni w celu usunięcia CaCO₃. Następnie zostały ręcznie wybrane okruchy bez widocznego kalcytu (przy wykorzystaniu mikroskopu stereoskopowego). Jednakże uzyskane wartości straty prażenia na poziomie ok. 5% sugerują, że nie cały kalcyt udało się usunąć, co najprawdopodobniej wpłynęło na końcowy wynik oznaczeń składu chemicznego skały i utrudniło określenie nazwy skały. Skała jest najprawdopodobniej nefelinitem.

Badania wykonane przy pomocy mikrosondy elektronowej (Uniwersytet Warszawski) ujawniły obecność klinopiroksenu, oliwinu, nefelinu i spinela w cieście skalnym. Najliczniejsze w cieście skalnym są kryształy klinopiroksenu reprezentowane przez bogaty w wapń diopsyd (#mg 70–78), przy czym fenokryształy, zwykle o wielkości 0,3–0,9 mm, są nieliczne. Kryształy oliwinów, o wielkości do 2,6 mm, to liczne fenokryształy (Fo ~86) oraz rzadziej obserwowane ksenokryształy (Fo ~91). Spinele charakteryzują się liczbą chromową wynoszącą ok. 20.

Nefelinit zawiera bardzo dużo ksenolitów o rozmiarach od <1 cm do 5 cm (wartość najdłuższego przekroju). Część ksenolitów jest bardzo dobrze zachowana, co pozwoliło rozpoznać skały utramaficzne płaszcza, takie jak dunity, harzburgity i wehrlity. Pozostałe ksenolity są mocno zmienione, a oliwin jest często zastąpiony kalcytem. Ponadto skała zawiera ksenolity skał skorupy.

Zgodnie z naszą wiedzą, opisywana dajka nefelinitu z Folwarku jest pierwszym bazaltoidem, rozpoznanym w najdalej na wschód położnej części środkowoeuropejskiej prowincji wulkanicznej, tak zasobnym w ksenolity.

Prace są kontynuowane i finansowane z grantu NCN 2014/13/B/ST10/02102 oraz środków statutowych UAM.

Zasięg i kierunki nasunięć lądolodu zlodowacenia środkowopolskiego na Dolnym Śląsku w świetle nowych danych z obszaru Sudetów Zachodnich



Aleksander KOWALSKI¹, Małgorzata Magda MAKOŚ², Mateusz PITURA³ & Adam KOZŁOWSKI⁴

¹Uniwersytet Wrocławski, Instytut Nauk Geologicznych, Plac Maksa Borna 9, 50-204 Wrocław; e-mail: aleksander.kowalski@uwr.edu.pl

Sedymentologiczne i strukturalne badania utworów zlodowacenia środkowolskiego (Saale II), odsłaniających się w okolicach miejscowości Czaple (żwirownia "Czaple II", Sudety Zachodnie) wykazały obecność deformacji o genezie glacitektonicznej w niespotykanej dotychczas, jak na obszar górskiej części Sudetów, skali. Eksploatowana obecnie żwirownia "Czaple II" położona pomiędzy miejscowościami Złotoryja na wschodzie i Lwówek Śląski na zachodzie obejmuje obszar o powierzchni ok. 5 ha. Osady odsłaniające się w wyrobiskach żwirowni to przede wszystkim przekątnie warstwowane piaski i żwiry wypełniające asymetryczne rynny erozyjne krętych, żwirodennych rzek roztokowych o dominujących północnych i północno-wschodnich kierunkach odpływu. W wyrobiskach żwirowni występują podrzędnie płaty, a także łuski tektoniczne szarych glin moren dennych i czołowych.

Zespół struktur deformacyjnych rozpoznanych zarówno w obrębie glin lodowcowych, jak i w piaskach i żwirach wodnolodowcowych, obejmuje asymetryczne fałdy pochylone, leżące i obalone, w tym także fałdy typu futerałowego (ang. sheath fold), nasunięcia, stromo nachylone uskoki zrzutowe odwrócone, podrzędnie uskoki zrzutowe normalne, a także zespoły sprzężonych z nimi spękań. Na podstawie orientacji struktur fałdowych, a także wskaźników kinematycznych związanych z powierzchniami uskoków i spękań (np. rys ślizgowych i zadziorów na powierzchniach luster tektonicznych), stwierdzonych w kilkudziesięciu stanowiskach na wszystkich poziomach żwirowni, zrekonstruowano północny i podrzędnie północno-wschodni kierunek nasunięcia lądolodu skandynawskiego zlodowacenia środkowopolskiego w tej części Sudetów. Przeprowodzone badania petrograficzne otoczaków w obrębie osadów fluwialnych i glin lodowcowych wykazały przede wszystkim obecność skał lokalnych. Są to głównie skały metamorficzne struktury kaczawskiej, osadowe i wulkaniczne skały permu, a także osadowe skały triasu i kredy obszaru synklinorium północnosudeckiego oraz kenozoiczne bazalty. Skały lokalne stanowią ponad 90% udziału we wszystkich analizowanych przedziałach frakcji żwirowej. Niekiedy znaczną domieszkę, zwłaszcza w glinach, stanowią skały obce, głównie narzutniaki skandynawskie (granity, w tym odmiany typu rapakiwi – ok. 20 % udziału we frakcji głazowej). Szczególnie interesujące są narzutniaki krzemieni (prawdopodobnie jurajskich; ok. 3–4% udziału we frakcji głazowej), w tym stwierdzone odmiany pasiaste o średnicach przekraczających niekiedy 0,5 m.

Warto zauważyć, że dotychczasowe obserwacje i wyniki badań dotyczących kierunków nasunięć lądolodu skandynawskiego na obszarze Dolnego Śląska pochodziły głównie z obszaru przedsudeckiego, były niepełne, a niekiedy sprzeczne ze sobą. Autorzy wskazywali na kierunki nasunięć lądolodu z północy, północnego wschodu lub północnego zachodu, w zależności od miejsc prowadzonych analiz strukturalnych i obserwacji petrograficznych.

Zasięg morza cechsztyńskiego na obszarze synklinorium północnosudeckiego w świetle nowych danych sedymentologicznych z rowu tektonicznego Wlenia



Aleksander KOWALSKI¹, Paweł RACZYŃSKI² & Jurand WOJEWODA³

¹Uniwersytet Wrocławski, Instytut Nauk Geologicznych, Plac Maksa Borna 9, 50-204 Wrocław, e-mail: aleksander.kowalski@uwr.edu.pl

Rozprzestrzenienie, zasięg i charakterystyka facjalna utworów cechsztynu na obszarze synklinorium północnosudeckiego (Dolny Śląsk) budziły zainteresowanie i kontrowersje wśród wielu badaczy już od połowy XIX wieku. Nierozstrzygnięty do dzisiaj pozostaje przebieg południowej linii brzegowej tego płytkiego zbiornika morskiego na obszarze Dolnego Śląska. Odtworzenie warunków sedymentacji, głównie w południowej części synklinorium północnosudeckiego, utrudniają m.in. lokalna zmienność facjalna, a także fragmentaryczne zachowanie skał cechsztynu w obrębie podrzędnych jednostek tektonicznych. Jedną z takich jednostek jest rów Wlenia, stanowiący południowo-wschodnie przedłużenie synklinorium północnosudeckiego.

Utwory cechsztynu występują w północnej i środkowej części rowu Wlenia i są wykształcone jako dolomity o płytowej oddzielności lub wapienie o łącznej miąższości do ok. 7,5 m (okolice Golejowa i Marczowa) zalegające na zlepieńcach wapnistych i piaskowcach (tzw. "zlepieniec graniczny" lub "transgresywny") o miąższości do 10 m. W kierunku południowym (okolice Kleczy i Wlenia) wyraźny poziom węglanowy nie występuje i zastępowany jest przez drobnoziarniste piaskowce i mułowce z wkładkami wapieni. Warstwy wapieni osiągają do kilkunastu cm miąższości. Powyżej dolomitów i piaskowców z wkładkami wapieni zalegają utwory heterolityczne (drobnoziarniste piaskowce, mułowce i iłowce) określane jako terygeniczna seria przejściowa (PZt). Są one przykryte przez piaskowce arkozowe zaliczane w oparciu o kryteria facjalne do dolnego triasu (pstrego piaskowca).

Do tej pory, w trakcie ponad 100 lat badań geologicznych, w utworach cechsztynu rowu Wlenia nie znaleziono żadnych skamieniałości wskazujących bezsprzecznie na morskie środowisko sedymentacji. Autorzy prezentują znaleziska kopalnej fauny (struktury geopetalne, małże, w tym Liebea) pochodzące z wapieni występujących w nowych odsłonięciach utworów cechsztynu we Wleniu (skarpy i koluwia współczesnego osuwiska w południowej części miasta). W okolicach Nielestna w obrębie mułowców i piaskowców wapnistych zalegających niezgodnie na skałach górnego czerwonego spągowca odnaleziono także nagromadzenia klastycznych wypełnień po izometrycznych kryształach halitu (do 0,5 cm średnicy) i ślady licznych bioturbacji. Znaleziska te rzucają nowe światło na interpretacje środowiskowe cechsztynu tej części synklinorium północnosudeckiego.

Odrębnym zagadnieniem jest obecność licznych deformacji przed- i postkonsolidacyjnych w osadach zaliczanych do terygenicznej serii przejściowej PZt. W północnej części rowu Wlenia deformacje te nie były dotychczas opisywane, a występują pospolicie zwłaszcza w okolicach Wlenia i Nielestna. W drobnoziarnistych piaskowcach, a także mułowcach i iłowcach wapnistych stwierdzono obecność takich struktur jak dajki klastyczne, normalne i listryczne uskoki synsedymentacyjne, brekcje, komory dyfuzyjne, a także struktury kolapsyjne. Autorzy interpretują te struktury jako wynik wielkoskalowego upłynnienia osadów w wyniku wstrząsu sejsmicznego. Występowanie tych deformacji w tej samej pozycji stratygraficznej w innych obszarach synklinorium północnosudeckiego, ale również na monoklinie przedsudeckiej, wskazuje, że zjawiska te miały charakter ponadlokalny i mogą być wykorzystywane jako horyzont korelacyjny.



Tomasz KROGULEC, Anna WYSOCKA & Radosław MIESZKOWSKI

Uniwersytet Warszawski, Wydział Geologii, Al. Żwirki i Wigury 93, 02-089 Warszawa; e-mail: tomasz.krogulec@student.uw.edu.pl

Celem badań było rozpoznanie i analiza budowy geologicznej kompleksu mioceńskiego znajdującego się na południowo – zachodnim pasie wzniesień Roztocza oraz jego relacji w stosunku do skał tego samego wieku na obszarze zapadliska przedkarpackiego. Obserwacje były wykonywane na dwóch poligonach badawczych, oddalonych od siebie o około 5,5 kilometra. Pierwszy z nich znajduje się w pobliżu dwóch czynnych kamieniołomów w miejscowości Józefów, natomiast drugi w niewielkiej odległości od nieczynnego kamieniołomu Tarnowola. Podstawowa analiza polegała na interpretacji profili tomografii elektrooporowej (ERT) oraz obserwacjach sedymentologicznych.

Współczesne Roztocze tworzy szereg niskich wzniesień rozciągających się z północnego – zachodu na południowy – wschód, od miejscowości Kraśnik w Polsce do Lwowa na Ukrainie. Pomiary były wykonywane wzdłuż południowej krawędzi zapadliska przedkarpackiego. W Neogenie, obszar ten należał do północno – wschodniej części basenu przedgórskiego Karpat i stanowił jego strefę marginalną. Współcześnie jest to wyniesiony tektoniczne obszar poprzecinany i ograniczony szeregiem uskoków.

Pomiary przy wykorzystaniu tomografii elektrooporowej wykazują wysoką rozdzielczość oraz pozwalają na interpretację rozkładu oporności skał podłoża pod kątem poznania wgłębnej budowy geologicznej badanego obszaru. Wykonano 7 profili, o różnej długości, o prospekcji nawet do 115 metrów.

Wykonane badania oporności właściwej skał umożliwiły określenie rozmieszczenia kompleksu mioceńskich utwo-

rów na terenie Roztocza, zalegających niezgodnie na skałach wieku kredowego. Na powierzchni obserwujemy głównie piaskowce wapniste oraz wapienie organodetrytyczne. Są to utwory charakteryzujące się stosunkowo podobną opornością właściwą, co zostało dodatkowo zbadane w warunkach laboratoryjnych. Głównym atrybutem, obserwowanym na profilach ERT są zupełnie inne wartości oporności skał znajdujących się na południowy-zachód od krawędzi Roztocza. Jest to dowód na odrębność genetyczną jednowiekowych utworów. Charakteryzują się one kompletnie innym środowiskiem sedymentacji, czego wynikiem są kompleksy o różnej litologii.

W wyniku interpretacji profili ERT wyznaczono również położenie szeregu uskoków w obrębie kompleksu mioceńskiego Roztocza. Zlokalizowano również uskok stanowiący jego południowo – zachodnią krawędź. Co istotne, na obszarze zapadliska przedkarpackiego nie występują struktury tektoniczne o podobnej charakterystyce poza obserwowanym uskokiem granicznym. Analizowane uskoki na profilach ERT, są częściowo możliwe do śledzenia również w kamieniołomach i są one wyraźnie pochodzenia postsedymentacyjnego.

Wyniki zostały potwierdzone powierzchniowymi badaniami sedymentologicznymi oraz poprzez wykonanie profili płytkiej sejsmiki, na terenie obu poligonów. Interpretacja uzyskanych obrazów tomografii sejsmicznej, pozwoliła na bardzo podobne wyznaczenie rozmieszczenia utworów kompleksu mioceńskiego Roztocza, z niewielkimi różnicami, jeżeli chodzi o rozkład uskoków, co wynika z ograniczeń każdej z wykorzystanych metod.

Koralowce Auloporida (Tabulata) z Hamar Laghdad i ich rola w formacji kopców Kess-Kess (ems, Antyatlas, Maroko)



Jan J. KRÓL¹, Mikołaj K. ZAPALSKI² & Błażej BERKOWSKI³

¹Instytut Geologii, Uniwersytet im. Adama Mickiewicza w Poznaniu, ul. B. Krygowskiego 12, 61-680 Poznań,

e-mail: jan.jozef.krol@amu.edu.pl, bbrk@amu.edu.pl

²Wydział Geologii, Uniwersytet Warszawski, Al. Żwirki i Wigury 93, 02-089 Warszawa; e-mail: m.zapalski@uw.edu.pl

Obszar Hamar Laghdad w rejonie wschodniego Antyatlasu w Maroku jest znany z występujących tam stożkowatych wzniesień zwanych kopcami Kess-Kess. Osiągają one ponad 50 m wysokości i są rozmieszczone wzdłuż grzbietu o przebiegu równoleżnikowym i długości około 5 km. Są to kopce mułowe, powstałe we wczesnym emsie w miejscach płytkomorskich wypływów roztworów hydrotermalnych. W wyniku mieszania się roztworów hydrotermalnych z wodą morską dochodziło tam do przyspieszonego wytrącania węglanu wapnia, prowadzącego do formacji kopców.

Koralowce Tabulata są bardzo powszechne wśród fauny kopców Kess-Kess. Najpowszechniejsze pośród nich są auloporidy – takie rodzaje jak *Aulopora, Aulocystis, Bainbridgia* i *Cladochonus*. Są to formy o bardzo delikatnej budowie, tworzące kolonie łańcuchowate i rozgałęzione. Najbardziej licznie występującym gatunkiem jest Aulocystis wendti. W odróżnieniu od innych przestawicieli rodzaju Aulocystis, a także Aulopora, stanowiących przeważnie formy płożące i inkrustujące, A. wendti tworzył kolonie krzaczkowate, rosnące pionowe w górę. Taki rodzaj wzrostu był korzystny w warunkach szybkiej sedymentacji i wczesnej cementacji kopców Kess-Kess. Dzięki niemu gatunek ten mógł osiągnąć dominację w obrębie facji kopców. Co charakterystyczne, szkieletom A. wendti często towarzyszy osad nieco odmiennego koloru od otaczającej mikrytowej matriks, zawierający słabo zachowane, podłużne bioklasty, stanowiące najprawdopodobniej igły gąbek. Jest on tutaj interpretowany jako pozostałości gąbek współwystępujących z tymi koralowcami.

W rejonie otaczającym Hamar Laghdad panował w emsie stały reżim prądów dennych o przebiegu NNW-SSE, który został odwzorowany na podstawie orientacji łodzików ortokonowych. Ich obecność powinna była mieć negatywny wpływ na formację kopców mułowych. Mieszanie roztworów hydrotermalnych z wodą morską mogło prowadzić do zwiększonej produkcji mułu węglanowego, jednakże potrzebny był mechanizm zatrzymywania osadu wokół miejsc wypływów. Tą rolę prawdopodobnie pełniły koralowce Tabulata, przede wszystkim z gatunku A. wendti. Jego specyficzna forma wzrostu nie tylko umożliwiała trapping mułu węglanowego, ale także najwyraźniej ułatwiała osiedlenie się gąbkom, które również mogły pozytywnie wpływać na zatrzymywanie osadu i akrecję kopców Kess-Kess.

Przedstawione badania zostały sfinansowane z grantu Narodowego Centrum Nauki nr 2013/11/B/ST10/00243.

Środowiskowy odzew na zmiany poziomu morza w płytkowodnym basenie epikontynentalnym na przykładzie koniaku synklinorium północnosudeckiego



Stanisław LESZCZYŃSKI1 & Wojciech NEMEC2

¹Instytut Nauk Geologicznych, Uniwersytet Jagielloński, ul. Gronostajowa 3a, 30-387 Kraków; e-mail: stan.leszczynski@uj.edu.pl ²Department of Earth Science, University of Bergen, Allégaten 41, N-5007 Bergen, Norwegia; e-mail: wojtek.nemec@uib.no

Środowiskowy odzew na zmiany poziomu morza w basenach epikontynentalnych zależy w dużym stopniu od kształtu basenu i jego batymetrii. Ten aspekt ewolucji takich basenów ilustruje sedymentacja koniaku w basenie północnosudeckim (BPS). BPS był w koniaku łagodnie obniżoną synklinalną zatoką środkowoeuropejskiego basenu epikontynentalnego, o długości ~50 km, szerokości ~25 km i osi zapadającej ku NW. Obszar ten doświadczył normalnej regresji, na przełomie wczesnego i środkowego koniaku, której kulminacją była środkowokoniacka regresja wymuszona, korelująca się z wydarzeniem eustatycznym KCo1 o amplitudzie spadku poziomu morza ~85 m. Nie można wykluczyć, że wydarzenie to zbiegło się z tektonicznym wyniesieniem strefy zwieńczenia zatoki. Wewnętrzna część zatoki zareagowała na wymuszoną regresję wycofaniem się morza i lokalną erozją (hiatus). Regresja normalna niskiego poziomu morza przesunęła chwilowo sedymentację wzdłuż osi basenu ku NW, gdzie trwała też nieprzerwanie depozycja mułów otwartego morza (odbrzeża, ang. offshore). Po tym nastąpiła późnokoniacka transgresja morza, a następnie normalna regresja wysokiego poziomu morza.

Regresja normalna na przełomie wczesnego i środkowego koniaku zapisała się progradacją piaszczystych systemów przybrzeża (ang. *shoreface*), plaży oraz płytkowodnych delt ku osi basenu, z jednoczesnym tworzeniem się dużych piaskowych grzbietów pływowych (ang. *tidal sand ridges*) wzdłuż jego osi. Działanie prądów pływowych było prawdopodobnie wzmocnione przez wąską strefę zwieńczenia zatoki i przypuszczalny przesmyk łączący BPS ku SE z przyległym basenem śródsudeckim. Zatokę zdominowała sedymentacja litoralna, zaś mobilne piaszczyste dno i wysoka mętność wody nie sprzyjały faunie epibentonicznej. Krótkoterminowe fluktuacje poziomu morza, interpretowane jako epizody tektonicznej subsydencji basenu, rozpoznawalne są jako kilkumetrowe cyklotemy rozdzielone cienkimi, nieciągłymi poziomami mułu i towarzyszącej, krótkotrwałej bioturbacji dna. Fluktuacje te są słabo odzwierciedlone w pionowym następstwie litofacji. Środkowokoniacka regresja wymuszona zmieniła piaszczyste wypełnienie zatoki w platformę z opuszczonymi lagunami, stopniowo zastępowanymi przez słodkowodne jeziora i torfowiska. Regeneracja lagun, wzmożona bioturbacja i progradacja piasków przybrzeżno-deltowych następowały cyklicznie, na kilkumetrową skalę miąższości, podczas późnokoniackiej morskiej transgresji i normalnej regresji, co można także przypisać epizodom tektonicznej subsydencji. Zapis fluktuacji poziomu morza obejmował wtedy zarówno bioturbację, jak i następstwo litofacji.

Sedymentacja koniaku w BPS ilustruje, jak ważnym czynnikiem w zapisie zmian poziomu morza jest konfiguracja batymetryczna basenu i jego bieżące środowisko sedymentacji. Zapis taki jest bardziej zróżnicowany i bardziej wydatny w basenach o niskim reliefie, w porównaniu z basenami o reliefie wysokim, takimi jak głębokowodne rowy tektoniczne i głębokie cieśniny morskie. W basenach o wysokim reliefie reakcja na zmiany poziomu morza ograniczona jest głównie do ich stref brzeżnych, podczas gdy w basenach o reliefie niskim może ona rozprzestrzeniać się szybko w poprzek basenu, pozostawiając główny batymetryczny gradient facjalny wzdłuż jego osi. Należy mieć to na uwadze w interpretacjach stratygrafii sekwencyjnej basenów epikontynentalnych.

Turon-koniak basenu Babadag (północna Dobrudża, Rumunia); mikrofacje i biostratygrafia



Damian LODOWSKI & Ireneusz WALASZCZYK

Wydział Geologii Uniwersytetu Warszawskiego, Al. Żwirki i Wigury 93, 02-089 Warszawa; e-mail: damian.lodowski@student.uw.edu.pl, i.walaszczyk@uw.edu.pl

W ramach poszukiwań stratotypu (GSSP – Global Boundary Stratotype Section and Point) dolnej granicy koniaku (kreda górna) wytypowano szereg profili w różnych miejscach na świecie, w których przeprowadzono dokładne rozpoznanie najwyższego turonu i dolnego koniaku. Jednym z wytypowanych obszarów był kredowy basen Babadag północnej Dobrudży (Rumunia).

Basen Babadag znajduje się w południowo-wschodniej Rumunii, na południowy-zachód od ujścia Dunaju. Zbudowany jest z najwyższej dolnej oraz z górnej kredy. Strukturalnie, basen ma formę niecki z wyraźnie zróżnicowanymi obocznie miąższościami. Od południa basen ograniczony jest uskokiem Peceneaga–Camena; najnowsze dane sejsmiczne sugerują istnienie w podłożu basenu Babadag rozległej strefy uskokowej.

Prace terenowe zostały przeprowadzone w trzech odsłonięciach, w pobliżu miejscowości Visterna, Caugagia oraz Baia.

Basen Babadag tworzą głównie skały węglanowe; dominują wapienie pelitowe, kalkarenity oraz margle, charakteryzujące środowiska od płytko- do otwartomorskich. Sukcesja zawiera zróżnicowany materiał paleontologiczny. W oparciu o dane biostratygraficzne (inoceramy, amonity i otwornice) ustalono pozycję stratygraficzną kredy obszaru badań oraz wzajemne relacje stratygraficzne między poszczególnymi odsłonięciami. Badana sekwencja rozpoczyna się najniższym górnym turonem i kontynuuje się do środkowego koniaku. Amonity występują rzadko, dobrze dokumentują jedynie środkowy koniak w profilu Baia. Dolny górny turon oraz dolny koniak dobrze datowane są przez inoceramy. Inna makrofauna występuje rzadko i jest reprezentowana głównie przez małże, gąbki, ślimaki i jeżowce. Spośród mikroskamieniałości dokładnym analizom poddano jedynie otwornice; ich zawartość w sukcesji waha się od umiarkowanej do obfitej. Analizy stosunków występowania otwornic planktonicznych do bentonicznych, a także bentonicznych form wapiennych do bentonicznych form aglutynujących były jednymi z głównych narzędzi przeprowadzonych interpretacji środowiskowych.

Analiza mikrofacjalna, wykonana w oparciu o 114 płytek cienkich wykonanych z próbek pobranych z profili Visterna, Caugagia i Baia, pozwoliła na wydzielenie trzech mikrofacji: I –brekcja śródformacyjna; II – jałowy do ubogi w skamieniałości pakston / wakston; III – bogaty w skamieniałości pakston / wakston. W obrębie mikrofacji III wyróżniono dodatkowo cztery sub-mikrofacje: (IIIA) bioklastyczny (bez grupy dominującej) pakston/wakston; (IIIB) pakston / wakston otwornicowy, bogaty w inne skamieniałości; (IIIC) pakston / wakston otwornicowy; oraz (IIID) pakston / wakston glonowy / glonowo-gąbkowy. Wykonano analizy zawartości kwarcu w płytkach cienkich.

Współwystępowanie dobrze zachowanych, wykluczających znaczący transport, pełnomorskich, kilowych otwornic planktonicznych oraz płytkomorskich bentonicznych otwornic aglutynujących pozwoliło usytuować basen Babadag w strefie sedymentacji otwartego morza, w niewielkiej odległości od strefy brzegowej. Taka pozycja sprawiała, że basen był wrażliwy na wszelkie zmiany poziomu morza; w trakcie interwałów regresywnych znacznie wzrastał udział materiału terygenicznego. Wyróżnione sekwencje regresywno-transgresywne oraz analiza warunków tektonicznych regionu, wskazują na powiązanie późnokredowej ewolucji basenu Babadag z rozwojem zachodniego basenu Morza Czarnego. Impuls regresywny, zarejestrowany w dolnej części profilu Visterna, datowany na wczesny (?środkowy) późny turon, zapisuje gwałtowne przejście z sedymentacji w warunkach otwartego morza do warunków bardzo płytkomorskich. Zdarzenie to może być wiązane z rozpoczęciem otwierania się zachodniego basenu Morza Czarnego i/lub z eustatyczną regresją późnoturońską.

Profil Huciska Jawornickiego jako przykład progradacji głębokomorskiego kompleksu kanałowo-lobowego (płaszczowina skolska, polskie Karpaty zewnętrzne)



Piotr ŁAPCIK

Instytut Nauk Geologicznych Uniwersytetu Jagiellońskiego, Gronostajowa 3a, 30-063 Kraków; e-mail: piotr.lapcik@doctoral.uj.edu.pl

Sukcesja osadowa o miąższości ponad 400 m odsłaniająca się w Hucisku Jawornickim, reprezentuje ogniwo z Wiaru oraz ogniwo z Leszczyn (kampan-paleocen), które stanowią wyższą część formacji z Ropianki (płaszczowina skolska, Karpaty). Profil Huciska Jawornickiego został zbadany w kontekście środowiska depozycji i mechanizmów depozycji a następnie zinterpretowany jako zapis progradacji kompleksu kanałowo-lobowego u podstawy skłonu na starszą generację kompleksu kanałowo-lobowego zakończonego zapisem progradacji facji skłonu basenu. Wyróżniono siedem facji osadowych będących utworami prądów zawiesinowych, spływów rumoszu, prądów trakcyjnych oraz sedymentacji hemipelagicznej. Facje osadowe pogrupowano w sześć asocjacji facjalnych interpretowanych w oparciu o ich pół-ilościową charakterystykę jako pod-środowiska głębokomorskiego systemu depozycyjnego. Asocjacje facjalne reprezentują osady wypełnienia kanałów, lobów depozycyjnych u ujścia kanałów, wałów kanałowych, międzylobowej równi basenowej lub skraju lobów, wypełnienia krewas oraz glifów krewasowych na międzylobowej równi basenowej. Dodatkowo, przeprowadzona analiza następstwa facji w sukcesji osadowej metodą łańcuchów Markova pozwoliła na interpretacje wyników w kontekście mechanizmów depozycji dla każdej asocjacji facjalnej.

W profilu wyróżniono dwa typy pionowych zmian sukcesji osadowej. Zmiany pierwszego typu to lokalne zmiany spowodowane autogeniczną, lateralną migracją i agradacją lobów depozycyjnych oraz wielopiętrowych kanałów. W profilu są one reprezentowane przez pionowe zmiany facjalne w poszczególnych segmentach profilu Huciska Jawornickiego. Zmiany drugiego typu odzwierciedlają migrację całego systemu depozycyjnego i nawiązującej do przejścia sukcesji osadowej Huciska Jawornickiego od międzylobowej równi basenowej z glifami krewasowymi, przez progradujące loby depozycyjne z ich kanałami zasilającymi w stropie aż do profili z licznymi osuwiskami i debrytami interpretowanych jako progradacja skłonu basenu. Nie jest wykluczone, że pionowe zmiany drugiego typu w profilu Huciska Jawornickiego są powiązane z niektórymi zmianami eustatycznymi jakie miały miejsce w późnej kredzie-paleogenie. Jednak, słabe dowody biostratygraficzne nie pozwalają na dokładniejszą korelację z krzywą eustatyczną. Depozycja kontrolowana tektoniczne w basenie fliszowym jest co najmniej równie prawdopodobna.

Resedymentowany materiał wapienny paleoceńskiego fliszu serii śląskiej (Karpaty zewnętrzne)



Paulina MINOR-WRÓBLEWSKA

Instytut Nauk Geologicznych, Uniwersytet Jagielloński, ul Gronostajowa 3a, 30-387 Kraków; e-mail: minor.wroblewska@gmail.com

W obrębie silikoklastycznych utworów piaskowców istebniańskich górnych (paleocen) odnotowano obecność okruchowego materiału wapiennego, reprezentowanego przez klasty wapieni oraz szkielety płytkowodnych organizmów o różnym stopniu fragmentacji.

Dominującym składnikiem organogenicznego materiału wapiennego są szczątki glonów koralinowych zachowane w formie rodoidów, inkrustacji oraz okruchów plech. Podrzędnie występują szczątki kolonii mszywiołów, muszle mięczaków i ich okruchy, szczątki jeżowców oraz szkielety koralowców i skorupki otwornic. Największy udział wśród wyróżnionego organogenicznego materiału wapiennego mają rodoidy, które kumulują się w pojedynczych ławicach w zróżnicowanej ilości. Wyróżniono rodoidy sub-sferoidalne i sferoidalne o masywnej budowie wewnętrznej oraz formy o kształtach sub-elipsoidalnych z rozproszoną, mniej zwartą strukturą wewnętrzną. Ich rozmiary nie przekracza-ją zwykle 7 cm (max. 10 cm). W większości badanych rodoidów jądro reprezentowane jest przez materiał silikoklastyczno-węglanowy z bioklastami. W nielicznych przypadkach jądra rodoidów stanowią okruchy glonów koralinowych, fragmenty kolonii mszywiołów i koralowców, szczątki mięczaków lub fragmenty skał (np. piaskowców). Przestrzenie pomiędzy plechami wypełnione są materiałem terygenicznym, podobnym do otaczającego same rodoidy.

W analizowanym materiale dominują szczątki glonów koralinowych rodziny Sporolithacea (*Sporolithon*) oraz podrodziny Melobesioideae (*Lithothamnion* i *Mesophyllum*), w mniejszej ilości obecne są szczątki Mastophoroideae (Spongites i Karpathia) oraz glonów reprezentujących rodzinę Peyssonneliaceae (Polystrata alba).

We wszystkich analizowanych rodoidach odnotowano obecność licznych makro- i mikrodrążeń. Bioerozją objęte były ich wszystkie stadia wzrostowe a ilość, charakter oraz lokalizacja drążeń były zmienne. Rozpoznano drążenia należące do ichnorodzaju *Trypanites, Gastrochaenolites* i *Entobia* oraz dwa typy mikrodrążeń.

Miejscem formowania się okruchowego materiału wapiennego, były płytkie strefy szelfowe obrzeżające basen sedymentacji fliszu. W miejscach do tego dogodnych, dochodziło okresowo do wzmożonej produkcji materiału wapiennego i jego pierwotnej sedymentacji. Sedymentacja ta była kontrolowana intensywnością dostawy materiału silikoklastycznego, zmianami poziomu morza oraz aktywnością tektoniczną regionu. Materiał ten był redeponowany w głębsze strefy zbiornika, na obszary sedymentacji fliszu. Głównymi mechanizmami transportu podczas redepozycji składników wapiennych wraz z otaczającym materiałem silikoklastycznym były prądy zawiesinowe różnej gęstości oraz spływy rumoszowe.

Dumpstony – zapis depozycji gór lodowych w osadach glacilimnicznych zlodowacenia Wisły (Rugia, NE Niemcy)



Mateusz MLECZAK¹, Małgorzata PISARSKA-JAMROŻY¹, Małgorzata BRONIKOWSKA¹ & A. J. (Tom) VAN LOON²

¹Instytut Geologii, Uniwersytet im. Adama Mickiewicza w Poznaniu, ul. B. Krygowskiego 12, 61-680 Poznań, Polska; e-mail: pisanka@amu.edu.pl ²Geocom Consulting, Valle del Portet 17, 03726 Benitachell, Spain; College of Earth Science and Engineering, Shandong University of Science and Technology, Qingdao 266590, Shandong, China e-mail: Geocom.VanLoon@gmail.com

Osad rozproszony w lodzie góry lodowej a następnie z niej wytapiany i deponowany powszechnie określany jest jako ice-rafted debris (skrót: IRD). Wśród IRD rozróżnić można pojedyncze ziarna tzw. dropstony (od ang. dropstones; zwane w polskiej literaturze także klastami z napławiania) oraz dumpstony (ang. dumpstones, berg dumps, iceberg overturn deposits, palimpsest lags, gravel pods, iceberg dump tills, rain-out diamicts, dropstone diamictons, dropstone mud). Depozycja tych drugich związana jest z niestabilnością gór lodowych, które topniejąc nierównomiernie, przewracają się i zrzucają do wody (w efekcie tzw. dumping event) osad wytopiony wcześniej i zgromadzony na powierzchni lodu.

Liczne dumpstony i dropstony, sięgające średnicy 0,8 m, rozpoznano w 1,5 m miąższości osadach glacilimnicznych na wyspie Rugia w NE Niemczech. Są to pierwsze, wg naszej wiedzy, opisane dumpstony w osadach glacilimnicz-nych zdeponowane w czasie zlodowacenia wisły. Dumpstony, w skład których wchodzą ziarna od piaszczywisły. stych, poprzez żwirowe po frakcję głazową tworzą soczewkowatą ławicę, w której ziarna rozmieszczone są chaotycznie, ciągnącą się na długości 20 m w klifie morskim niedaleko miejscowości Sassnitz. Dropstony, których frakcja sięga głazów, znajdują się zarówno pod, jak i nad soczewą dumpstonów. Dłuższe osie ziaren są rozmieszczone bądź równolegle do powierzchni lamin osadów glacilimnicznych, bądź prawie prostopadle do nich. Obecność ponadwymiarowych, jak na środowisko glacilimniczne, ziaren związana jest z występowaniem licznych deformacji zarówno plastycznych, jak i kruchych pod, jak i nad ziarnami. Zaobserwowano także deformacje występujące obocznie do ziaren związane najprawdopodobniej z jednoczesną depozycją kilku ziaren razem. Na niektórych ziarnach żwirów i głazów stwierdzono obecność rys lodowcowych.

Depozycja, egzotycznych pod względem wielkości, ziaren odbywała się najprawdopodobniej w kilku etapach, na co wskazywać mogą rozdzielające je niezdeformowane osady glacilimniczne pozbawione większych ziaren. O ile depozycja pojedynczych dropstonów nie zawsze wskazywać może na obecność gór lodowych, o tyle wielofrakcyjny osad dumpstonów można uznać za diagnostyczny dla obecności gór lodowych, a co więcej, dowodzić może niestabilności gór lodowych, skutkującej ich wywracaniem się. Mimo jednak znacznych rozmiarów ziaren wchodzących w skład dumpstonów, jak i dropstonów nie stwierdzono śladów struktur ucieczkowych wody (ang. water-escape structures) w osadach podścielających ziarna, które mogłyby wskazywać na nagłą ich depozycję i na wzrost ciśnienia wód porowych. Może to wskazywać na niewielką głębokość zbiornika wodnego, w którym klasty te nie zdążyły nabrać prędkości swobodnego spadku dla swojej masy. Ten ostatni problem wymaga jednak zastosowania metod numerycznych w celu przeprowadzenia modelowania dla ziaren o różnych frakcjach deponowanych w zbiornikach o różnej głębokości.

Prace finansowane były ze środków Narodowego Centrum Nauki – projekt GREBAL nr 2015/19/B/ST10/00661.

Zapis osadowy powodzi w plejstoceńskich sandrach Polski NW w nowym ujęciu – założenia projektu



Mateusz MLECZAK¹ & Karolina HERODOWICZ²

¹Instytut Geologii, Uniwersytet im. Adama Mickiewicza w Poznaniu, ul. B. Krygowskiego 12, 61-680 Poznań, Polska;

e-mail: mateusz.mleczak@amu.edu.pl

²Instytut Geografii Fizycznej i Kształtowania Środowiska Przyrodniczego, Uniwersytet im. Adama Mickiewicza w Poznaniu, ul. B. Krygowskiego 10, 61-680 Poznań, Polska; e-mail: karolina.herodowicz@amu.edu.pl

Równiny zbudowane z osadów fluwioglacjalnych, akumulowanych przez wody ablacyjne, płynące na zewnątrz od topniejących mas lodowych, nazywane są sandrami (ang. sandurs, outwash plains). Piaszczysto-żwirowe osady sandrowe, deponowane przez systemy proglacjalnych rzek roztokowych pokrywają wspólnie z glinami glacjalnymi większość obszaru Polski, który podlegał zlodowaceniom. Szczególnie wielkie obszary pokryte osadami sandrowymi znajdują się na przedpolu moren czołowych wyznaczających zasięg fazy pomorskiej zlodowacenia Wisły (MIS 2). Te płaskie równiny deponowane były z jednej strony przez nieskrępowane przepływy (ang. unconfined flow), a z drugiej były modelowane i/lub przemodelowywane przez wezbrania i powodzie lodowcowe, tzw. jökulhlaups, megafloods, outburst flood. Jednoznaczna przyczyna tych ekstremalnych przepływów na obszarze wielkich sandrów Polski nie została jak dotąd poznana. Te wysokoenergetyczne przepływy, bez wątpienia zapisane zostały w pakietach gruboziarnistych osadów przeławicających piaszczysto-żwirowe serie tzw. normalnej sedymentacji sandrowej lub w pakietach osadów przepływów przeciążonych osadem (ang. hyperconcentrated flow). Gruboklastyczne osady katastrofalnych przepływów wezbranio-wych do tej pory łączono z proksymalną częścią systemu odpływu wód proglacjalnych. Bezpośrednia bliskość czoła lądolodu uwalniającego wielkie ilości wody oraz duże nachylenie obszaru powodowały, że okresowo przepływy przyjmowały charakter wezbrań, o sile pozwalającej na transport m.in. gruboklastycznego osadu. W przypadku przedpola lądolodu skandynawskiego ilość wody w okresach intensywnej ablacji mogła być tak wielka, że powodzie mogły docierać nawet dziesiątki kilometrów od czoła lądolodu.

Celem projektu jest przedstawienie szczegółowej dokumentacji osadów środkowych oraz dystalnych odcinków sandrów pomorskich (Drawy, Gwdy i Piławy), w połączeniu z analizą ich morfologii, co pozwoli na reinterpretację ewolucji paleośrodowiskowej tych obszarów oraz na rozpoznanie w zapisie kopalnym śladów ekstremalnych wezbrań. Sandry te są wielkoskalowymi formami (od długości do 100 km), zdeponowanymi u schyłku fazy pomorskiej ostatniego zlodowacenia (~16–17 tys. lat temu), w których zlokalizowano liczne odsłonięcia. Odsłonięcia te zlokalizowane są zarówno w częściach proksymalnych sandrów (czyli tych, które deponowane były najbliżej mas lodowcowych), jak również w strefach środkowych oraz dystalnych, znajdujących się wiele kilometrów od ówczesnej krawędzi lądolodu. Tak więc, przebadane zostaną osady reprezentujące odmienne etapy rozwoju sandrów, a także odmienne subśrodowiska sedymentacji tych osadów. Prace terenowe polegać będą na analizie sedymentologicznej, mającej na celu szczegółowe opisanie pod kątem litologicznym osadów sandrowych. Dokładne udokumentowanie wykształcenia osadów akumulowanych w kolejnych etapach rozwoju sandrów pozwoli na identyfikację subśrodowisk de-pozycji osadów. W odsłonięciach pomierzone zostaną także kopalne formy dna, które pozwolą na określenie parametrów fizycznych ówczesnych przepływów, podczas których były one deponowane. Poza tym, z wybranych ławic, zostaną pobrane próby do analizy minerałów ciężkich oraz obtoczenia i zmatowienia ziarn kwarcu. Wyniki tych analiz będą pomocne przy określeniu pochodzenia osadu, typu i czasu jego transportu, procesów, którym poddawany był osad oraz subśrodowiska depozycji. W efekcie prac kameralnych obliczone zostaną parametry paleoprzepływów takie jak głębokość, prędkość czy określony zostanie reżim przepływu. Te parametry posłużą do określenia zmienności środowiska fluwioglacjalnego. Zdjęcia wykonane z drona oraz zdjęcia LIDAR pozwolą na dokładne prześledzenie rozmieszczenia paleokoryt na sandrach oraz opisanie ich pod kątem morfologicznym.

Prace badawcze finansowane były z Narodowego Centrum Nauki – grant PRELUDIUM nr 2017/25/N/ST10/00322

Evolution of a sedimentary infill of a palaeovalley at a distal passive margin of the peripheral foreland basin



¹Department of Geological Sciences, Faculty of Science, Masaryk University, Kotlářská 2, 611 37 Brno, Czech Republic; e-mail: slavek@sci.muni.cz

²Czech Geological Survey, Leitnerova 22, 658 68 Brno; Czech Republic;

e-mail: helena.gilikova@geology.cz, jiri.otava@geology.cz, zuzana.skacelova@geology.cz, pavla.tomanova-petrova@geology.cz

The paleovalleys along the basal unconformity in the foreland plate feeding the distal part of the foreland basin provide unique information about the flexureally induced sea-level changes, about the role of external factors (climate, tectonics, sediment supply and palaeogeomorphology) and constitute basic data for the stratigraphic organisation of sedimentary basins. An enormous diversity of valley sizes, shapes, settings, infills, and potential for hydrocarbon reservoirs predispose them as a "popular" targets of study. The presented study focuses on an entrenched valley near the town Odry at the north-western/distal margin of the Carpathian Foreland basin (Moravia, Czech Republic).

Two recently drilled boreholes 2212_B and 2212_W provide together an almost completely cored sedimentary profile of the Neogene infill of the Odra palaeovalley, which is more than 280 m thick. The sedimentary succession consists of five facies associations. The facies associations were interpreted (from bottom to top i.e. from the oldest to the youngest) as: FA1 – colluvial deposits to deposits of alluvial fan, FA2 – deposits of alluvial fan, FA3 – fan delta deposits, FA4 – shallow water delta to nearshore deposits and FA5 – open marine deposits. This fining-up and deepening-up Neogene succession reveals: formation of the new flexural shape of the basin; the Lower/Middle Miocene sea-level fall; deep erosion connected with uplift and tilting of the forebulge and reactivation of the NE-SW trending basement faults; alluvial deposition mostly driven by tectonic and morphology; forebulge flexural retreat; Middle-Miocene sea-level rise; back-stepping of valley infill; marine invasion during the Lower Badenian with shift of the coastline further landward of the palleovalley. Tectonics related to contemporary thrusting processes in the Western Carpathians is supposed to be the principal ruling factor of studied deposition at the expense of eustatic sea-level changes.

The provenance studies proved that the paleovalley-fill conglomerates were mostly locally derived from pre Neogene-basement (i.e., Lower Carboniferous clastic "Culmian facies" of the Moravian-Silesian Palaeozoic). However, they also showed that the deposits of the earlier Carpathian Foredeep Basin sedimentary stage covered the area under study and were eroded and resedimented.

Paleovalley formation and infill provide unique information about development of palaeodrainage network at the distal margin of the Carpathian Foredeep basin during Middle Miocene, about local forebulge kinematic behaviour and basin evolution.



Prądy pływowe w morzu głębokim – fakt czy fikcja?

Wojciech NEMEC

POKOS 🌄

Department of Earth Science, University of Bergen, 5007 Bergen, Norwegia; e-mail: wojtek.nemec@uib.no

Niemal do końca lat 90-tych minionego stulecia panowało wśród sedymentologów przekonanie, że działalność prądów pływowych ograniczona jest do strefy morza płytkiego – przybrzeżnych równi pływowych, lagun, estuariów i wewnętrznego szelfu przy odpowiednio wysokim (≥4 m) przedziale pływów. Wprawdzie już ostatnie lata 70-te i początek lat 80-tych przyniosły dowody na działalność prądów pływowych we współczesnych kanionach głębokomorskich (pomiary do głębokości 850 m, zarejestrowane prędkości pływów do 50 cm/s), to jednak uznane zostało to przez sedymentologów najwyraźniej za kuriozalną specyfikę takich kanionów i nawet najnowsze podręczniki sedymentologii napomykają nadal tylko przelotnie o możliwości występowania prądów pływowych w morzu głębokim.

Myśl o prądach pływowych w morzu głębokim pozostaje trudna do przyjęcia wśród sedymentologów fliszowych, których wizja sedymentacji głębokomorskiej ogranicza się do prądów zawiesinowych i pokrewnego transportu grawitacyjnego. Wszelkie od tej normy odchylenia (np. soczewkowo-smużyste przewarstwienia piasku w mule i przeciwstawne kierunki transportu piaskowych riplemarków) sprowadzane są do hipotetycznych odbić prądu zawiesinowego od przeciwległego skłonu basenu - bez wykazania kierunków transportu choćby z grubsza prostopadlych do basenowej osi - lub do wpływu nieokreślonych "prądów dennych" (ang. bottom currents). Jakich to więc prądów dennych można w morzu głębokim oczekiwać? Oczywiście prądy gęstościowe (zawiesinowe lub termo-halinowe), które są epizodyczne, płyną grawitacyjnie w dół skłonu dna i są jednokierunkowe (pomijając ewentualność ich odbicia z przeciwległego skłonu). Prądy konturowe, które płyną wzdłuż podnóża krawędzi mas kontynentalnych, są z natury słabe i są w danym obszarze również jednokierunkowe, równoległe do granicy basenu. No i prądy pływowe, których amplituda fluktuuje z fazami Księżyca i które są dwukierunkowe, zawracające na skalę dobową, choć bywają silnie asymetryczne i nie zawsze są w stanie transportować piasek w obu kierunkach.

Celem niniejszej prezentacji jest pokazanie, na podstawie literatury, że prądy pływowe – wzmocnione wąskością basenu – są w stanie transportować nawet gruboziarnisty piasek na dnie morskim o głębokości batialnej. Wybrane przykłady to: (1) głębokie fjordy i polodowcowe rynny na Norweskim Szelfie, gdzie piaskowe fale (ang. sandwaves) o wysokości do 7 m migrują na głębokości 200-300 m; (2) nowozelandzka Cieśnina Cooka, gdzie podobne piaskowe formy dna o wysokości do 5-6 m migrują na głębokości 200-400 m; oraz (3) śródziemnomorska Cieśnina Mesyńska na południu Włoch, gdzie analogiczne piaskowe formy dna o wysokości do 12 m migrują na głębokości do 1300 m w środku morza, które samo jest paradoksalnie niemal bezpływowe (Morze Śródziemne ma amplitudę pływów ~0,3 m, co odpowiada najniższym wartościom przedziału mikropływowego 0–2 m). Przykłady te dotyczą głębokowodnych wycinków mórz epikontynentynetalnych i nie są bynajmniej sugerowane, jako analogia basenów fliszowych. Po-kazują one jednak, że prądy pływowe – przy odpowiedniej topograficznej konfiguracji basenu – mogą być dominującym transporterem piasku nawet na głębokościach batialnych. Baseny fliszowe były same w sobie także stosunkowo wąskie, zawężane przez tektonikę i rzadko subbatialne, a więc i na ich dnach można teoretycznie oczekiwać "odcisku palców" prądów pływowych.

Prądy pływowe nie powinny też pozostawać ignorowane w sferze samej dostawy osadu do basenów fliszowych, co zostanie pokazane na przykładach procesu pływowego pompowania (ang. *tidal pumping*) osadowej zawiesiny i składników pokarmowych z rzecznych estuariów oraz procesu bezpośredniej dostawy piasku przez duże pływowe formy dna spychane przez prądy na krawędź szelfu i ulegające tam masowej resedymentacji.

Cykliczna sedymentacja późnokredowa w południowo-wschodniej Polsce - implikacje paleobatymetryczne



Zbyszek REMIN

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

Górnokredowe facje polski pozakarpackiej, szczególnie wyższej górnej kredy, zdominowane przez sukcesje węglanowe, wymykają się łatwym interpretacjom sedymentologicznym i paleobatymetrycznym i powszechnie uważane są za stosunkowo monotonne, deponowane na relatywnie dużych, szelfowych głębokościach. Emanacją tego są opisy, tak odsłonięć, jak i wierceń, gdzie lakoniczne stwierdzenia typu wapienie, margle, opoki, kredy piszące pojawiały się często dla interwałów liczących dziesiątki i więcej metrów.

Zrozumienie aktualnego rozkładu facjalnego osadów górnokredowych, wymaga zrozumienia regionalenej ewolucji paleogeograficznej i paleotektonicznej Polski południowowschodniej, będącej konsekwencją inwersji tektonicznej bruzdy duńsko-polskiej w późnej kredzie (przegląd w Walaszczyk i Remin, 2015), z tym że początek i skala inwersji były i są przedmiotem rozbieżnych opinii.

Generalny wzrost miąższości sekwencji osadowych w kierunku Gór Świętokrzyskich i antyklinorium dolnego Sanu był argumentem na rzecz istnienia w osi bruzdy duńskopolskiej depocenturm, nawet po wczesny mastrycht. Naturalną konsekwencją przyjęcia takiej interpretacji paleotektonicznej była interpretacja paleogeograficzna i facjalna, według której osady w osiowej (najsilniej subsydującej) części bruzdy duńsko-polskiej reprezentowały najgłębsze partie zbiornika sedymentacyjnego. Ewidentnie, interpretacja facjalna i batymetryczna została dopasowana do aktualnej interpretacji paleotektonicznej.

Prowadzone przez autora badania osadów kredy na obszarze Roztocza (Polska SE), zatem w miejscu interpretowanym jako najgłębsza, osiowa część bruzdy duńsko-polskiej, przeczą powyższym interpretacjom i doprowadziły do udokumentowania silikoklastycznych facji kampanu o charakterze deltowym, z wyraźnie zdefiniowanymi cyklami.

Szereg nowych danych, reinterpretacja dostępnej faktografii dały podstawy dla re-interpretacji późnokredowego modelu ewolucji facjalno-batymetrycznej SE Polski. Nowa interpretacja implikuje obecność lądu w miejscu gdzie wcześniej lokowano najgłębszą część bruzdy duńsko-polskiej. Model ten zakłada, że osady graniczące z obszarem epigenetycznej erozji reprezentują facje najpłytsze (piaskowce/mułowce wapniste, gezy, opoki piaszczyste) przechodząc stopniowo, w kierunku północno-wschodnim, w facje coraz głębsze (opoki > opoki margliste > margle > kredy piszące). Nie jest to pogląd zupełnie nowy, gdyż już na początku XX wieku pojawiały się interpretacje, wskazujące że obszar dzisiejszej SE Polski w późnej kredzie stanowił obszar lądowy (np. "ląd łysogórsko-dobrudzki" Samsonowicza).

Dodatkowo, przyjęcie w/w interpretacji, zakładającej istnienie bariery paleomorfologicznej (lądu), na obszarze południowo-wschodniej Polski i zachodniej Ukrainy, zgodnej w swojej rozciągłości z SE częścią antyklinorium śródpolskiego, pozwala w logiczny sposób uzasadnić szereg nowych danych faunistycznych i florystycznych (np. biogeografia amonitów, belemnitów, otwornic, nannoplankton), geochemicznych (izotopy tlenu i węgla, minerały ciężkie), paleotemperaturowych, paleocyrkulacyjnych, a w szczególności rzuca nowe światło na zagadnienia batymetrii wielu późnokredwych facji Polski pozakarpackiej.

Enigmatyczne, 3-metrowe pionowe struktury w turońskich osadach profilu Wisły – geneza biotyczna vs abiotyczna i znaczenie dla procesów lityfikacji



Zbyszek REMIN

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

Profil doliny środkowej Wisły w południowej i centralnej Polsce daje wgląd w kredowe sekwencje osadowe od albu po mastrycht. Turońska sukcesja reprezentowana jest przez wapienie i opoki i dostępna jest w szeregu naturalnych i sztucznych odsłonięć, wzdłuż brzegów Wisły. Osady turońskie graniczą od południowego zachodu z obszarem anśródpolskiego, tyklinorium interpretowanego jako zinwertowana, osiowa część dawnej bruzdy duńsko-polskiej. Z tego też powodu, osady górnokredowe, graniczące z obszarem dzisiejszego antyklinorium śródpolskiego były konsekwentnie uważane za reprezentujące relatywnie głębokie facje, o charakterze szelfowym, deponowane w najgłębszej, osiowej bądź przyosiowej, części bruzdy duńsko-polskiej.

Jednakże, ostatnie badania pokazują, że opoki/wapienie, w których znajdują się opisywane pionowe struktury, graniczą od południa (czyli w kierunku, potencjalnie najgłębszej, osiowej części bruzdy duńso-polskiej) z wybitnie płytkowodnymi osadami reprezentowanymi przez detrytyczne wapienie (wapienie janikowskie, piaskowce janikowskie) deponowane powyżej sztormowej podstawy falowania. Dlatego, można spodziewać się, iż osady macierzyste dla opisywanych struktur, również powstawały w podobnych warunkach batymetrycznych.

Badane struktury, w formie cylindrycznych tub, występują w średnio- lub grubo-ławicowych opokach i mogą osiągać całkowitą długość dochodzącą do ok. 3 m (patrz poster) oraz do około 20 cm średnicy. Jednakże, ani dolne ani górne zakończenia tych struktur nie zostały dotychczas zidentyfikowane. Wszystkie są proste i pionowe bez widocznych rozgałęzień. Struktury te zdają się występować chaotycznie (bez preferencyjnych horyzontów) w obrębie badanych odsłonięć. Osad tworzący badane struktury jest bezstrukturalny; brak widocznych pozostałości np. wewnętrznego warstwowania; osad ani na zewnątrz ani wewnątrz struktur nie pokazuje podgięć przy jego krawędziach, a kontak lateralny z otaczającą skałą jest ostry.

Co interesujące, biorąc pod uwagę mnogość odsłonięć i ich wielkość, osady w których występują badane cylindryczne struktury, wydają się pozbawione szczątków makrofauny, takich jak amonity, inoceramy, jeżowce etc, jednakże ich morskie pochodzenie nie ulega wątpliwości, co potwierdzają otwornice. W badanych osadach powszechnie występują również kalcisfery. Zewnętrzne krawędzie cylindrycznych tub, oraz osad otaczający pokazują obecność dodatkowych struktur przypominających zadrapania, występujące w norach skorupiaków, co może wskazywać na ich organiczne pochodzenie. Z drugie strony, rozważana była również abiotyczna geneza tych struktur, np. struktury dehydratacyjne, struktury ucieczkowe fluidów, struktury ucieczkowe bąbli gazowych lub nawet specyficzne formy wysięków metanowych (ang. cold seep structures). Niemnij jednak biotyczna geneza tych struktur – np. nory gigantycznych krewetek (mantis shrimps), wydaje się najbardziej prawdopodobna. Wówczas jednak trzeba założyć, iż procesy lityfikacyjne turońskich wapieni/opok przebiegały relatywnie wolno, a deponowany osad był na tyle miękki by umożliwić "norowanie" na głębokość kilku metrów i jednocześnie na tyle skonsolidowany by nie podlegać samozapełznięciu.

Możliwości wykorzystania numerycznego modelu terenu (DEM) wysokiej rozdzielczości do analiz sedymentologicznych – przykłady z Karpat zewnętrznych



Wojciech SCHNABEL¹ & Krzysztof STARZEC²

¹Geokrak Sp. z o.o., ul. Mazowiecka 21, 30-019 Kraków; e-mail: wojciech.schnabel@geokrak.pl ²Akademia Górniczo-Hutnicza, Wydział Geologii, Geofizyki i Ochrony Środowiska, Al. Mickiewicza 30, 30-059 Kraków; e-mail: e-mail: kstarzec@agh.edu

Zastosowanie teledetekcji w geologii ma już ponad czterdziestoletnią historię, początkiem sięgającą lat 70., kiedy zdjęcia satelitarne stały się powszechnie dostępne. Mniej więcej dwie dekady temu metody teledetekcyjne zostały wzbogacone o nowe narzędzie, tj. numeryczny model terenu DEM (digital elevation model), pozyskiwany przez digitalizację poziomic lub przetworzenie zdjęć lotniczych. Interpretacja geologiczna tych materiałów polegała na wyznaczeniu lineamentów, czyli liniowych cech powierzchni terenu, które miałyby odzwierciedlać zjawiska geologiczne podłoża. W badaniach Karpat interpretacja materiałów teledetekcyjnych najczęściej ograniczała się do potwierdzenia znanych z map geologicznych lub wyznaczenia nowych stref uskokowych, zwykle w skali regionalnej, ponieważ na taką pozwalała rozdzielczość tych materiałów.

Zdecydowany przełom w dziedzinie teledetekcji uzyskano dzięki danym pochodzącym z lotniczego skaningu laserowego LiDAR/ALS (Light Detection and Ranging/Airborne Laser Scanning). Utworzony na ich podstawie obraz cechuje się bardzo dużą rozdzielczością, dzięki czemu możliwa jest obserwacja szczegółów morfologii terenu, nieobjawiających się w ww. materiałach. W przypadku Karpat pokrywa czwartorzędowa jest zwykle stosunkowo niewielka, zatem obraz oparty na skaningu laserowym doskonale odzwierciedla morfologię skał górotworu karpackiego.

W dotychczasowej pracy autorów, z zakresu kartografii geologicznej, dane LiDAR wykorzystywano głównie do wyznaczania przebiegu: linii intersekcyjnych, osi fałdów, nasunięć i uskoków, a więc elementów budowy geologicznej o charakterze strukturalnym. W trakcie analiz tych danych w celu identyfikacji struktur geologicznych, spostrzeżono ich potencjał także w badaniach sedymentologicznych, który jak dotychczas nie został zauważony w literaturze tematu. W prezentacji konferencyjnej przedstawione zostaną metody i możliwe korzyści z użycia danych LiDAR w zakresie sedymentologii.

Na podstawie danych LiDAR zbudowano numeryczny modelu terenu DEM o błędzie wysokości ok. 0,2 m i rozdzielczości 1 m. W celu uwypuklenia morfologii obszaru z jak najmniejszymi stratami w obszarach cieni i prześwietleń zastosowano analizę oświetlenia tzw. hilshade, zestawiając jej wyniki w obraz multispektralny zawierający 8 kanałów-kierunków oświetlenia. Ponadto wykorzystano metodę analizy lokalnej dominacji (local dominance visualisation), która dotychczas stosowana była głównie w archeologii. Jej główną zaletą jest uwypuklenie na małym obszarze (rzędu kilku m) niewielkich różnic wysokości, przy jednoczesnym spłaszczeniu rozległych form morfologicznych, tj. dolin i wzgórz. Ze względu na zróżnicowaną odporność warstw skalnych na wietrzenie jedne tworzą pozytywne inne negatywne formy morfologiczne, dzięki czemu można z wykorzystaniem powyższej metody uzyskać profile litologiczne całych stoków. Poprzez zestawienie profili, przy jednoczesnej identyfikacji w odsłonięciach litologii odpowiadających poszczególnych formom morfologicznym, możliwe jest uzyskanie obrazu lateralnej zmienności litofacji, a w dalszej konsekwencji rozpoznanie architektury depozycyjnej basenu sedymentacyjnego.



Aneta SIEMIŃSKA & Marek WENDORFF

Akademia Górniczo-Hutnicza, Wydział Geologii, Geofizyki i Ochrony Środowiska, Aleja Mickiewicza 30, 30-059 Kraków; e-mail: sieminska@geol.agh.edu.pl

Sukcesja warstw menilitowych w Skrzydlnej stanowi zapis depozycji w zachodniej części basenu dukielskiego. Na podstawie mikrofauny otwornicowej warstwy menilitowe uznane są w literaturze za osady strefy nerytycznej po górne partie zony batialnej. Niemal 200 metrów miąższy profil dzieli się w Skrzydlnej na trzy kompleksy, z których każdy reprezentuje radykalnie odmienny typ sedymentacji.

Stratygraficznie najstarszy kompleks to asocjacja facji w przewadze drobnoziarnistych, charakterystycznych dla warstw menilitowych. Są to ciemne mułowce, cienkie warstwy drobnoziarnistych piaskowców turbidytowych (z interwałami Boumy Tab; Tbc; Tabc; Tabe), wkładką masywnych amalgamowanych warstw piaskowców, ciemne rogowce i lokalnie skrzemionkowane wapienie oraz margle. Te ostatnie zawierają izolowane soczewki przekątnie laminowanego średnioziarnistego piaskowca formującego ripwskazujące plemarki prądowe na paleoprady o przeciwstawnych kierunkach. Bipolarny rozkład paleoprądów typowy dla osadów płytkomorskich/szelfowych przerabianych przez prądy pływowe, tutaj interpretowany jest jako efekt wpływu prądów pływowych na osady denne strefy batialnej, co znane jest ze współczesnych środowisk.

Leżący powyżej kompleks bardzo gruboziarnistych zlepieńców o piaszczystym spoiwie rozpoczyna sekwencję cieniejącą ku górze. Wypełnia on duży kanał głębokości 40–50 m i szerokości przekraczającej rozmiary odsłonięcia, i jest efektem depozycji z wysokiej energii niekohezyjnych spływów rumoszowych i gęstych prądów zawiesinowych. Kanał ten, wcięty w osady skłonu, zasilał system depozycyjny osadem dostarczanym z gwałtownie wyniesionej strefy źródłowej. Powyżej spoczywa cieniejąca ku górze, retrogradacyjna sekwencja czterech podkompleksów (I–IV) o litoty-

sedymentologicznie pie warstw cergowskich, а charakteryzowanych kolejno przez: I - wypełnienia zlepieńcami i piaskowcami trzech migrujących bocznie wąskich kanałów erozyjnych o maksymalnej głębokości 15m; Π - wypełnienia piaskowcami bardzo gruboławicowymi, masywnymi lub frakcjonowanymi normalnie dwóch rozległych i płytkich (do 2 m głęb.) kanałów rozprowadzających; III – warstwy turbidytów Tb; Tc; Tbc; z pojedynczymi wy-stąpieniami warstwowania kopułowego oraz przeławiceławic piaskowców niami grubych i średnich warstwowanych przekątnie dużej skali interpretowanych jako diuny u ujścia kanału rozprowadzającego; IV - nieuporządkowany facjalnie kompleks piaskowców grubo-, średnio- do cienkoławicowych przewarstwionych mułowcami, tworzących różnorodne niekompletne sekwencje interwałów Boumy.

Przeławicenia typu warstwowania kopułowego, normalnie spotykane na szelfie, interpretowane są w środowisku głębokomorskim jako efekt niestabilności Kelvina-Helmholtza lub innych złożonych procesów przepływu, np. związanych z odbiciami prądów zawiesinowych. Trzy (sic!) wystąpienia riplemarków prądowych zmodyfikowanych przez fale są tu uważane za efekt sporadycznych ekstremalnie gwałtownych sztormów; poza nimi nigdzie w sekwencji nie zanotowano efektów działania prądów oscylacyjnych. W sumie zespół opisanych facji i cech sedymentacyjnych interpretowany jest tutaj jako efekt depozycji poniżej 'normalnej' podstawy falowania i poniżej krawędzi szelfu, w obszarze skłonu, a więc w środowisku generalnie głębokomorskim, dla którego wystąpienia prądów bipolarnych, diun, warstwowania kopułowego i riplemarków falowych nie są typowe ani diagnostyczne.

Obciążenie zawiesinowe rzeki – co wynika z pomiarów zawiesiny na przykładzie Warty?



Katarzyna SKOLASIŃSKA

Instytut Geologii, Uniwersytet im. Adama Mickiewicza w Poznaniu, ul. Bogumiła Krygowskiego 12, 61-680 Poznań; e-mail: katskol@amu.edu.pl

Zawiesina (rumowisko unoszone, suspended sediment concentration = SSC) to całkowita ilość materiału mineralnego i organicznego niesionego przez rzekę jako obciążenie zawiesinowe. Do depozycji tego ładunku dochodzi zwykle po okresach wezbrań na przylegających do koryta rzeki równiach zalewowych. Po dwóch dużych powodziach w 2010 i 2011 roku, które wystąpiły w dolinie Warty w okolicach Poznania nie stwierdzono w obrębie równi zalewowych żadnych osadów deponowanych z zawiesiny, co stało się inspiracją do prowadzenia badań nad ilością zawiesiny transportowanej przez rzekę Wartę.

Dostępne dane o koncentracji zawiesiny w Warcie z bieżących lat, pozyskane z Wojewódzkiego Inspektoratu Ochrony Środowiska oraz z firmy Aquanet S.A. w Poznaniu, były szczątkowe i niekompletne (średnio jeden pomiar na miesiąc lub rzadziej), a tym samym niewystarczające do analizy zmian tego parametru w czasie - w skali poszczególnych miesięcy, lat, czy podczas wezbrań. Do analiż wykorzystano zatem dane z okresu dwudziestolecia 1961-1980, kiedy prowadzone były regularne pomiary tego parametru na rze-kach polskich przez Państwową Służbę Hydrologiczną (dziś IMGW). Na podstawie danych z Roczników Hydrologicznych, analizowane były zależności pomiędzy koncentracją zawiesiny, a czynnikami naturalnymi, jak natężenie przepływu, temperatura wody. Rozpatrywano również znaczenie czynników antropogenicznych, uznawanych przez innych badaczy, jako te które mają największy wpływ na ilość zawiesiny w rzece.

Wykazano, że duże zmiany koncentracji zawiesiny w Warcie spowodowane są przede wszystkim czynnikami antropogenicznymi (pracami regulacyjnymi, czy dopływem zawiesin z zakładów przemysłowych), a spośród czynników naturalnych – temperaturą wody, wpływającą przede wszystkim na przyrost zawiesiny organicznej w okresach letnich. Nie stwierdzono natomiast zależności pomiędzy koncentracją zawiesiny a natężeniem przepływu, (tym samym okresami wezbrań rzecznych). Jak wynika z niniejszych badań, koncentracja zawiesiny zależy od wielu, często nakładających się czynników i trudno wskazać jednoznaczne i powtarzalne zależności pomiędzy tym parametrem, a innymi, które na niego wpływają. Trudności w uchwyceniu zależności pomiędzy czynnikami wpływającymi na ilość zawiesiny w wodzie rzecznej, wskazywana także przez innych badaczy może wynikać z tego, że ładunek zawieszony, który definiowany jest jako drobny materiał (<63 μm), de facto składa się z dwóch komponentów: materiału unoszonego (suspended load) i materiału zawieszonego (wash load). W badaniach koncentracji zawiesiny w wodzie nie ma możliwości rozdzielenia tych komponentów i pomimo, że mogą mieć różne pochodzenie traktuje się je wspólnie, gdyż pobierane są jednocześnie podczas badań terenowych.

O ile istnieje silna korelacja pomiędzy wielkością przepływu, a transportem materiału unoszonego, o tyle ilość materiału zawieszonego nie zależy od warunków hydraulicznych w korycie, ale od tempa dostawy materiału ze zlewni. Materiał unoszony, pochodzący z koryta, będzie dawał pozytywną korelację z wielkością przepływu, natomiast zawieszony niekoniecznie – jak to ma miejsce na przykładzie rzeki Warty. Brak osadów mułowych na równi zalewowej po okresach wezbrań wynika z tego, że Warta transportuje głównie (wyłącznie?) materiał unoszony, którego koncentracja nie koreluje się z wahaniami przepływu. Ładunek ten nie tworzy pokryw osadów na równiach zalewowych, deponowanych z zawiesiny w czasie wezbrań.

Sejsmiczna identyfikacja górnojurajskich budowli węglanowych z południowo-wschodniej części Niecki Nidziańskiej



Łukasz SŁONKA¹, Piotr KRZYWIEC¹, Edyta PUSKARCZYK², Paulina KRAKOWSKA2, Kamila WAWRZYNIAK-GUZ² & Jadwiga JARZYNA²

¹Instytut Nauk Geologicznych PAN, Ośrodek Badawczy w Warszawie, ul. Twarda 51/55 00-818 Warszawa; e-mail: lukasz.slonka@twarda.pan.pl

²Wydział Geologii, Geofizyki i Ochrony Środowiska Akademii Górniczo-Hutniczej w Krakowie, Al. Mickiewicza 30, 30-059 Kraków

Położona w SE Polsce niecka nidziańska jest częścią synklinorium szczecińsko-łódzko-miechowskiego, przylegającego od SW do antyklinorium śródpolskiego, powstałego w wyniku późnokredowo-paleogeńskiej inwersji bruzdy śródpolskiej. Bruzda śródpolska stanowiła osiową część permo-mezozoicznego basenu epikontynentalnego, charakteryzującą się największymi miąższościami osadów oraz maksymalną subsydencją tektoniczną.

W późnej jurze rejon dzisiejszej niecki nidziańskiej znajdował się w strefie przejściowej pomiędzy zbiornikiem epikontynentalnym północnej i centralnej Polski a basenami oceanu Tetydy położonymi na południu.

W późnym keloweju obszar Niecki Nidziańskiej oraz jego kontynuacja w kierunku SE (obecnie przykryta przez utwory miocenu zapadliska przekarpackiego) znajdował się w obrębie głębokiego, spłycającego się szelfu na północnych peryferiach Tetydy. Sedymentacja utworów węglanowych w oksfordzie odbywała się w środowisku otwartego szelfu, a począwszy od końca najpóźniejszego oksfordu po wczesny kimeryd w obrębie progradującej z NE płytkowodnej platformy węglanowej, której granica na obszarze niecki ma charakter erozyjny.

Geologiczno-geofizyczna interpretacja szeregu profili sejsmiki refleksyjnej, pomierzonych kilka lat temu przez przemysł naftowy, a także reinterpretacja starszych danych sejsmicznych wskazała na występowanie w rejonie Pińczowa zespołu górnojurajskich budowli węglanowych. Celem przeprowadzonych badań była dokładna identyfikacja oraz sejsmostratygraficzna interpretacja tych struktur. Analizowane profile sejsmiczne zostały skalibrowane przez głębokie otwory (m.in. Michałów-3, Chopin-1, Belvedere-1) za pomocą sejsmogramów syntetycznych. W badaniach wyko-

rzystano również analizę atrybutów sejsmicznych, dzięki której uzyskano z zapisu sejsmicznego więcej szczegółowych informacji odnośnie geometrii samych struktur. Zidentyfikowane budowle węglanowe wyróżniają się charakterystyczną konfiguracją facji sejsmicznych, wśród których dominuje typ stożkowy, jak również chaotycznym obrazem falowym wewnątrz struktur oraz wysokoamplitudowymi, ciągłymi refleksami w stropie. Kontakty zakończeń refleksów sejsmicznych pomiędzy budowlami biohermalnymi, a otaczającymi je warstwami wzajemnie się "zazębiają", wskazując na oboczne zmiany facjalne. Na obrazie sejsmicznym zaobserwowano towarzyszące budowlom zespoły niewielkich basenów międzybiohermalnych, dla których widać kompakcyjne ugięcie osadów. Uzyskane wyniki wskazują na głównie agradacyjny charakter rozwoju budowli, których dzisiejsze rozmiary pionowe obserwowane na danych sejsmicznych można w przybliżeniu określić na 150-200 m, a rozmiary poziome pojedynczych struktur zazwyczaj wynoszą kilkaset metrów. Odległości pomiędzy biohermami wynoszą zwykle około kilka km. Zidentyfikowany na podstawie interpretacji danych sejsmicznych typ geometrii zasadniczo odpowiada temu, który został opisany na obszarze Jury Krakowsko-Częstochowskiej.

Pragniemy podziękować firmie San Leon Energy i PGNiG za udostępnienie danych sejsmicznych i karotażowych. Do interpretacji profili sejsmicznych wykorzystano oprogramowanie Kingdom® udostępnione przez firmę IHS Markit.

Nowy model późnokredowej ewolucji NE Polski – wyniki interpretacji regionalnych danych sejsmicznych



Aleksandra STACHOWSKA & Piotr KRZYWIEC

Instytut Nauk Geologicznych, Polska Akademia Nauk, ul. Twarda 51/55, 00-818 Warszawa; e-mail: aleksandra.stachowska@twarda.pan.pl, piotr.krzywiec@twarda.pan.pl

Badania mające na celu rozpoznanie architektury depozycyjnej górnej kredy, związanej z regionalnym uniesieniem fragmentu platformy wschodnioeuropejskiej, przeprowadzono w NE Polsce, na obszarze monokliny mazursko-podlaskiej oraz segmentu kościerzyńskiego i warszawskiego synklinorium kościerzyńsko-puławskiego.

W NE Polsce znajduje się dochodząca do 1000 m grubości sukcesja górnej kredy, często reprezentująca wszystkie piętra stratygraficzne (od cenomanu po mastrycht). W mezozoiku obszar badań stanowił NE część flanki bruzdy śródpolskiej, a sedymentacja odbywała się na peryferiach permo-mezozoicznego basenu polskiego. W późnej kredzie paleogenie basen polski uległ inwersji i w wyniku uniesienia, w miejscu bruzdy śródpolskiej powstał wał, w obręznakomita większość którego sekwencji bie górnokredowych uległa erozji. Obecnie w nieckach znajdujących się po obu stronach wału śródpolskiego można prześledzić sekwencje kredowe, które w badanym obszarze reprezentowane są przez skały silikoklastycznego (cenoman-santon) i węglanowego szelfu (kampan-mastrycht). Ze względu na brak odsłonięć w obrębie badanego obszaru, na bezpośredni wgląd do utworów systemu kredowego pozwalają jedynie dane otworów wiertniczych. Niestety ich stopień rdzeniowania i występująca makro oraz mikrofauna nie zawsze były wystarczające do przeprowadzenia szczegółowych analiz stratygraficznych i facjalnych. Interpretacje sekwencji kredowych głównie opierano o dane geofizyki wiertniczej.

Architektura depozycyjna sekwencji górnokredowej NE Polski została zobrazowana dzięki interpretacji wysokorozdzielczych, regionalnych profili sejsmicznych z projektu PolandSPAN. Do kalibracji danych sejsmicznych posłużyły dane stratygraficzne i geofizyczne z głębokich otworów wiertniczych. Na analizowanych profilach sejsmicznych, w obrębie sukcesji górnokredowej wyraźnie zarysowują się sigmoidalne i ukośne, progradujące refleksy sejsmiczne oraz niezgodności o zasięgu lokalnym, a także regionalnym. Konfiguracje refleksów i powierzchnie niezgodności są podkreślone przez dolne, górne i boczne zakończenia refleksów oraz erozyjne przerwanie niektórych z nich.

Progradacja sukcesji górnokredowych na obszarze badań odbywała się generalnie w kierunku na południe, co sugeruje o regionalnym późnokredowym uniesieniu obszaru znajdującego się na północ (rejon dzisiejszego Morza Bałtyckiego). Model tłumaczący powstanie syn-tektonicznych sekwencji górnokredowych zaproponowany dla monokliny mazursko-podlaskiej oraz segmentu kościerzyńskiego i warszawskiego synklinorium kościerzyńsko-puławskiego jest podobny do modeli zaproponowanych dla okolic strefy tektonicznej Borholm-Darłowo i SE Polski, gdzie, jak to udowodniły dane sejsmiczne, progradacja osadów również odbywała się w trakcie stopniowego unoszenia otaczających obszarów w trakcie inwersji basenu polskiego.

Pragniemy podziękować firmie ION Geophisical za udostępnienie danych sejsmicznych, natomiast firmie IHS za możliwość wykorzystania oprogramowania Kingdom®, w którym były wykonywane interpretacje danych sejsmicznych. Projekt jest realizowany w ramach grantu NCN (nr 2015/17/B/ST10/03411).

Zróżnicowanie produktywności fabryki węglanowej w oksfordzie na obszarze Gór Świętokrzyskich



Radosław STANISZEWSKI

Uniwersytet Warszawski, Wydział Geologii, Al. Żwirki i Wigury 93, 02-089 Warszawa; e-mail: radoslaw.staniszewski@poczta.onet.pl

Podstawą do podjęcia badań była potrzeba weryfikacji rozciągłości lateralnej oraz zmienności miąższości poszczególnych warstw wapiennych, w obrębie górnojurajskich średnio oraz grubo ławicowych wapieni przeławiconych marglami.

Teren badań znajduje się w południowo-zachodniej części permo-mezozoicznego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. Obejmuje odsłonięcia zlokalizowane na linii od miejscowości Mieczyn po Wolę Morawicką. Do badań zostało wykorzystanych sześć górnojurajskich profili (Mieczyn, Gnieździska, Tokarnia, Wola Morawicka, Morawica oraz Wolica) reprezentujących łącznie trzy ogniwa: warstwy jasnogórskie, wapienie siwe, wapienie morawickie. Jako punkt odniesienia podczas korelacji została przyjęta granica kelowej-oksford, a całość podlegała amonitowej kontroli biostratygraficznej.

Główną częścią metodyki było korelowanie sekwencji miąższościowych warstw wapiennych w kolejnych profilach. W celu sprawdzenia obiektywizacji dopasowania kolejnych profili, profile zostały przedstawione w postaci funkcji miąższości kolejnych warstw. Wygenerowane funkcje poddano autokorelacji oraz został dla nich wyliczony współczynnik korelacji Pearsona.

Rezultatem wyżej wymienionych zabiegów jest zobrazowanie rozciągłości 34 warstw na całym obszarze badań, oraz wykazanie powtarzalności ich następstwa w kolejnych odsłonięciach. Daje się również zaobserwować, iż miąższość poszczególnych warstw rośnie z północnego zachodu na południowy wschód. Pomimo zmian miąższości warstw w profilach stosunki miąższości między kolejnymi warstwami w obrębie sekwencji są stałe.

Reasumując, warstwy na badanym terenie wykazują ciągłość i jest możliwa ich precyzyjna korelacja w ramach badanego obszaru (45 km), z czego wynika, że proces determinujący powstawanie warstw ma charakter regionalny obejmując cały obszar badań. Natomiast lokalne zmiany środowiska sedymentacji wpływające na produktywność fabryki węglanowej modelują jedynie miąższość warstw nie zmieniając proporcji miąższości w obrębie profili.



Krzysztof STARZEC, Jan BARMUTA & Michał STEFANIUK

Akademia Górniczo-Hutnicza, Wydział Geologii, Geofizyki i Ochrony Środowiska, Al. Mickiewicza 30, 30-059 Kraków; e-mail: kstarzec@agh.edu

W oparciu o dostępne materiały archiwalne (mapy, dane otworowe, literatura) oraz nowe dane pochodzące z badań terenowych oraz geofizycznych (sejsmiki i magnetotelluryki) zaproponowano model budowy strukturalnej zachodniej części Karpat polskich (obszar Beskidu Śląskiego i Żywieckiego), który zdecydowanie różni się od dotychczas przyjmowanych interpretacji tego regionu. Model ten z kolei implikuje także inną, niż spotykana w obecnej literaturze, interpretację rozwoju i konfiguracji basenów karpackich.

W dotychczasowych opracowaniach (zarówno tych znajdujących się w domenie publicznej, jak i niepublikowanych, wykonanych na potrzeby przemysłu naftowego) postulowano ciągłość i stopniowe pogrążaniu się ku S jednostki śląskiej poniżej magurskiej i przedmagurskiej, aż do strefy pienińskiego pasa skałkowego. Natomiast w proponowanej przez autorów interpretacji strukturalnej późnokredowo – oligoceńska seria jednostki śląskiej nie ma kontynuacji pod wspomnianymi jednostkami, ale ulega całkowitemu wyklinowaniu na krótkim dystansie od brzegu nasunięcia przedmagurskiego.

Wprawdzie obraz sejsmiczny badanego obszaru jest niejednoznaczny, tym niemniej dane otworowe i geofizyczne dość klarownie definiują przynajmniej dwa elementy strukturalne, tj. powierzchnię spągu nasunięcia jednostki magurskiej oraz strop podłoża podkarpackiego, które w badanym obszarze znajduje się stosunkowo niezbyt głęboko. Z tych danych wynika, że przestrzeń pomiędzy spągiem jednostki magurskiej a podłożem wynosi 2500–3000 m. W zawiązku z tym założenie ciągłości jednostki śląskiej pod magurską musiałoby pociągać za sobą drastyczną, prawie dwukrotną, zmianę miąższości sukcesji śląskiej, która w rejonie swojego występowania na powierzchni osiąga około 5000 m. Taka zmiana wydaje się trudna do uzasadnienia w świetle wiedzy na temat charakteru facjalnego osadów tej sukcesji i kierunków transportu materiału osadowego w basenie śląskim.

Te przesłanki, a ponadto także analiza danych otworowych z całego rejonu Karpat zachodnich, skłaniają autorów do wniosku, że gruba sekwencja osadów jednostki śląskiej ulega wyklinowaniu tuż pod nasunięciem jednostki magurskiej. W kierunku południowym, poniżej tej ostatniej występują skały serii menilitowo-krośnieńskiej, a w niższej partii prawdopodobnie skały serii inoceramowej, które reprezentują już jednostkę przedmagurską. Tę z kolei należałoby korelować z jednostką Obidowej-Słopnic, zdiagnozowaną w otworach na linii Kraków – Zakopane, a dalej prawdopodobnie z jednostką dukielską. Zalega ona bezpośrednio na podłożu zbudowanym z paleozoicznych skał osadowych lub metamorficznych skał prekambryjskich.

Taki obraz budowy geologicznej regionu pociąga za sobą konieczność rewizji dotychczasowych poglądów na temat konfiguracji basenów karpackich i rozdzielających je grzbietów. Przedstawiane w literaturze modele zakładały odgraniczenie basenu śląskiego na północy od magurskiego na południu grzbietem śląskim. Tymczasem na południe od tego grzbietu należy jeszcze uwzględnić krośnieńsko-inoceramową strefę facjalną, analogicznie do wschodniej części Karpat z obszarem dukielskim pomiędzy oboma basenami. Strefa ta w późnej kredzie i wczesnym paleogenie rozwijała się wspólnie z utworami jednostki magurskiej, a w oligocenie została włączona w obręb zbiornika menilitowo-krośnieńskiego, obejmującego także południową część basenu śląskiego.

Zastosowanie tomografii elektrooporowej do identyfikacji budowy geologicznej oraz osadów wyrzuconych kraterów Morasko - Poznań, Polska



Monika SZOKALUK¹, Andrzej JANIEC^{1, 2}, Maciej FRYCZ² & Mateusz JELEŃ²

¹Instytut Geologii, Uniwersytet im. Adama Mickiewicza w Poznaniu, ul. Bogumiła Krygowskiego 12, 61-680 Poznań; e-mail: monika.szokaluk@amu.edu.pl

²GeoVolt Geofizyka Inżynierska, ul. Jana Pawła II 106/1/1, 35-317 Rzeszów

Obecnie na Ziemi udokumentowano 190 struktur impaktowych. Do struktur tych zaliczamy kratery Morasko, grupę 7 małych kraterów (największy o średnicy 96 m), powstałych 5000-5500 lat BP w osadach nieskonsolidowanych. Teoretycznie, kratery tej wielkości powstają średnio co 500 lat. Dodatkowo uważa się, że na Ziemi może występować ponad 350 nieodkrytych kraterów. W świetle powyższych założeń, zapis małych impaktów jest niekompletny. Związane jest to z trudną ich identyfikacją, jak również szybką erozją. Uwzględniając, że liczba tego typu impaktów będzie sukcesywnie rosnąć w przyszłości, problemy z ich identyfikacją są ważnym temat współczesnych badań. W wyniku tego, podjęto próbę wykorzystania tomografii elektrooporowej do badań małych kraterów.

Prezentowane wyniki mają na celu przedstawienie: (1) wstępnej interpretacji budowy geologicznej dla pola kraterów Morasko na podstawie przekroi geoelektrycznych oraz (2) możliwości identyfikacji osadów wyrzuconych za pomoca parametrów elektrycznych.

cą parametrów elektrycznych. Badania geofizyczne zostały skupione w odległości do 180 m od krawędzi największego krateru. W ramach realizowanych prac, wykonano 9 profili elektrooporowych, przy wykorzystaniu aparatury Ares I oraz Ares II (GF Instruments, Czechy) z zastosowaniem układu Schlumbergera i zróżnicowanego rozstawu elektrod od 2 do 5 m.

W oparciu o pomierzone parametry oporności pozornej oraz wcześniej wykonane badania geologiczne, wydzielono 3 grupy osadów: iły neogeńskie (1–30 m), diamiktony (30–60 m) oraz piaski i żwiry (>60 m). Obrazy elektrooporowe wskazują na złożoność budowy geologicznej. Podstawę największych kraterów stanowią iły neogeńskie, na których w różnych sekwencjach zalegają osady czwartorzędowe (diamiktony, piaski i żwiry). W pobliżu największego krateru, w obrębie iłów neogeńskich, udokumentowano niskooporowe strefy (1-2 m), o kształcie linijnym lub koncentrycznym, które są bardzo rzadko spotykane dla ośrodków geologicznych. Może być to związane z: (1) wtórnym namagnesowaniem minerałów magnetycznych występujących w iłach, (2) wzbogaceniem iłów w pył meteorytowy oraz (3) występowaniem meteorytów.

Na podstawie badań geologicznych, dla kraterów Morasko udokumentowano dwa typy osadów wyrzuconych: brekcję impaktową (nieskonsolidowane diamiktony z klastami iłów neogeńskich) oraz inwersję osadów (sekwencja o odwróconej stratygrafii – iły neogeńskie przykrywające osady czwartorzędowe). W przypadku brekcji impaktowej, jej identyfikacja jest niemożliwa za pomocą badań elektrooporowych. Bez względu na ilość klastów iłów neogeńskich, osad tego typu przyjmuje wartości oporności charakterystyczne dla diamiktonów. Sytuacja ta ma się zgoła odmiennie w przypadku inwersji osadów. Na profilach elektrooporowych sekwencja ta odznacza się niskimi wartościami oporności w przypowierzchniowych warstwach, podścielonych wyżej oporowymi osadami, które zalegają na osadach niskooporowych.

Podsumowując, wykorzystanie tomografii elektrooporowej do badań struktur impaktowych jest zasadne wyłącznie przy odpowiednim kontraście pomiędzy opornościami osadów tworzących powierzchnię przedimpaktową. Znaczne zróżnicowanie parametrów elektrycznych pozwala na identyfikację osadów wyrzuconych, w szczególności inwersji osadów, oraz anomalii elektrycznych wynikających z upadku meteorytu.

Osady węglanowe jako sejsmograf kopalnych trzęsień Ziemi



Joachim SZULC

Instytut Nauk Geologicznych UJ, Gronostajowa 3a, Kraków, e-mail: joachim.szulc@uj.edu.pl

Jedna ze specyficznych cech osadów węglanowych jest ich dość szybka (w porównaniu do osadów klastycznych) cementacja. Poza tym inną specyficzną cechą jest nietypowy przebieg tejże cementacji; obok cementacji progresywnej (tj. postępującej z wiekiem osadu), osady wapienne mogą wykazywać odwrócony jej trend - jak w przypadku spoistych czy twardych den (*firmground, hardground*), gdzie powierzchniowa warstwa osadów dennych jest mocniej zlityfikowana niż leżące pod nią starsze osady. Wreszcie powszechną cechą jest gniazdowy przebieg cementacji, gdzie zlityfikowane partie osadów wapiennych otoczone są niescementowanymi osadami. To wszystko implikuje niestandartową reakcję osadów wapiennych na szok sejsmiczny np. w tej samej warstwie mogą występować obok siebie deformacje kruche, deformacje plastyczne czy też upłynnienia miękkiego osadu.

W trakcie moich, wieloletnich badań sedymentologicznych nad osadami węglanowymi, reprezentującymi różnowiekowe środowiska morskie i jeziorne, udało się wyodrębnić szereg struktur deformacyjnych i sedymentacyjnych posiadającymi cechy, jednoznacznie wskazujące na ich sejsmiczna genezę. Wśród najważniejszych wymienić należy:

I. Uskoki synsedymentacyne – o skali od kilku cm do kilku metrów. W tym charakterystyczne deformacje sigmoidalne oraz uskoki typu *slicken-sided faults* powstałe w wyniku ścinania bocznego substratu podczas przechodzenia fali Love'a

II. Złożone deformacje o charakterze gradacyjnym, charakterystycznym dla cementacji progresywnej, gdzie starszy, zlityfikowany interwał warstwy ulega spękaniu a wyżej leżące, niezlityfikowane partie, ulegają deformacjom plastycznym i/lub upłynnieniu ("*fault-graded bedding*", Seilacher, 1969)

III. Brekcje hydrauliczne – brekcje powstałe w czasie wzrostu naprężeń w skale (*strain building*) i waporyzacji wód porowych, działającej jak materiał wybuchowy w fazie poprzedzającej sejsmiczne odprężenie (*elastic rebound*). Brekcje te cechuje puzzlowate rozmieszczenie fragmentów zbrekcjowanej skały i kalcytowe zabliźnienia szczelin.

IV. Dajki neptuniczne i żyły mineralne (kalcytowe lub

dolomitowe). Są wielkoskalowe (do kilkunastu metrów) szczeliny wypełnione niezlityfikowanym osadem albo wielogeneracyjnymi przyrostami krystalicznymi. Ich geneza związana jest z tzw. pompowaniem sejsmicznym (*seismic pumping*, Sibson, 1987) przy przejściu fali P przez górotwór. V. Tzw. deformacje stacjonarne: deformacje gruzłowe,

V. Tzw. deformacje stacjonarne: deformacje gruzłowe, podobne do struktur pogrązowych, różniące się jednakże brakiem przemieszczenia wertykalnego. Tego typu struktury rozwinięte są wapieniach o gniazdowej cementacji a ich geneza związana jest z rotacyjnym ruchem osadu podczas przejścia fali Rayleigha.

Oprócz wymienionych wyżej struktur deformacyjnych, wspomnieć trzeba także o dwudzielnych warstwach złożonych z zaburzonej części dolnej zawierającej nieprzemieszczone składniki autochtoniczne oraz z części górnej, zbudowanej z przytransportowanych ze stref płytszych, składników allochtonicznych. Te charakterystyczne dwudzielne warstwy określiłem (1993) terminem *S-T dyad*, gdzie dolna zaburzona in situ część warstwy jest produktem wstrząsu sejsmicznego zaś górna reprezentuje materiał przywleczony przez spływy powrotne, spiętrzonych wód tsunami (*back-flow*).

Aplikacja struktur o sejsmicznej genezie, pozwala także na alternatywną interpretację niektórych, krótkookresowych cykli depozycyjnych, np. loferskich, w których to cyklach nie-Waltherowską zmienność facji lepiej tłumaczy spazmoidalna tektonika syndepozycyjna niż wahania eustatyczne.

Literatura

Seilacher, A., 1969. Fault-graded beds interpreted as seismites. *Sedimentology*, 13: 155–159.

Sibson, R.H.,1987. Earthquake rupturing as a mineralizing agent in hydrothermal systems. *Geology*, 15: 701-704

Szulc, J., 1993. Early Alpine Tectonics and Lithofacies Succession in the Silesian Part of the Muschelkalk Basin. A Synopsis. In: Hagdorn, H. & Seilacher, A. (Eds), *Muschelkalk.* Goldschneck V. Stuttgart, pp. 19–28.

Facje typu bahamskiego w osadach dolnej jury płaszczowiny choczańskiej Tatr



Alfred UCHMAN¹, Tomasz RYCHLIŃSKI¹ & Andrzej GAŹDZICKI²

¹Instytut Nauk Geologicznych UJ, ul Gronostajowa 3a 30-878 Kraków; e-mail: alfred.uchman@uj.edu.pl, tomasz.rychlinski@uj.edu.pl

²Instytut Paleobiologii Polskiej Akademii Nauk, ul Twarda 51/55, 00-818 Warszawa; e-mail: gazdzick@twarda.pan.pl

Dolna jura (synemur górny) jednostki hronicum w Tatrach Polskich zawiera osady typowe dla płytkowodnych węglanowych platform typu bahamskiego. Badaniami objęto trzy profile (na zboczach Zawiesistej Turni, na Małej Zawiesistej Turni i zachodniej części Bramy Kantaka przy Potoku Kościeliskim) o łącznej miąższości 144 m. W osadach rozpoznano osiem mikrofacji:

(1) greinstony/pakstony oolitowo-peloidowe,

(2) greinstony peloidowo-bioklastyczne,

(3) greinstony/pakstony peloidowo-litoklastyczno-bioklastyczne,

(4) pakstony/grainstony peloidowo-bioklastyczne,

(5) wakstony peloidowo bioklastyczne,

(6) wakstony spikulitowe,

(7) grainstony peloidowo-ooidowe, zrekrystalizowane i

(8) dolosparyty - występujące podrzędnie.

Badane osady deponowane były w środowisku płytkiej platformy węglanowej, w wodach o normalnym zasoleniu. Poszczególne facje reprezentują środowisko wałów barierowych i płycizn oolitowych, środowisko zabarierowe, środowiska lagunowe i środowiska równi pływowej. Osady tych środowisk zawierają m.in. mikrokoprolity Parafavreina oraz glony wapienne *Palaeodasycladus* cf. *mediterraneous* (Pia) i Cayeuxia typowe dla środowisk wczesnojurajskich płytkich platform węglanowych zachodniej Tetydy. Wakstony spikulitowe występujące tylko w górnej części omawianej sukcesji skalnej stanowią przejście do nadległych facji węglanowo-krzemionkowych reprezentujących głębsze środowiska depozycji. Badane osady górnego synemuru pod względem wykształcenia facjalnego przypominają inne wczesno-jurajskie platform węglanowe typu bahamskiego z rejonu Morza Śródziemnego. Osady jednostki hronikum wyznaczają północny zasięg dolnojurajskich płytkomor-skich facji węglanowych zachodniej Tetydy a miąższości tego typu osadów generalnie zmniejszają się ku północy. Sedymentacja osadów typu bahamskiego w jednostce hronicum, zlokalizowanej w okresie wczesnej jury w tropikal-nych szerokościach geograficznych (~28°N), prócz innych specyficznych czynników (tj. światła, zasolenia i dostępności składników odżywczych) była kontrolowana przez paleocyrkulację ciepłych prądów oceanicznych w zachodniej Tetydzie, podobnie jak współcześnie w rejonie Bahamów.

Osady czwartorzędowe w Podgórzu (dolina środkowej Wisły), wstępne wyniki badań



Joanna URBANIAK

Instytut Nauk Geologicznych, Uniwersytet Jagielloński w Krakowie, ul. Gronostajowa 3a, 30-387 Kraków; e-mail: jurbaniak9128@gmail.com

Odsłonięcie w Podgórzu koło Zawichostu zostało szczegółowo opisane w Przewodniku 38. Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego w Tarnobrzegu, w 1965 roku. Według przewodnika, odsłonięcie ukazuje wapienie górnojurajskie, na których spoczywa seria oligoceńskich piasków zawichojskich, piaskowce, mułowce, margle oraz warstwowane przekątnie w wielkiej skali mułki piaszczyste miocenu, przykryte przez gliny zwałowe i less czwartorzędowy. Według autora Przewodnika, w obrębie skał miocenu, obecna jest warstwa żwirowca, która rozdziela osady silikoklastyczno-węglanowe helwetu i tortonu (lang według współczesnej tabeli stratygraficznej ICS) od piasków i mułów sarmatu. Wyżej w profilu znajduje się kolejna warstwa żwirowca oddzielająca morskie osady miocenu od osadów lodowcowych plejstocenu.

Niedawne badania terenowe ujawniły, że warstwa żwirowca, powyżej którego miały znajdować się piaski i muły sarmatu, oprócz fragmentów lokalnego materiału (głównie krzemienie jurajskie, porwaki zawierające otoczaki i klasty mułowe oligocenu lub miocenu), zawiera również skały magmowe (rozpoznano otoczaki granitoidów) oraz dolnopaleozoiczne wapienie ze skamieniałościami (głównie trochity liliowców), jednoznacznie wskazujące ich skandynawskie pochodzenie. Zatem niewątpliwie cała seria piasków o miąższości około 20 m, leżących powyżej, reprezentuje osady czwartorzędowe. Piaski te w spągowej części zawierają cienką warstwę żwirów oraz regularne, pojawiające się co około metr cienkie warstwy żwirów w górnej części serii. W całej serii piasków widoczne są warstwowania przekątne w dużej i średniej skali, co upodabnia je do przybrzeżnych, morskich osadów miocenu (zwłaszcza sarmatu).

Większość profilu w Podgórzu jest obecnie reprezentowana przez osady czwartorzędowe, a nie jak zakładano wcześniej mioceńskie. Warstwa żwirowca, znajdująca się w ich spągu zawiera materiał skandynawski, zawleczony przez lodowiec. Materiał ten, zdeponowany jako morena, został następnie przemyty i przysypany piaskami warstwowanymi przekątnie, które są przypuszczalnie osadem rzecznym Prawisły. Wyższa część profilu ukazuje ponownie osady morenowe a najwyższa eoliczne (lessy).

Osady czwartorzędowe z rejonu Podgórza wymagają dalszych badań, zwłaszcza palinologicznych, precyzujących ich wiek oraz sedymentologicznych, interpretujących środowisko depozycji.

Sedymentacja w kraterze meteorytowym Jwaneng South (Botswana) jako odbicie ewolucji klimatu w obszarze basenu Kalahari od miocenu po holocen



Marek WENDORFF

Akademia Górniczo-Hutnicza, Wydział Geologii, Geofizyki i Ochrony Środowiska, Al. Mickiewicza 30, 30-059 Kraków; e-mail: wendorff@agh.edu.pl

Impaktogeniczny krater metorytowy nazwany Jwaneng South Structure zlokalizowany jest w centralnej partii kontynentalnej skali intrakratonicznego basenu sedymentacyjnego Kalahari (Kreda-Recent). Basen ten, o powierzchni 2,5 mln km2, rozprzestrzenia się w 5 krajach południowej części Afryki. Stanowi on łagodną depresje powstałą w efekcie podniesienia krawędzi kratonu Kalahari w późnej kredzie, podczas rozpadu superkontynentu Gondwany. Wypełniony jest osadami rzecznymi, jeziornymi i eolicznymi o lokalnie maksymalnej miąższości 350 m. Na przestrzeni 135 mln lat osady te były wielokrotnie erodowane i redeponowane w obrębie basenu, więc nie tworzą uporządkowanej w skali regionu sukcesji stratygraficznej. Wobec tego ciągła sukcesja wypełniająca krater Jwaneng S jest szczególnie wartościowym zapisem znacznej części historii paleoklimatu regionu Kalahari. Struktura krateru, o promieniu 1,3 km i głębokości do 275 m, spoczywa na podłożu masywu Gaborone Granite (2785 Ma), a ponieważ współczesne eoliczne osady pustyni kompletnie maskują jej obecność, została odkryta przez poszukiwawcze prace geofizyczne, a wypełnienie rozpoznane w pełni rdzeniowanymi wierceniami.

Cykliczna sukcesja asocjacji facji wypełniających krater dokumentuje depozycję w jeziorze kraterowym i jego obrzeżeniu kontrolowaną przez oscylacje klimatu, depozycyjnie modyfikowany paleoskłon depresji krateru, otaczający krater wał rumoszu granitowego oraz migrację wydm paleo-Kalahari. Wstępna analiza palynologiczna skamieniałości roślin turzycowatych z dolnej części sukcesji sugeruje wiek mioceński, lub młodszy (<23 Ma).

Pięć okresów klimatu wilgotnego dokumentuje pięć kompleksów gruboklastycznych facji dostarczanych z wału otaczającego krater i zapewne wyższych partii jego stoków. Są to brekcje sedymentacyjne reprezentowane przez piaszczyste diamiktyty redeponowane jako spływy rumoszowe złożone z ostrokrawędzistych klastów granitu w matrix piasku sortowanego i abradowanego wcześniej przez transport eoliczny. Nieco bardziej drobnoziarnistym wyrazem okresów wilgotnego klimatu są zlepeńcowate piaskowce stożków napływowych. Sedymentacja facji drobnoziarnistych zachodziła w jeziorze typu playa, kórego sześć okresów intensywnej ewaporacji sugerują kompleksy złożone z mułowców, wapieni i margli z ewaporatami i strefami sylifikacji pedogenicznej. W najwyższej partii profilu pojawia się facja jeziora klimatu umiarkowanego t.j. pozbawione ewaporatów, intensywnie zbioturbowane piaskowce i mułowce ze śladami korzeni. Powrót do warunków pustynnych znaczy warstwa kalkretu i silkretu podścielająca pokrywę powierzchniowych piasków eolicznych.
Struktury helikoidalne - przykłady



Jurand WOJEWODA

Uniwersytet Wrocławski, Instytut Nauk Geologicznych, Plac Maksa Borna 9, 50-204 Wrocław; e-mail: jurand.wojewodai@uwr.edu.pl

Jakie najczęściej są powierzchnie geologiczne, i dlaczego? Na drugą część pytania po części odpowiadają prawa geometrii euklidesowej. Z jednej strony sferyczno-kulista struktura Ziemi i konieczność jej zachowania wskutek m.in. radialnie działającej siły ciężkości i rozmieszczenia materii ziemskiej, z drugiej prostoliniowy charakter ruchu bezwładnego i płaszczyznowy charakter translacji, wymuszające konieczność transformacji i dopasowania zasad kinematyki do linii i powierzchni zakrzywionych. Na pierwszą część pytania trudno odpowiedzieć, gdyż ilość procesów tzw. geologicznych jest niedookreślona. Można jednak dokonać pewnej próby generalizacji tego zagadnienia.

Zarówno płaszczyzna, jaki sfera należą do tej samej kategorii powierzchni, które ogólnie określamy jako powierzchnie minimalne, czyli powierzchnie, które w każdym punkcie mają średnią krzywiznę równą zero, co dalej implikuje, że każdy punkt na powierzchni minimalnej jest punktem siodła o równych i przeciwległych krzywiznach głównych. Zatem punkt na sferze możemy uznać za równoważny punkt płaszczyzny stycznej w tym miejscu do sfery, co ma praktyczne znaczenie w konwersji przestrzeni sferycznej na płaską i odwrotnie. Cechą łączącą te powierzchnie jest to, że rozdzielają (tną) przestrzeń na dwie części, a granica między nimi spełnia kryterium minimum. Inną ich cechą jest to, że są najmniejszymi powierzchniami, które ograniczają możliwie największą ilość np. materii (powierzchnie ekwipotenw przypadku kul jak cjalne). cieczy ⁻dużej 0 gęstości/lepkości w cieczy mniej gęstej/lepkiej. Szerzej ujmując właściwość ta nosi nazwę "definicji energetycznej", wg której tzw. zanurzenie współkształtne X: $M \rightarrow R3$ jest minimalne wtedy i tylko wtedy, gdy jest punktem krytycznym energii Dirichleta dla wszystkich zwartych wariacji lub, jeśli każdy punkt p ∈ M ma sąsiedztwo o najmniejszej energii w stosunku do jego granicy. To, w wielkim uprosz-czeniu, nazywane jest w geologii granicami/układami sta-bilnymi (stacjonarnymi, statecznymi). W przypadku fizycznych powierzchni minimalnych warto podkreślić jeszcze jedną ich cechę – przemieszczenie/translacja równolegle do takich powierzchni wymaga minimalnej energii podczas gdy ruch w kierunku poprzecznym do nich jest co najmniej utrudniony, jeśli nie niemożliwy...

Inną kategorią niezwykle ciekawych powierzchni są tzw. powierzchnie prostokreślne. Powierzchnię taką parametryzuje następujący zapis: $\chi(u,v) = \beta(u) + v\delta(u)$, gdzie β i δ są krzywymi. Powierzchnię tworzą proste wychodzące z krzywej $\beta(u)$ w kierunku $\delta(u)$. Krzywa $\beta(u)$ jest nazywana kierownica, natomiast prosta o kierunku $\delta(u)$ to tworząca. W potocznym rozumieniu są to powierzchnie, przez których każdy punkt przechodzi prosta, nazywana jej tworzącą, która zawiera się w tej powierzchni. Zgodnie z powyższym płaszczyzna jest również powierzchnią prostokreślną, chociaż specyficzną. Najbardziej znane powierzchnie prostokreślne to powierzchnie stożkowe, walcowe oraz paraboloida hiperboliczna, hiperboloida jednopowłokowa, powierzchnia Ennepera, konoida oraz helikoida. Powierzchnie te tak powszechnie występują wokół nas, w tym również w przestrzeni geologicznej, jako materialne powierzchnie geologiczne, że często nie zdajemy sobie z tego sprawy i nie dostrzegamy ich specyfiki. A są to choćby stożkowe hałdy piasku, śmieci, czy stożki wulkaniczne, a u wylotu dolin rzecznych – stożki napływowe; walce słupów, kabli, rur, pni drzew, czy większość intruzji wulkanicznych, uskoków i koryt rzecznych; nisze osuwiskowe, łańcuchy DNA, śruby, korkociągi, czy pofałdowane warstwy, diapiry solne, układy gałęzi drzew i brokuły; skręcone muszle ślimaków, rogi zwierząt i nieskończenie wiele innych zjawisk. Powierzchnie prostokreślne są o tyle ciekawe, że pomimo ich "zakrzywienia" możemy się przemieszczać równolegle do nich/po nich również wzdłuż linii prostej, uogólniając torem ruchu bezwładnego. Przypomnijmy, że ruch taki charakteryzuje brak lub równoważenie się wszystkich sił działających na obiekt.

Jedyną prostą powierzchnią (nie licząc płaszczyzny oraz tzw. złożonej powierzchni minimalnej Scherka), która jednocześnie jest powierzchnia minimalną i prostokreślną, jest helikoida (Fig. 1). Tym samym powierzchnie helikoidalne potencjalnie spełniają zarówno warunki "optymalizacji" podziału przestrzeni, są stabilne i każdy ruch wzdłuż nich łączy ze sobą, lub wzajemnie transformuje translację i rotację. Tym samym nic dziwnego, że w wielu przypadkach, kiedy obserwujemy skutki zniszczeń materiałowych (uskoki, fałdy, rozerwania, powierzchnie ścinania, rynny erozyjne itp. (Fig. 2) lub różne sposoby uporządkowania materii w przestrzeni geologicznej (formy terenu, foliacja, strumienie lawy, intruzje magmowe), to właśnie helikoidy lub ich fragmenty dają stanowią najczęściej spotykaną strukturę geologiczną. Strukturę, która optymalnie dzieli przestrzeń, która umożliwia "zakrzywienie" toru przemieszczenia i tym samym kompensację przestrzenną jego skutków w sferycznej i warstwowej strukturze Ziemi. Wreszcie, jako powierzchnia minimalna jest trwała po powstaniu i dlatego możemy jej obecność w przestrzeni geologicznej powszechnie obserwować. Wystarczy trochę uciec od prostoliniowości i płaskiego świata...



Fig. 1. Przykłady (modele graficzne) minimalnych powierzchni prostokreślnych – prostej (z prawej, helikoida) oraz złożonej (z lewej, powierzchnia Scherka)



Fig. 2. Przykład spiralnie skręconych warstw soli, anhydrytu i iłowca w obrębie pakietu chaotycznego (olistostromy) w helikoidalnej strukturze złoża soli pokładowej w Bochni



Jurand WOJEWODA

Uniwersytet Wrocławski, Instytut Nauk Geologicznych, Plac Maksa Borna 9, 50-204 Wrocław; e-mail: jurand.wojewodai@uwr.edu.pl

W utworach dolnego permu synklinorium śródsudeckiego występuje kilka poziomów drobnoziarnistych osadów heterolitycznych, potocznie nazywanych łupkami walchiowymi. Ogniwo z Olivětína jest najlepiej udokumentowane sedymentologicznie i paleontologicznie (m.in. Blecha, 1992; Lojka, Martinek & Wojewoda, 2008). W stanowisku Hynčice (50 27 37 N, 16 17 19 E) wydzielone zostały m.in. osady zlepieńcowe, które tworzą kopalne wstęgi/trakty korytowe okresowych potoków wysokiej krętości koryt, występujące w obrębie płytkowodnych osadów jeziornych różnego rodzaju. Architektura osadów korytowych wskazuje na cykliczną reaktywację koryt, przy jednocześnie ich stałej lokalizacji w obrębie śródlądowych obniżeń o charakterze sebhki. Zdaniem autora, basen permski w okresie, kiedy gromadziły się osady ogniwa z Olivětína, przypominał niektóre obszary bezodpływowe w dzisiejszej Australii (Queensland, Wetland). Za najlepszy analog permskich jezior śródsudeckich uznano współczesne jeziora okresowe Galilee oraz Buchnan.

Mechanizm destrukcji i denudacji pokrywy kredowej w Sudetach na przykładzie Progu Radkowa, implikacje regionalne



Jurand WOJEWODA & Aleksander KOWALSKI

Uniwersytet Wrocławski, Instytut Nauk Geologicznych, Plac Maksa Borna 9, 50-204 Wrocław; e-mail: jurand.wojewoda@uwr.edu.pl, aleksander.kowalski@uwr.edu.pl

Tak zwane "spękania epigenetyczne" opisane na obszarze Gór Stołowych (Wojewoda, 2012) są specyficznym rodzajem kruchych odkształceń skał (spękań) wywołanych lokalnym obciążeniem skał. Są to między innymi niepłaskie tensyjne spękania oraz uskoki u podstawy nieregularnie obciążanych podstaw form skalnych (np. dolne części progów morfologicznych, czy skalnych grzybów i im podobnych). Wstępna analiza strukturalna dolnej części Progu Radkowa na odcinku między Stroczym Zakrętem i doliną Psiego Potoku wskazuje jednoznacznie na związek orientacji struktur zniszczeniowych z orientacją/przebiegiem krawędzi progu i rzadkie, aczkolwiek lokalne tylko powiązanie tych z niszczeń z systemem regularnych powierzchni spękań ciosowych oraz spękań przyuskokowych. Licznie występujące wskaźniki ruchu możliwe były do zmierzenia zarówno w litych skałach litosomu tzw. środkowych piaskowców ciosowych, jaki w licznych blokach tworzących podskarpowe blokowisko skalne. Pomiary jednoznacznie wskazują, że zniszczenia epigenetyczne stanowią ważny element w procesie niszczenia skarp morfologicznych różnej wielkości.



Fig. 1. Blokdiagram Progu Radkowa między Stroczym Zakrętem i doliną Psiego Potoku (obraz wygenerowano z LiDAR 1 x 1 m). Zaznaczone zostały punkty pomiarowe.

Problem redepozycji w drobnoziarnistych utworach facji turbidytowych na przykładzie serii grybowskiej w oknie Ropy – wskaźniki petrologiczno-geochemiczne i analiza nanoplanktonu wapiennego



Patrycja WÓJCIK-TABOL & Marta OSZCZYPKO-CLOWES

Instytut Nauk Geologicznych Uniwersytetu Jagiellońskiego, ul. Gronostajowa 3a, 30-387, Kraków; e-mail: p.wojcik-tabol@uj.edu.pl, m.oszczypko-clowes@uj.edu.pl

Seria grybowska odsłania się w oknach tektonicznych płaszczowiny magurskiej. Seria zdominowana jest przez osady turdibytowe. Badane warstwy podgrybowskie, formacja grybowska i warstwy krośnieńskie górnego oligocenu reprezentują facje "fliszu" synorogenicznego. Okno Ropy znajduje się ok. 15 km od Gorlic w kierunku SW. Materiał do badań pochodzi z dwóch profili – potoków Górnikowskiego i Chełmskiego. Znaczna część zespołu nanoskamieniałości wapiennych (>22%) to redeponowane osobniki kredowe i środkowoeoceńskie.

Świadectwem petrologicznym obecności materiału redeponowanego są obtoczone ziarna minerałów ciężkich (cyrkon, rutyl) oraz macerały witrynitu i inertynitu o obłym kształcie i podwyższonej refleksyjności. Wzbogacenie w Zr, które jest chemicznym sygnałem obecności materiału redeponowanego jest zilustrowane na diagramach $10\times {\rm Al}_2{\rm O}_3-{\rm Zr}-200\times {\rm TiO}_2$ oraz Zr/Sc versus Th/Sc.

Seria opróbowana w profilu potoku Chełmskiego zawiera mniej materiału redeponowanego, zarówno mineralnego, jak i nanoplanktonu wapiennego, co świadczyć może o bardziej dystalnym charakterze facji.

Współczesna sedymentacja trawertynów w rejonie Mccheta-Mtianetia w paśmie Wielkiego Kaukazu (północno-wschodnia Gruzja)



Wojciech WRÓBLEWSKI

Instytut Nauk Geologicznych, Uniwersytet Jagielloński, ul. Gronostajowa 3a, 30-387 Kraków; e-mail: wojciech.wroblewski@uj.edu.pl

W Gruzji trawertyny występują licznie w stanowiskach w paśmie Wielkiego Kaukazu. W rejonie Mccheta-Mtianetia występują przede wszystkim w paśmie głównym Wielkiego Kaukazu, gdzie w przeważającej mierze formują kaskady na stokach masywów górskich.

Współcześnie na badanym obszarze trawertyny najliczniej wzrastają w dolinie Truso oraz w kanionie rzeki Baidry (prawobrzeżnym dopływie rzeki Tegri) w pobliżu przełęczy Krzyżowej (Jvari Pass; 2378 m. n.p.m.). Trawertyny formują się w pobliżu źródeł i wysięków, których średni wydatek jednostkowy wynosi kilka litrów na sekundę.

W dolinie Truso trawertyny formują kaskady w obrębie punktowo rozmieszonych źródeł na stromo nachylonych stokach oraz w obrębie źródeł zlokalizowanych na połogich terasach rzeki Tegri. W kanionie rzeki Bidary trawertyny tworzą się w obrębie kompleksu źródeł i wysięków zlokalizowanych na stromo nachylonych stokach. Rozmiary kaskad formowanych na badanym obszarze wynoszą średnio kilkadziesiąt metrów rozciągłości lateralnej i wysokości. Rozmiary największych przekraczają 150 m długości i 90 m szerokości oraz 60 m wysokości.

Zasadniczo badane trawertyny wykształcone są w postaci laminowanych naskorupień krystalicznych, podrzędnie w postaci drobnoklastycznej brekcji (głównie u podstawy kaskad), onkoidów (w misach rozwiniętych na połogich kaskadach) oraz w bezpośredniej bliskości źródeł w formie trawertynu glonowego.

Analiza hydrochemiczna wód ujawniła, że badane trawertyny wzrastają z wód typu wodorowęglanowo-wapniowych, których mineralizacja sięga 2087 mg/l. Analiza chemiczna wód wzdłuż głównego nurtu jednej z kaskad w dolinie Truso wykazała, że średnio na odcinku jednego metra z jednego litra wody wzrasta ponad 3 mg trawertynu.

Geneza i znaczenie interpretacyjne dajek klastycznych Karpat zewnętrznych



Anna WYSOCKA¹, Leszek JANKOWSKI², Marcin BARSKI¹ & Anna FILIPEK¹

¹Wydział Geologii, Uniwersytet Warszawski, Al. Żwirki i Wigury 93, 02-089 Warszawa; e-mail: anna.wysocka@uw.edu.pl ²Państwowy Instytut Geologiczny - Państwowy Instytut Badawczy, Oddział Karpacki, ul. Skrzatów 1, 30-962 Kraków

W Karpatach zewnętrznych, podobnie jak w innych miejscach na obszarze Polski, np. w regionie krakowskim, sudeckim czy w tzw. rowie kleszczowa, obserwować można żyły tnące niezgodnie serie skał osadowych, wypełnione osadem obcym w stosunku do skał otaczających, tradycyjnie nazywane dajkami.

Termin ten jest terminem ogólnym, szeroko stosowanym w literaturze światowej, odnoszącym się przede wszystkim do niezgodnej relacji geometrycznej względem warstwowania. Dajki mają różną skalę, od kilku milimetrów do kilku metrów szerokości, ich długość również jest zróżnicowana. Stanowią one formę która wielokrotnie była opisywana i interpretowana. W miarę postępu badań, w odniesieniu do opisu dajek zaczęto stosować różne terminy odnoszące się zarówno do ich geometrii, relacji do skał otoczenia jak również do mechanizmu ich powstawania. We współczesnej literaturze tematu, poświęcono im wiele prac, zwłaszcza w kontekście mechanizmów powstawania, reżimu tektonicznego czy ze względu na możliwość wykorzystania dajek jako dróg migracji węglowodorów.

Nasze obserwacje jak również obserwacje innych badaczy wskazują na występowanie dajek w zaledwie kilku facjach Karpat. Najczęściej spotykane są one w obrębie oligoceńsko-mioceńskiej facji menilitowej, gdzie ich występowanie można wręcz uznać za powszechne i typowe dla tej litofacji, zwłaszcza w jednostce skolskiej, jej rumuńskim odpowiedniku, jednostce Tarcău jak również w jednostce śląskiej.

Na podstawie przeprowadzonych obserwacji terenowych, ze względu na relacje geometryczne w stosunku do skał goszczących oraz teksturę i strukturę wypełnienia iniekcji piaszczystych stwierdzono, że mają one charakter dajek niezgodnie tnących skały goszczące. Wykazują one jednak wyraźnie zróżnicowane zaangażowanie tektoniczne. Ze względu na stopień zaangażowania tektonicznego, możliwe jest wyróżnienie dwóch podstawowych typów iniekcji piaszczystych – sedymentacyjnych (S) oraz silnie stektonizowanych (T). Współwystępowanie cech sedymentacyjnych i tektonicznych pozwala na interpretację dwuetapowości rozwoju tego typu iniekcji. Początkowo były one typowymi iniekcjami piaszczystymi typu S, jednak w trakcie ewolucji tektonicznej górotworu stały się one doskonałymi strefami kompensującymi naprężenia tektoniczne, ulegając przekształceniu w iniekcje piaszczyste typu T. W efekcie, wiele pierwotnych iniekcji typu S zostało reaktywowanych jako iniekcje typu T, stowarzyszone ze strefami uskoków przesuwczych.

W naszej interpretacji, proces powstawania dajek typu S jest jednym ze wskaźników niestabilnych skłonów i towarzyszy procesowi ekstensji na skłonie. Proces przenoszenia centrum depozycji w rejon sedymentacji utworów ujętych w jednostkę skolską spowodował niestabilność tektoniczną tej strefy. W efekcie, szczególne nagromadzenie dajek obserwujemy w warstwach menilitowych w obszarze jednostki skolskiej. Obserwacje terenowe wskazują także na częste występowanie tu procesów synsedymentacyjnych deformacji, rozciągania i spełzywania. Procesom tym towarzyszyło, stowarzyszone z ich przebiegiem, powstawanie dajek typu S. W kolejnym etapie, głównie w schyłkowych, przesuwczych fazach formowania orogenu Karpackiego, część z nich podlegała reaktywacji w formie dajek typu T.