Polskie Towarzystwo Geologiczne Kraków, 2023

MATERIAŁY KONFERENCYJNE

Redakcja: Maciej Bojanowski, Agata Jarzynka, Wojciech Wróblewski



POLSKA KONFERENCJA SEDYMENTOLOGICZNA

CHĘCINY 5-7 WRZEŚNIA 2023



POLSKA KONFERENCJA SEDYMENTOLOGICZNA

Chęciny, 5-7 Września 2023 r.

MATERIAŁY KONFERENCYJNE

Komitet organizacyjny:

Dr hab. Artur Kędzior (przewodniczący, ING PAN) Dr hab. Maciej Bojanowski (ING PAN) Prof. Michał Gradziński (ING UJ) Dr Agata Jarzynka (ING PAN) Dr Karol Jewuła (ING PAN) Dr Hubert Kiersnowski (PIG-PIB) Dr hab. Piotr Łuczyński (WG UW) Dr hab. Anna Mader (PIG-PIB) Dr hab. Michał Rakociński (INoZ UŚ) Dr hab. Wiesław Trela (PIG-PIB) Dr Krystian Wójcik (PIG-PIB) Dr Wojciech Wróblewski (ING UJ) Prof. Anna Wysocka (WG UW)

Organizatorzy:

Polskie Towarzystwo Geologiczne Instytut Nauk Geologicznych Polskiej Akademii Nauk Instytut Nauk Geologicznych Uniwersytetu Jagiellońskiego Instytut Nauk o Ziemi Uniwersytetu Śląskiego Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy Wydział Geologii Uniwersytetu Warszawskiego

Redakcja: Maciej Bojanowski, Agata Jarzynka, Wojciech Wróblewski

> Polskie Towarzystwo Geologiczne Kraków, 2023

ISBN: 978-83-942304-7-0

<u>Sesje terenowe:</u>

Michał Rakociński, Agnieszka Pisarzowska, Marta Palarz, Justyna Rakocińska – Sesja terenowa A: Zapis środkowopaleozoicznych zdarzeń biotycznych na południowym szelfie Eurameryki ... 5

Piotr Łuczyński, Krystian Wójcik, Stanisław Skompski – Sesja terenowa B: Węglany dewonu strefy kieleckiej Gór Świętokrzyskich ... 26

Karol Jewuła, Anna Fijałkowska-Mader, Wiesław Trela – Sesja terenowa C: Klastyczne osady permotriasu w Górach Świętokrzyskich ... 59

<u>Streszczenia wystąpień:</u>

Szymon Belzyt, Szymon Świątek, Małgorzata Pisarska-Jamroży, Barbara Woronko[:] Jakie osady ulegają upłynnieniu? Cechy teksturalne osadów upłynnionych na podstawie przykładów terenowych ... 111

Karolina Bieńko, Anna Fijałkowska-Mader, Wiesław Trela: Zapis zmian δ^{13} C i δ^{18} O w sukcesji węglanowej pogranicza dolnego i środkowego triasu w Górach Świętokrzyskich ... 112

Maciej Bojanowski: Hydraty metanu w zapisie geologicznym ... 113

Michał Gradziński: Potencjalny wpływ człowieka na zanik i odrodzenie się sedymentacji martwic wapiennych w holocenie późnym ... 114

Agata Jarzynka, Jadwiga Ziaja, Maria Barbacka, Grzegorz Pacyna: Środowisko sedymentacji górnojurajskich wapieni z florą w Wólce Bałtowskiej (NE obrzeżenie Gór Świętokrzyskich) ... 115

Hubert Kiersnowski, Anna Fijałkowska-Mader, Karol Jewuła: Pozycja litostratygraficzna dolnotriasowego ogniwa piaskowców z Tumlina: dziesiątki lat kontrowersji ... 116

Aleksander Kowalski, Magdalena Furca: Środowiska sedymentacji osadów najniższego permu w basenie śródsudeckim na przykładzie formacji z Krajanowa ... 118

Marcin Krajewski[,] Mariusz Salamon, Madani Benyoucef, Abdelmoumen Garah, Zahra Benzerouel: Litostratygrafia i środowisko sedymentacji utworów cenomanu i turonu w Masywie Aures (północnowschodnia Algieria) ... 119

Michał Krobicki: Sedymentacja wczesnokredowych peperytów Zakarpacia (Ukraina) ... 120

Michał Krobicki, Krzysztof Starzec, Jolanta Iwańczuk: Późnotriasowo-jurajska sekwencja transgresywna w Himalajach Nepalu ... 121

Ewelina Krzyżak: Wyniki analiz izotopowych i sedymentologicznych węglanowych utworów cechsztynu południowo-wschodniej części permskiego basenu środkowoeuropejskiego ... 122

Janusz Jureczka, Stanislav Opluštil, Jakub Jirásek, Artur Kędzior, Artur Kuligiewicz, Jiří Laurin, Richard Lojka, Weronika Nadłonek, <u>Beata Naglik</u>, Mariusz Paszkowski: Cykliczny charakter sekwencji osadowych karbonu węglonośnego GZW i ich potencjalny związek z cyklami orbitalnymi Milankovicia ... 123

Slavomír Nehyba, Vladimír Opletal, Eva Geršlová, Tomáš Tutovič: Upper Cretaceous deposits along the eastern margin of the Bohemian Massif - subsurface data ... 124

Grzegorz Pacyna: Kokony pierścienic z górnego triasu Poręby na Górnym Śląsku ... 125

Olgierd Pedrycz, Piotr Łuczyński: Charakterystyka sedymentologiczna dewonu rejonu Skrzelczyc (Góry Świętokrzyskie) ... 126

Anna Poszytek, Michał Sidełko: Wpływ cementacji węglanowej i siarczanowej na właściwości petrofizyczne wapienia cechsztyńskiego w rejonie O/ZG Rudna ... 127

Joanna Pszonka: Zastosowanie zautomatyzowanej analizy mineralogicznej SEM do pomiarów uziarnienia osadów prądów grawitacyjnych ... 128

Łukasz Słonka, Piotr Krzywiec, Marcin Krajewski: Utwory górnej jury w rejonie Pińczowa – stan wiedzy w oparciu o interpretację danych sejsmicznych i modelowania sejsmiczne ... 129

Aleksandra Stachowska, Piotr Krzywiec: O wpływie tektoniki inwersyjnej na syntektoniczne systemy depozycyjne – wnioski z interpretacji danych sejsmicznych z północnej Polski ... 130

Krzysztof Starzec: Zielone minerały ilaste jako wskaźnik środowiska sedymentacji ... 131

Barbara Studencka, Marek Jasionowski, Marcin Górka, Dariusz Nast, Yuliia Vernyhorova, Andriy Poberezhskyy, Oksana Stupka: Facje i środowisko sedymentacji osadów środkowego miocenu wzgórz Woroniaków (zachodnia Ukraina, Środkowa Paratetyda) ... 132

<u>Sesja terenowa A:</u> Zapis środkowopaleozoicznych zdarzeń biotycznych na południowym szelfie Eurameryki

Michał Rakociński Agnieszka Pisarzowska Marta Palarz Justyna Rakocińska

5 września 2023

Zapis środkowopaleozoicznych zdarzeń biotycznych na południowym szelfie Eurameryki

Michał Rakociński, Agnieszka Pisarzowska, Marta Palarz, Justyna Rakocińska

Uniwersytet Śląski w Katowicach, Wydział Nauk Przyrodniczych, Instytut Nauk o Ziemi, ul. Będzińska 60, 41-200 Sosnowiec

(michal.rakocinski@us.edu.pl, agnieszka.pisarzowska@us.edu.pl, m.palarz@interia.pl, justyna.rakocinska@wp.pl)

Wstęp

Okres środkowego paleozoiku był czasem niezwykle istotnych zmian o charakterze globalnym, zaznaczających się w sposób szczególny w morskich środowiskach występowaniem zasobnych w materię organiczną osadów wiązanych z powtarzającymi się perturbacjami klimatycznoeustatycznymi cechujących się wzrostem poziomu morza, eutrofizacją i rozwojem warunków beztlenowych (Walliser, 1996; Marynowski i in., 2012; Racka i in., 2010; Rakociński i in., 2021a). Szczególnie dobrze poznane zdarzenia beztlenowe Kellwasser (na pograniczu fran-famen) oraz Hangenberg (pod koniec dewonu) związane są z masowymi wymieraniami (House, 2002). Pozostałe zdarzenia związane z rozległymi epizodami anoksycznymi jak *Annulata*, Dasberg i wczesny Alum, reprezentują wydarzenia nieco mniejszej rangi. Jednak z uwagi na podobieństwo w wykształceniu osadów je reprezentujących prawdopodobnie miały podobną genezę (Becker, 1993; Becker i in., 2004).



Fig. 1. Widok ogólny kamieniołomu w Kowali (ściany północno-wschodnie).

Środkowopaleozoiczna sukcesja w kamieniołomie Kowala – pogranicze franfamen jako zapis zatapiania płytkowodnej platformy węglanowej

Kamieniołom Kowala jest jednym z najbardziej unikatowych odsłonięć szczególnie w odniesieniu do zapisu środkowopaleozoicznych perturbacji ekosystemowych. Znajduje się on w południowo-zachodniej części regionu kieleckiego, około 10 km na południowy zachód od Kielc, w obrębie południowego skrzydła synkliny gałęzickiej (Fig. 2; np. Marynowski i in., 2012). Odsłaniające się tu utwory powstały w stosunkowo głębokowodnym środowisku w obrębie tak zwanego basenu chęcińsko-zbrzańskiego. Stanowisko w Kowali jest jednym z najbardziej kompletnych profili górnego dewonu na świecie (Fig. 3). Stanowi ewenement na skalę światową także z tego powodu, że występujące tutaj osady nie podlegały zbyt drastycznym przemianom termicznym (Racki, 2005), co sprawia że idealnie nadają się do analiz geochemicznych, także geochemii organicznej.



Fig. 2. Położenie kamieniołomu Kowala na tle uproszczonej mapy geologicznej Gór Świętokrzyskich (na podstawie Marynowski i in., 2000, nieznacznie zmienione).

Utwory franu, na podstawie odsłonięcia w pobliskim przekopie kolejowym, zostały podzielone przez Szulczewskiego (1968) oraz Berkowskiego (1990) na nieformalne kompleksy litologiczne (od A do H; patrz też Racki i Szulczewski, 1996; Berkowski, 2002). Osady frańskie rozpoczynają się wapieniami biostromalnymi zawierającymi liczne stromatoporoidy i koralowce (Fig. 3, kompleks A; Fig. 4F), przechodzącymi ku górze w wapienie biohermalne z licznymi stromatoporoidami, tabulatami oraz koralowcami Rugosa (kompleks C).

Pomiędzy wapieniami rafowymi występują cienkowarstwowe wapienie mikrytowe z licznymi koralowacami (kompleks B). Kompleks D tworzą uławicone wapienie mikrytowe z ramienionogami *Phlogoiderhynchus polonicus*. Osady te przechodzą ku górze w wapienie mikrytowe i ziarniste z nieliczną redeponowaną fauną masywnych stromatoporoidów, koralowców Rugosa oraz ramienionogów (kompleks E). Kolejne wydzielenie (kompleks F) tworzą głównie naprzemianległe, rytmicznie warstwowane, cienkoławicowe wapienie i łupki margliste z tentakulitami, ramienionogami oraz, redeponowanymi z płytszych stref, amfiporoidami i kalcysferami (Fig. 4E).



Fig. 3. Zgeneralizowany profil litologiczny górnodewońskiej sukcesji odsłaniającej się w Kowali z zaznaczonymi ważniejszymi globalnymi zdarzeniami biotycznymi. Stratygrafia na podstawie Racki i Szulczewski (1996), Berkowski (2002), Hartenfels (2011), Malec (2014) oraz Bełka w Radwański i in. (2009).

Ponad nimi znajdują się gruboławicowe warstwowane wapienie ziarniste z wkładkami zlepieńców śródformacyjnych (kompleks G), w których występują redeponowane stromatoporoidy, koralowce Rugosa i tabulaty. W cienkich wkładkach marglistych kompleksu G występują tentakulity. Wyżejległy kompleks H został podzielony na cztery zespoły litologiczne (od H-1 do H-4, Racki i Szulczewski, 1996). Niższa część tego kompleksu (kompleks H-1) jest zdominowana przez naprzemianległe osady wapienno-margliste z wkładkami wysortowanych wapieni ziarnistych (z elementami niszczonej struktury rafowej) i/lub miąższych (powyżej 1 m) poziomów osuwiskowych. W wyższej części profilu w rytmicznej sukcesji wapienno-łupkowej pojawiają się nieregularne wkładki gruzłowe o miąższości ponad 45 cm (kompleks H-2). Wśród fauny występują, tworząc muszlowce liczne zsylifikowane ramienionogi, oraz koralowce i rzadkie gąbki krzemionkowe oraz w niektórych ławicach amfiporoidy.

Granica pomiędzy franem a famenem, występuje w obrębie kompleksu H-3. Miąższość tego wydzielenia wynosi 6-8 m, jest zdominowany przez wapienie mikrytowe z cienkimi wkładkami łupków marglistych, rogowców oraz soczewkowatych muszlowców liliowcowych występujących w pobliżu granicy fran-famen. Kompleks ten był przedmiotem niezwykle intensywnych interdyscyplinarnych badań (np. Joachimski i in., 2001; Racki i in., 2002; Percival i in., 2019, 2022). Wśród skamieniałości występują tutaj zsylifikowane goniatyty, małże *Buchiola* oraz ramienionogi, poza tym udokumentowano obecność tentakulitów, spikuli gąbek oraz radiolarii.

Osady famenu zostały podzielone na nieformalne kompleksy litologiczne przez Berkowskiego (1990, patrz także Racki i Szulczewski, 1996; Berkowski, 2002) i oznaczone symbolami od H do L. Wyższa część profilu, obejmująca pogranicze dewon-karbon, została podzielona na kompleksy od M do O (De Vleeschouwer i in., 2013; Rakociński i in., 2021a). Co istotne w kamieniołomie Kowala istnieje ciągłe przejście na granicy dewon/karbon (np. Halamski i Baliński, 2009; Matyja i in., 2022), o czym informowali już wcześniej miedzy innymi Czarnocki (1933), Malec (1995), Dzik (1997), Trela i Malec (2007) na podstawie danych pochodzących z szurfów badawczych zlokalizowanych w sąsiedztwie kamieniołomu.

Famen jest wykształcony głównie w postaci rytmicznie warstwowanych osadów wapiennomarglistych oraz wapieni gruzłowych (Fig. 4D). Miąższość tego piętra w Kowali wynosi ponad 180 m (Berkowski, 2002) i jest to najbardziej kompletna sekwencja osadów fameńskich w Górach Świętokrzyskich (Dzik, 2006).

W osadach najniższego famenu (kompleks H-4, poziom konodontowy górny *triangularis*) udokumentowano rozkwit organizmów mikrobialnych w następstwie kryzysu na granicy fran-famen na podstawie obecności morfologicznych struktur oraz biomarkerów z grupy 2α-metylohopanów i monometylowych alkanów typowych dla cyjanobakterii (Marynowski i in., 2011). Zapis ten stanowi pierwszy dowód wzmożonej aktywności mikrobialnej, po granicy fran-famen, w środowisku głębokowodnym w polskiej części południowego szelfu Eurameryki. Struktury mikrobialne były opisywane także w środowiskach płytkowodnych w Górach Świętokrzyskich, basenie Canning w Australii, południowych Chinach, rejonie Timan-Ural w Rosji czy w basenie Alberta w Kanadzie (Rakociński i Racki, 2016 i literatura tam cytowana).

9



Fig. 4. Przykładowe mikrofacje sukcesji osadowej rejestrujące stopniowe pogłębianie zbiornika chęcińsko-zbrzańskiego od franu do turneju. **A.** Radiolaryt, kompleks O, warstwy zarębiańskie, środkowy turnej, karbon; **B.** Zbioturbowane madstony i wackstony z rzadkimi szczątkami trylobitów i małżoraczkami, kompleks N, warstwy radlińskie, dolny turnej, karbon; **C.** Wapienie woklumeriowe reprezentowane przez wakstony głowonogowe o spoiwie mikrytowym lokalnie w stropie zneomorfizowanym, zawierające poziome nory (czarne strzałki), poza amonitowatymi występuje rozproszony drobny detrytus szkieletowy i małżoraczki, kompleks L, górny famen; **D.** wapienie bulaste reprezentowane przez madstony lokalnie zneomorfizowane, z licznymi poziomymi bioturbacjami (białe strzałki), rozproszonym drobnym detrytusem szkieletowym, i pojedynczymi małżoraczkami, kompleks J, środkowy famen; **E.** wakstony zawiarające redeponowane amfiporoidy i liczne kalcysfery, kompleks F, wczesny-środkowy fran; **F.** flatstony zawierające osobnicze koralowce Rugosa, kompleksy A-C, fran wczesny.

Wyżej w obrębie kompleksu H-4 występuje unikatowa biocenoza reprezentowana przez bogate zespoły glonowo-stawonogowe. Zyskały one określanie "Kowala Lägerstatte" z uwagi na bardzo dobre zachowanie wynikające z uwęglenia delikatnych z natury fragmentów zielenic oraz niezwykle licznych sfosfatyzowanych szczątków stawonogów reprezentowanych głównie przez tylkocefala, fylokarida oraz angustidontida (Zatoń i in., 2014; Filipiak i Zatoń, 2016; Broda i in., 2015, 2019; Broda i Zatoń, 2017). Wśród stawonogów opisano nowe gatunki, takie jak *Montecaris marynowskii* (Broda i Zatoń, 2017) oraz nowy rodzaj glonów z grupy zielenic *Vittella dixii* (Filipiak i Zatoń, 2016).

Ponadto, stwierdzono w tym interwale obecność konularii (Sendino i in., 2017) i koprolitów zawierających głównie szczątki stawonogów oraz ryb, których producentami były najprawdopodobniej pelagiczne rekiny oraz celakantokształtni mięśniopłetwi przodkowie Latimerii (Zatoń i Rakociński, 2014; Zatoń i in., 2017). Zespół skamieniałości w tym kompleksie uzupełniają ramienionogi bezzawiasowe (*Barroisella* i *Orbiculoidea*), liliowce, małże *Guerichia* oraz mniej liczne goniatyty i łodzikowate. Wyjątkowy stan zachowania się licznych szczątków organicznych był związany z rozwojem w basenie chęcińsko-zbrzańskim epizodów warunków beztlenowych, który hamował działalność padlinożerców (Zatoń i in., 2014; Broda i in., 2019).

Sukcesja w wyższej części kompleksu H-4 oraz I jest reprezentowana przez rytmiczne wapienie i łupki margliste, a w wyższej części wapienie falisto-gruzłowe, ubogie w faunę (udokumentowano jedynie małże *Guerichia*, bezzawiasowe ramienionogi oraz trylobity). W obrębie kompleksu I, w osadach należących do poziomu konodontowego wczesny *marginifera* (prof. Zdzisław Bełka informacja w Radwański i in., 2009), znajdują się spektakularne ścieżki migracyjne ślepych trylobitów z rodzaju *Trimerocephalus* (Radwański i in., 2009; Kin i Błażejowski, 2013).



Fig. 5. Przykładowa fauna występująca w środkowofameńskim poziomie ze spirytyzowaną fauną w Kowali (kompleks J).
A. Protornoceras polonicum Dybczyński; B. Felisporadoceras kielcense (Sobolew); C. Sporadoceras lagowiense (Sobolew);
D. Guerichia venusta (Münster); E. ślimak ?Loxonematidae indet.; F. Loxopteria sp.; G. Pugnaria plana Biernat et Racki;
H. Cyrtosymbole cf. pusilla (Gürich); I. Barroisella sp. (Rakociński, 2013).

Równie ciekawy jest środkowofameński kompleks J (Fig. 3), gdzie występuje poziom zawierający bogaty zespół spirytyzowanej fauny (Fig. 5; Rakociński, 2006, 2013; Marynowski i in., 2007). Ciemnoszare oraz ciemnoszaro-zielonkawe, średnio- i gruboławicowe margle i łupki margliste zawierające bardzo liczne konkrecje i druzy pirytowe. Wśród fauny występują bardzo liczne spirytyzowane głowonogi reprezentowane przez goniatyty zdominowane przez rodzaje *Felisporadoceras, Protornoceras* i *Sporadoceras* oraz ortokonowe łodzikowate; towarzyszą im odciski i zlimonityzowane ośródki amonitowatych i łodzikowatych (Fig. 5-6). Fauna głowonogowa występuje niezwykle licznie jest jednak rozproszona. Ponadto mniej liczne są spirytyzowane ślimaki i małże, głównie z rodzaju *Loxopteria* i niespirytyzowane małże *Guerichia venusta, Buchiola*, ramienionogi *Pugnaria plana, Orbiculoidea* sp., *Barroisella* sp., a także lokalnie występujące fragmenty mikro-i makroflory (Dąbrowska i Filipiak, 2006) oraz szczątki liliowców i trylobitów (Fig. 5).

Większość skamieniałości występuje w formie spirytyzowanych ośródek: amonitowate, łodzikowate, małże oraz ślimaki (Fig. 5-6). Jednak część fauny nie uległa pirytyzacji występując w postaci odcisków, czasem częściowo spirytyzowanych, powstałych w wyniku rozpuszczania oraz kompakcji (Fig. 6F-H) oraz kalcytowej, jak małże z rodzaju *Buchiola* oraz *Guerichia* lub liliowce i trylobity (Fig. 5H).



Fig. 6. Przykłady różnego stanu zachowania mięczaków w środkowofameńskim poziomie ze spirytyzowaną fauną w Kowali (kompleks J). **A–D**. – przykłady obrastania fauny mięczakowej przez inkrustacje pirytowe późniejszej generacji (por. Brett i Baird, 1986); **A–B**. - goniatyty z rodzaju Felisporadoceras; **C**. – fragment małża; **D**. – fragmokon łodzikowatego; **E**. – spirytyzowane goniatyty występujące w wapieniach; **F–H**. – głowonogi zachowane w formie odcisków, częściowo spirytyzowane **(G)**.

Środowisko sedymentacji na pograniczu dewon-karbon w basenie chęcińsko-zbrzańskim

Kompleks K (Fig. 3) jest reprezentowany przez rytmiczną sukcesję czarnych łupków bitumicznych naprzemianległych z marglami oraz wapieniami marglistymi (Fig. 7). W dolnej części kompleksu występują dwa poziomy czarnych łupków bitumicznych będące zapisem ogólnoświatowego zdarzenia beztlenowego *Annulata* (Fig. 7C; Bond i Zatoń 2003; Filipiak i Racki, 2005; Racka i in., 2010). Zawierają one masowe nagromadzenia małży *Guerichia*, mniej liczne klimenie głównie z rodzaju *Platyclymenia* oraz nieoznaczalne łodzikowate. Natomiast w stropowej części na pograniczu kompleksu K i L znajdują się czarne łupki odpowiadające zdarzeniu Dasberg (Fig. 6; Marynowski i in., 2010), zawierające identyczną faunę jak w poziomie zdarzenia *Annulata*. Poza specyficzną fauną w poziomach *Annulata* i Dasberg w niniejszym kompleksie występują ramienionogi, trylobity, koralowce, goniatyty i ichtiolity (por. Berkowski, 2002; Ginter i Piechota, 2004; Halamski i Baliński, 2009).



Fig. 7. A–B. Pogranicze dewon-karbon, widok ogólny (fot. M. Lewandowski, stan z maja 2005 r.); *C. zdarzenie* Annulata (stan z czerwca 2023 r.); *D. zdarzenie* Dasberg (stan z maja 2011 r.).

Powyżej kompleksu K występuja naprzemianległe oliwkowozielone i wiśniowe bulaste wapienie margliste, z cienkimi wkładkami łupków marglistych, (Fig 7-8; kompleks L) i w stropowej cześci tufitami (Myrow i in., 2014; Pisarzowska i in., 2022), zawierających liczne głowonogi (Fig. 4C, tzw. wapienie woklumeriowe sensu Czarnocki, 1989). W niższej części tej sukcesji znajduje się cienki (około 20 cm), horyzont czarnego bitumicznego łupka nazwanego przez Marynowskiego i Filipiaka (2007) czarnym łupkiem z Kowali (ang. Kowala Black Shale). Zdaniem tych badaczy, horyzont ten odpowiada najprawdopodobniej zdarzeniu beztlenowemu o zasięgu regionalnym. Z drugiej strony, pozycja stratygraficzna w spągu poziomu konodontowego górny expansa pokrywa się z początkiem transgresji struńskiej (Sobstel w Marynowski i Filipiak, 2007, s. 556; por. Kaiser i in., 2008, 2011). Fauna łupka z Kowali jest bardzo zbliżona do starszych poziomów Annulata i Dasberg, reprezentowana przez odciski klimenii i łodzikowatych oraz małże Guerichia. Skamieniałości występujące licznie w pozostałej części kompleksu są zdominowane przez liczny i różnorodny zespół głowonogów reprezentowanych głownie przez klimenie, oraz mniej liczne goniatyty i łodzikowate, także ramienionogi i liliowce, mniej liczne osobnicze koralowce heterokorale, rugozy, oraz kolonijne tabulaty, mszywioły, trylobity, małże, oraz ślimaki. Głowonogi występujące w tym kompleksie były opisywane między innymi przez Czarnockiego (1933, 1989), Dzika (2006) oraz Woroncowa-Marcinowska (2008, 2011).

Bezpośrednio powyżej kompleksu L występuje pakiet czarnych łupków bitumicznych o miąższości około 90 cm, odpowiadający globalnemu zdarzeniu Hangenberg (Filipiak i Racki, 2005; Marynowski i Filipiak, 2007; Marynowski i in., 2012; Pisarzowska i in., 2020). Fauna w tym poziomie jest analogiczna jak w starszych horyzontach czarnych bitumicznych łupków. Co ciekawe, poza dominujacymi małżami Guerichia oraz głowonogami, podobnie jak w łupkach Annulata występuja tutaj ramienionogi (Marynowski i in., 2012) i niewielkich rozmiarów ślimaki (inf. ustna dr hab. Z. Dubicka). Powyżej łupka Hangenberg zalega pakiet marglisto-tufitowy o miaższości ponad 2 m (Fig. 8). Ze względu na ostry kontrast litologiczny z niżejległym kompleksem L, zaproponowano dla tych utworów w stropie dewońskiej sukcesji Kowali kolejny nieformalny dwudzielny kompleks litologiczny M (Fig. 8; Rakociński, 2013; por. De Vleeschouwer i in., 2013), konsekwentnie kontynuując w ten sposób podział famenu w kamieniołomie wprowadzony przez Berkowskiego (1990, 2002). Łupek Hangenberg wraz z wyżejległymi łupkami marglistymi oraz tufitami, zaliczono do podkompleksu M-1 (będącego odpowiednikiem kompleksu B sensu Malec, 1995; patrz Marynowski i Filipiak, 2007), a nadległe brunatno-wiśniowe uławicone margle o miąższości 1.2 m określono jako podkompleks M-2 (= kompleks C sensu Malec, 1995; patrz Marynowski i Filipiak, 2007). W górnej części marglistego kompleksu (M-2) lub w jego stropie przebiega granica dewon-karbon (por. Malec, 1995; Matyja i in., 2022).

Osady karbońskie są reprezentowane przez warstwy radlińskie osiągające w północnowschodniej części kamieniołomu około 15 m miąższości (Fig. 8), reprezentowane przez jaskrawo zielonkawe iłowce i bentonity w obrębie których występują cztery poziomy kilkucentymetrowych łupków bitumicznych. Sporadycznie pojawiają się tutaj drobne wkładki konkrecji węglanowych (Fig. 4B). Niniejsza sukcesja tufitowo-marglista została wyróżniona jako kolejny kompleks N (Fig. 8; Rakociński, 2013; por. De Vleeschouwer i in., 2013). Stanowi ona niższą część kompleksu D, wyróżnionego w szurfie przez Malca (1995, 2014). Sukcesja środkowopaleozoiczna w Kowali kończy się na ok. 7 m miąższości osadach czarnych łuków krzemionkowych i radiolarytów (Fig. 4A) z wkładkami

14

popiołów wulkanicznych (warstwy zarębiańskie) reprezentujących osady środkowoturnejskiego zdarzenia beztlenowego (zdarzenie dolny łupek Alum), które zaliczono do nieformalnego kompleksu O (Fig. 8; Rakociński i in., 2021a), stanowi on ekwiwalent kompleksu E wyróżnionego przez Malca (1995, 2014).



Fig. 8. Odsłonięcie pogranicza dewon-karbon na północno-wschodniej ścianie kamieniołomu Kowala. *A.* Stan z lipca 2015 r., *B.* widoczny niezgodny kontakt warstw radlińskich ze zlepieńcami cechsztynu, stan z sierpnia 2009 r., *C.* granica pomiędzy warstwami radlińskimi i zarębiańskimi, stan z grudnia 2016 r., *D.* Odsłonięcie czarnych łupków Hangenberg, stan z maja 2009 r.

Charakterystyka biocenozy wapieni woklumeriowych

Wapienie woklumeriowe (kompleks L) zawierają niezwykle liczną faunę głowonogową zdominowaną przez klimenie, aczkolwiek goniatyty i łodzikowate również występują tutaj w bardzo dużych ilościach (por. Czarnocki, 1989). Dominujące klimenie są reprezentowane przez przedstawicieli rodzajów *Cymaclymenia, Clymenia, Kosmoclymenia, Costaclymenia, Trochoclymenia, Finiclymenia, Gonioclymenia, Sphenoclymenia, Kiaclymenia, Biloclymenia, Cyrtoclymenia, Stenoclymenia, Soliclymenia, Rhipaeoclymenia, Glatziella, Parawocklumeria, Epiwocklumeria i Wocklumeria (Dzik, 2006) oraz Kalloclymania* (Czarnocki, 1989). Zdecydowanie najliczniejsze są rodzaje *Cymaclymenia oraz Kosmoclymenia, Mimimitoceras, Kenseyoceras Kenseyoceras, Balvia* i *Acutimitoceras,* którym towarzyszą gatunki z rodzajów *Posttornoceras, Discoclymenia, Sporadoceras* (Dzik, 2006; Woroncowa-Marcinowska, 2011). Wśród łodzikowatych występują rodzaje *Spyroceras, Clinoceras, Mecynoceras?, Gonatocyrtoceras* oraz bliżej nieoznaczalne ortokonowe gatunki (por. Rakociński 2006, 2013).

Skamieniałości grup bentosu są w badanym kompleksie mniej liczne w porównaniu do organizmów nektonicznych, aczkolwiek dosyć zróżnicowane i reprezentowane przez ramienionogi, trylobity, liliowce oraz mniej liczne koralowce Tabulata, Heterocorallia, osobnicze Rugosa oraz ślimaki i małże. Ramienionogi to rodzaje Rozmanaria, Pugnaria, Novaplatirostrum, Aulacella, Mesoplica, Schellwienella, Hadyrhyncha, Cleiothyridina, Sphenospira, ?Eomartiniopsis (Halamski i Baliński, 2009). W skład asocjacji koralowców wchodzą osobnicze Rugosa z rodzajów Friedbergia, Nalivkinella, Neaxon, Gorizdronia, Guerichiphyllum, Spirophyllum, Campophyllum, Palaeosmilia?, heterokorale Oligophylloides pachythecus oraz tabulaty z rodzajów Yavorskia (Berkowski, 2002) oraz Syringopora (dr T. Wrzołek, informacja ustna, 2006). Trylobity są reprezentowane głównie przez wylinki należących do phacopidów przedstawicieli rodzaju Trimerocephalus oraz mniej licznych proetidów z rodzaju Cyrtosymbole, zaś ślimaki jedynie przez ośródki przypuszczalnie z rodziny Loxonematidae (dr W. Krawczyński inf. ustna, 2006). Liliowce to jedynie izolowane kolumnalia i rzadkie plurikolumnalia, zaliczone do rodzajów Cosmocrinus, Schyschcatocrinus, Stenocrinus, Taranshicrinus, Acbastaucrinus, Cyclocion, Cyclocaudiculus, Cyclostelechus? oraz Kasachstanocrinus (Głuchowski, 2002), jak również strefy korzeniowe łodyg (=holdfasty) występujące na muszlach oraz wewnętrznych ośródkach głowonogów (Rakociński, 2011). Poza liliowcami występują również inne stosunkowo liczne organizmy preferujące twarde podłoże, takie jak mszywioły, mikrokonchidy, kornulitidy oraz organizmy o bliżej nieokreślonej przynależności taksonomicznej (Rakociński, 2011).



Fig. 9. Późnofameńska biocenoza wapieni woklumeriowych w Kowali.

Fauna głowonogowa występująca w marglistych osadach w najwyższym famenie w Kowali jest liczna, aczkolwiek raczej rozproszona. Osady te powstały w środowisku basenowym, dobrze natlenionym i o niskim tempie sedymentacji (Fig. 9). Potwierdzają to liczne organizmy zasiedlające muszle i ośródki głowonogów (Rakociński, 2011), jak również bioturbacje i urozmaicona asocjacja bentosowa. Warunki tlenowe potwierdzają również dane geochemiczne, m.in. niskie wartości stosunków U/Th, V/Cr oraz niskie koncentracje uranu autigenicznego (Rakociński, 2013). Sugestię, iż sedymentacja wapieni woklumeriowych z Kowali zachodziła w warunkach relatywnie niskiej produktywności w strefie przypowierzchniowej sugerują niskie wartości stosunku C_{org}/P (Rakociński, 2013). Potwierdzają to wnioski Biernat i Rackiego (1986) oraz Halamskiego i Balińskiego (2009), którzy opisali w tym interwale zespoły ramienionogowe typowe dla warunków oligotroficznych w reżimie głębokowodnej spokojnej sedymentacji.

Obecność licznych sklerobiontów na muszlach i wewnętrznych ośródkach głowonogów (Rakociński, 2011) świadczy o niskim tempie sedymentacji, ponieważ muszle lub ich zlityfikowane ośródki były eksponowane na tyle długo, aby możliwe było ich zasiedlenie przez organizmy inkrustujące. Rozpuszczone muszle, liczne ślady rozpuszczania na wewnętrznych ośródkach głowonogów (Fig. 10C-D) oraz powierzchnie korozyjne obecne na powierzchniach ławic (Fig. 10A-B; patrz też Berkowski, 2002; por. modele sedymentacji skondensowanych osadów jurajskich w Goldring i Kaźmierczak, 1974) mogą sugerować długi okres ich zalegania na dnie przed pogrzebaniem (por. Histon i Schönlaub, 1999). Występowanie powierzchni korozyjnych jest wiązane z synsedymentacyjnym rozpuszczaniem płytko

pogrzebanych mułów wapiennych w wyniku destruktywnej diagenezy zachodzącej w chłodnych wodach morskich nienasyconych węglanem wapnia (por. Alexandersson, 1978). Niskiej efektywności produkcja węglanów w "wygłodzonym" basenie sedymentacyjnym korelowane są z globalnym ochłodzeniem klimatu pod koniec famenu (patrz Streel i in., 2000; Kaiser i in., 2008, 2011; De Vleeschouwer i in., 2013).



Fig. 10. Powierzchnie korozyjne **(A-B)** widoczne na powierzchniach ławic oraz ślady rozpuszczania wewnętrznych ośródek klimenii **(C-D)** w wapieniach woklumeriowych występujących w najwyższym famenie w Kowali.

Analizy wapieni głownogowych występujących w obrębie polskiej części południowego szelfu Eurameryki świadczą, iż głębokość zbiornika nawet w trakcie sedymentacji w warunkach relatywnie głębokowodnych, osadów głowonogowych raczej nie przekraczała 200 m. Występowanie w tym interwale krasnorostów z rodziny Solenoporaceae (Racki i Szulczewski, 1996; Berkowski, 2002) oraz przede wszystkim obecność śladów bentosowych mat cjanobakteryjnych w obrębie związanego z pulsem transgresywnym wyżejległego łupka Hangenberg (Kazmierczak i in., 2012; Marynowski i in., 2012) wydaje się potwierdzać te przypuszczenia. Występowanie licznych bioturbacji oraz dane geochemiczne świadczą, iż w trakcie sedymentacji w przypowierzchniowej strefie osadu dominowały warunki tlenowe (Rakociński, 2013).

Zdarzenia beztlenowe oraz wulkanizm na pograniczu dewon-karbon

Wszystkie późnodewońskie zdarzenia, podobnie jak kryzys Hangenberg, manifestują się pojawieniem bardzo charakterystycznych czarnych łupków, zawierających dużą ilość materii organicznej (do ~23%) oraz licznych zespołów małżowo-głowonogowych (Marynowski i Filipiak, 2007; Marynowski i in., 2010, 2012; Racka i in., 2010; Pisarzowska i in., 2020). Powszechnie przyjmuje się, iż depozycja bitumicznych osadów odpowiadających zdarzeniom *Annulata*, Dasberg, Kowala, Hangenberg i wczesny Alum zachodziła w trakcie pulsów transgresywnych związanych z okresami interglacjałów na Gondwanie (por. Kaiser i in., 2008; Racka i in., 2010; Rakociński i in., 2021a). Bogate w materię organiczną osady tworzyły się w warunkach, w których dolna, przydenna i górna partia kolumny wody pozbawiona była tlenu lecz zawierała siarkowodór. Jednocześnie dopływ składników pokarmowych m.in. w wyniku intensywnej aktywności wulkanicznej doprowadził do eutrofizacji basenu chęcińsko-zbrzańskiego (Fig. 11). Jedynie okresowo mogły występować epizody przewietrzania wód przydennych (Marynowski i in., 2012; Pisarzowska i in., 2020).



Fig. 11. Schematyczny model warunków panujących w trakcie depozycji osadów bogatych oraz ubogich w materię organiczną w basenie chęcińsko-zbrzańskim w najwyższym famenie. A. Normalna sedymentacja osadów "tła", w tym również wapieni woklumeriowych i warstw radlińskich; B. Warunki panujące w trakcie sedymentacji dolnego czarnego łupka Annulata i łupka Dasberg; C. Warunki panujące w trakcie sedymentacji górnej części czarnych łupków Annulata, Dasberg, Kowala, Hangenberg oraz wczesny Alum (na podstawie Racka i in., 2010; Marynowski i in., 2010, 2012; Pisarzowska i in., 2020; Rakociński i in., 2021a).

Datowania radiometryczne cyrkonów, pochodzących z poziomów tufitowych w Kowali, znajdujących się ok. 10 cm poniżej oraz powyżej łupka Hangenberg świadczą, iż zdarzenie Hangenberg trwało nie dłużej niż 190 tysięcy lat (prawdopodobnie < 50-100 tysięcy lat; Myrow i in., 2014). Badania geochemiczno-mineralogiczne Pisarzowskiej i in. (2022; patrz także fig. 15 w Racki i in., 2022), wykazały, że osady piroklastyczne występujące w górnym famenie w Kowali powstawały w reżimie ekstensyjnym związanym z ryftem. Najbardziej prawdopodobnym obszarem źródłowym popiołów mogło być późnodewońskie centrum magmowe w ryfcie Prypeci-Dniepru-Dońca-Donbasu. Innymi pośrednimi dowodami wzmożonej aktywności wulkanicznej w tym czasie są obserwowane w Kowali zmutowane tetrady sporowe na pograniczu dewon-karbon (Filipiak i Racki, 2010). Ponadto liczne badania prowadzone w różnych rejonach świata na pograniczu dewon i karbon ujawniły obecność bardzo dużych anomalii rtęciowych w horyzontach odpowiadających kryzysowi Hangenberg, świadczących o wzmożonym wulkanizmie i podmorskiej aktywności hydrotermalnej w tym czasie (Kalvoda i in., 2019; Paschall i in., 2019; Pisarzowska i in., 2020; Racki, 2020; Rakociński i in., 2020, 2021b).

Rozwój warunków beztlenowych w trakcie środkowoturnejskiego zdarzenia Alum miał podobną genezę powiązaną z deglacjacją Gondwany i perturbacjami klimatyczno-eustatycznymi, w wyniku wzrostu aktywności wulkanicznej związanej z pierwszą fazą orogenezy waryscyjskiej (Rakociński i in., 2021a, 2022, 2023a,b).

Osady środkowego turneju kończą sukcesję przed waryscyjską w Kowali, następnie występuje luka związana z orogenezą waryscyjską oraz zalegające niezgodnie na sfałdowanych utworach dewonu i karbonu osady cechsztyńskiego zlepieńca zygmuntowskiego (Fig. 12), rozpoczynające kolejny cykl sedymentacyjno-diastroficzny.



Fig. 12. Niezgodność kątowa pomiędzy dolnym karbonem (warstwy radlińskie) a cechsztynem widoczna we północno-wschodniej części kamieniołomu Kowala (stan na 13.08.2009 r.).

Literatura:

- Alexandersson, E.T. 1978. Destructive diagenesis of carbonate sediments in the eastern Skagerrak, North Sea. Geology 6, 324–327.
- Becker, R.T. 1993. Anoxia, eustatic changes, and Upper Devonian to lowermost Carboniferous global ammonoid diversity. W: House, M.R. (red.), The Ammonoidea: Environment, Ecology, and Evolutionary Change, Systematics Association Special Volume, 47: 115–163.
- Becker, R.T., Ashouri, A.R., Yazdi, M. 2004. The Upper Devonian *Annulata* Event in the Shotori Range (eastern Iran). Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Abhandlungen, 231: 119–143.
- Berkowski, B. 1990. Stratygrafia i sedymentacja famenu wschodniej części synkliny gałęzickiej. Praca magisterska, Uniwersytet Warszawski, Warszawa.
- Berkowski, B. 1991. A blind phacopid trilobite from the Famennian of the Holy Cross Mountains. Acta Palaeontologica Polonica, 36: 255–264.
- Berkowski, B. 2002. Famennian Rugosa and Heterocorallia from Southern Poland. Palaeontologia Polonica, 61: 3–88.
- Biernat, G., Racki, G. 1986. A rhynchonellid-dominated Late Famennian brachiopod assemblage from the Holy Cross Mountains (Poland). Acta Palaeontologica Polonica, 31: 35–46.
- Bond, D., Zatoń, M. 2003. Gamma-ray spectrometry across the Upper Devonian basin succession at Kowala in the Holy Cross Mountains (Poland). Acta Geologica Polonica, 53: 93–99.
- Borcuch, E. 2006. Górnodewońskie konodonty z Gór Świętokrzyskich aspekty paleoekologii i biostratygrafii na przykładzie profili Kostomłotów i Kowali. Praca magisterska, Uniwersytet Śląski, Sosnowiec, 1–39.
- Brett, C.E., Baird, G.C. 1986. Comparative Taphonomy: A Key to Paleoenvironmental Interpretation Based on Fossil Preservation. Palaios, 1: 207–227.
- Broda, K., Wolny, M., Zatoń, M. 2015. Palaeobiological significance of damaged and fragmented thylacocephalan carapaces from the Upper Devonian of Poland. Proceedings of the Geologists' Association, 126: 589–598.
- Broda, K., Zatoń, M. 2017. A set of possible sensory system preserved in cuticle of Late Devonian thylacocephalan arthropods from Poland. Historical Biology, 29: 1045–1055.
- Broda, K., Marynowski, L., Rakociński, M., Zatoń, M. 2019: Coincidence of photic zone euxinia and impoverishment of arthropods in the aftermath of the Frasnian-Famennian biotic crisis. Scientific Reports, 9(1): 1–14.
- Czarnocki, J. 1933. Stratygrafia warstw granicznych między dewonem i karbonem w okolicy Kowali. Posiedzenia Naukowe Państwowego Instytutu Geologicznego, 35: 31–34.
- Czarnocki, J. 1989. Klimenie Gór Świętokrzyskich. Prace PIG, 127: 1–91.
- Dąbrowska, K., Filipiak, P. 2006. Nowe dane na temat flory z famenu Gór Świętokrzyskich. Przegląd Geologiczny, 54: 720–723.
- De Vleeschouwer, D., Rakociński, M., Racki, G., Bond, D.P.G., Sobień, K., Claeys, P. 2013. The astronomical rhythm of Late-Devonian climate change (Kowala section, Holy Cross Mountains, Poland). Earth and Planetary Sciences Letters, 365: 25–37.
- Dzik, J. 1997. Emergence and succession of Carboniferous conodont and ammonoid communities in the Polish part of the Variscan sea. Acta Palaeontologica Polonica, 42: 57–170.
- Dzik, J. 2006. The Famennian "Golden Age" of conodonts and ammonoids in the Polish part of the Variscan sea. Palaeontologia Polonica, 63: 1–359.
- Filipiak P., Racki, G. 2005. Unikatowy zapis dewońskich zdarzeń beztlenowych w profilu kamieniołomu Kowala k. Kielc. Przegląd Geologiczny, 53: 846–847.
- Filipiak, P., Racki, G. 2010. Proliferation of abnormal palynoflora during the end-Devonian biotic crisis. Geological Quarterly, 54: 1–14.
- Filipiak, P., Zatoń, M. 2016. Non-calcified macroalgae from the lower Famennian (Upper Devonian) of the Holy Cross Mountains, Poland. Geobios, 49(3): 191–200.
- Ginter, M., Piechota, A. 2004. The first Devonian holocephalian tooth from Poland. Acta Palaeontologica Polonica, 49: 409–415.

- Głuchowski, E. 2002. Crinoids from the Famennian of the Holy Cross Mountains, Poland. Acta Palaeontologica Polonica, 47: 319–328.
- Goldring, R., Kaźmierczak, J. 1974. Ecological succession in intraformational hardground formation. Palaeontology, 17: 946–962.
- Halamski, A.T., Baliński, A. 2009. Latest Famennian brachiopods from Kowala, Holy Cross Mountains, Poland. Acta Palaeontologica Polonica, 54: 289–306.
- Hartenfels, S. 2011. Die globalen Annulata-Events und die Dasberg-Krise (Famennium, Oberdevon) in Europa und Nord-Afrika – hochauflösende Conodonten-Stratigraphie, Karbonat-Mikrofazies, Paläoökologie und Paläodiversität. Münstersche Forschungen zur Geologie und Paläontologie, 105: 17–527.
- Histon, K., Schönlaub, H.P. 1999. Taphonomy, Palaeoecology and Bathymetric Implications of the Nautiloid Fauna from the Silurian of the Cellon Section (Carnic Alps, Austria). Abhandlungen der Geologischem Bundesanstalt, 54: 259–274.
- House, M.R. 2002. Strength, timing, setting and cause of mid-Palaeozoic extinctions. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 181: 5–25.
- Joachimski, M.M., Ostertag-Henning, C., Pancost, R.D., Strauss, H., Freeman, K.H., Littke, R., Sinninghe Damsté, J.S., Racki, G. 2001. Water column anoxia, enhanced productivity and concomitant changes in δ¹³C and δ³⁴S across the Frasnian – Famennian boundary (Kowala – Holy Cross Mountains/Poland). Chemical Geology, 175: 109–131.
- Kaiser, S.I., Steuber, T., Becker, R.T. 2008. Environmental change during the Late Famennian and Early Tournaisian (Late Devonian–Early Carboniferous): implications from stable isotopes and conodont biofacies in southern Europe. Geological Journal, 43: 241–260.
- Kaiser, S.I., Becker, R.T., Steuber, T., Aboussalam, S.Z. 2011. Climate-controlled mass extinctions, facies, and sea-level changes around the Devonian–Carboniferous boundary in the eastern Anti-Atlas (SE Morocco). Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 310: 340–364.
- Kalvoda, J., Kumpan, T., Qie, W., Frýda, J., Bábek, O. 2019. Mercury spikes at the Devonian-Carboniferous boundary in the eastern part of the Rhenohercynian zone (central Europe) and in the South China block. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 531: 109221, 1–12.
- Kazmierczak, J., Kremer, B., Racki, G. 2012. Late Devonian marine anoxia challenged by benthic cyanobacterial mats. Geobiology, 10: 371–383.
- Kin, A., Błażejowski, B. 2013. A new *Trimerocephalus* species (Trilobita, Phacopidae) from the Late Devonian (Early Famennian) of Poland. Zootaxa, 3626(3): 345–355.
- Malec, J. 1995. Devonian/Carboniferous boundary. W: Lipiec, M., Malec, J., Matyja, H., Migaszewski, Z., Paszkowski, M., Protas, A., Skompski, S., Szulczewski, M., Zbroja, S., Żakowa, H., Żelichowski, A.M. (red.), XIII International Congress on CarboniferousPermian-Guide to Excursion A2:Development of the Variscan Basin and epi-Variscan cover at the margin of the East European Platform (Pomerania, Holy Cross Mts., Kraków Upland), 20–21. Polish Geological Institute, Kraków.
- Malec, J. 2014. The Devonian/Carboniferous boundary in the Holy Cross Mountains (Poland). Geological Quarterly, 58: 217–234.
- Marynowski, L., Filipiak, P. 2007. Water column euxinia and wildfire evidence during deposition of the Upper Famennian Hangenberg event horizon from the Holy Cross Mountains (central Poland). Geological Magazine, 144: 569–595.
- Marynowski, L., Narkiewicz, M., Grelowski, C. 2000. Biomarkers as environmental indicators in a carbonate complex, example from the Middle to Upper Devonian, Holy Cross Mountains, Poland. Sedimentary Geology, 137: 187–212.
- Marynowski, L., Rakociński, M., Zatoń, M. 2007. Middle Famennian (Late Devonian) interwal with pyritized fauna from the Holy Cross Mountains (Poland): Organic geochemistry and pyrite framboid diameter study. Geochemical Journal, 41: 187–200.
- Marynowski, L., Filipiak, P., Zatoń, M. 2010. Geochemical and palynological study of the Upper Famennian Dasberg event horizon from the Holy Cross Mountains (central Poland). Geological Magazine, 147: 527–550.
- Marynowski, L., Rakociński, M., Borcuch, E., Kremer, B., Schubert, B.A., Jahren, H.A. 2011. Molecular and petrographic indicators of redox conditions and bacterial communities after the F/F mass

extinction (Kowala, Holy Cross Mountains, Poland). Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 306: 1–14.

- Marynowski, L., Zatoń, M., Rakociński, M., Filipiak, P., Kurkiewicz, S., Pearce, T.J. 2012. Deciphering the upper Famennian Hangenberg Black Shale depositional environments based on multi-proxy record Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 346–347: 66–86.
- Matyja, H., Woroncowa-Marcinowska, T., Filipiak, P., Brański, P., Sobień, K. 2022. The Devonian/Carboniferous boundary interval in Poland: multidisciplinary studies in pelagic (Holy Cross Mountains and Sudetes) and ramp (Western Pomerania) successions. Palaeobiodiversity and Palaeoenvironments, 101: 421–472.
- Myrow, P.M., Ramezani, J., Hanson, A., Bowring, S.A., Racki, G., Rakociński, M. 2014. High-precision U-Pb age and duration of the Latest Devonian (Famennian) Hangenberg Event, and its implications. Terra Nova, 26: 222–229.
- Paschall, O., Carmichael, S.K., Königshof, P., Waters, J.A., Ta, P.H., Komatsu, T., Dombrowski, A. 2019. The Devonian-Carboniferous boundary in Vietnam: Sustained ocean anoxia with a volcanic trigger for the Hangenberg Crisis? Global and Planetary Change, 175: 64–81.
- Percival, L.M.E., Selby, D., Bond, D.P.G., Rakociński, M., Racki, G., Marynowski, L., Adatte, T., Spangenberg, J.E., Föllmi, K.B. 2019. Pulses of enhanced continental weathering associated with multiple Late Devonian climate perturbations: Evidence from osmium-isotope compositions. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 524: 240–249.
- Percival, L.M.E., Marynowski, L., Baudin, F., Goderis, S., De Vleeschouwer, D., Rakociński, M., Narkiewicz, K., Corradini, C., Da Silva, A-C., Claeys, P. 2022. Combined Nitrogen-Isotope and Cyclostratigraphy Evidence for Temporal and Spatial Variability in Frasnian–Famennian Environmental Change. Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 23: e2021GC010308. https://doi.org/10.1029/2021GC010308
- Pisarzowska, A., Rakociński, M., Marynowski, L., Szczerba, M., Thoby, M., Paszkowski, M., Perri, M.C., Spalletta, C., Schönlaub, H-P., Kowalik, N., Gereke, M. 2020. Large environmental disturbances caused by magmatic activity during the Late Devonian Hangenberg Crisis. Global and Planetary Change, 190(103155): 1–24.
- Pisarzowska, A., Paszkowski, M., Kołtonik, K., Budzyń, B., Szczerba, M., Rakociński, M., Sláma, J., Zagórska, A., Łaptaś, A. 2022. Geotectonic settings of Variscan explosive volcanism in the light of Famennian tuffites provenance from southern Poland. Earth-Science Reviews, 234, 104218: 1–17.
- Racka, M., Marynowski, L., Filipiak, P., Sobstel, M., Pisarzowska, A., Bond, D.P.G. 2010. Anoxic Annulata Events in the Late Famennian of the Holy Cross Mountains (Southern Poland): Geochemical and palaeontological record. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 297: 549–575.
- Racki, G. 2005. Toward understanding Late Devonian global events: few answers, many questions. W: Over, D.J., Morrow, J.R. i Wignall, P.B. (red.), Understanding Late Devonian and Permian–Triassic Biotic and Climatic Events: Towards an Integrated Approach. Elsevier, Amsterdam: 5–36.
- Racki, G. 2020. A volcanic scenario for the Frasnian–Famennian major biotic crisis and other Late Devonian global changes: more answers than questions? Global and Planetary Change, 189: 1–29.
- Racki, G., Szulczewski, M. 1996. Stop 4. Kowala railroad cut and quarry. W: Szulczewski, M. i Skompski S. (red.), Sixth European Conodont Symposium (ECOS VI), Excursion Guide. Instytut Paleobiologii PAN, Warszawa: 27–33.
- Racki, G., Racka, M., Matyja, H., Devleeschouwer, X. 2002. The Frasnian/Famennian boundary interval in the South Polish-Moravian shelf basins: integrated event-stratigraphical approach. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 181: 251–297.
- Racki, G., Mazur, S., Narkiewicz, K., Pisarzowska, A., Bardziński, W., Kołtonik, K., Szymanowski, D., Filipiak, P., Kremer, B. 2022. A waning Saxothuringian Ocean evidenced in the Famennian tephrabearing siliceous succession of the Bardo Unit (Central Sudetes, SW Poland). Bulletin of the Geological Society of America, 134: 2373–2398.

- Radwański, A., Kin, A., Radwańska, U. 2009. Queues of blind phacopid trilobites *Trimerocephalus*: A case of frozen behaviour of Early Famennian age from the Holy Cross Mountains, Central Poland. Acta Geologica Polonica, 59: 459–481.
- Rakociński, M. 2006. Paleoekologia amonitowatych z famenu Kowali (Góry Świętokrzyskie). Praca magisterska, Uniwersytet Śląski, Sosnowiec: 1–90.
- Rakociński, M. 2011. Sclerobionts on upper Famennian cephalopods from the Holy Cross Mountains, Poland. Palaeobiodiversity and Palaeoenvironments, 91: 63–73.
- Rakociński, M. 2013. Środowiska sedymentacji wapieni głowonogowych w późnym dewonie Polski południowej implikacje paleoekologiczne. Praca doktorska, Uniwersytet Śląski, Sosnowiec: 1–353.
- Rakociński, M., Racki, G. 2016. Microbialites in the shallow-water marine environments of the Holy Cross Mountains (Poland) in the aftermath of the Frasnian-Famennian biotic crisis. Global and Planetary Change, 136: 30–40.
- Rakociński, M., Marynowski, L., Pisarzowska, A., Bełdowski, J., Siedlewicz, G., Zatoń, M., Perri, M.C., Spalletta, C., Schönlaub, H.-P. 2020. Volcanic related methylmercury poisoning as the possible driver of the end-Devonian Mass Extinction. Scientific Reports, 10:7344: 1–8.
- Rakociński, M., Marynowski, L., Zatoń, M., Filipiak, P. 2021a. The mid-Tournaisian (Early Carboniferous) anoxic event in the Laurussian shelf basin (Poland): An integrative approach. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 566, 110236: 1–28.
- Rakociński, M., Pisarzowska, A., Corradini, C., Narkiewicz, K., Dubicka, Z., Abdiyev, N. 2021b. Mercury spikes as evidence of extended arc-volcanism around the Devonian–Carboniferous boundary in the South Tian Shan (southern Uzbekistan). Scientific Reports, 11, 5708: 1–15.
- Rakociński, M., Książak, D., Pisarzowska, A., Marynowski, L. 2022. Mercury evidence of intense submarine volcanism and hydrothermal activity during a mid-Tournaisian anoxic event in the Carnic Alps. Gondwana Research, 109: 225–238.
- Rakociński, M., Książak, D., Pisarzowska, A., Zatoń, M., Aretz, M. 2023a. Weak and intermittent anoxia during the mid-Tournaisian (Mississippian) anoxic event in the Montagne Noire, France. Geological Magazine, 160(5): 831–854.
- Rakociński, M., Kucharczyk, J., Pisarzowska, A., Zatoń, M., Marynowski, L., Hartenfels, S., Becker, R.T. 2023b. Redox changes and mercury signature during the Lower Alum Shale Event (mid-Tournaisian, Mississippian) in the Rhenish Massif: Implications for oxygenation history and volcanism in southern Laurussian shelf and Palaeotethys Ocean. Global and Planetary Change, 227: 1–19.
- Sendino, C., Broda, K., Zatoń, M. 2017. First record of true conulariids from the Upper Devonian of Poland. Proceedings of the Geologists' Association, 128: 401–406.
- Streel, M., Caputo, M.V., Loboziak, S., Melo, J.H.G. 2000. Late Frasnian–Famennian climates based on palynomorph analyses and the question of the Late Devonian glaciations. Earth-Science Reviews, 52: 121–173.
- Szulczewski, M. 1968. Slump structures and turbidites in Upper Devonian limestones of the Holy Cross Mts. Acta Geologica Polonica, 18: 303–323.
- Trela, W., Malec, J. 2007. Carbon isotope record in sediment of the Devonian-Carboniferous boundary in the southern Holy Cross Mountains. Przegląd Geologiczny, 55(5): 411–415.
- Walliser, O.H. 1996. Global events in the Devonian and Carboniferous. W: Walliser, O.H. (red.), Global Events and Event Stratigraphy in the Phanerozoic. Springer Verlag, Berlin: 225–250.
- Woroncowa-Marcinowska, T. 2006. Upper Devonian goniatites and co-occurring conodonts from the Holy Cross Mountains: studies of the Polish Geological collections. Rocznik PTG, 76: 113–160.
- Woroncowa-Marcinowska, T. 2008. Late Famennian Prionoceratidae (Ammonoidea) from Kowala (Holy Cross Mountains). W: Pisera, A., Bitner, M.A., Halamski, A.T. (red.), 9th Paleontological Conference, Warszawa, 10–11 October 2008: 99–100.
- Woroncowa-Marcinowska, T. 2011. Late Famennian (Devonian) Balviinae (Ammonoidea) from the Holy Cross Mountains, Poland. Acta Geologica Polonica, 61: 35–45.
- Zatoń, M., Rakociński, M. 2014. Coprolite evidence for carnivorous predation in a Late Devonian pelagic environment of southern Laurussia. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 394: 1–11.

Zatoń, M., Filipiak, P., Rakociński, M., Krawczyński, W. 2014. Kowala Lagerstatte: Late Devonian arthropods and non-biomineralized algae from Poland. Lethaia, 47: 352–364.

Zatoń, M., Broda, K., Qvarnström, M., Niedźwiedzki, G., Ahlberg, P.E. 2017. The first direct evidence of a Late Devonian coelacanth fish feeding on conodont animals. The Science of Nature, 104: 26.

Sesja terenowa B:

Węglany dewonu strefy kieleckiej Gór Świętokrzyskich

Piotr Łuczyński Krystian Wójcik Stanisław Skompski

6 września 2023

Wstęp

Dewon Gór Świętokrzyskich stanowi klasyczny temat sesji geologicznych na licznych kongresach i konferencjach odbywających się w rejonie świętokrzyskim (np. Szulczewski, 1981, 1994; Szulczewski i Skompski, 1996; Narkiewicz i in., 2006). Wybrane odsłonięcia dewońskich węglanów strefy kieleckiej były już wielokrotnie prezentowane podczas wycieczek konferencyjnych i omawiane pod wieloma kątami. Takim stanowiskiem jest niewątpliwie Kadzielnia, która jednak ze względu na unikalność odsłaniających się tu utworów została włączona również do tej wycieczki. Kamieniołom Winna jest stosunkowo nowy i nie był dotychczas w kompleksowy sposób prezentowany w terenie. Z kolei kamieniołomy Górno i Ołowianka to stanowiska znane od dawna, w których jednak dostępność ścian i stan odsłonięć znacznie się polepszyły, dzięki czemu możliwa stała się obserwacja nowych struktur i zjawisk.

Prezentowane stanowiska, mimo iż położone w dość znacznych odległościach od siebie (Fig. 1), wszystkie reprezentują region kielecki Gór Świętokrzyskich i można je traktować jako składające się na jedną wspólną sukcesję, choć z pewną specyfiką poszczególnych punktów wynikających z ich usytuowania paleogeograficznego. W sumie zaprezentowana sukcesja obejmuje wybrane fragmenty z przedziału stratygraficznego od eiflu (Winna) po famen (Kadzielnia), czyli niemalże cały zasięg dewońskiej sedymentacji węglanowej w regionie (Fig. 2).



Fig. 1. Lokalizacja stanowisk na tle mapy odsłonięć dewonu w Górach Świętokrzyskich (wg. Konon 2006 i literatura tam cytowana)

W kamieniołomie Winna zaprezentowane zostaną dolomity i wapienie eiflu, reprezentujące wczesny etap trangresji dewońskiej i rozwoju rozległej płytkowodnej platformy węglanowej w obszarze świętokrzyskim, z charakterystyczną sedymentacją cykliczną. W kamieniołomie Ołowianka pokazane zostaną redeponowane warstwy stromatoporoidowe, o różnej genezie, w tym tsunamitowej, deponowane w żywecie na kolejnym etapie transgresji, w pobliżu południowej krawędzi tej platformy.

Stanowiska na Kadzielni i w Górnie częściowo reprezentują pokrywający się czasowo przedział sedymentacji we franie. Kadzielnia to unikalny w regionie przykład dużej budowli węglanowej, lokującej się na stoku platformy, natomiast Górno reprezentuje obszar wewnętrznego basenu położonego u podnóża takiego stoku. Na paleogeografię i depozycję w tym czasie intensywnie wpływać zaczęła tektonika syndepozycyjna. Na Kadzielni przejawia się to m.in. w występowaniu złożonych systemów żył neptunicznych penetrujących budowlę kadzielniańską, które będą prezentowane podczas wycieczki, a także w relacjach przestrzennych poszczególnych litosomów franu i przykrywającego je famenu. W Górnie natomiast zapisem niepokoju tektonicznego towarzyszącego sedymentacji jest cały różnorodny wachlarz warstw redeponowanych składanych u podnóża stoku, obejmujący m.in. zlepieńce płaskookruchowe i uziarnienia frakcjonalne.



Fig. 2. Litostratygrafia dewonu w Górach Świętokrzyskich (Szulczewski, 1995; Narkiewicz i in., 2006; Wójcik, 2015; Racki i in., 2022); 1 – Winna, 2 – Górno, 3 – Kadzielnia, 4 – Ołowianka.

PRZYSTANEK 1. KAMIENIOŁOM WINNA KOŁO ŁAGOWA

Prowadzący: Krystian Wójcik

Lokalizacja: Kamieniołom Winna znajduje się około 30 km na wschód od Kielc, a dokładniej 3 km na wschód od Łagowa (woj. świętokrzyskie), między wsiami Nowy Staw, Winna i Wszachów. Towarzyszy on innym licznym kopalniom odkrywkowym drążonym w Dolinie Kielecko-Łagowskiej, pomiędzy pasmami Orłowińskim i Iwaniskim na południu i południowym wschodzie i Jeleniowskim na północy. Dolinę żłobią tutaj potok Wszachówka, uchodzący do rzeki Łagowicy nieco na południe od Łagowa, w skarpach których można śledzić sukcesję skał dewonu, lepiej teraz odsłoniętą w kamieniołomach. Lokalizację geograficzną kopalni Winna określają współrzędne geograficzne 50°46'22.55"N i 21°7'40.75"E.

W ogólnej budowie geologiczno-strukturalnej, kamieniołom jest położony w regionie kieleckim trzonu paleozoicznego Gór Świętokrzyskich, w synklinorium kielecko-łagowskim (Fig. 1). Rozcina on zachodni kraniec synkliny piotrowskiej. Fałd ten jest zbudowany z utworów dewonu, od emsu począwszy, i dolnego karbonu. Synklinę obcina od zachodu uskok Płucek.

Problematyka: środkowy dewon, płytkowodna platforma węglanowa, sedymentacja cykliczna, sukcesja transgresywna

Dewon okolic Łagowa

Sukcesję skalną dewonu w okolicach Łagowa rozpoczynają skały klastyczne przypisywane stratygraficznie do emsu. Górny kompleks mułowcowy oraz górny kompleks piaskowcowy (zobacz Tarnowska, 1976), a więc najwyższa część formacji z Winnej (Fig. 2), odsłaniają się w skarpach Wszachówki, około 250 m na południe od kamieniołomu. Na nich spoczywają cienko- i średnioławicowe ciemne dolomity mikrytowe, w spągu nieco piaszczyste, z licznymi szczątkami koralowców, glonów, krynoidów i strukturami bioturbacyjnymi – ogniwo dolomitów z Janczyc (miąższość około 40 m). Wyżej leżą dolomity mikrytowe i drobnokrystaliczne o teksturze gruzłowej z licznymi strukturami bioturbacyjnymi. Wśród skamieniałości śladowych dominuje w nich ichnorodzaj *Chondrites*, dość licznie występują też ramienionogi. Utwory te zostały opisane w randze ogniwa dolomitów z Jurkowic (do 100 m miąższości). Oba ogniwa składają się we wschodniej części region kieleckiego na formację dolomitów z Baraniej Góry (Wójcik, 2015; Fig. 2). Tylko fragmenty tej sukcesji dają się rozpoznać w skarpach potoku Wszachówka i rzeki Łagowicy. Nieliczne znalezione tutaj konodonty z grupy *Icriodus retrodepressus* oraz *Icriodus struvei* wskazują na dolnoeifelski wiek tych warstw, tj. przełom konodontowych poziomów *partitus* i *costatus* (Wójcik, 2013, 2015).

Następne formacje środkowego dewonu oraz środkowy fran w okolicy Łagowa można badać już warstwa po warstwie w ścianach czynnych kamieniołomów. Spąg formacji wojciechowickiej odsłania się w kopalni Wszachów. Występują tutaj ciemne, niemal czarne, dolomity mikrytowe, miejscami nieco margliste, przeławicone czarnymi łupkami dolomitycznymi. Cechą charakterystyczną tych utworów (ogniwo dolomitów z Wszachowa, około 25 m miąższości), jest obecność ławic z dużymi stromatolitami.



Fig. 3. Dolomity środkowego dewonu w kamieniołomie Winna k. Łagowa. **A.** Panorama kamieniołomu w kierunku południowowschodnim. **B.** Litostratygrafia środkowego dewonu czytelna na wschodniej ścianie kamieniołomu. **C.** Granica formacji z Wojciechowic z formacją z Kowali podkreślona powierzchnią erozyjną. **D.** Strop ogniwa z Nowego Stawu formacji wojciechowickiej: dolomit pasiasty ("zebra") – dolomit gruzłowy/brekcja śródformacyjna – regolit z żelazistą powłoką. **E–F.** Ogniwo z Nowego Stawu: dolomity ziarniste w sukcesji cyklotemowej.

Winna k. Łagowa



Fig. 4. Profil pogranicza formacji z Wojciechowic i formacji z Kowali w kamieniołomie Winna k. Łagowa (wschodnia ściana kamieniołomu wraz z sukcesją cyklotemu w obrębie formacji wojciechowickiej (ogniwo z Nowego Stawu). A. Dolomity mikrytowe z laminacją poziomą. B. Dolomity ziarniste (pakstony intraklastowe/dolomikryty). C. Dolomity ziarniste (pakstony pseudooolitowe/dolomikryty z laminacją mikrobialną). D. Dolomity ziarniste (greinston oolitowy). E. Dolomity ziarniste (greinstony ze zdeformowanymi ocidami - contorted ocids). F. Dolomity mikrytowe (dolomikryty i dolomikrosparyty) z laminacją mikrobialną i stromatolitami. G. Pstre mułowce dolomityczne z pseudomorfozami poewaporacyjnymi. Skala: 2,5 mm

Najwyższą część ogniwa wszachowskiego oraz nadległe dolomity ziarniste z laminacją smużystą i dolomity laminowane (ogniwo dolomitów z Nowego Stawu) – górną część formacji wojciechowickiej – oglądamy we wschodniej ścianie kamieniołomu Winna. Ogniwo z Nowego Stawu osiąga tutaj około 30 m miąższości, jest jednak ścięte erozyjnie przez średnio- i grubokrystaliczne dolomity kawerniste i dolomity stromatoporoidowo-koralowcowe formacji z Kowali (Fig. 3–4). Badania biostratygraficzne formacji wojciechowickiej nie przyniosły niestety pozytywnych rezultatów ani w kamieniołomie Winna, ani w innych odsłonięciach region kieleckiego, stąd można przyjąć tylko orientacyjny, zapewne eifelski wiek tych utworów, nie starszy niż poziom *costatus*.

Formacja z Kowali oraz jej nadkład, choć doskonale odsłonięte w okolicach Łagowa, pozostają jak dotąd bliżej nierozpoznane stratygraficznie i litologicznie. Dobrze jest rozpoznane natomiast pogranicze franu i famenu w pobliskich Płuckach, w których odsłaniają się przepełnione skamieniałościami wapienie ziarniste, wapienie mikrytowe i margle w otoczeniu ciemnego, gruzłowego wapienia Kellwasser (Szrek i Salwa 2020).

Pełny i uporządkowany profil dewonu okolic Łagowa można prześledzić w rdzeniu z otworu wiertniczego Janczyce 1.

Sukcesja litologiczna środkowego dewonu w kamieniołomie Winna

Warstwy skalne odsłonięte w kamieniołomie Winna zapadają ku północy pod kątem 15–20°. Najdłuższy ich profil odsłania wschodnia ściana kamieniołomu (Fig. 3–4), gdzie można je śledzić na trzech poziomach eksploatacyjnych. W profilu zostały rozpoznane dwie nadrzędne jednostki litostratygraficzne – formacje z Wojciechowic i z Kowali, podzielone dalej na ogniwa i kompleksy litologiczne.

Najwyższa część **ogniwa dolomitów z Wszachowa formacji wojciechowickiej** odsłania się na południowym krańcu wschodniej ściany kamieniołomu (Fig. 3). Występują tutaj dwa typy litologiczne:

- dolomity mikrytowe o jednorodnej teksturze oraz dolomity mikrytowe z laminacją poziomą tworzą cienkie, mało odporne ławice o płaskich powierzchniach i grubości najczęściej kilkunastu centymetrów. Laminacja jest wyrażona występowaniem prostych lamin rozcinających szarą masę skalną. Pomiędzy kolejnymi warstwami występują cienkie pakiety czarnych łupków dolomitycznych;
- dolomity mikrytowe z laminacją mikrobialną występują w pojedynczych, kilkunastocentymetrowej grubości warstwach o kopułowatych powierzchniach stropowych, przypominających kępy stromatolitowe. Ich wewnętrzna tekstura ujawnia nieregularną, mniej lub bardziej ciągłą laminację, tylko w zewnętrznych częściach warstw współkształtną do kopuł, wewnątrz zaś porozrywaną lub falistą. W tych pakietach pojawiają się niekiedy cienkie, kilkucentymetrowej grubości poziomy/soczewy brekcji śródformacyjnych;
- pstre mułowce i ilowce dolomityczne występują w pakietach kilkucentymetrowej grubości, odznaczają się pomarańczowymi i zielonkawymi barwami i silnym zapiaszczeniem.

Ogniwo dolomitów z Nowego Stawu formacji wojciechowickiej ma dwudzielną budowę (Fig. 3–4). W dolnej części występuje kompleks dolomitów ziarnistych (15 m miąższości), a sukcesja ma budowę cyklotemową. Profil pełnego cyklotemu, od spągu w kierunku stropu, składa się z następujących członów (Fig. 4):

- szarozielonkawe dolomity mikrytowe z laminacją poziomą;
- jasnoszare dolomity ziarniste (oolitowe i intraklastowe). Tworzą najgrubsze i najbardziej odporne warstwy. Tło skalne ma teksturę laminowaną smużyście: występują naprzemiennie nieciągłe laminy ziarniste o grubości do 2 cm (dominującym składnikiem ziarnistym są jasne ooidy i intraklasty o średnicy 0,5–2 mm), rozdzielone ciemnymi mikrytowymi smugami. Smugi te kontynuują się na odcinku kilkunastu–kilkudziesięciu centymetrów i stopniowo się wyklinowują. W obrazie mikroskopowym dolomity ziarniste są reprezentowane przez dolomitowe greinstony i pakstony oolitowe (ooidy są okrągłe, wielopowłokowe i rozwinięte na intraklastach mikrytowych), pseudooolitowe (ooidy jednopowłokowe) i intraklastowe (występują 2 rodzaje intraklastów jasne, niewielkie klasty mikrytowe, wewnętrznie bezstrukturalne oraz większe, ciemniejsze klasty z wewnętrzną poziomą laminacją mikrobialną i o nieco lepszym stopniu obtoczenia). W wyższej części każdej warstwy ziarnistej ooidy są zdeformowane i częściowo rozpuszczone (ang. *contorted ooids*). Ciemne smugi dolomikrytowe odznaczają się z kolei mikrostrukturą jednorodną albo ujawnia się laminacja kryptoalgowa;
- szarozielonkawe dolomity mikrytowe z laminacją mikrobialną i stromatolitami. W obrębie stromatolitów laminacje są współkształtne względem kopuł tylko w ich zewnętrznej części, wewnątrz są pofałdowane i połamane. Pojawiają się także kilkucentymetrowej grubości poziomy/soczewy brekcji śródformacyjnych;
- szare i szarozielonkawe jednorodne dolomity mikrytowe oraz dolomity mikrytowe z laminacją poziomą. Laminacja ma postać ciągłych, prostych i cienkich (do 1 mm grubości), ciemnych lamin, przedzielających szarozielonkawe, jednorodne dolomity mikrytowe;
- pstre, piaszczyste mułowce dolomityczne. Odznaczają się żelazistą barwą i obecnością sparytowych smug/falistych lamin lub soczew (pseudomorfozy po siarczanach). W ich obrębie pojawiają się cienkie (kilkucentymetrowej grubości) warstwy dolomitów pelitowych, które są często pofałdowane i połamane na duże i płaskie klasty nagromadzone w formie brekcji (brekcje kolapsyjne).

Każdy z cyklotemów jest oddzielony powierzchnią erozyjną, podkreśloną cienkimi żelazistymi przemazami, przy czym dolna warstwa ziarnista, ścinająca najwyższe człony poprzedniego cyklotemu, jest zawsze zachowana. W profilu występuje 11 cyklotemów o średniej grubości około 1 m.

Drugi kompleks ogniwa z Nowego Stawu (7,8 m miąższości) tworzą grube ławice szarozielonych dolomitów mikrytowych z laminacją poziomą (Fig. 3–4). Ławice osiągają grubość 50– 100 cm. Laminacje są zazwyczaj subtelne, wyrażone obecnością ciemnych i ciągłych przemazów, rozmieszczonych co kilka centymetrów. Na zwietrzałych powierzchniach masa skalna wydaje się być jednorodna. Niekiedy ciemne laminy są porozrywane i tworzą cienkie horyzonty brekcji śródformacyjnych. Kolejne pakiety zielonkawych dolomitów pelitowych z laminacją poziomą rozcinają warstwy lub horyzonty jasnoszarych dolomitów drobno- i średniokrystalicznych. Kompleks kończą dwie

33

charakterystyczne warstwy. Pierwszą z nich stanowi około 50-centymetrowej grubości ławica o teksturze "zebry" z charakterystycznym naprzemiennym układem ciemnych i jasnych, płaskich i ciągłych lamin kilkumilimetrowej grubości. Wyżej, na odcinku około 40 cm, laminacja jest nieregularna i rozmyta do postaci rytmicznie warstwowanego dolomitu gruzłowego. Ku górze osady te przechodzą w 30-centymetrowej grubości warstwę brekcji śródformacyjnej, z umiarkowanie obtoczonymi i dość luźno upakowanymi klastami dolomitów mikrytowych, zawieszonych w jasnym mikrytowym matriksie (Fig. 3–4). W najwyższej części klasty brekcji są już lepiej upakowane (zwarty szkielet ziarnowy), a nieregularna powierzchnia stropowa jest pokryta charakterystyczną powłoką żelazistą, co razem nadaje warstwie charakter regolitu.

Ponad wyżej opisaną powierzchnią erozyjną występuje **formacja z Kowali** (Fig. 3–4). Jej profil rozpoczynają gruboławicowe, średniokrystaliczne dolomity stromatoporoidowo-koralowcowe, w dolnej części kawerniste. W wyższej części kompleksu geody zanikają, a skamieniałości układają się w wyraźne horyzonty równoległe do rozciągłości warstwy skalnej. Koralowce i stromatoporoidy wydają się w nich znajdować w pozycji przyżyciowej. Tylko w jednej warstwie szczątki stromatoporoidów tworzą nieregularny horyzont amebowatych klastów. Powyżej pojawia się charakterystyczny kompleks pstrych mułowców dolomitycznych z pseudomorfozami poewaporacyjnymi, przeławiconych warstwami średniokrystalicznych dolosparytów. Ostatnie są pofałdowane i wydają się stopniowo wyklinowywać w obrębie mułowców, a cały kompleks zdaje się spoczywać z niewielką niezgodnością kątową na utworach niżejległych. Obecny stan odsłonięcia nie pozwala jednoznacznie rozstrzygnąć natury opisanego kontaktu, niewykluczona jest geneza osuwiskowa albo późniejsze zaburzenia tektoniczne tych warstw. W najwyższej części profilu występują już dolomity krystaliczne z reliktami koralowców i stromatoporoidów.

Rozwój sedymentacji cyklicznej w środkowym dewonie regionu kieleckiego

Rozwój facjalny regionu kieleckiego Gór Świętokrzyskich na pograniczu emsu i eiflu ukształtował się w wyniku dwóch pulsów transgresywnych, przy czym dystrybucja facji na wczesnym etapie transgresji była uwarunkowana topografią odziedziczoną po ruchach kaledońskich (np. Kowalczewski 1971; Tarnowska 1976; Głazek i in. 1981; Narkiewicz i in. 2006). Najwcześniejszy etap wkraczania morza (pierwszy puls transgresywny) rejestrują osady górnego kompleksu piaskowcowego formacji z Winnej. Sedymentacja klastyczna była stopniowo wypierana w kierunku wschodnim, a później, w okolicach Łagowa, we wczesnym eiflu, rozwinęły się środowiska lagunowe (ogniwo z Janczyc). Wyraźny postęp transgresji (drugi puls transgresywny) rejestrują osady ogniwa jurkowickiego, w których pojawiają się skamieniałości organizmów bardziej otwartomorskich. Stratygraficznie odpowiadają one osadom tzw. poziomu dąbrowskiego (ogniwo z Dąbrowy) z zachodniej części regionu, w których występują tentakulity, konodonty i głowonogi oraz liczne skamieniałości bentoniczne świadczące o normalnym zasoleniu. Po tym etapie, w całym regionie kieleckim nastąpiła stopniowa unifikacja facji (Wójcik 2013). Ten etap można zrekonstruować śledząc utwory formacji wojciechowickiej, obserwowane w kamieniołomie Winna.

Osady ogniwa wszachowskiego powstały w środowisku lagunowym, niedotlenionym, odizolowanym od otwartego zbiornika morskiego, na co wskazuje ciemna barwa osadów i zupełny brak skamieniałości szkieletowych, śladowych i struktur bioturbacyjnych. Przeważają litofacje głębszych części laguny (dolomity mikrytowe i dolomikryty z laminacją poziomą), okresowo pojawiały się środowiska międzypływowe (stromatolity) i/lub wyżejpływowe (pstre iłowce i mułowce dolomityczne), świadczące o wysychaniu laguny. W zachodniej części regionu kieleckiego równowiekowe utwory (ogniwo dymińskie; patrz Fig. 2) zawierają jeszcze cienkie przewarstwienia ziarniste ze skamieniałościami otwartomorskimi. Cały system depozycyjny przypominał rampę węglanową nachyloną w kierunku zachodnim.

Młodszy etap sedymentacji eifelskiej zaznaczył się unifikacją facji w całym regionie kieleckim – transformacją rampy w rozległą platformę węglanową. Szeroko rozprzestrzenione środowiska wokółpływowe i lagunowe sprzyjały cyklicznej depozycji osadów ogniwa z Nowego Stawu. Najpłytsze człony cyklotemów powstawały w strefach wyżejpływowych w warunkach sebkhy, gdzie dochodziło do wytrącania ewaporatów (pstre, piaszczyste iłowce i mułowce dolomityczne). Sąsiadowały z nimi strefy międzypływowe, w których rozwijały się maty glonowe i stromatolity (dolomity mikrytowe z laminacją mikrobialną), niszczone przez falowanie i sztormy. Stanowiły one źródło klastów wynoszonych wgłąb laguny, gdzie rozwijały się łachy ziarniste, w tym oolitowe, zasiedlane i stabilizowane przez glony i sinice (dolomity ziarniste). W wewnętrznych częściach lagun odbywała się spokojna sedymentacja węglanowa (dolomikryty z płaską, mechaniczną laminacją).

Budowa cyklotemowa – rytmiczne pojawianie się warstw ziarnistych i stromatolitów w profilu ogniwa z Nowego Stawu – wydaje się być efektem sedymentacji autocyklicznej, a więc w której powtarzalność litosomów była wywołana czynnikami wewnątrzbasenowymi, aniżeli procesem zewnętrznym (allocyklicznym), związanym chociażby z wahaniami poziomu morza. Cyklotemy mają charakter regresywny. Ich liczba jest różna w różnych, nawet w nieodległych profilach. Łachy ziarniste, odsypane i ukształtowane wewnątrz laguny z resztek mat glonowych porozrywanych w rezultacie falowania lub sztormów, były kolonizowane i stabilizowane przez mikroorganizmy, podlegając ostatecznie wynurzeniu. Pojawienie się przestrzeni akumulacyjnej ponawiało proces. Gdyby jednak był to efekt kolejnych drobnych pulsów transgresywnych, obserwowalibyśmy mniej więcej stałą liczbę cyklotemów w różnych profilach.

Kolejny wyraźny puls transgresywny w regionie kieleckim wprowadził środowiska pełnomorskie, sprzyjające kolonizacji platformy przez stromatoporoidy i koralowce, choć przerwany epizodem emersji i być może niewielkimi ruchami tektonicznymi. Ciągle pozostaje jednak niewyjaśniony problem początku nowej transgresji: nie jest znany wiek spągowej części formacji z Kowali w regionie, a tym samym kiedy zakończył się "lagunowy" etapu rozwoju platformy węglanowej (późniejszą jej ewolucję – zobacz: Racki, 1993). W świetle danych zebranych przez Narkiewicza i Narkiewicz (2010), spąg formacji z Kowali w sąsiednim regionie łysogórskim (strop formacji wojciechowickiej) przebiega na pograniczu konodontowych poziomów *costatus* i *australis* w eiflu.

35
PRZYSTANEK 2. KAMIENIOŁOM GÓRNO

Prowadzący: Piotr Łuczyński

Lokalizacja: Ściany starego kamieniołomu wokół boiska sportowego we wsi Górno, w pobliżu skrzyżowania dróg Kielce-Opatów i Bodzentyn-Daleszyce (50.851575 N, 20.818946 E).

Problematyka: Osady głębokowodnych stożków węglanowych u podnóża platformy kieleckiej. Facje kostomłockie górnego dewonu. Zagadnienia dyskusyjne: mechanizm spustowy spływów grawitacyjnych, kierunek transportu materiału gruboklastycznego, granice platformy kieleckiej.

Wprowadzenie

Prezentowane odsłonięcie w latach 70-tych XX wieku wchodziło w skład całego zespołu kamieniołomów, położonych po południowej i północnej stronie szosy Kielce-Łagów. Kamieniołomy te rozcinały lokalną jednostką tektoniczną niższego rzędu, jaką jest brachyantyklina Górna, z osadami franu w centrum i fameńskim otoczeniem. W szerszej skali jednostka ta wchodzi w skład synklinorium kielecko-łagowskiego (Fig. 1).

Odsłonięcia znane były dobrze starszemu pokoleniu badaczy Gór Świętokrzyskich, ale w nowoczesny pod względem sedymentologicznym sposób przedstawił je Szulczewski (1968), wprowadzając do tematyki dewonu świętokrzyskiego m.in. takie pojęcia jak brekcje i zlepieńce śródformacyjne, brekcje płaskookruchowe, osady osuwiskowe i osady redeponowane. W szerszej pracy Szulczewski (1971) przedstawił zarys zagadnień stratygraficznych i ogólny kontekst regionalny opisywanych zjawisk. W ramach pracy magisterskiej wykonywanej pod jego kierunkiem, Małkowski (1981) przedstawił szczegółowe profile litologiczne istniejących wtedy odsłonięć oraz ich dokładną (w miarę możliwości) stratygrafię konodontową, włączając do badań znajdujące się w odległości 1,5 km na południe wzniesienie Józefka, z niewielkim łomikiem, w którym odsłonięte były dewońskie wapienie i osady pstrego piaskowca, niezgodnie zalegające na osadach dewońskich. Z biegiem lat ciężar eksploatacji przeniósł się z zarzucanego stopniowo Górna w stronę Józefki, dziś stanowiącej jeden z większych kamieniołomów świętokrzyskich.

Z biegiem lat stan prezentowanego dziś odsłonięcia stopniowo pogarszał się, ale był jeszcze na tyle dobry, że profile Górna mogła wykorzystać Vierek (2013, 2014) w swoich rozważaniach o zapisie depozycyjnym sztormów na platformach węglanowych. Charakterystyka warstw odsłoniętych w kamieniołomie była też przedmiotem krótkiego opisu w pracy magisterskiej Zawadzkiej (2015).

Nowy impuls poznawczy wniosły przeprowadzone kilka lat temu z zaskakującym rozmachem prace rewitalizacyjne obiektu, których efektem są istniejące dzisiaj: boisko sportowe, plac targowy i monumentalne schody. Niejako przy okazji odświeżono i powiększono dawne ściany eksploatacyjne, czyniąc kamieniołom w Górnie "reprezentacyjnym" obiektem geologicznym Kielecczyzny.

Charakterystyka profilu

Kompleksy skał wapiennych odsłonięte w kamieniołomie reprezentuja górnodewońska (dokładniej frańską) strefę przejściową pomiędzy platformą kielecką, a ograniczającym ją basenowym obszarem łysogórskim. Typowe dla tej strefy profile, zdominowane przez osady redeponowane, są rozpoznane w rejonie Kostomłotów (kamieniołomy Kostomłoty i Mogiłki), kilkanaście kilometrów na północ od centrum Kielc; stąd też i nazwa facji kostomłockich (Fig. 5A). Charakterystyczna sukcesja frańska tej strefy to następstwo warstw szydłóweckich i kostomłockich (Fig. 2). Te pierwsze to przeławicające się cienkoławicowe wapienie margliste i łupki, często bitumiczne, ze styliolinami, ramienionogami, krynoidami, trylobitami i receptakulitami, występującymi na ogół w gniazdowych skupieniach lub izolowanych warstwach. W sensie facjalnym można je traktować jako osady hemipelagiczne, złożone w środowisku zubożonym w tlen i okresowo zasilanym przez spływy materiału niosącego biodetrytus, ale nie z centralnych części platformy, ale raczej z jej brzeżnych, albo wręcz jej stokowych partii (Vierek, 2008). Stopniowe pojawianie się wapieni laminowanych, a następnie gruboławicowych i gruboklastycznych przeławiceń oznacza przejście do warstw kostomłockich (Racki i in., 1985; Racki i Bultynck, 1993; Szulczewski, 1995), które stanowią zasadniczą część sukcesji odsłoniętej w Górnie. Pomimo silnej tektonizacji całego regionu (Skompski i in., 2019), warstwy wapieni zalegają prawie poziomo, z lekkim nachyleniem w kierunku południowo-wschodnim. Nachylenie to sprawia, że najmłodsze partie kompleksu odsłonięte są w rejonie metalowych schodów, zaś partie nieco starsze i zapewne ekwiwalentne stratygraficznie dostępne są (Fig. 5B) na zachodnim krańcu ściany południowej (Stanowisko 1) i na północnym krańcu ściany wschodniej (Stanowisko 2).



Fig. 5. Lokalizacja odsłonięć. **A** – Mapka lokalizacyjna kamieniołomu Górno na tle mapy rozkładu facji Gór Świętokrzyskich w późnym dewonie (wg Baliński i in., 2016). **B** – lokalizacja stanowisk obserwacyjnych 1 i 2 na tle zdjęcia satelitarnego kamieniołomu Górno (podkład wg Google Maps)

Cały profil reprezentuje prawdopodobnie interwał frańskich poziomów konodontowych *późny hassi* i *wczesny rhenana* (Małkowski, 1981, Vierek, 2008). Dokładna relacja stratygraficzna fragmentów profilu prezentowanych w Stanowisku 1 i Stanowisku 2 jest niemożliwa do rozwikłania na podstawie istniejących danych konodontowych (małe frekwencje mikroskamieniałości, niepewna pozycja profili z których pobierano próby), niemniej ich przestrzenne usytuowanie pozwala traktować je jako fragmenty jednowiekowe, ale o różnym wykształceniu facjalnym.

Stanowisko 1

Zespół cienkoławicowych ciemnych madstonów/wakstonów, przeławicających się z łupkami marglistymi (Fig. 6 – zespół 1), zawiera milimetrowej miąższości wkładki ziarniste, w całości utworzone przez detrytus styliolinowy (Fig. 7). Charakterystyczna litologia i dość typowe dla warstw szydłóweckich (Racki i in., 1985) wkładki tentakuloidowe sprawiają, że cały zespół może być interpretowany jako reprezentant górnej partii tych właśnie warstw. W pobliskim kamieniołomie Józefka są one odsłonięte w pełnej miąższości i urozmaiceniu facjalnym (Skompski i in., 2018).

Zalegający wyżej dwudzielny zespół cienkoławicowych madstonów/wakstonów (Fig. 6 – zespół 2a/2b) ma charakterystyczną geometrię, odpowiadającą dolnej części osuwiskowych stożków podmorskich, z sigmoidalnym dochodzeniem cieniejących dystalnie warstw do powierzchni dna. Wakstony zawierają wyłącznie drobny biodetrytus, a jedynymi większymi skamieniałościami są skorupki entomozoidalnych małżoraczków, typowych dla pelagicznych obszarów sedymentacyjnych (Fig. 8).



Fig. 6. Schemat kompleksów litofacjalnych w stanowisku 1: 1–4 zespoły litofacjalne objaśnione w tekście.

Aczkolwiek geometria zespołu 2 zdaje się jednoznacznie wskazywać na osuwiskową/stożkową naturę sedymentacji pewnym zaskoczeniem jest wykształcenie litologiczne – oczekiwanym typem litologicznym byłyby tutaj uziarnione frakcjonalnie pakstony. Jeżeli założymy jednak, że osuwiska na stoku u podnóża platformy obejmowały dystalne osady frakcji mułowcowej, możemy zaakceptować stożkową naturę zespołu 2.



Fig. 7. Mikrofacja styliolinowa w warstwach szydłóweckich, podścielających osady stożka (stanowisko 1, zespół 1)

Zupełnie odmienny jest charakter zespołu trzeciego (Fig. 6 – zespół 3). Wydaje się, że ten chaotycznie ułożony pakiet wielkich bloków wakstonowo-mudstonowych jest fragmentem kolejnego epizodu osuwiskowego, tym razem znacznie bardziej proksymalnego w relacji do zespołu 2. Naturalnym uzupełnieniem tego typu osadów powinny być struktury spływowo-osuwiskowe, które w pełni możemy rozpoznać przesuwając się wzdłuż ściany w kierunku wschodnim. W dużym stopniu przypominają one struktury osuwiskowe zilustrowane przez Szulczewskiego (1968) z klasycznego profilu przekopu kolejowego Kowali lub Wańkiewicz i Konona (2012) z kamieniołomu Mogiłki koło Kostomłotów.

Kompleks osuwiskowy jest przykryty przez ok. 1-metrowej miąższości pakiet cienkoławicowych wapieni mikrytowych lub gruzłowych (Fig. 6 – zespół 4), przeławicających się z łupkami marglistymi. Na nim z kolei zalega kolejny kompleks osuwiskowo-stożkowy, ale o znacznie mniej wyrazistych cechach geometrycznych.



Fig. 8. Wakston z pelagicznym małżoraczkiem entomozoidalnym z dystalnej części stożka (stanowisko 1, zespół 2a)

Stanowisko 2

Sukcesja warstw odsłonięta obecnie na północno-wschodnim krańcu ściany mniej więcej odpowiada profilowi, który podała w swoich pracach Vierek (2013 – warstwy nr 1-24, 2014 – warstwy nr 33–51). Co prawda numeracja warstw nadana przez Vierek uległa zniszczeniu w czasie odnawiania ścian kamieniołomu (zachował się jedynie numer warstwy 42), ale skrajnie odmienne typy litologiczne poszczególnych warstw i ich miąższości ułatwiają ich lokalizację w profilu.

Generalnie obserwujemy tutaj przeławicające się cienkoławicowe wapienie drobnoziarniste (mikrytowe lub gruzłowe, o falistych powierzchniach oddzielności) i łupki margliste, silnie kontrastujące ze średnio- i gruboławicowymi kalcyrudytami (Fig. 9). Te ostatnie najczęściej reprezentują brekcje i zlepieńce śródformacyjne, w których mikrytowe klasty o obłych krawędziach, zawieszone są w bioklastycznym matriksie, zdominowanym przez krynoidy. Stosunkowo często obserwowane są zlepieńce/brekcje płaskookruchowe, o podłużnych klastach dochodzących do kilkudziesięciu cm długości (efektowny przykład "edgewise breccia" w pracy Szulczewskiego 1968, fig. 10). Spektrum osadów z redepozycji uzupełniają uziarnione frakcjonalnie kalkarenity, bądź warstwy złożone, zaczynające się brekcją a kończące faliście ułożonymi drobnoziarnistymi laminitami (typowy przykład – Fig. 10). Kompleks z wkładkami gruboklastycznymi przykryty jest przez 1,5 m miąższości zestaw cienkoławicowych wapieni marglistych i gruzłowych. W jego centralnej partii znajduje się najmłodsze przeławicenie gruboklastyczne o znacznej, kilkunastocentymetrowej miąższości.



Fig. 9. Soczewkowate warstwy brekcji śródformacyjnej przeławicające się z cienkoławicowymi wapieniami mikrytowymi (stanowisko 2)

Spągowe powierzchnie warstw gruboklastyczych zwykle są erozyjne, a miąższość warstw nieregularna. W skrajnych przypadkach warstwy te występują w formie soczewek o maksymalnie 30 cm miąższości i kilkumetrowej rozciągłości (Fig. 9). Charakterystyczną cechą brekcji/zlepieńców jest obfitość biodetrytusu w matriksie i prawie kompletny brak dużych skamieniałości wśród klastów.

Pojedyncze fragmenty stromatoporoidów pojawiają się dopiero w najwyższej dostępnej partii profilu (warstwy 45, 51 – Vierek, 2014).

Według Vierek (2013, 2014) w całym profilu można wyróżnić cykle sedymentacyjne o ziarnie rosnącym ku górze (14 cykli) oraz 3 cykle o malejącej gradacji ziarna. Część warstw zdaniem autorki charakteryzuje się małoskalowym warstwowaniem kopułowym, co w jej intepretacji wydaje się być najistotniejszym wskaźnikiem tempestytowej natury warstw gruboklastycznych.



Fig. 10. Typowy kalcyrudyt proksymalnych partii stożka przykryty warstwą pelagiczną (stanowisko 2).

Środowisko sedymentacji obserwowanej tu sukcesji pod względem batymetrycznym zapewne nie różniło się od tego obserwowanego w stanowisku poprzednim. Basenowe osady macierzyste, czyli drobnoziarniste muły wapienne, tworzące później wapienie gruzłowe bądź mikrytowe, zapewne osadzały się w dolnej części stoku platformy. Interkalacje warstw gruboklastycznych powstawały jako efekt procesów osuwiskowych, generujących potoki materiału bioklastycznego, których spływ (zwłaszcza w dolnej części stoku) wyrywał ze słabo skonsolidowanego podłoża plastyczne klasty osadu mikrytowego bądź podłużne fragmenty warstw, tworzące potem środformacyjne brekcje płaskookruchowe. Soczewkowaty zarys niektórych warstw kalcyrudytowych jest efektem obserwacji w przekrojach poprzecznych do kierunku rozciągłości stożków (kanałów) wypełnionych materiałem detrytycznym.

Porównanie efektów depozycyjnych obserwowanych w stanowiskach 1. i 2., wskazuje że w prezentowanym fragmencie sukcesji frańskiej obserwujemy 3 stadia stożków. Najbardziej dystalne osady stożków to kompleks 1 w stanowisku pierwszym, zaś najbardziej proksymalne stadium to kompleks 3 w tym samym stanowisku. Stadia pośrednie reprezentuje sukcesja widoczna w stanowisku drugim.

Kierunki transportu

Małkowski (1981) na podstawie zróżnicowania warstw kostomłockich pomiędzy kamieniołomem Górno a rejonem wzgórza Józefka wnioskował o północnym pochodzeniu materiału gruboziarnistego, z rejonu lokalnego paleowyniesienia. Podobne sugestie wyrazili Baliński i in. (2016) i Skompski i in. (2018), przy okazji analizy pochodzenia nagromadzeń ramienionogów w obrębie warstw szydłóweckich w kamieniołomie Józefka. Akceptacja hipotezy osuwiskowo-stożkowej, wynikającej z obserwacji obecnego stanu odsłonięcia, wskazuje raczej kierunek transportu z zachodu na wschód. Na ścianie południowej kamieniołomu obserwujemy przekrój wzdłuż osi stożka, na ścianie wschodniej (prostopadłej do tej pierwszej) widoczne są przekroje prostopadłe do osi. Jednocześnie należy podkreślić, że obserwacje ścian dowodzą, że stożki były stosunkowo niewielkie. Tym samym ich kierunki nie muszą oddawać regionalnego kierunku transportu, a jedynie lokalne uwarunkowania geometryczne krawędzi platformy.

Wschodnia granica platformy kieleckiej

Zastrzeżenie przedstawione w ostatnim zdaniu poprzedniego akapitu jest aktualne również w przypadku rozważań o wschodniej granicy platformy kieleckiej. Jeżeli osuwiska następowały z kierunku zachodniego w kierunku wschodnim, to tym samym krawędź platformy można we franie lokalizować na zachód od Górna. Równie dobrze możemy jednak uznać, że obserwowane kierunki mają jedynie lokalne znaczenie i osuwiska występowały w obrębie zatoki wcinającej się od północy w brzeg platformy ciągnący się daleko ku wschodowi. To ostatnie rozwiązanie wydaje się bliższe rzeczywistości i jest uwidocznione w pracy Balińskiego i in. (2016, Text-fig. 1C).

Mechanizm spustowy osuwisk

W długiej już dyskusji tego zagadnienia zaznaczyły się dwa podstawowe nurty. Pierwszy wiąże powstawanie osuwisk, i całej gamy procesów sedymentacyjnych z tym związanych, z epizodami sejsmicznymi (Szulczewski, 1968, 1971; Skompski i in., 2018), drugi uznaje aktywność typu sztormowego (Vierek, 2007, 2013) za przyczynę dominującą. Stanowiska początkowo zarysowane kontrastowo, z biegiem lat są łagodzone, nie wyklucza się współdziałania wymienionych czynników (por. Szulczewski, 1995; Szulczewski i in., 1996; Vierek, 2010; Wańkiewicz i Konon, 2012). Cechy prezentowanej sukcesji w kamieniołonie Górno również nie dostarczają argumentacji, która jednoznacznie rozstrzygnęłaby ten problem. Specyficznym argumentem, który można w tych rozważaniach wziąć pod uwagę jest znikomy udział w budowie warstw gruboziarnistych charakterystycznych bioklastów pochodzących z frańskiej platformy węglanowej (stromatoporoidy, tabulaty, korale osobnicze i kolonijne) i zdecydowaną przewagę klastów zbudowanych z drobnoziarnistego materiału stokowego. Brak materiału spłukiwanego z płytkich stref i ograniczenie procesu powstawania warstw kostomłockich do relatywnie krótkiego czasu wskazuje raczej na dominację czynnika tektonicznego w uruchamianiu procesów osuwiskowych.

PRZYSTANEK 3. KADZIELNIA

Prowadzący: Piotr Łuczyński

Lokalizacja Rezerwat przyrody "Kadzielnia", powstały w miejscu nieczynnego kamieniołomu, położony w centrum Kielc, między ulicami Krakowską, Gagarina, Al. Legionów i Pakosz (50°51'35.05"N, 20°37'6.78"E)

Problematyka: frańska budowla organiczna, tektonika syndepozycyjna, żyły neptuniczne, zatopienie platformy węglanowej

Wprowadzenie

Na Kadzielni odsłaniają się utwory franu i famenu. Kamieniołom Kadzielnia znajduje się w zachodniej części strefy kieleckiej Gór Świętokrzyskich (Fig. 1), oraz w centralnej (kieleckiej) strefie facjalnej dewonu świętokrzyskiego (w rozumieniu Szulczewskiego, 1977; Fig. 5). Jest to jedyne obecnie w regionie odsłoniecie dużej późnodewońskiej budowli węglanowej. We franie budowle organiczne tworzące biohermy lokowały się wzdłuż północnej i południowej krawędzi centralnie położonej płytkowodnej platformy weglanowej. W Paśmie Kadzielniańskim, biegnącym wzdłuż północnej krawędzi platformy, podobne struktury opisywane były m.in. z Wietrzni i Góry Cmentarnej, a na krawędzi południowej m.in. z przekopu kolejowego w Kowali, z pobliskiego kamieniołomu Kowala oraz z kamieniołomu Jaźwica. Bioherma podobna do kadzielniańskiej odsłania się również we wschodniej części Gór Świętokrzyskich, w Karwowie . Niestety większość tych odsłonieć znajdowała się w czynnych kamieniołomach i zostały one zniszczone wraz z postępem eksploatacji. Jednocześnie, na Kadzielni odsłaniają się kolejne ogniwa geologiczne franu i famenu, które przykrywają utwory biohermalne, ilustrujące zatapianie płytkowodnej platformy węglanowej i etapy przejścia do sedymentacji w głębszym basenie pelagicznym. W trakcie wizyty w kamieniołomie, obok problematyki związanej z samą budowlą kadzielniańska, oraz rozwojem facjalnym we franie i w famenie, szczególna uwaga zostanie poświęcona zapisowi tektoniki syndepozycyjnej w postaci żył neptunicznych i spokrewnionych z nimi struktur.

Kadzielnia jest jednym z najlepiej znanych stanowisk dewonu w Górach Świętokrzyskich, a historia jej badań wynosi już ponad 150 lat. Biohermę kadzielniańską opisywał m.in. Czarnocki (np. 1948) oraz Pajchlowa i Stasińska (1965). Jednak najbardziej szczegółowy opis utworów odsłaniających się na Kadzielni przedstawiony został przez Szulczewskiego (1971). Zaprezentowany wówczas opis typów litologicznych, stratygrafii, a także interpretacje relacji przestrzennych i środowiskowe z niewielkimi korektami pozostają aktualne do dziś. W późniejszych latach Kadzielnia budziła zainteresowanie głównie ze względu na odsłonięcie biohermalnych utworów franu, których geneza była różnie interpretowana (Szulczewski i Racki, 1981; Hoffman i Paszkowski, 1992; Bednarczyk i in., 1997). W wielu innych rejonach Europy i świata (np. Ardeny) fran to okres bujnego rozwoju raf (np. Boulvain, 2007), dlatego specyficznie wykształcona budowla odsłaniająca się na Kadzielni ma tak duże znaczenie. Kluczowe znaczenie budowli kadzielniańskiej dla rekonstrukcji paleogeograficznych, facjalnych oraz paleotektonicznych późnego dewonu Gór Świętokrzyskich sprawia, że odsłonięcie to jest opisane w większości prac syntetycznych poświęconych tej tematyce (np. Narkiewicz, 1988, 2007; Racki, 1993; Szulczewski, 1995; Lamarche i in., 2003).



Fig. 11. Widok ogólny na wschodnią ścianę kamieniołomu **Opis odsłonięcia**

Odsłoniecia geologiczne na Kadzielni występują w trzech głównych ścianach skalnych dawnym wyrobisku. pozostałych po Sa to: tzw. Skałka Geologów, wschodnia ściana kamieniołomu wartościowymi z najbardziej stanowiskami geologicznymi (Fig. 11) oraz ściany pomiędzy Skałką Geologów а amfiteatrem. Na większości obszaru ściany skalne są pionowe lub bardzo strome i przez to niedostępne. W północnej części kamieniołomu, jego dolny poziom jest w dużej części zalany wodą i znajduje się tu tzw. Jezioro Szmaragdowe. Najbardziej południowa część dawnego kamieniołomu zajęta jest obecnie przez amfiteatr.

Na Kadzielni występują utwory franu i famenu (Fig. 2). Główne jednostki litologiczne najlepiej odsłaniają się na wschodniej ścianie kamieniołomu (Fig. 12). Są to od północy (wg. Szulczewski, 1971, 1981, 1995; Fig. 12): masywne wapienie stromatoporoidowo-koralowcowe (tzw. wapień kadzielniański), wapienie ziarniste i wapienie mantikocerasowe. Granice między tymi jednostkami są nachylone na południe pod średnim kątem ok. 11°. Na franie, z luką stratygraficzną, odsłonięcia poziomo w skali leży famen, reprezentowany przez wapienie głowonogowe (tzw. wapienie cheilocerasowe) przykryte przez kompleks wapienno-łupkowy. W pozostałych częściach kamieniołomu odsłaniają się głównie słabo uławicone wapienie stromatoporoidowokoralowcowe, będące wiekowym ekwiwalentem wapieni masywnych ze ściany wschodniej. Wapienie masywne są intensywnie penetrowane przez rozbudowane systemy żył neptunicznych (Łuczyński i Szulczewski, 2003) wypełnione osadami dewonu i karbonu.

Masywne wapienie stromatoporoidowo-koralowcowe (wapień kadzielniański) w podziale litostratygraficznym dewonu Gór Świętokrzyskich zostały wyróżnione jako ogniwo wapienia masywnego z Kadzielni (Narkiewicz i inni 1990).



Fig. 12. Główne kompleksy litologiczne dewonu odsłaniające się na wschodniej ścianie kamieniołomu Kadzielnia (wg. Szulczewski 1979, 1981, uproszczone)

Sukcesja litologiczna

Masywne i słabo uławicone wapienie stromatoporoidowo-koralowcowe (wapień kadzielniański – fran)

Masywne wapienie stromatoporoidowo-koralowcowe, odsłaniają się głównie na wschodniej ścianie kamieniołomu oraz w Skałce Geologów. Maksymalna udokumentowana miąższość nieuławiconych wapieni z fauną bentoniczną w pozycji wzrostu wynosi 50 m. Najczęstszymi skamieniałościami są stromatoporoidy i korale (rugosa i tabulata), z których zwłaszcza te pierwsze osiągają nieraz duże rozmiary (ponad 1 m) i występują w szerokiej gamie kształtów (Fig. 13.). Inna fauna to m.in. ramienionogi, ślimaki, łodziki i szkarłupnie. Charakterystyczne dla wapieni kadzielniańskich jest także występowanie w nich licznych żył neptunicznych i innych pustek wypełnionych osadem, w tym struktur typu "stromatactis". Na Skałce Geologów i przy amfiteatrze wapienie masywne obocznie przechodzą w odmianę o niewyraźnym uławiceniu.

Wapień kadzielniański tworzy dużą budowlę organiczną zbudowaną z bindstonów. Stromatoporoidy i korale, mimo obfitego występowania, są luźno rozmieszczone w tle skalnym i nie tworzą sztywnego szkieletu (Szulczewski i Racki, 1981). Tło skalne jest głównie mikrytowe o mikrobialnej genezie (Hoffman i Paszkowski, 1992; Bednarczyk i in., 1997), choć zdarzają się partie bardziej ziarniste. Budowla kadzielniańska najczęściej określana jest jako kryptomikrobialny kopiec rafowy (lub mułowy) (Bednarczyk i in., 1997). W interpretacjach paleogeograficznych zwykle jest on lokowany na stoku lub u podnóża platformy (rafy) dymińskiej, we względnie spokojnych wodach, z dala od aktywnego falowania (Kaźmierczak, 1971; Szulczewski, 1971; Szulczewski i Racki, 1981; Narkiewicz, 1988), na głębokości ok. 20 metrów (Racki, 1993). Analiza nachylenia dolnych powierzchni

i kierunków wzrostu stromatoporoidów pozwoliła na odtworzenie nachylenia stoku biohermy (Łuczyński, 2009).



Fig. 13. Wapień kadzielniański – wapień amfiporowy ze stromatoporoidami masywnymi.

Wapienie ziarniste (fran)

Wapienie ziarniste (ziarniste wapienie stromatoporoidowe u Rackiego 1993) bezpośrednio kontaktują z wapieniem kadzielniańskim na wschodniej ścianie kamieniołomu, jednak ze względu na inną litologię nie tworzą dużych eksponowanych ścian i w większości chowają się w piargu. Wykształcone są w postaci gruboławicowych kalkarenitów i kalcyrudytów z obfitym detrytusem liliowców i ramienionogów oraz z intraklastami i pelletami, natomiast są niemal pozbawione korali i stromatoporoidów. Bednarczyk i inni (1997) opisali tę facje jako rumosz rafowy z małymi mikrobialnymi rafkami kępkowymi. Jednak zdaniem Szulczewskiego (1981) kompozycja materiału detrytycznego wskazuje że utwory te nie mogły powstać z niszczenia samych stromatoporoidowo-koralowcowych wapieni kadzielniańskich. Składniki ziarniste pochodziły prawdopodobnie nie z samej biohermy, a z luźnego osadu składanego na jej szczycie już po zakończeniu jej wzrostu.

Wapienie mantikocerasowe (fran)

Słabo uławicone wapienie mikrytowe ze strefami brekcji śródformacyjnych, tradycyjnie nazywane wapieniami mantikocerasowymi (za Szulczewski, 1971), odsłaniają się w najbardziej południowej części wschodniej ściany, a więc głównie już na terenie amfiteatru. Zawierają one faunę pelagiczną, taką jak głowonogi i szczątki ryb, pozbawione są natomiast organizmów płytkowodnych, takich jak korale i stromatoporoidy, a zatem reprezentują stopniowo pogłębiające się środowisko

depozycji. Osady tej facji wyrównywały relief powstały po depozycji wapienia kadzielniańskiego i wapieni ziarnistych.

Wapienie cheilocerasowe i kompleks wapienno-łupkowy (famen)

Utwory franu wykształcone w różny sposób przykryte są przez sukcesję skał famenu, co znów najlepiej widoczne jest na wschodniej ścianie kamieniołomu. Architektura kontaktu skał franu i famenu na Kadzielni dostarcza ważnych informacji o procesach zatapiania płytkowodnej platformy węglanowej w późnym dewonie w obszarze świętokrzyskim, a także szerzej o przebiegu fałdowań waryscyjskich na tym terenie (np. Lamarche i in., 2003). Luka stratygraficzna rozdzielająca osady obu pięter ma od wymiar od 8 do 11 poziomów konodontowych i największa jest tam gdzie osady famenu bezpośrednio przykrywają wapień kadzielniański.

Profil famenu zaczynają kilkumetrowej (zmiennej) miąższości wapienie z bogatą fauną pelagiczną (goniatyty, łodziki, szczątki ryb, konodonty) nazywane wapieniami cheilocerasowymi. Fauna bentoniczna jest tu uboga i reprezentowana przez osobnicze korale rugosa, ślimaki i rumosz szkarłupniowy. Wapienie cheilocerasowe przykryte są przez cienkoławicowy kompleks przeławicających się wapieni marglistych (lub wapieni gruzłowych) i łupków wapnistych o licznej i zróżnicowanej faunie, obejmującej grupy bentosu zarówno osiadłego jak i ruchomego (korale rugosa, liliowce, ramienionogi, trylobity, małżoraczki), jak i nektonu (goniatyty, łodziki, szczątki ryb, konodonty).

Model facjalny

Według najpowszechniej przyjmowanej interpretacji (Szulczewski, 1971, 1979, 1981) nachylenie granic poszczególnych ogniw franu odsłaniających się na wschodniej ścianie kamieniołomu nie ma natury tektonicznej a odzwierciedla paleorelief dna. Podstawowym elementem wypukłym była bioherma kadzielniańska, która jednak nie była sztywną konstrukcją rafową, a bardziej kopcem mułowym (rafowym), w którym główną rolą fauny bentonicznej, a także glonów wapiennych była stabilizacja osadu. Taką interpretację potwierdzają wyniki badań Łuczyńskiego (2009), który wykazał że kierunki wzrostu stromatoporoidów wskazują na pierwotne nachylenie powierzchni kontaktu pomiędzy wapieniem kadzielniańskim a wapieniami detrytycznymi. Kolejne jednostki przyrastały progradacyjnie na stoku budowli węglanowej, w coraz głębszych wodach, wraz z postępem transgresji (Narkiewicz, 1988). Najpierw, dzięki akumulacji materiału zmywanego ze stropu budowli, deponowane były wapienie ziarniste, a następnie już po pewnym pogrążeniu terenu nastąpiła sedymentacja wapieni mantikocerasowych prowadząca do wyrównywania reliefu.

Z drugiej jednak strony, biorąc pod uwagę że w innych odsłonięciach w Górach Świętokrzyskich w analogicznym przedziale stratygraficznym opisano niezgodność kątową o charakterze tektonicznym (Szulczewski i in., 1996), otwarta pozostaje możliwość podobnej interpretacji przestrzennych stosunków litosomów frańskich na Kadzielni (Szulczewski informacja ustna 2023). Nowe obserwacje wskazują, że granica pomiędzy wapieniami ziarnistymi i mantikocerasowymi jest wychylona tektonicznie, a wapienie mantikocerasowe są ścinane przez wyżejległe wapienie cheilocerasowe. Kwestia ta zatem nadal wymaga rozstrzygnięcia.

Profil famenu (wapienie cheilocerasowe i kompleks wapienno-łupkowy) odzwierciedla zatapianie krawędziowej części płytkowodnej platformy węglanowej.

Żyły neptuniczne i inne przejawy tektoniki syndepozycyjnej

Odsłaniające się na Kadzielni skały franu, a zwłaszcza nieuławicony wapień kadzielniański, przeniknięte są gęstą siecią żył neptunicznych i innych pustek wypełnionych osadem i cementami kalcytowymi o skomplikowanej historii i genezie (Łuczyński i Szulczewski, 2003). Żyły powstawały w kilku fazach podczas dezintegracji i zatapiania płytkowodnej frańskiej platformy węglanowej i przekształcania jej w fameńsko-turnejską pelagiczną platformę węglanową. Większość z nich zawiera bogaty zespół konodontów umożliwiających ich precyzyjne datowanie. Tak obfite występowanie tego typu struktur w tym miejscu spowodowane jest prawdopodobnie usytuowaniem rejonu Kadzielni w pobliżu krawędzi platformy wyniesionej względem otaczających ją obszarów basenowych, a także obecnością nieuławiconych facji biohermalnych o wczesnej biogenicznej lityfikacji osadów. W skałach w pełni zlityfikowanych powstawały żyły neptuniczne wypełniające duże szczeliny oraz kawerny o nieregularnych kształtach, natomiast w miękkim, słabo zlityfikowanym osadzie powstawały brekcje śródformacyjne, zebry (*zebra rocks*) o mechanicznej genezie oraz sieci synformacyjnych pustek wypełnionych drobnym osadem.

Najgęściej przez żyły neptuniczne penetrowany jest wapień kadzielniański, co jest najlepiej widoczne na wschodniej ścianie kamieniołomu. Niektóre z żył występują w postaci indywidualnych wypełnień szczelin – sill i dajek, jednak znakomita większość tworzy nieregularne sieci przenikających się struktur. Na tle jasnych wapieni stromatoporoidowo-koralowcowych odznaczają się zwykle czerwoną lub zielonkawą barwą wypełniających je osadów (Fig. 14). Efektem wielogeneracyjnej historii ich otwierania i zamykania się jest złożona struktura wewnętrzna, na którą składają się kolejne pakiety osadów wsypywane do pustek z dna morskiego oraz cementy kalcytowe powstające gdy połączenie z dnem przestawało być drożne (Łuczyński i Szulczewski, 2003). Geometria wypełnień jest bardzo różna i obejmuje laminację poziomą, skośną oraz pionową. Struktury depozycyjne i erozyjne widoczne w osadach wypełniających żyły świadczą o burzliwym przepływie wód w połączonych systemach pustek. Taki wymuszony przepływ mógł być spowodowany np. wstrząsami sejsmicznymi. Analiza występujących w osadach wypełniających żyły konodontów pozwoliła na rozpoznanie wielu generacji powstawania pustek i ich wypełnień. Najwcześniejsze wypełnienia odpowiadają czasowi depozycji wapieni mantikocerasowych, a najpóźniejsze fameńskiemu kompleksowi marglisto-łupkowemu.

Inny system pustek i kawern wypełnionych osadem występuje u podnóża Skałki Geologów. Są to pustki o genezie krasowej zawierające wymieszaną faunę konodontową, obejmującą przedział od famenu do turneju. Materiał konodontowy w dużej mierze pochodzi w nich ze skorodowanych skał przykrywających wapień kadzielniański, co świadczy o prawdopodobnym wynurzeniu tego obszaru.

W mniejszym zagęszczeniu żyły neptuniczne penetrują także wapienie ziarniste i wapienie mantikocerasowe. W południowej części wschodniej ściany obserwować można dużą żyłę biegnącą poziomo na długim odcinku i przecinającą wapienie mantikocerasowe, rozwiniętą prawdopodobnie wzdłuż uskoku listrycznego.



Fig. 14. Żyły neptuniczne w wapieniu kadzielniańskim.

PRZYSTANEK 4. KAMIENIOŁOM OŁOWIANKA

Prowadzący: Piotr Łuczyński

Lokalizacja: Nieczynny kamieniołom Ołowianka, leżący pomiędzy Górą Miedzianka a czynnym kamieniołomem Ostrówka, ok. osiem kilometrów na NW od Chęcin. (50.8483 N, 20.3712 E)

Problematyka: płytkowodna platforma węglanowa, żywet, wapienie stromatoporoidowo- koralowcowe, warstwy zdarzeniowe, tsunamity vs. tempestyty

Wprowadzenie

Kamieniołom Ołowianka znajduje się w południowo-zachodniej części Gór Świętokrzyskich, w obszarze należącym do kieleckiej strefy facjalnej (Fig. 15). Odsłaniają się tu utwory płytkowodnej platformy węglanowej, których wiek został określony na przedział wczesny żywet - środkowy fran (Racki, 1993), należące do formacji z Kowali (Narkiewicz i in., 1990); najprawdopodobniej reprezentujące warstwy stringocephalusowe środkowego żywetu (Fig. 2). Charakterystycznym typem litologicznym znacznej części tej formacji są tzw. "wapienie stromatoporoidowo-koralowcowe", z których duża część występuje w formie biostrom o różnych miąższościach i charakterystyce. Są wśród nich autobiostromy (sensu Kershaw, 1994), czyli nagromadzenia skamieniałości in situ, ale także parai allobiostromy. czyli nagromadzenia redeponowanej fauny bentonicznej reprezentuiace wysokoenergetyczne zdarzenia depozycyjne. W przypadku allobiostrom, cała fauna bentoniczna uległa redepozycji na znaczne odległości i jest znajdowana poza swoim pierwotnym środowiskiem wzrostu, natomiast w przypadku parabiostrom mamy do czynienia z wymieszaniem fauny redeponowanej na większe odległości z fauną przerabianą na miejscu i/lub pozostającą in situ. Biostromy stromatoporoidowe obu powyższych typów odsłonięte są w kamieniołomie Ołowianka. W trakcie wizyty w stanowisku przedstawione zostaną argumenty przemawiające za tsunamitową bądź tempestytową geneza wybranych biostrom.



Fig. 15. Lokalizacja kamieniołomu Ołowianka na tle mapy rozkładu facji żywetu i franu w zachodniej części strefy kieleckiej Gór Świętokrzyskich (wg. Racki 1993)



Rumosz skorupkowy

∞ Korale rugosa i tabulata

Fig. 16. Profil litologiczny utworów odsłaniających się w kamieniołomie. **A** – allobiostroma; **P** – parabiostroma

Opis stanowiska

W kamieniołomie Ołowianka odsłania się około osiemdziesięciometrowy profil warstw stringocephalusowych (Fig. 16). Sa to głównie słabo uławicone wapienie pelitowe i margle. Najczęstszymi skamieniałościami są amfipory, miejscami występujące w dużej obfitości (łąki amfiporowe), oraz rzadkie stromatoporoidy masywne korale. i W obrazie mikrofacjalnym są to mudstony i wackstony peloidowe z amfiporami. W profilu wyróżniają się dwie warstwy stromatoporoidowe _ allobiostroma o lateralnie zmiennej miąższości - 3,5 do 4 metrów, oraz parabiostroma o miąższości 1,3 – 1,5 metra. (Fig. 3). Allobiostroma jest pozbawiona masywna wewnętrznej laminacji, dolną granicę wyraźnie ma erozyjną oraz ostra granice górna. Zbudowana jest z gęsto upakowanych redeponowanych stromatoporoidów o różnych rozmiarach (Fig. 17A, C i E). Szkielety kompletne współwystępują z pokruszonymi fragmentami. Materiał jest niewysortowany w całej miąższości warstwy. Granice dolna i górna parabiostromy także są ostre, jednak charakteryzuje się ona wyraźnym zróżnicowaniem profilu w pionowym. Zarówno wielkość szkieletów, jak i ich upakowanie wyraźnie maleją ku górze. Większość szkieletów jest zachowanych fragmentarycznie (Fig. 17B, D i F).



Fig. 17. Allobiostroma (A, C i E) i parabiostroma (B, D i F) stromatoporoidowa – widok ogólny (A, B), fragment powierzchni (C, D) oraz szkic uczytelniający charakter nagromadzeń (E i F).

Analiza morfometryczna szkieletów stromatoporoidów

Masywne stromatoporoidy występują w szerokim wachlarzu form i kształtów. Ich makroskopowe cechy morfometryczne, takie jak kształt szkieletu, kształt formy wzrostu, układ linii przyrostowych, typ powierzchni inicjalnej czy charakter górnej powierzchni mogą być interpretowane w kategoriach podstawowych cech środowiska ich życia, takich jak tempo i charakter depozycji, energia środowiska czy konsystencja podłoża (Kershaw, 1981, 1998; Łuczyński, 2003, 2008). Parametryzacja kształtów stromatoporoidów została przedstawiona przez Kershawa i Ridinga (1978), a następnie była poprawiana i uzupełniana m.in. przez Kershawa (1984) i Łuczyńskiego (2005). W przypadku stromatoporoidów z kamieniołomu Ołowianka, ze względu na często słabą dostępność i przypadkowe

powierzchnie przekrojów, zwykle możliwe było tylko ogólne przypisanie okazów do wyszczególnionych kategorii. Z drugiej strony, procesy wietrzenia zachodzące na powierzchni skał w stosunkowo niedawno opuszczonym kamieniołomie uwydatniły wewnętrzną strukturę w postaci układów linii przyrostowych, co m.in. pozwoliło na odczytanie orientacji i kompletności poszczególnych szkieletów.

Interpretacja genezy nagromadzeń stromatoporoidowych

Spokojna płytkowodna sedymentacja odsłaniających się w kamieniołomie Ołowianka warstw stringocephalusowych, przerywana była depozycją osadów facji wysokoenergetycznych, złożonych głównie z redeponowanych masywnych stromatoporoidów. Szczegółowa analiza cech miąższej allobiostromy i cieńszej parabiostromy stromatoporoidowej, wskazuje na tsunamitową genezą tej pierwszej i sztormową tej drugiej (Łuczyński, 2022). Cechy sedymentologiczne i facjalne biostrom posłużyły głównie do interpretacji charakteru i natury procesów redepozycji materiału, natomiast cechy szkieletów stromatoporoidów pozwoliły na odtworzenie oryginalnych siedlisk, z których ulegały one ekshumacji, transportowi i redepozycji.

Przedstawiona interpretacja opiera się na następujących argumentach: (Fig. 18)

- 1. Cechy morfometryczne redeponowanych stromatoporoidów z allobiostromy i z parabiostromy w istotny sposób różnią się między sobą, co wskazuje na różne pierwotne środowiska ich wzrostu. Oryginalne siedliska stromatoporoidów z allobiostromy usytuowane były poniżej sztormowej podstawy falowania, w spokojnym środowisku umożliwiającym długotrwały, niezaburzony wzrost szkieletów. Wskazują na to m.in. dominacja okazów o wysokim profilu formy wzrostu, czyli bardzo podatnych na redepozycję, które mimo to osiągały duże rozmiary. Zachodząca na dużą skalę redepozycja masywnych szkieletów z tego typu środowisk w stronę płytszych stref mogła być spowodowana tylko przez wyjątkowy czynnik zdolny do wywołania erozji i transportu na znacznych głębokościach. Fala tsunami jest tu najbardziej prawdopodobnym kandydatem. Szkielety redeponowanych stromatoporoidów z parabiostromy są bardziej zróżnicowane i wykazują liczne zaburzenia we wzroście spowodowane powracającymi epizodami wysokoenergetycznymi. W tym przypadku ich redepozycja z płycej położonych stref mogła być spowodowana przez sztormy, bez konieczności odwoływania się do zdarzeń wyjątkowych, takich jak tsunami. Podobna interpretacja została przedstawiona dla warstw stromatoporoidowych z syluru Podola (Skompski i in., 2008; Łuczyński i in., 2009, 2014).
- 2. Cechy sedymentacyjne dwóch warstw są różne, co wskazuje na różny charakter ich powstania. Miąższa allobiostroma jest przepełniona stromatoporoidami, które tworzą zwartą teksturę w całym jej profilu, bez widocznej pionowej gradacji rozmiarów, kształtów lub stopnia zachowania. Mimo swojej mniejszej miąższości, parabiostroma jest wewnętrznie bardziej złożona i wykazuje wyraźne zróżnicowanie cech w profilu pionowym. Allobiostroma powstała w pojedynczym akcie depozycji, podczas gdy proces sedymentacji warstwy parabiostromalnej był wielofazowy, co jest w zgodzie z odpowiednio tsunamitową i sztormową interpretacją obu nagromadzeń.

Cechy	Środowisko wzrostu stromatoporoidów	Transport i akumulacja redeponowanego materiału
Allobiostroma		
Wysokie profile wzrostu, gładkie powierzchnie, niski współczynnik pogrzebania	Spokojne środowisko o niskim tempie depozycji (S , T))	Bardzo wysoka podatność na redepozycję (S)
Brak zróżnicowania kształtów ze względu na wielkość, duże rozmiary	Stabilne warunki wzrostu (S , T)	
Kotwice, oblekające układy latylamin	Przejrzyste wody, brak przydennej strefy wód zmąconych osadem (S , T)	
Niewielki udział pokruszonych fragmentów		Pojedynczy akt depozycji, transport w suspensji (T, S)
Miąższa warstwa bez wewnętrzego uwarstwienia		Pojedynczy akt depozycji (T, S)
Ostre granice, erozyjna granica dolna, zmienna miąższość		Bardzo wysoka energia środowiska (T, S)
Brak uziarnień i frakcjonowania		Gwałtowny, pojedynczy akt depozycji (T, S)
Zwarty szkielet – tekstura clast supported		Wysoka energia środowiska (T, S)
Parabiostroma		
Różnorodność kształtów i innych cech zewnętrznych	Dynamiczne i zmienne lub zróżnicowane środowisko wzrostu (S)	
Postrzępione krawędzie, nieoblekające układy latylamin, elewacje inicjalne	Epizody gwałtownego napływu osadu zanurzające wzrost (S)	
Zróżnicowanie kształtów ze względu na rozmiar, brak form o wysokim profilu wśród dużych szkieletów	Eliminacja form podatnych na redepozycję (S, T)	Wielokrotne akty redepozycji (S, ∓)
Ostre granice, erozyjna granica dolna, zmienna miąższość		Bardzo wysoka energia środowiska (T, S)
Sortowanie ze względu na wielkość i kształt, uziarnienie		Zróżnicowany charakter transport – trakcja, saltacja, suspensja (S)
Zwarty szkielet – tekstura clast supported		Wysoka energia środowiska (T, S)

Fig. 18. Główne morfometryczne i tafonomiczne cechy stromatoporoidów oraz sedymentacyjne cechy warstw stromatoporoidowych wraz z ich interpretacją w kategoriach pozycji pierwotnych siedlisk stromatoporoidów, sposobu transportu redeponowanego materiału oraz charakteru jego finalnego złożenia. **T** – cechy spodziewane w tsunamitach, **F** – cechy niespodziewane w sztormach, **S** – cechy spodziewane w sztormach

Podsumowanie - zapis wydarzeń wysokoenergetycznych w utworach formacji z Kowali

Środkowo i górnodewońska formacja z Kowali, osiągająca miąższość do 800 metrów i budująca większość płytkowodnej platformy węglanowej rozwijającej się w tym czasie w obszarze świętokrzyskim (Narkiewicz i in., 1990; Racki, 1993), obejmuje liczne warstwy stromatoporoidowo-koralowcowe o różnym charakterze. Większość z nich zawiera materiał redeponowany, choć występują także autobiostomy i biohermy takie jak budowla kadzielniańska opisana w stanowisku 3 (Szulczewski, 1971; Szulczewski i Racki, 1981; Łuczyński, 1998). Wiele warstw redeponowanych może być z powodzeniem interpretowanych jako tempestyty, jednak w przypadku niektórych, takich jak opisana powyżej miąższa alllobiostroma stromatoporoidowa, geneza tsunamitowa wydaje się być znacznie bardziej prawdopodobna (patrz też Kaźmierczak i Goldring, 1978). Obok przedstawionych powyżej argumentów natury tafonomicznej i sedymentologicznej, na taką możliwość wskazywać mogą inne świadectwa syndepozycyjnej aktywności tektonicznej na tym obszarze i w tym przedziale stratygraficznym (np. Szulczewski, 1995; Racki i Narkiewicz, 2000; patrz także stanowisko 2 - Górno), które musiały wiązać się ze zdarzeniami sejsmicznymi zdolnymi wywołać falę tsunami. Erozja w środowiskach głębokowodnych, zachodzący na dużą skalę dobrzegowy transport materiału, brak wysortowania oraz asocjacja z innymi przejawami zdarzeń sejsmicznych (takimi jak np. żyły neptuniczne – Łuczyński i Szulczewski, 2003; patrz też przystanek 3 – Kadzielnia) są jednymi z najczęściej wymienianych cech warstw tsunamitowych (np. Dawson i Stewart, 2007; Goff i in., 2012, Bourrouilh-Le Jan, 2007; Morton i in., 2007). Wszystkie te cechy są obecne w opisanej miąższej allobiostromie odsłaniającej się w kamieniołomie.

Zdarzenia wywołujące tsunami mogły zachodzić lokalnie, i być związane z trzęsieniami ziemi lub podmorskimi ruchami masowymi, zwłaszcza wzdłuż północnej i południowej krawędzi centralnej platformy (Fig. 15). Jednak, biorąc pod uwagę charakter, a zwłaszcza skalę współczesnych fal tsunami, takich jak np. tsunami na Oceanie Indyjskim z 2004 roku, bardziej prawdopodobne wydaje się być źródło zewnętrze i fala transoceaniczna wkraczająca na obszar płytkowodnej platformy węglanowej. Położenie Ołowianki przy południowej krawędzi platformy, w pobliżu przejścia ku facjom głębszym sprzyja takiej interpretacji.

Literatura:

- Baliński, A., Racki, G., Halamski, A.T. 2016. Brachiopods and stratigraphy of the Upper Devonian (Frasnian) succession of the Radlin Syncline (Holy Cross Mountains, Poland). Acta Geologica Polonica, 66: 125–174.
- Bednarczyk, J., Hoffman, M., Paszkowski, M. 1997. The Upper Devonian cryptomicrobial-algalstromatoporoid buildups from the Holy Cross Mountains, Poland. 3rd IFAA Regional Symposium & IGCP 380 International Meeting, Guidebook: 3–7.
- Bełka, Z., Narkiewicz, M. 2008. Devonian. W: T. McCann (red.), The Geology of Central Europe. Volume 1: Precambrian and Paleozoic. The Geological Society, London: 383–410.
- Boulvain, F. 2007. Frasnian carbonate mounds from Belgium: sedimentology and palaeoceanography. Geological Society, London, Special Publication, 275: 125–142.
- Bourrouilh-Le Jan, FG., Beck, C., Gorsline, DS. 2007. Catastrophic events (hurricanes, tsunami and others) and their sedimentary records: Introductory notes and new concepts for shallow water deposits. Sedimentary Geology, 199: 1–11.
- Czarnocki, J. 1948. Przewodnik XX Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego w Górach Świętokrzyskich w r. 1947. Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego, 17: 237–297.
- Dawson, AG., Stewart, I. 2007. Tsunami deposits in the geological record. Sedimentary Geology, 200: 166–183.
- Głazek, J., Karwowski, Ł., Racki, G., Wrzołek, T. 1981. The early Devonian continental/marine succession at Chęciny in the Holy Cross Mts, and its paleogeographic and tectonic significance. Acta Geologia Polonica, 31: 233–250.
- Goff, J., Chaque´-Goff, C., Nichol, S., Jaffe, BE., Dominey-Howes, D. 2012. Progress in palaeotsunami research. Sedimentary Geology, 243–244: 70–88.
- Hoffman, A., Paszkowski, M. 1992. Mikrobialne budowle organiczne górnego dewonu w synklinie kieleckiej. Przegląd Geologiczny, 10: 606–607.
- Kaźmierczak, J. 1971. Morphogenesis and systematics of the Devonian Stromatoporoidea from the Holy Cross Mountains, Poland. Palaeontologia Polonica, 26: 1–146.
- Kaźmierczak, J., Goldring, R. 1978. Subtidal flat-pebble conglomerate from the Upper Devonian of Poland: a multiprovenant high-energy product. Geological Magazine, 5: 359–366.
- Kershaw, S. 1981. Stromatoporoid growth form and taxonomy in a Silurian biostrome, Gotland. Journal of Palaeontology, 55: 1284–1295.
- Kershaw, S. 1984. Patterns of stromatoporoid growth in level bottom environments. Palaeontology, 27: 113–130.
- Kershaw, S. 1994. Classification and geological significance of biostromes. Facies, 31: 81-92.
- Kershaw, S. 1998. The applications of stromatoporoid palaeobiology in palaeoenvironmental analysis. Palaeontology, 41: 509–544.
- Kershaw, S. and Riding R. 1978. Parameterization of stromatoporoid shape. Lethaia, 11: 233–242.
- Konon, A. 2006. Buckle folding in the Kielce Unit, Holy Cross Mountains, central Poland. Acta Geologica Polonica, 56: 375–405.
- Kowalczewski, Z. 1971. Podstawowe problemy geologiczne dewonu dolnego Gór Świętokrzyskich. Kwartalnik Geologiczny, 15: 263–283.
- Lamarche, J., Lewandowski, M., Mansy, J-L., Szulczewski, M. 2003. Partitioning pre-, syn- and post-Variscan deformation in the Holy Cross Mountains, eastern Variscan foreland. Geological Society London, Special Publications, 208: 159–184.
- Łuczyński, P. 1998. Stromatoporoid morphology in the Devonian of the Holy Cross Mountains, Poland. Acta Palaeontologica Polonica, 43: 653–663.
- Łuczyński, P. 2003. Stromatoporoid morphology in the Devonian of the Holy Cross Mountains, Poland, and its palaeoenvironmental significance. Acta Geologica Polonica, 53: 19–27.
- Łuczyński, P. 2005. Improving the parameterization of stromatoporoid shapes a detailed approach to stromatoporoid morphometry. Lethaia, 38: 143–154.

- Łuczyński, P. 2008. Growth forms and distribution patterns of stromatoporoids exposed on Devonian palaeobottom surfaces; Holy Cross Mountains, central Poland. Acta Geologica Polonica, 58: 303– 320.
- Łuczyński, P. 2009. Stromatoporoid growth orientation as a tool in palaeotopography: a case study from the Kadzielnia Quarry, Holy Cross Mountains, central Poland. Acta Geologica Polonica, 59: 319– 340.
- Łuczyński, P. 2022. Tsunamites versus tempestites: Various types of redeposited stromatoporoid beds in the Devonian of the Holy Cross Mountains (Poland), a case study from the Ołowianka Quarry. PLOS ONE PLOS 10.1371/journal.pone.0268349
- Łuczyński, P., Skompski, S., Kozłowski, W. 2009. Sedimentary history of Upper Silurian biostromes of Podolia (Ukraine) based on stromatoporoid morphometry. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 271: 225–239.
- Łuczyński, P., Skompski, S., Kozłowski, W. 2014. Stromatoporoid beds and flat pebble conglomerates interpreted as tsunami deposits in the Upper Silurian of Podolia, Ukraine. Acta Geologica Polonica, 64: 261–280.
- Łuczyński, P., Szulczewski, M. 2003. Devonian-Carboniferous neptunian dykes in disintegrating carbonate platform of the Holy Cross Mountains, Poland. 22nd IAS Meeting of Sedimentology– Opatija. Abstract Book: 109.
- Małkowski, K. 1981. Upper Devonian deposits at Górno in the Holy Cross Mts. Acta Geologica Polonica, 31: 223–232.
- Morton, RA., Gelfenbaum, G., Jaffe, BE. 2007. Physical criteria for distinguishing sandy tsunami and storm deposits using modern examples. Sedimentary Geology, 200: 184–207.
- Narkiewicz, M. 1988. Turning points in sedimentary development in the Late Devonian in southern Poland. Devonian of the World, Canadian Society of Petroleum Geologists Memoirs, 14: 619–635.
- Narkiewicz, M. 2007. Development and inversion of Devonian and Carboniferous basins in the eastern part of the Variscan foreland (Poland). Geological Quarterly, 51: 231–256.
- Narkiewicz, M., Racki, G., Wrzołek, T. 1990. Litostratygrafia dewońskiej serii stromatoporoidowokoralowcowej w Górach Świętokrzyskich. Kwartalnik Geologiczny, 34: 433–456
- Narkiewicz, K., Narkiewicz, M. 2010. Mid Devonian carbonate platform development in the Holy Cross Mts. Area (central Poland): new constraints from the conodont Bipennatus fauna. Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, 255: 287–300.
- Narkiewicz, M., Racki, G., Skompski, S., Szulczewski, M. 2006. Zapis procesów i zdarzeń w dewonie i karbonie Gór Świętokrzyskich. W: Skompski, S., Żylińska, A. (red.), Procesy i zdarzenia w historii geologicznej Gór Świętokrzyskich. Materiały konferencyjne LXXVII Zjazdu Naukowego Polskiego Towarzystwa Geologicznego: 51–77.
- Pajchlowa, M., Stasińska, A. 1965. Formation récifales Dévonien des Monts de Sainte-Croix (Pologne). Acta Palaeontologica Polonica, 10: 249–260.
- Racki, G., Narkiewicz, M. 2000. Tektoniczne a eustatyczne uwarunkowania rozwoju sedymentacji dewonu świętokrzyskiego. Przegląd Geologiczny, 48: 65–76.
- Racki, G. 1993. Evolution of the bank to reef complex in the Devonian of the Holy Cross Mountains. Acta Palaeontologica Polonica, 37: 87–182.
- Racki, G., Bultynck, P. 1993. Conodont biostratigraphy of the Middle to Upper Devonian boundary beds in the Kielce area of the Holy Cross Mts. Acta Geologica Polonica, 43: 1–25.
- Racki, G., Głuchowski, E., Malec, J. 1985. The Givetian to Frasnian succession at Kostomłoty in the Holy Cross Mts, and its regional significance. Bulletin of the Polish Academy of Sciences, Earth Science, 33: 159–171.
- Racki, G., Wójcik K., Halamski A., Narkiewicz, M. 2022. Middle Devonian Skały Formation in the Holy Cross Mountains (Poland) – formal description and subdivision based on new field data. Annales Societatis Geologorum Poloniae, 92: 425–444.
- Skompski, S., Łuczyński, P., Drygant, D., Kozłowski, W. 2008. High-energy sedimentary events in lagoonal successions of the Upper Silurian of Podolia, Ukraine. Facies, 54: 277–296.

- Skompski, S., Baliński, A., Szulczewski, M., Zawadzka, I. 2018. Middle/Upper Devonian brachiopod shell concentrations from the intra-shelf basinal carbonates of the Holy Cross Mountains (central Poland). Acta Geologica Polonica, 68; 607–633.
- Skompski, S., Konon, A., Wysocka, A., Czarniecka, U. 2019. Evidence of Late Cretaceous/Cenozoic strike-slip faulting within the late Palaeozoic Holy Cross Mts. Fold Belt, Poland: Józefka releasing stepover. Acta Geologica Polonica, 69; 89–105.
- Szrek, P., Salwa, S. 2020. High-energy events in the Frasnian–Famennian boundary interval of the Płucki section in the Holy Cross Mountains, Poland. Facies, 66: 9.
- Szulczewski, M. 1968. Slump structures and turbidites in Upper Devonian limestones of the Holy Cross Mts. Acta Geologica Polonica, 18; 303–330.
- Szulczewski, M. 1971. Upper Devonian conodonts, stratigraphy and facial development in the Holy Cross Mts. Acta Geologica Polonica, 21; 1–129.
- Szulczewski, M. 1977. Główne regiony facjalne w paleozoiku Gór Świętokrzyskich. Przegląd Geologiczny, 10: 428–432.
- Szulczewski, M. 1979. Devonian carbonate platform of the Holy Cross Mountains. Guidebook of the Third International Symposium on Fossil Cnidarians: 5–36.
- Szulczewski, M. 1981. Dewon środkowy i górny zachodniej części Gór Świętokrzyskich. Przewodnik LIII Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego: 68–81.
- Szulczewski, M. 1994. The Holy Cross Mountains during the Devonian and Carboniferous. Europrobe, Trans-European Suture Zone Workshop, Kielce, September 24th – October 1st, Excursion Guidebook, The Holy Cross Mountains: 19–33.
- Szulczewski, M. 1995. Depositional evolution of the Holy Cross Mts. (Poland) in the Devonian and Carboniferous a review. Geological Quarterly, 39; 471–488.
- Szulczewski, M., Bełka, Z., Skompski, S. 1996. The drowning of a carbonate platform: an example from the Devonian-Carboniferous of the southwestern Holy Cross Mountains, Poland. Sedimentary Geology, 106: 21–49.
- Szulczewski, M., Racki, G. 1981. Early Frasnian bioherms in the Holy Cross Mts. Acta Geologica Polonica, 31: 147–162.
- Szulczewski, M., Skompski, S. 1996. Excursion guide to VIth European Conodont Symposium, ECOS VI.
- Tarnowska, M. 1976. Korelacja litologiczna dolnego dewonu we wschodniej części Gór Świętokrzyskich. Biuletyn Instytutu Geologicznego, 296: 75–128.
- Vierek, A. 2007. Transitional reef-to-basin facies of Lower Frasnian limestones determined by microfacies analysis (Wietrznia, Holy Cross Mts, Poland). Facies, 53: 141–155.
- Vierek, A. 2008. Charakterystyka sedymentologiczna górnej części warstw szydłóweckich. Przegląd Geologiczny, 56: 848–856.
- Vierek, A. 2013. The palaeogeographical background of Late Devonian storm events in the western part of the Holy Cross Mountains (Poland). Geologos, 19: 257–272.
- Vierek, A. 2014. Small-scale cyclic deposition in the Frasnian (Upper Devonian) of the Holy Cross Mountains, Poland. Geologos, 20: 239–258.
- Wańkiewicz, A., Konon, A. 2012. Sedymentacja i tektonika zapis w skałach węglanowych dewonu w kamieniołomie Mogiłki. W: Skompski, S. [red.] 25 najważniejszych odsłonięć w Górach Świętokrzyskich, Uniwersytet Warszawski: 85–89.
- Wójcik, K. 2013. Rozwój facjalny regionu kieleckiego Gór Świętokrzyskich we wczesnym etapie transgresji dewońskiej (pogranicze emsu i eiflu). Praca doktorska, niepublikowana. Wydział Geologii Uniwersytetu Warszawskiego, Warszawa.
- Wójcik, K. 2015. The uppermost Emsian and lower Eifelian in the Kielce Region of the Holy Cross Mts. Part I: Lithostratigraphy. Acta Geologica Polonica, 65: 141–179.
- Zawadzka, I. 2015. Górny dewon okolic kamieniołomu Józefka (Góry Świętokrzyskie). Niepublikowana praca magisterska, Uniwersytet Warszawski.

Sesja terenowa C:

Klastyczne osady permo-triasu w Górach Świętokrzyskich

Karol Jewuła, Anna Fijałkowska-Mader Wiesław Trela

6 września 2023

Paleogeografia, stratygrafia i środowiska depozycji

Karol Jewuła, Anna Fijałkowska-Mader, Wiesław Trela, Zbigniew Złonkiewicz

Utwory górnego permu i triasu w Górach Świętokrzyskich wchodzą w skład obrzeżenia permsko-mezozoicznego, otaczającego trzon paleozoiczny od północy, zachodu i południa. Spoczywają przekraczająco na podłożu paleozoicznym z niezgodnością kątową (niezgodność epiwaryscyjska), która jest doskonale widoczna w kamieniołomach Kowala, Zagnańsk, Jaworznia (Fig. 1) i Doły Opacie. Od wschodu obie te struktury przykrywają osady neogeńskie zapadliska przedkarpackiego. Najbardziej kompletne profile permu i triasu znajdują się w części północnej obrzeżenia, podczas gdy w części południowej są one silnie, tektonicznie zredukowane (Świdrowska i in., 2008; Stupnicka i Stempień-Sałek, 2016).



Fig. 1. Mapa geologiczna bliskiego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich (wg Romanka, 2007; GUGIK, Esri, HERE, Garmin, Fousquare, METI/NASA, USGS, NGA) z lokalizacją opisywanych odsłonięć.

Na przełomie permu i triasu, Góry Świętokrzyskie znajdowały się w najbardziej wysuniętej na południowy-wschód, brzeżnej części dużego, epikontynentalnego basenu środkowoeuropejskiego (dla etapu permskiego zwanego również basenem cechsztyńskim lub południowym basenem permskim) zaś dla etapu triasowego – basenem germańskim (Fig 2). Polska część basenu rozwinęła się z wąskiej bruzdy, zwanej środkowopolską, przylegającej od zachodu do tektonicznej strefy Teiseyre'a-Tornquista, uznawanej za granicę między kratonem wschodnioeuropejskim i platformą zachodnioeuropejską (Narkiewicz i Petecki, 2017; alternatywna interpretacja Mazur i in., 2015). Tworzenie się polskiego basenu zostało zapoczątkowane we wczesnym permie – tatarze (późny gwadelup), a największy zasięg zbiornik uzyskał w późnym permie – lopingu, podczas transgresji morza cechsztyńskiego (Wagner, 1994).



Fig. 2. Pozycja Gór Świętokrzyskich względem basenu cechsztyńskiego wg Wagnera (1994) i Geluk'a (2005) oraz germańskiego wg Szulca (2000) i Bachmanna i in. (2010).

Basen południowopermski (cechsztyński) znajdował się w strefie suchego klimatu podzwrotnikowego (Kutzbach, 1994). Dominowała w nim sedymentacja morsko-lądowa z cyklami transgresywno-regresywnymi, które były podstawą do wydzielenia przez Richtera Bernburga (1955) czterech cyklotemów depozycyjnych w centralnej części basenu: Werra (Z1), Stassfurt (Z2), Leine (Z3) i Ohre (Z4). W trzech pierwszych powstały osady węglanowo-ewporatowe, w czwartym natomiast ewaporatowo-klastyczne. W pozostałych cyklotemach (Aller (Z5), Friesland (Z6) i Fulda (Z7)), wyróżnionych przez Reichenbacha (1970) i Kädinga (1987), dominują osady terygeniczne (Wagner, 1988, 1994). Zmiana charakteru sedymentacji była spowodowana stopniowym wzrostem wilgotności klimatu pod koniec permu (Kutzbach, 1994).

W późnym permie teren Gór Świętokrzyskich był urozmaicony geomorfologicznie, z szeregiem wzgórz i dolin, których przebieg był kontrolowany powstałymi podczas orogenezy waryscyjskiej synklinami i antyklinami o rozciągłości WNW-ESE. W wuczapingu (bądź lopingu, zob. dyskusja w Jewuła i in. 2021) morze cechsztyńskie wkroczyło na obszar paleodolin, tworząc kilka wyraźnych zatok. Idąc od południa są to: zatoka gałęzicko-bolechowicka, piekoszowska i kajetanowska. W najbliższym obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich zapisały się tylko dwa pulsy transgresywne: pierwszy spowodował powstanie osadów wapienia cechsztyńskiego (Ca1), a drugi - dolomitu płytowego (Ca3). W głębszych częściach zatok zachowały się jeszcze człony ewaporatowe tych cyklotemów: anhydryt dolny i górny (A1d, A1g) oraz anhydryt główny (A3) (Kowalczewski i Rup, 1989; Kasprzyk, 1995; Kuleta i Zbroja, 2006). Bardziej kompletny profil cechsztynu, obejmujący również osady drugiego cyklotemu z dolomitem głównym (Ca2) jest znany z otworów zlokalizowanych na NW od opisywanego regionu (np. Opoczno-IG1, Nieświń-PIG1) (Kuleta i Zbroja, 2006). Zasadniczą część profilu permskiego bliskiego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich tworzą klastyczne osady lądowe, które zostały podzielone na trzy jednostki litostratygraficzne: formację zlepieńców Czerwonej Góry, formację mułowców i piaskowców z Podzamcza oraz formację mułowców spedogenizowanych z Siodeł (Jewuła i in., 2020). Układ stratygraficzno-przestrzenny tworzących je osadów wykazuje wzajemne lateralne przejścia, manifestujące się zastępowaniem ku NW zlepieńców i brekcji Czerwonej Góry przez drobnoziarniste osady formacji z Podzamcza i z Siodeł (Bełka, 1991; Jewuła i in., 2021; Fig 3).

Zlepieniec formacji Czerwonej Góry (tradycyjnie zwany zlepieńcem zygmuntowskim, od nazwy kolumny Zygmunta w Warszawie, która oryginalnie była zrobiona z tej skały) spoczywa bezpośrednio na przed-permskim podłożu (Fig. 3) i reprezentuje osad stożków koluwialnych, rozwiniętych przy wyniesionych blokach zbudowanych głównie ze skał węglanowych dewonu, lokalnie także starszych (np. kambryjskich piaskowców). Depozycja zlepieńca odbywała się ze zmiennym nasileniem przez cały późny perm. W starszej literaturze wydzielony został zlepieniec dolny podścielający i zazębiający się z wapieniem cechtyńskim oraz górny – w stropie profilu cechsztynu (Czarnocki, 1923; Czarnecki i in., 1965; Kostecka, 1966; Pawłowska, 1978). Usytuowanie poniżej wapienia cechsztyńskiego pozwala sądzić, że formowanie grubookruchowej pokrywy lądowej rozpoczęło się przed transgresją morza cechsztyńskiego, co może być przesłanką za związkiem zlepieńca dolnego z dolnoperskim kompleksem czerwonego spągowca (Kostecka, 1966; Kutek i Głazek, 1976; Kuleta i Zbroja, 2006). Na tej podstawie przyjęto, że formacja Czerwonej Góry obejmuje głównie górny perm, a w najniższej partii (poniżej wapienia cechtyńskiego) także część permu dolnego (Jewuła i in., 2020). Zwarty i rozproszony szkielet ziarnowy oraz masywny charakter ławic i ich erozyjne granice wskazują, że zlepieniec jest produktem grawitacyjnych warstwowych spływów rumoszu, a częściowo także skanalizowanych przepływów okresowych (Zbroja i in., 1998).

Ekwiwalentem stratygraficznym formacji Czerwonej Góry w północnej i północno-zachodniej części Gór Świętokrzyskich są formacje: z Podzamcza i z Siodeł (Fig. 3; Jewuła i in., 2020). Formacja z Podzamcza spoczywa na wapieniu cechsztyńskim (Ca1) albo dolomicie płytowym (Ca3), a lokalnie - bliżej cokołu paleozoicznego – wprost na dolnym zlepieńcu formacji Czerwonej Góry. Jej zasięg stratygraficzny został określony na podstawie obecności miospor, należących do późnopermskiego poziomu palinologicznego Lueckisporites virkiae (podzony A-C), na wuczaping?-loping (Fijałkowska, 1994a, b; Trela i Fijałkowska-Mader, 2017; Jewuła i in., 2020). Głównym komponentem litologicznym formacji z Podzamcza są czerwone mułowce i drobnoziarniste piaskowce z przewarstwieniami węglanów, lokalnie także ewaporatów, sporadycznie z warstwami drobnookruchowych zlepieńców. Maksymalna miąższość tej formacji, stwierdzona w otworach wiertniczych, wynosi nawet 50 m (Jewuła

62

i in., 2020). Tworzące ją osady reprezentują środowisko równi mułowej typu playa jeziorna z poziomami gleb inicjalnych (w tym kalkretów) oraz stożków aluwialnych zasilanych rzekami okresowymi i spływami powierzchniowymi. W południowo-zachodniej części Gór Świętokrzyskich (synkliny: gałęzickobolechowicka i piekoszowska) charakterystyczną litofacją tej sukcesji klastycznej są wapienie palustrinowe, będące kopalnym zapisem płytkich okresowych jezior i stawów węglanowych zasilanych wodami gruntowymi i atmosferycznymi (Jewuła i in., 2023). Ich obecność w lądowej sukcesji permu świętokrzyskiego sygnalizuje przerwy w depozycji materiału klastycznego, rozwój lokalnych mokradeł (wetlandów) z krótkotrwałymi zbiornikami wodnymi po epizodach powodziowych i okresy suche sprzyjające wczesnodiagenetycznym przemianom jeziornego osadu węglanowego w warunkach subaeralnych. Towarzyszą im przewarstwienia brunatnych i czerwonych mułowców z węglanowymi glebami kopalnymi typu gruzłowych kalkretów, które dokumentują okresy suchego klimatu.



Fig. 3. Litostratygrafia osadów górnego permu z bliskiego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich (wg Jewuły i in., 2020; por. model facjalny wg Bełki i in., 1991 oraz Kulety i Zbroi, 2006).

Lokalnie w NW części Gór Świętokrzyskich strop permu tworzą intensywnie spedogenizowane mułowce formacji z Siodeł (Jewuła i in., 2020). Jej charakterystyczną cechą są licznie występujące struktury korzeniowe oraz nagromadzenia węglanów pedogenicznych, które tworzą formy konkrecyjne o charakterze rizokrecji albo bardziej zwarte poziomy masywnych kalkretów (Kuleta i Zbroja, 2006; Trela i Fijałkowska-Mader, 2017; Jewuła i in., 2020, 2021). Osady te powstały na obszarze mułowej równi

zalewowej progradującego stożka aluwialnego, cechującego się znacznymi wahaniami poziomu wód gruntowych oraz okresowo rozwijającymi się płytkim zbiornikami wodnymi (Jewuła i in., 2021).

Przejście z permu do triasu w Górach Świętokrzyskich charakteryzuje się wyraźną zmianą facjalną wyrażoną przez dominację osadów rzecznych formacji z Jaworznej i formacji ze Szczukowic, które reprezentują dolny ind (Fig. 3; Jewuła i in., 2020; literatura tam cytowana). Granica między tymi systemami została postawiona w dolnej części normalnej zony paleomagnetycznej Tbn1, która obejmuje formację z Siodeł i formację z Jaworznej (Nawrocki i in., 2003; odpowiednio jednostki A0 i A1 w tej pracy; Trela i Fijałkowska-Mader, 2017; Jewuła i in., 2020). Triasowy wiek formacji z Jaworznej jest dobrze udokumentowany dzięki obecności mikrospor poziomu Lundbladispora obsoleta-Protohaploxypinus pantii, które są podstawą zaliczenia tej jednostki do indu (Fijałkowska, 1994a,b; Kuleta i Zbroja, 2006; Jewuła i in., 2020). Zdaniem Ptaszyńskiego i Niedźwiedzkiego (2004) wiekszość formacji z Jaworznej należy jeszcze do górnego permu, o czym świadczyć mają udokumentowane przez nich w kamieniołomie Zachełmie skamieniałości muszloraczaków Falsisca postera Kozur et Seidel. Do triasu dolnego zaliczyli oni jedynie najwyższą część tamtejszego profilu, w której występuje Falsisca cf. verchojanica (Molin). Wyniki późniejszych badań fauny muszloraczkowej (Scholze i in., 2016, 2017) potwierdziły, że całość formacji z Jaworznej powstała we wczesnym triasie. Zarazem jednak przydatność tej grupy skamieniałości, jako narzędzia biostratygraficznego, jest kwestionowana przez niektórych autorów (patrz Nawrocki i in., 2005; Becker, 2014).

Formację z Jaworznej, wydzielaną w bliskim NW obrzeżu trzonu paleozoicznego (rejon aktywnej w permie zatoki kajetanowskiej), reprezentują czerwone i brunatne piaskowce drobnoziarniste przewarstwiane czerwonymi mułowcami, podrzędnie występują w niej piaszczyste zlepieńce i brekcje, złożone z okruchów lokalnych skał węglanowych, a także wkładki osadów iłowcowo-mułowcowych (Kuleta i Zbroja, 2006; Złonkiewicz i Becker, 2015; Złonkiewicz i Fijałkowska-Mader, 2018). Cechy sedymentologiczne piaskowców wskazują, że są to osady rzecznych koryt rozprowadzających oraz zalewów warstwowych, drenujących obszar stożka aluwialnego (sensu Nicholos i Fisher, 2007). Stożek ten progradował na obszar równi mułowej śródlądowej (jeziornej) playi (Trela i Fijałkowska-Mader, 2017; Jewuła i in., 2021). Przy krawędzi trzonu paleozoicznego część utworów formacji z Jaworznej stanowi osady okresowych strumieni i jeziorek, złożone w dolinkach i wąwozach, które zostały wycięte w węglanowych skałach dewonu (Kuleta i Zbroja, 2006; Złonkiewicz i Becker, 2015; Diokiewicz i Becker, 2015). W górnych odcinkach tych form erozyjnych wymienionym osadom towarzyszą brekcje i zlepieńce ogniwa z Zachełmia (Kuleta i Zbroja, 2006; Kuleta i in., 2006c). Zostały utworzone z gliniasto-gruzowych zwietrzelin podłoża, przez ruchy masowe (spełzywanie, spływy błotne) przemieszczanych po zboczach i gromadzonych u ich podnóży (Złonkiewicz i Becker, 2015; Złonkiewicz i Fijałkowska-Mader, 2018).

W bliskim południowo-zachodnim obrzeżu trzonu paleozoicznego (rejon aktywnych w permie zatok piekoszowskiej i gałęzicko-bolechowickiej), współcześnie z utworami formacji z Jaworznej powstawały czerwone mułowce formacji ze Szczukowic (Kuleta i Zbroja, 2006). Reprezentują one osady mułowej równi zalewowej albo dystalnej części stożka aluwialnego, z płytkimi okresowymi jeziorami (Jewuła i in., 2021). Towarzyszą im także prymitywne gleby typu protosoli. W strefach paleowyniesień waryscyjskiego podłoża część osadów formacji ze Szczukowic stanowi wypełnienie wąwozów i dolinek, w którym oprócz frakcji piaszczysto-mułowej obecny jest lokalny węglanowy materiał okruchowy

(Głazek i Romanek, 1976). Pojawienie się materiału obcego (ekstraklasty skał magmowych, metamorficznych i wulkanicznych) zarówno w składzie piaskowców jak i mułowców (Jewuła i in., 2021) przemawia za zwiększoną erozją na zapleczu stożka aluwialnego oraz poszerzeniem obszaru zlewni.

Obszary sedymentacji formacji z Jaworznej i ze Szczukowic były rozdzielone paleowyniesieniami podłoża, które w najwcześniejszym triasie podlegały denudacji na przedpolu również wyniesionego trzonu paleozoicznego. Ku zachodowi utwory obu formacji zastępowane były przez aluwia typowe dla formacji z Zagnańska, a w profilach najniższego triasu obserwuje się wkładki czerwonobrunatnych osadów, świadczące o okresowo wzmożonej dostawie materiału z wyniesionego obszaru świętokrzyskiego. W omawianym etapie sedymentacji na dalszym północno-zachodnim przedpolu trzonu paleozoicznego w środowiskach paralicznych powstawały osady przybrzeżnomorskie, jeziorzyskowe, bądź aluwialne, zaliczone do formacji z Opoczna (Senkowiczowa, 1970; Kuleta i Zbroja, 2006).

Wzrost podaży grubszego materiału terygenicznego i rozwój depozycji fluwialnej w Górach Świętokrzyskich jest zbieżny w czasie z analogiczną zmianą facjalną odnotowaną w pobliżu granicy perm-trias na zachodnim przedpolu Uralu (Newell i in., 2010). Zdaniem Warda i in. (2000) jest ona związana ze wzmożoną erozją i dostawą grubszego osadu klastycznego w następstwie klimatycznie uwarunkowanego deficytu wegetacji roślinnej. Istotną rolę w procesie zwilgotnienia klimatu na przełomie permu i triasu odegrał wpływ cyrkulacji monsunowej z północnej Tetydy, która była konsekwencją okresowej migracji na północ strefy zbieżności międzyzwrotnikowej (Jewuła i in., 2021, 2023). Ponadto, mobilność tektoniczna w regionie świętokrzyskim i związane z nią wynoszenie obszaru położonego na zapleczu południowo-wschodnim sprzyjała fluwialnej redystrybucji materiału klastycznego do centrum basenu w następstwie okresowych intensywnych opadów. Proces ten zaznaczył się już w permie w postaci przewarstwień zlepieńcowych i piaskowcowych w mułowcach formacji z Podzamcza i Siodeł, które były redystrybuowane przez okresowe rzeki i zalewy warstwowe ze stożków koluwialnych okalających trzon paleozoiczny (Jewuła i in., 2021) (Fig. 4).

Główny człon litofacjalny dolnego pstrego piaskowca (ind: griesbach-dolny diner) w Górach Świętokrzyskich tworzą piaskowce rzeczne facji korytowej należące do formacji z Zagnańska (Kuleta i Zbroja, 2006; Fig. 5). Zdaniem Ptaszyńskiego i Niedźwiedzkiego (2006) formacja ta posiada szerszy zasięg chronostratygraficzny, obejmujący także dolny olenek i ma wyraźnie dwudzielny charakter związany z obecnością śródformacyjnej niezgodności Volpriehausen korelowanej z dolnym smitem. Spąg formacji piaskowców z Zagnańska wyznacza niezgodność erozyjna i związana z nią luka stratygraficzna, która u Kulety i Zbroi (2006) mieści się w środkowym griesbachu, a u Ptaszyńskiego i Niedźwiedzkiego (2006) ma diachroniczny charakter i rozciąga się od najwyższego permu na W po dolny ind na E Gór Świętokrzyskich. Sukcesja "piaskowców zagnańskich" złożona jest z szaroróżowych, lokalnie czerwonych piaskowców poziomo i przekątnie warstwowanych. W obszarze, który od zachodu i południowego zachodu przylega do trzonu paleozoicznego (synklina piekoszowska, synklina gałęzicko-bolechowicka) odpowiadają im brunatne i czerwone "piaskowce gałęzickie". Piaskowce formacji z Zagnańska tworzą kilkumetrowe cykle depozycyjne o normalnej gradacji uziarnienia, które dokumentują rozwój systemu rzeki roztokowej (Kuleta, Zbroja, 2006; Skompski i in., 2019).



Fig. 4. Rozwój lądowych środowisk na przełomie permu i triasu na obszarze Gór Świętokrzyskich (wg Jewuły i in., 2021 oraz Jewuły, 2021 – zmodyfikowany).

Charakterystyczną facją dolnego pstrego piaskowca w Górach Świętokrzyskich są piaskowce eoliczne, które w schemacie litostratygraficznym Kulety i Zbroi (2006) występują w randze ogniwa z Tumlina, w obrębie górnej części formacji z Zagnańska. Brak jest danych biostratygraficznych, które jednoznacznie pozwalałyby określić pozycję stratygraficzną piaskowców z Tumlina, poza tropami kręgowców, które Ptaszyński i Niedźwiedzki (2004) uznali za permskie i taki wiek przyjęli dla całego

ogniwa (zob. odmienny pogląd Nawrocki i in., 2005; Racki, 2005). Kuleta i Zbroja (2006) skorelowały ogniwo z Tumlina z górnym indem (dolny diner). Grube warstwy piaskowców tumlińskich, z wielkoskalowym warstwowaniem przekątnym, są kopalnymi wydmami triasowymi, którym towarzyszą osady międzywydmowe z zespołem skamieniałości śladowych bezkręgowców oraz tropami kręgowców (Gradziński i in., 1979; Gradziński i Uchman, 1994; Ptaszyński i Niedźwiedzki, 2004). Obecność wydm, w architekturze facjalnej świętokrzyskiego pstrego piaskowca, świadczy o osuszeniu klimatu, które w basenie germańskim zostało odnotowane w późnym indzie (por. Paul i Puff, 2010). Należy zwrócić uwage, że Sun i in. (2012) udokumentowali dwa zdarzenia maksimum termicznego we wczesnym triasie: jedno w środkowym indzie (pod koniec griesbachu, z którym związane było wymieranie permskich taksonów, pozostałych w ekosystemach morskich po wielkim kryzysie biotycznym na granicy permu i triasu), a drugie w środkowym oleneku (pod koniec smitu). Związek facji eolicznej ogniwa tumlińskiego ze zdarzeniem termalnym późnego smitu wykluczają dostępne dane biostratygraficzne (Fijałkowska, 1994; Kuleta i Zbroja, 2006; Ptaszyński i Niedźwiedzki, 2006). Natomiast udział zdarzenia termicznego późnego griesbachu w powstaniu piaskowców z Tumlina wydaje się prawdopodobny, ale teza ta implikuje rewizję zasięgu chronostratygraficznego tych osadów oraz formacji z Zagnańska, a także rozmiaru luki stratygraficznej związanej z niezgodnością Volpriehausen.

Trzon architektury stratygraficzno-facjalnej środkowego pstrego piaskowca tworzą trzy formacje: z Goleniaw, ze Stachury i z Samsonowa, dokumentujące fundamentalną zmianę środowiskową w świętokrzyskiej części basenu germańskiego (Kuleta i Zbroja, 2006).

Według Kulety i Zbroi (2006) charakterystyczną cechą formacji z Goleniaw jest obecność piaszczystych wapieni ooidowo-bioklastycznych, które występują w towarzystwie różowo-szarych, drobnoziarnistych piaskowców i heterolitów mułowcowo-piaskowcowych. Jej spągowa granica ma charakter ciągłego przejścia z podścielającymi osadami formacji z Zagnańska i ogniwa z Tumlina, natomiast strop jest erozyjny (Kuleta i Zbroja, 2006). Obecność miospor poziomu palinologicznego Densosporites nejburgii (Fijałkowska,1994a, b) jednoznacznie lokuje formację z Goleniaw w dolnym oleneku (zob. Kürschner i Herngreen, 2010). W osadach tej formacji odnotowano skamieniałości małża *Gerwillia* (*=Bakevillia*) *murchisoni* (Senkowiczowa, 1970; Pawłowska, 1978). Zdaniem Kulety i Zbroi (2006) depozycja osadów formacji z Goleniaw odbywała się płytkim morzu, a charakterystyczne wapienie detrytyczne reprezentują bariery/płycizny piaszczysto-ooidowe. Wstępne badania sedymentologiczne (H. Kiersnowski, W. Trela, K. Jewuła) w bliskim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich nie potwierdzają morskiej genezy tych osadów, natomiast przemawiają za ich związkiem z okresowymi przepływami rzecznymi, zalewami powierzchniowymi, eolicznymi pokrywami piaszczystymi (*sandsheets*) oraz płytkimi jeziorami węglanowymi typu palustrinowego.

67



Fig. 5. Litostratygrafia dolnego triasu obrzeżenia Gór Świętokrzyskich wg. Kulety i Zbroi (2006).

Morska geneza przypisywana jest także osadom formacji ze Stachury (kilkadziesiąt do maks. 160 m miąższości), która złożona jest z brunatnych i szaro-zielonych heterolitów piaskowcowomułowcowych, przekładanych wkładkami iłowców i piaskowców. Osadom klastycznym towarzyszą nieliczne, cienkie (maks. 10–15 cm) przewarstwienia wapieni z ooidami, niewielkimi muszlami mięczaków, fragmentami kości kręgowców, zwęglonymi szczątkami roślin i oraz fragmentami glonów *Dasycladaceae* (Kuleta i Zbroja, 2006). Pozycję stratygraficzną formacji ze Stachury wyznaczają miospory poziomu Cycloverrutriletes presselensis, jednoznacznie lokujące ją w górnym oleneku. Według Kulety i Zbroi (2006) osady te powstały w płytkiej, brakicznej lagunie i dokumentują pierwsze połączenie świętokrzyskiej części basenu germańskiego z oceanem Tetydy (Szyperko-Teller i Moryc, 1988; Szulc, 1995). Formacja ze Stachury może być paralelizowana z podobnymi osadami formacji Hardegsen zachodniej części basenu germańskiego.

Lateralnym ekwiwalentem litostratygraficznym formacji ze Stachury, w północno-wschodniej części Gór Świętokrzyskich, są brunatne i pstre mułowce z pakietami piaskowców i zlepieńców śródformacyjnych formacji z Samsonowa, które na obszarze zachodniego i północno-zachodniego obrzeżenia stanowią dominującą litofację górnej części pstrego piaskowca (Kuleta i Zbroja, 2006). Ich pozycja stratygraficzna mieści się w górnym oleneku i obejmuje interwał od poziom C. presselensis na północnym-wschodzie (Fijałkowska, 1994a,b) po dolną część poziomu Voltziaceaesporites heteromorpha w profilach synkliny piekoszowskiej (Fijałkowska-Mader, informacja ustna). Mułowce z Samsonowa reprezentują środowisko równi zalewowej, na której okresowo rozwijały się gleby typu calcisoli (wraz z dobrze zachowanymi nodulami węglanowymi) oraz vertisoli (ze strukturami typu slickenside), wskazujące na wyraźną sezonowość klimatu. Pakiety piaskowcowe w tej pozornie monotonnej litologicznie sukcesji mułowcowej są zapisem glifów krewasowych lub okresowych przepływów korytowych. W utworach formacji z Samsonowa znaleziono również bogatą faunę bezkręgowców oraz szczątki flory (Kuleta i in., 2006a).

Badania magnetostratygraficzne na Niżu Polski oraz w Górach Świętokrzyskich (Nawrocki, 1997; Nawrocki i in., 2003) sugerują istnienie luki sedymentacyjnej pomiędzy środkowym i górnym pstrym piaskowcem. Luka ta oddziela formację z Samsonowa od formacji z Baranowa (warstwy z Radoszyc i z Wachocka wg Senkowiczowej, 1970), która kończy lądową sukcesję pstrego piaskowca w Górach Świętokrzyskich i zaliczona została do dolnego i środkowego retu (Kuleta i Zbroja, 2006). Tworzą ją grube pakiety różowych i brunatnych piaskowców rzecznych facji korytowej rozdzielone interwałami czerwonych mułowców równi zalewowych z warstwami piaskowców glifów krewasowych. Mułowce charakteryzują się obecnością mineralizacji żelazisto-manganowej, występującej w formie charakterystycznych horyzontów i konkrecji mikrobialnych, a także licznych struktur korzeniowych i poziomów glebowych (Kuleta i in., 2006). W osadach formacji baranowskiej udokumentowano bogaty zespół skamieniałości śladowych bezkręgowców, tropy kręgowców oraz szczątki roślin (Kuleta i in., 2001; Kuleta i in., 2007).

Na przełomie wczesnego i środkowego triasu basen germański uzyskał połączenie z oceanem Tetydy poprzez bramy: wschodniokarpacką i śląsko-morawską, a na początku anizyku także poprzez bramę burgundzką na zachodzie (Senkowiczowa, 1970; Szulc, 2000). Początkowo – pod koniec oleneku – powstał płytki, częściowo izolowany zbiornik z facjami ewaporatowymi (warstwy gipsowe dolne, warstwy międzygipsowe, warstwy gipsowe górne) w części centralnej, klastycznymi w obszarach przybrzeżnych oraz weglanowymi w strefie połączeń z oceanem Tetydy (Szulc, 2000). W obrębie zachodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich zatoka piekoszowska jest obszarem, w którym w oparciu o rdzenie wiertnicze można szczegółowo prześledzić zazębianie się przybrzeżnych facji ewaporatowych z klastycznymi, wydzielonymi jako warstwy z Firlejówki, warstwy z Młodzaw dolne, warstwy z Młodzaw górne i warstwy z Łyżew (Fig. 6). W części wschodniej obrzeżenia, na utworach formacji z Baranowa leżą osady o bardzo zróżnicowanej litologii: wapienie, margle dolomity, mułowce, iłowce, zawierające faunę morską – małże Costatoria costata (Zenker) i otwornice Haplophragmoides sp. oraz warstwy syderytu. Są to warstwy z Dalejowa, których miąższość wynosi od dwudziestu do stu metrów i generalnie maleje ku wschodowi, gdzie noszą nazwę ogniwa z Jarug (Barczuk, 1979). Profil retu we wschodniej części obrzeżenia zamykają piaskowce warstw z Krynek (inne nazwy, to piaskowce parszowskie, piaskowce dolskie, piaskowce witulińskie; Gagol i in., 2005), w których występuje małż Costatoria costata (Zenker) oraz ichnoskamieniałości bezkręgowców z rodzajów: Planolites, Palaeophycus, cf. Gordia (Senkowiczowa, 1982; Trela, 1998; Trela i Wojtyna, 2009) i ślady kręgowców (Kuleta i in., 2005; Niedźwiedzki i in., 2007b; Trela i in., 2007). Warstwy z Krynek stanowią najprawdopodobniej zapis progradacji delty piaszczystej na obszar przybrzeża (Senkowiczowa, 1970; Trela, 1998). W zachodniej części obrzeżenia profil reu kończą warstwy z Wilczkowic.

Wraz z rozwojem transgresji tetydzkiej nastąpiła migracja facji węglanowych w kierunku stref marginalnych i w anizyku powstała rozległa platforma węglanowa, która swym zasięgiem obejmowała także centralną część basenu germańskiego (Szulc, 2000). Na platformie tej osadziły się utwory warstw z Wilczkowic górnego retu i wapienia muszlowego. Warstwy z Wilczkowic reprezentowane są głównie przez osady węglanowe – wapienie i margle, lokalnie z wkładkami wiśniowych iłowców i mułowców w części spągowej i stropowej (Senkowiczowa, 1970).

W rozwoju wapienia muszlowego zaznacza się wyraźna dysproporcja między północnym i południowym obrzeżeniem, gdzie miąższość profilu przekracza 150 m jest on bardziej kompletny. Ponadto w północnym obrzeżeniu obserwuje się redukcję miąższość osadów dolnego i środkowego wapienia muszlowego w kierunku wschodnim od około siedemdziesięciu metrów w rejonie Radoszyc do kilkunastu metrów w rejonie Skarżyska-Kamiennej oraz zróżnicowaną litologię. Dolny wapień muszlowy obejmuje wapienie krynoidowe warstw wolickich, wapienie faliste, wapienie z krzemieniami i fauną dużych ślimaków z rodzaju Loxonema warstw łukowskich. W części wschodniej północnego obrzeżenia wyróżnienie tych jednostek jest niemożliwe z powodu redukcji profili, które zawierają zarówno skały węglanowe - dolomity, wapienie, margle, jak i terygeniczne - piaskowce, mułowce i iłowce. Dopiero wapienie i iłowce z liczną fauną warstw z Lima striata (strop dolnego wapienia muszlowego) stanowią wyraźny poziom korelacyjny, który daje się prześledzić w całym obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich (Senkowiczowa, 1961, 1970). W środkowym wapieniu muszlowym ma miejsce podobna redukcja miąższości od około 30 m w części zachodniej do kilkunastu metrów w części wschodniej NW obrzeżenia. Wykształcony jest on w postaci wapieni, lokalnie piaszczystych (warstwy poddolomitowe), dolomitów (warstwy dolomitowe) oraz margli, wapieni piaszczystych oraz wapieni pelitycznych (warstwy naddolomitowe). Górny wapień muszlowy budują wapienie z liczną fauną małżów Pecten discites (Schlotheim), mułowce i iłowce z wkładkami margli, miąższości od kilku do ok. dziesięciu metrów, reprezentujące warstwy z *Pecten discites*. Nad nimi warstwy ceratytowe, zbudowane z iłowców z wkładkami margli i piaskowców, przechodzących w wapienie z fauną ramienionogów i małży, miąższości od kilku do kilkunastu metrów. Osady dolnego wapienia muszlowego powstawały w przybrzeżnej strefie platformy węglanowej, która, w czasie sedymentacji środkowego wapienia muszlowego uległa spłyceniu i przekształciła się w silnie zasolona lagunę. Osady górnego wapienia muszlowego tworzyły się w środowisku platformy węglanowej w fazie regresywnej rozwoju zbiornika morskiego (Senkowiczowa, 1961, 1970).



Fig. 6. Rozkład facji retu w zatoce Piekoszowa (zachodnie obrzeżenie Gór Świętokrzyskich) wg Złonkiewicza (w przygotowaniu).
Istotnym czynnikiem kształtującym procesy depozycyjne, a tym samym architekturę facjalną platformy, była mobilność tektoniczna, związana z aktywnością stref uskokowych w basenie germańskim i połączeń ryftowych z Tetydą (Szulc, 2000; Matysik, Szulc, 2019). Na przełomie środkowego i późnego triasu nastąpiło zamkniecie połączeń z oceanem Tetydy, będące konsekwencją powstania kolizyjnego pasma kimerydzkiego, które spowodowało wynoszenie południowej Polski (Szulc, 2007). W regionie świętokrzyskim wydarzenie to zapisało się zastąpieniem pod koniec ladynu facji węglanowych przez drobnoziarniste osady lądowe kajpru (Kopik, 1970; Szulc, 2000), przy czym lokalnie na granicy środkowego i górnego triasu występuje hiatus stratygraficzny związany z przedretycką erozją, która miejscami usuneła dużą część osadów kajpru (Szulc, 2007). Podobnie jak w przypadku dolnego triasu, profil górnotriasowych osadów lądowych także wykazuje wyraźny związek zapisu sedymentacyjnego ze zmianami klimatycznymi. Stopniowe przesuwanie się Europy w kierunku północnym oraz wzmożona cyrkulacja monsunowa spowodowała sukcesywne zwilgotnienie klimatu (Kutzbach i Gallimore, 1989; Kutzbach, 1994; Reinhardt i Ricken, 2000; Szulc, 2000). W okresach pluwialnych tworzyły się systemy rzek, wokół których rozwijały się nisze ekologiczne dla dużych, lądowych kręgowców. W zapisie kopalnym z niemieckiej, jak i polskiej części basenu germańskiego znajdowano niejednokrotnie dobrze zachowane ich tafocenozy (Bodzioch i Kowal-Linka, 2012). Choć zdecydowana większość odkryć późnotriasowych kręgowców miała miejsce na Górnym Śląsku (por. Dzik i Sulej, 2007; Szulc i in., 2015b), prowadzone badania wskazuja, że osady kajpru w Górach Świętokrzyskich mają także duży potencjał paleontologiczny. Poznanie warunków sedymentacji i wynikająca z nich charakterystyka paleośrodowiska stanowi klucz do poznania ewolucji organizmów ladowych.

Górny trias Gór Świętokrzyskich jest w swoim wykształceniu litofacjalnym podobny do jednostek znanych z Górnego Śląska (Fig. 7). Czerwone i pstre osady lądowe, głównie drobnoklastyczne, są zaklasyfikowane do megafacji kajpru germańskiego. W sekwencji triasu świętokrzyskiego można wyróżnić dolny, środkowy i górny kajper. Utwory kajpru dolnego, w starszej literaturze nazywane są iłowęglami (Senkowiczowa, 1970) a obecnie - warstwami sulechowskimi (Kuleta i Iwanow, 2006). Dolną ich część budują ciemnoszare iłowce i mułowce, z podrzędnymi wkładkami drobnoziarnistych piaskowców, zawierające detrytus roślinny i skorupki liścionogów. Środkowa część wykształcona jest w postaci pstrych mułowców piaszczystych, a górna - jako szaro-zielonkawe mułowce z przewarstwieniami margli. Miąższość warstw sulechowskich wynosi około 40 m w bliższym i ponad 100 m w dalszym obrzeżeniu (Senkowiczowa, 1970; Fijałkowska-Mader, 2018). Sedymentacja warstwy sulechowskich miała miejsce w środowisku płytkiej, brakicznej laguny oraz otaczającej ją równi aluwialnej (Gajewska, 1978) i była przerywana okresowymi wynurzeniami.

Osady kajpru środkowego są reprezentowane przez mułowce z siarczanami, głównie gipsami dolnych warstw gipsowych, lokalnie podścielone dolomitami i mułowcami, zawierającymi faunę morską, należącymi do dolomitu granicznego (Kuleta i Iwanow, 2006; Fijałkowska-Mader, 2018). Miejscami przykrywają je osady rzeczne, bogate w szczątki roślin oraz małże. Interwał ten, charakterystyczny dla całego epikontynentalnego basenu germańskiego, stanowi odpowiednik piaskowca trzcinowego (por. Gajewska, 1978). Pojawienie się nad lagunowymi utworami ewaporatowymi facji rzecznych jest związane z regresją w basenie germańskim i z globalnym zdarzeniem klimatycznym znanym jako

karnijskie wydarzenie pluwialne (CPE - Carnian Pluvial Event; Kozur i Bahman, 2010; Franz i in., 2014; Fijałkowska-Mader i in., 2021).



Centralne Niemcy wg Feist-Burkhardt i in. (2008), Zachodnia i centralna Polska oraz Górny Śląsk wg Franz'a i in. (2021), Góry Świętokrzyskie wg Senkowiczowej (1970), Szulca (2000), Kulety i Zbroi (2006), Fijałkowskiej-Mader (2018), Jewuły i in. (2020)

Osady rzeczne karniku są przykryte przez kolejny kompleks mułowców z ewaporatami (górne warstwy gipsowe). Idąc w górę profilu, zawartość siarczanów maleje, pojawia się też coraz więcej poziomów glebowych typu vertisoli. W niemieckiej części basenu germańskiego, utwory takie były określone mianem Steinmergelkeuper (Arnstadt Formation), w polskiej zaś jako warstwy drawnieńskie, jarkowskie i zbąszyneckie (monoklina przedsudecka; Dadlez i Kopik, 1963), formacja z Patoki na Górnym Śląsku (Szulc i in., 2015b) oraz warstwy ze Studziannej w obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich (Fijałkowska-Mader, 2018). Wszystkie te wydzielenia są wieku noryckiego. Po osadzeniu się górnych warstw gipsowych na terenie Gór Świętokrzyskich miały miejsce ruchy tektoniczne fazy starokimeryjskiej, które doprowadziły do sfałdowania starszych utworów. Dlatego w większości profili

Fig. 7. Porównanie litostratygrafii permu i triasu ze strefy alpejskiej, z basenów czerwonego spągowca, cechsztynu oraz triasu germańskiego centralnych Niemiec, Górnego Śląska, centralnej części Polski i Gór Świętokrzyskich. Kompilacja wg Jewuły (2021).

obrzeżenia (z wyjątkiem Studziannej IG 2) występuje luka stratygraficzna pomiędzy wapieniem muszlowym i lokalnie kajprem dolnym a warstwami ze Studziannej. Warstwy ze Studziannej są trójdzielne. Dolną część budują ciemnobrunatne, brunatne, szare i zielonawoszare mułowce oraz iłowce, z wkładkami piaskowców drobnoziarnistych, wapieni i margli z fauną małżoraczków m.in. Darwinula liassica Brodie i Pontocypris rara (Mueller) i Cytheridea cf. simplex Terquem. Obecność małżoraczków i wkładki wapieni wskazują na wpływy morskie, które mogą być korelowane z ingresją morską noryku, w czasie której powstały warstwy drawieńskie w Polsce zachodniej (Deczkowski, 1997). Ponadto w profilach otworów Opoczno PIG 2 (Fijałkowska, 2006) oraz Eugeniów-Korytków IG 1 (Fijałkowska, 1992), w osadach tych stwierdzono zespół mikroflorystyczny reprezentujący podpoziom palinologiczny Corollina meyeriana b, występujący w warstwach jarkowskich zachodniej Polski (por. Orłowska-Zwolińska, 1983, 1985). Osady te powstały w strefie przybrzeżnej zbiornika brakicznego, na co wskazuje obecność małżoraczków z rodzaju Darvinula (Deczkowski, 1977). Środkową część warstw ze Studziannej stanowią bezstrukturalne lub gruzłowe, mułowce i iłowce wiśniowoczerwone, pstre, plamiste, rzadziej szare, zawierające wkładki zlepieńców wapiennych, "zlepów pseudo-oolitowych" i nagromadzenia gruzłów węglanowych określanych w starszej literaturze, jako "brekcja lisowska" (por. Kopik, 1970). W świetle nowszych badań zlepieńców węglanowych, przeprowadzonych na obszarze Górnego Śląska, są to pozostałości wspomnianych już poziomów glebowych typu vertisoli (Szulc i in., 2015b). Środkowa część warstw ze Studziannej, pozbawiona na ogół szczątków organicznych, może odpowiadać warstwom zbąszyneckim na Niżu Polski. Obecność poziomów glebowych w osadach warstw zbąszyneckich profilu Niekłań PIG 1, w bliskim NW obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich, stwierdzili Pieńkowski i in. (2014), którzy zinterpretowali środowisko powstania tych utworów, jako suchą równię aluwialną. Górną część warstw ze Studziannej tworzą szare i wiśniowe iłowce i mułowce, miejscami dolomityczne z przewarstwieniami piaskowców i wapieni dolomitycznych, miąższości od kilkunastu do 95 m. W profilu Opoczno PIG 2 na Fijałkowska (2006) stwierdziła zespół sporowo-pyłkowy reprezentujący podpoziom Corolina meyeriana c wyróżniany w górnej części warstw zbąszyneckich (Orłowska-Zwolińska, 1983, 1985).

Osady górnego kajpru, korelowanego z retykiem, w Górach Świętokrzyskich są reprezentowane przez pstre warstwy parszowskie, stanowiące odpowiednik warstw wielichowskich na Niżu Polski (Kopik, 1970). Pstre warstwy parszowskie zbudowane są z wiśniowych, brunatnych, żółtych bezwapnistych iłowców i mułowców, miąższości od kilku do 20 m, zawierających konkrecje syderytowe i sferolity. Geneza tych ostatnich może być związana ze strukturami korzeniowymi, których obecność stwierdzili Pieńkowski i in. (2014) w profilu Niekłań PIG 1.

Na granicy triasu i jury, w większości profili obrzeżenia, występują luki stratygraficzne. Jedynie w rejonie Gielniowa-Szydłowca na pstrych warstwach parszowskich retyku leży formacja zagajska hetangu. Jej miąższość wynosi od kilkunastu do około 160 metrów. Spąg formacji stanowią zlepieńce i piaskowce gruboziarniste będące osadem rzek roztokowych i stożków aluwialnych. Ku górze profilu przechodzą one w piaskowce i mułowce powstałe w środowisku rzek meandrujących (Karaszewski i Kopik, 1970). Z pograniczem triasu i jury związane są także dotąd nieme stratygraficznie osady piaszczysto-żwirowe, występujące w zachodnim obrzeżeniu w rejonie Łopuszna. Wyodrębniono jako warstwy snochowickie i uznano za lokalny odpowiednik dolnej części formacji zagajskiej hetangu

(Dadlez, 1962; Pieńkowski, 2004; Kozłowska, 2012). Ich maksymalna miąższość oceniania jest na 30-70 m. Stanowią aluwia rzek roztokowych (Pieńkowski, 2004) złożone na obszarze piedmontowego stożka napływowego, który został usypany u podnóża obszaru wyniesionego (Kozłowska, 2012). Warstwy snochowickie najbardziej przypominają osady z Kamienicy Śląskiej na południe od Częstochowy, które również są zdominowane przez kwarcowo-kwarcytowy materiał okruchowy, są korelowane z formacją z Grabowej w noryku oraz z warstwami z Grabowej retyku, a na podstawie miospor ostatnio zostały datowane na pogranicze noryku i retyku (Fijałkowska-Mader i in., 2022). Trudne do określenia źródło materiału okruchowego warstw snochowickich umiejscawiano na południe i zachód od linii Mieczyn-Oleszno-Przedbórz (Dadlez, 1962; Hakenberg i Świdrowska, 1996; Pieńkowski, 1997; Kozłowska, 2012).

Analogia ze żwirami z Kamienicy Śląskiej pozwala widzieć warstwy snochowickie z okolic Łopuszna jako izolowany płat osadów tego typu, który co najmniej w części został w retyku złożony na dalekim przedpolu wyniesionego masywu górnośląskiego (Złonkiewicz, w przygotowaniu). W hetangu najprawdopodobniej częściowo rozmywane warstwy snochowickie dostarczyły materiał żwirowy typowym utworom formacji zagajskiej w zachodniej części obszaru świętokrzyskiego. Brak osadów żwirowych na pograniczu triasu i jury, odnotowany w niecce miechowskiej między rejonem Kamienicy Śląskiej i Łopuszna, prawdopodobnie został spowodowany erozją w istniejącej tam we wczesnej jurze obniżonej strefie dolinnej (Złonkiewicz, 2006, 2011).

PRZYSTANEK 1: Kamieniołom w Jaworzni

Wprowadzenie do geologii permotriasu Gór Świętokrzyskich, litostratygrafia oraz biostratygrafia triasu, granica perm-trias w Górach Świętokrzyskich, globalne ocieplenie a dostawa materiału klastycznego, uwarunkowania tektoniczne i środowiskowe rozwoju krasu w późnym permie i wczesnym triasie.



Prowadzący: Karol Jewuła, Jan Urban, Wiesław Trela, Andrzej Kasza

Fig. 8. Mapa rezerwatu przyrody nieożywionej "Chelosiowa Jama" w Jaworzni z elementami geologicznymi ilustrującymi permskotriasowy okres historii geologicznej regionu (materiały autorskie). Objaśnienia oznaczeń: 1 – granica rezerwatu przyrody, 2 – uskok, 3 – kontur systemu jaskiniowego Chelosiowa Jama-Jaskinia jaworznicka oraz jaskini Pajęczej, 4 – wychodnia tektonicznej brekcji kalcytowo-wapiennej, 5-8 – odsłonięcia form krasowych w systemie jaskiniowym (5 – odsłonięcia form krasowych wypełnionych grubokrystalicznym kalcytem hydrotermalnym, 6 – odsłonięcia form krasowych wypełnionych kalklitytami i typowymi kalcytami jaskiniowymi, 7 – odsłonięcia "wielkich soczew", 8 – odsłonięcia żył klastycznych i form krasowych wypełnionych piaskowcami, mułowcami oraz zlepieńcami krzemionkowymi), 9-12 – odsłonięcia i inne formy odsłonięte na powierzchni (9 – odsłonięcia megabrekcji głównie grawitacyjnej, 10 – odsłonięcia heterolitów formacji ze Szczukowic oraz piaskowców formacji z Zagnańska, 11 – strefa wietrzenia wczesnotriasowego i kenozoicznego wietrzenia wapieni dewońskich, 12 – ostaniec antropogeniczny obejmujący strefę krasowienia permsko-triasowego oraz kenozoicznego. Objaśnienia literowe – patrz tekst.

Odsłonięcia w ścianach dawnych kamieniołomów na Górze Kopaczowej w Jaworzni znajdują się około 10 km na zachód od Kielc, na terenie rezerwatu przyrody nieożywionej "Chelosiowa Jama" (Fig. 8, 10A). Występujące w obrębie tego rezerwatu kopalne i reliktowe formy krasowe reprezentują jedno z najważniejszych w Górach Świętokrzyskich stanowisk dziedzictwa geologicznego, niewątpliwie o znaczeniu ponadregionalnym, co najmniej europejskim a może nawet światowym (Alexandrowicz, 2006). Elementami decydującymi o wartości tego stanowiska geologicznego są (Urban i Kasza, 2020): 1. Odsłonięcia specyficznych cyklów sedymentacyjnych w płytkomorskich utworach północnej, marginalnej części dewońskiej platformy węglanowej, klasyfikowane jako cyklotemy "pogłębiające się ku górze" lub "loferskie". Ich wyjątkowym elementem są warstwy określane jako inicjalne regolity (powstałe w rezultacie lokalnych wynurzeń) (Skompski i Szulczewski, 2000; Skompski, 2016), które można obserwować zarówno w odsłonięciach powierzchniowych, jak i ścianach sal jaskiniowych;

2. Niezgodność pomiędzy skałami cyklu waryscyjskiego reprezentowanymi przez wapienie dewońskie i cyklu alpejskiego reprezentowanego przez piaskowce i brekcje pstrego piaskowca, jak również szereg

innych zjawisk i form, w tym form krasu kopalnego, które dokumentują geologiczną historię waryscyjskich procesów tektonicznych oraz ich następstwa w regionie świętokrzyskim;

3. Labiryntowy system krasowy powstały w kenozoicznym okresie lądowym, w neogenie, którego przejawem są najdłuższe w regionie świętokrzyskim jaskinie: system Chelosiowej Jamy-Jaskini Jaworznickiej (długości 3740 m) oraz Jaskinia Pajęcza (1183 m) z szeregiem bardzo ciekawych zjawisk i form krasowych, wśród których do unikatowych należą nagromadzenia agregatów kalcytowych zwanych w języku polskim "kaszką kalcytową", zaś w nomenklaturze światowej *cryogenic calcite crystals* (CCC) (Urban (red.), 1996, 2013; Urban i Rzonca, 2009; Žak i in., 2012).

Przedmiotem niniejszej sesji terenowej są przejawy waryscyjskich ruchów tektonicznych oraz rozwijające się w ich konsekwencji procesy egzogeniczne i sedymentacyjne. Zasadniczym procesem tektonicznym, który ukształtował utwory dewonu wzniesienia Góry Kopaczowe, j jest powstanie antykliny dymińskiej – regionalnej struktury fałdowej o rozciągłości WNW-ESE. Jej część osiową budują utwory kambru dolnego, zaś północne skrzydło – dewonu górnego (franu), reprezentujące formację wapieni i dolomitów stromatoporowo-koralowcowych z Kowali, które odsłaniają się w opisywanym zespole kamieniołomów (Fig. 8, 10A). Zapadają one pod kątem 20-30° na północ. Późniejszym przejawem tektoniki waryscyjskiej jest, ograniczona uskokami, brekcja wapienno-kalcytowa, odsłonięta we wschodniej ścianie zachodniego kamieniołomu (Fig. 8, pkt A), jak również, co najmniej dwa inne uskoki poprzedzające sedymentacje utworów najniższego triasu (Fig. 8, pkt A; Fig. 9, etap I). Brekcja ta zbudowana jest z dużych, ostrokrawędzistych bloków wapiennych, pomiędzy którymi przestrzeń wypełnia grubokrystaliczny, najczęściej biały kalcyt. Uskoki i brekcja związane są z późnym, najpewniej wczesnopermskim, etapem ruchów waryscyjskich (Urban, 2013). Permski wiek uskoków w regionie świętokrzyskim przyjmowali Lamarche i in. (2003) a udokumentowali Szaniawski i in. (2011). Można je łączyć z intensywnym rozwojem ścięciowych deformacji, związanych z prawoskrętną translacją pomiędzy płytą afrykańską i europejską w późnym karbonie a następnie lewoskrętną rotacją Pangei w permie (por. Ziegler, 1990.) Grubokrystaliczny kalcyt, wypełniający spękania, reprezentuje starszą, z opisywanych przez Migaszewskiego i in. (1996), postwaryscyjskich generacji hydrotermalnej mineralizacji żyłowej.

Osady postwaryscyjskiego cyklu diastroficzno-depozycyjnego w kamieniołomie Jaworznia reprezentowane są przez brekcje i zlepieńce oraz mułowce i piaskowce, które, zdaniem Głazka i Romanka (1976) należą do dolnego triasu – pstrego piaskowca. Brekcje i zlepieńce odsłaniają się obecnie we wschodniej ścianie kamieniołomu zachodniego, składają się głównie z okruchów i słabo obtoczonych fragmentów wapieni i dolomitów dewońskich, a także czerwonobrunatnych piaskowców i kwarców żyłowych (Fig. 10C). W kierunku północnym wzrasta stopień obtoczenia otoczaków i zmniejsza się ich średnica (Głazek i Romanek, 1976; Kuleta, 1999). Szkielet ziarnowy brekcji/zlepieńców waha się od zwartego, z dominującym udziałem okruchów/otoczaków, do rozproszonego z przewagą masy mułowej. Spoiwo ma mieszany charakter i złożone jest z frakcji piaszczystej lub mułowej ze znaczną domieszką związków żelaza i węglanów. Brekcje/zlepieńce wypełniają grawitacyjnie uformowane niewielkie obniżenia - rowy i szczeliny między wyniesionymi blokami – zrębami wapieni dewońskich, które podlegały erozji i redepozycji (Głazek i Romanek, 1976). Zlepieńce o szkielecie rozproszonym interpretowane są przez cytowanych autorów jako osad

grawitacyjnych spływów błotnych. Kompleks zlepieńców i brekcji należy prawdopodobnie do górnych zlepieńców formacji Czerwonej Góry (por. Fig. 10D; Jewuła i in., 2020) i jest zapisem aktywności tektonicznej na przełomie permu i triasu (Kowalczewski i Rup, 1989) oraz transportu materiału grubokruchowego przez okresowe przepływy powodziowe związane z oddziaływaniem monsunów docierających w rejon świętokrzyski z zachodniej Tetydy (Jewuła i in., 2021).



Fig. 9. Schemat ewolucji geologiczno-morfologicznej masywu Góry Kopaczowej w czasie permu i triasu. Strona prawa – etapy ewolucji; strona lewa – przykłady form z różnych etapów ewolucji: A – wypełnienie pustki krasowej (Komory Kryształowej) radialnymi agregatami grubokrystalicznego kalcytu oraz (w środku) drobnokrystalicznym kalcytem laminowanym; B – wypełnienie formy krasowej kalklitytem makroskopowo przypominającym piaskowiec dolnotriasowy (białe punkty – miejsca opróbowania); C – "wielka soczewa": zlepieńcowe wypełnienie oraz hipotetyczny przekrój; D – żyły klastyczne i szczeliny krasowe wypełnione piaskowcami, mułowcami i piaskowcami zlepieńcowatymi odsłaniające się w stropie Sali NPWZ w północno-wschodniej części systemu jaskiniowego (fot. J. Urban). Objaśnienia oznaczeń: 1 – starszy paleozoik i dolny dewon (skały krzemionkowo-ilaste), 2 – dewon środkowy i górny (wapienie, dolomity), 3 – tektoniczna brekcja kalcytowo-wapienna, 4 – żyły grubokrystalicznego kalcytu hydrotermalnego, 5 – wody krasowe krążące w masywie węglanowym, 6 – perm (piaskowce, mułowce, kalklityty i inne utwory kalcytowe związane z formami krasowymi), 7 – trias (piaskowce, mułowce, kalklityty i inne utwory kalcytowe związane z formami krasowymi), 8 – strefa epigenetycznego zbrekcjowania i megabrekcja stokowa, 9 – kierunki ruchu tektonicznego.

W północnej części kamieniołomu widoczne są czerwone i brunatne mułowce z cienkimi wkładkami drobno- i średnioziarnistych piaskowców zaliczone do formacji ze Szczukowic, korelowanej z dolnym indem (Kuleta i Zbroja, 2006; Jewuła i in., 2020). Jednak taki wiek jest sprzeczny z wynikami badań magnetostratygraficznych, przeprowadzonych w Jaworzni, które wskazują na związek formacji

ze Szczukowic z górnym permem – lopingiem (zob. Kuleta i Zbroja, 2006). Profil tych osadów, odsłonięty w Jaworzni, ma miąższość około 10 m, natomiast w pobliskich otworach Podzamcze IG-1, Szczukowice IG-1 oraz Piekoszów IG-1, całkowita ich miąższość wynosi 30 m (Jewuła i in., 2020). Lokalnie obecne są także przewarstwienia zlepieńców złożonych z otoczaków węglanowych, które wyklinowują się ku północy. Mułowce są przeważnie bezstrukturalne (Fig. 10B), czasami poziomo laminowane, sporadycznie dostrzegalna jest laminacja riplemarkowa. Na powierzchni warstw często występują znaczne nagromadzenia łyszczyków, a w obrazie mikroskopowym zaobserwowano także obecność kaolinitu, będącego produktem rozkładu muskowitu. Miejscami widoczne są niewielkie nodule węglanowe, odbarwienia, inicjalne paleogleby oraz pustki wypełnione grubokrystalicznym kalcytem (Jewuła i in., 2021). Mułowce i piaskowce tworzą także alternacje heterolitowe, z dostrzegalnymi niekiedy riplemarkami na powierzchni stropowej warstw piaskowcowych (Fig. 10E). Kuleta i Zbroja (2006) uznały formację ze Szczukowic za osady jeziorne z wpływami sedymentacji rzecznej. Analiza danych otworowych skłoniła Jewułę i in. (2021) do uszczegółowienia tej interpretacji i wskazania równi zalewowej stożka aluwialnego z okresowymi niewielkimi zbiornikami wodnymi (sensu Nicholos i Fisher, 2007) jako najbardziej prawdopodobnego środowisko ich depozycji. Towarzyszące mułowcom przewarstwienia piaskowcowe są interpretowane jako zapis terminalnych stożków deponowanych przez zalewy warstwowe u wylotów kanałów rozprowadzających.

Z mułowcami formacji ze Szczukowic zazębiają się piaskowce zlepieńcowate, złożone z otoczaków piaskowców kwarcytowych i wapieni, którym towarzyszą ziarna kwarcu oraz otoczaki skał wylewnych i tufitów (Fuglewicz, 1967; Głazek i Romanek, 1976, 1978). Nad nim występują brunatne piaskowce różnoziarniste, warstwowane przekątnie rzecznej formacji z Zagnańska. Jej spąg ma charakter granicy erozyjnej sygnalizującej istotną zmianę reżimu depozycyjnego (Kuleta i Zbroja, 2006; Ptaszyński i Niedźwiedzki, 2006). Kompleks piaskowcowy jest fragmentarycznie zachowany na północno-wschodnim krańcu kamieniołomu zachodniego (Fig. 10A).

Po orogenezie waryscyjskiej, na przełomie permu i triasu obszar świętokrzyski był wciąż aktywny tektonicznie (Kuteki Głazek, 1972; Kowalczewski i Rup, 1989) o czym świadczy obecność uskoków syn-sedymentacyjnych, deformacji plastycznych, brekcji hydraulicznych i struktur z upłynniania będących zapisem trzęsień ziemi (Szulc i in., 2015a). Paleorelief tego obszaru miał charakter wyżynny z wyniesionymi blokami, zbudowanymi przeważnie z węglanowych skał dewonu (Kowalczewski, Rup, 1989; Kuleta i in., 2007b). W otoczeniu tych wyniesień rozwijały się pokrywy grubookruchowych regolitów (Szulczewski, 1995), które wypełniały zagłębienia i szczeliny tektoniczne oraz grawitacyjne (jak w Jaworzni), a ponadto podlegały grawitacyjnej redepozycji tworząc stożki koluwiane i wchodząc w skład osadów wypełniających formy erozyjne w stropie waryscyjskiego podłoża, np. w Zachełmiu (Kuleta i in., 2007b; Złonkiewicz i Becker, 2015; Złonkiewicz i Fijałkowska-Mader, 2018; Jewuła i in., 2021, 2023). Materiał grubookruchowy (brekcje i zlepieńce) deponowany był w proksymalnej części większego stożka aluwialnego (napływowego), natomiast mułowce i piaskowce formacji ze Szczukowic reprezentują jego bardziej dystalną część z mułową równią zalewową i okresowymi kanałami rzecznymi zakończonymi stożkami rozprowadzającymi (Jewuła i in., 2021).



Fig. 10. A. Widok ogólny na zachodnią część wyrobiska Jaworznia. Widoczna jest niezgodność epiwaryscyjska pomiędzy dewonem a triasową formacją ze Szczukowic. Formacja ze Szczukowic, w górnej części wyrobiska, jest ścięta erozyjnie przez przekątnie warstwowane, gruboziarniste piaskowce zlepieńcowate formacji z Zagnańska. Profil odsłonięcia wg Fijałkowskiego i Fijałkowskiej (1967). B. Formacja ze Szczukowic z otworu Podzamcze IG-1. Formacja ta jest zdominowana przez masywne mułowce, miejscami ze słabo zaznaczającymi się poziomami paleoglebowymi typu protosoli. Miejscami można zaobserwować niewielkie rhizoidy oraz nagromadzenia pedogenicznych konkrecji węglanowych. Oprócz mułowców, w obrębie formacji ze Szczukowic, można również zaobserwować piaskowce, od cienko- do średnioławicowych, laminowane przekątnie riplemarkowo (zob. E). C. Zlepieniec występujący w szczelinach dewońskiej formacji z Kowali. Litologicznie podobny jest do klasycznych permskich zlepieńców zygmuntowskich. Wiek ich powstania jest jednak niejasny i możliwe, że są związane z triasowym etapem ewolucji Gór Świętokrzyskich. W tym przypadku, osady te można byłoby korelować z lokalnym, nieformalnym, ogniwem zlepieńców z Zachełmia (Kuleta i Zbroja, 2006). D. Klasyczny zlepieniec formacji Czerwonej Góry (tradycyjne zlepieńce zygmuntowskie) z otworu Podzamcze IG-1. Kompleks zlepieńców formacji Czewonej Góry osiąga lokalnie 110 m miąższości. Zlepieńce reprezentuje osady koluwialne powstałe przy wyniesionych paleowzniesieniach zbudowanych ze skał dewonu. **E.** Piaskowce laminowane riplemarkowo (Sr). Osady litofacji Sr dominują w dolnej części formacji ze Szczukowic, gdzie miejscami osiągając miąższość do 50 cm.

Ewolucja tektoniczno-morfologiczna północno-zachodniej części regionu świętokrzyskiego w późnym permie i wczesnym triasie dokumentowana jest w Jaworzni także przez kopalne formy krasowe odsłaniające się obecnie w neogeńskim systemie jaskiniowym Chelosiowej Jamy-Jaskini Jaworznickiej. Chronologicznie najstarsza generacja krasowa związana jest permską hydrotermaną mineralizacja kalcytową i występuje w sąsiedztwie strefy brekcji węglanowo-kalcytowej. Jej przejawem jest m.in. Komora Kryształowa w Sali Deszczów systemu jaskiniowego Chelosiowej Jamy-Jaskini Jaworznickiej (Fig. 8, pkt B; Fig. 9). Stanowi ona pustkę o długości 4 m i szerokości i wysokości do 1,5 m częściowo wypełnioną radialnymi i palisadowymi agregatami wielkich kryształów kalcytu (II grupa form – Urban, 2007, 2013), częściowo zaś drobnokrystalicznym utworem kalcytowym (Fig. 9, IV grupa form), związanym już zapewne z dopływem wód meteorycznych.

Jeszcze zapewne w permie, ale już bez związku z mineralizacją hydrotermalną, w masywie wapieni dewońskich rozwinął się system kanałów krasowych o tabularnych lub soczewkowatych kształtach i średnicach od kilkunastu centymetrów do około 2 m. Kanały te wypełnione są kalklitytami makroskopowo przypominającymi piaskowce dolnotriasowe (czerwone, niewyraźnie warstwowane) zbudowanymi jednak ze sparytowej wielkości kryształów kalcytu (z hematytowymi otoczkami) o igiełkowym lub izometrycznym kształcie i zawierającymi domieszkę piaszczystych ziarn kwarcu (Fig. 9B; V grupa form – Urban, 2007, 2013). Podobne makroskopowo utwory wieku permsko-triasowego, także zbudowane z izometrycznych kalcytowych ziarn sparytowych, wypełniają krasowo poszerzone szczeliny w wapieniach paleozoicznych Czeskiego Krasu (Žak i in. 2007). Kopalne kanały krasowe lokalnie wypełnione są laminowanym kalcytem zbudowanymz raftów (agregatów krystalizujących na powierzchni jeziorek jaskiniowych) lub grubokrystalicznymi subaerycznymi naciekami kalcytowymi: polewami i stalagmitami. Przekroje tych kanałów odsłaniają się w ścianach systemu jaskiniowego Chelosiowej Jamy-Jaskini Jaworznickiej (Fig. 8). Rozwój tego systemu stymulowany był zmianami klimatyczno-środowiskowymi na przełomie permu i triasu, w tym wzrostem ciśnienia dwutlenku węgla w atmosferze, pojawieniem się w niej metanu i związków siarki (por. Berner, 2002, 2006; Sheldon, 2006), ale również wzrostem wilgotności klimatu (Jewuła i in., 2020, 2021). Związany był z przepływem wód z osiowej części antykliny dymińskiej (obecnie na południu), w kierunku terenów obniżonych (na północy). Niewielki udział materiału detrytycznego wskazuje na małą energię wód i nikłą erozję a więc niewielką deniwelację na terenie alimentacyjnym, zaś obecność osadów subakwalnych i subaerycznych - o wahaniach zwierciadła wód w masywie wapiennym (Urban, 2007, 2013).

Następną, unikatową generację krasu kopalnego, którą należy wiązać z granicą perm-trias, reprezentują "wielkie soczewy" – pustki o kształcie soczew i poziomych rozmiarach rzędu 20–30 m oraz wysokości do 2 m (Fig. 8–9, etap III). Wielkie soczewy wypełnione są charakterystyczną sekwencją osadów – od dołu (Fig. 9C): 1) wapienie piaszczyste (kalklityty), przechodzące w piaskowce wapniste; 2) zlepieńce zbudowane z otoczaków o wielkości do 2–3 cm reprezentujących paleozoiczne (miejscowe) piaskowce kwarcytowe (nieco ponad 40%), czerwonobrązowe, słabo zwięzłe piaskowce o spoiwie węglanowo-ilastym, najpewniej permskie (nieco ponad 40%) oraz kwarc (około 10%), które tkwią w spoiwie pylasto-piaszczysto-węglanowym; 3) wapienie piaszczyste przechodzące w piaskowce wapniste (Kuleta i Urban, 1996; grupa VI – Urban, 2007, 2013). "Wielkie soczewy",

odsłaniające się w systemie Chelosiowej Jamy-Jaskini Jaworznickiej praktycznie na jednym poziomie, stanowią najpewniej ślady jednego koryta podziemnego cieku rozwiniętego w rezultacie intensywnego krasowienia w strefie mieszania się wód słodkich, dopływających z lądu, z wodami zasolonymi ze zbiornika zewnętrznego. W strefie mieszania się takich wód gwałtownie wzrasta agresywność roztworu w stosunku do wapienia, co umożliwia powstawanie rozległych, niskich komór i kanałów krasowych (por. np. Mylroie i Carew, 2000). Obecność słonych wód na północno-zachodnich peryferiach regionu na pograniczu permu i triasu mogła być związana z ingresją morską sugerowaną w tym czasie przez Pieńkowskiego (1989) i dokumentowaną przez Weidlicha (2007) w bardziej centralnej, zachodniej części basenu. Pomimo, że struktur sedymentacyjnych, typowych dla sedymentacji morskiej, nie obserwowali w profilach otworów wierconych kilka kilometrów na północ od Góry Kopaczowej K. Jewuła i in. (2020, 2021), jednak epizod stabilizacji zwierciadła zmineralizowanych wód u podnóża paleo-masywu Góry Kopaczowej mógł trwać bardzo krótko w geologicznej skali czasu i mógł mieć charakter sebkhi powstałej w synklinie piekoszowskiej. Utwory wypełniające "wielkie soczewy" powstały już w warunkach przepływu wód słodkich, na co wskazuje skład izotopowy tlenu i węgla kalcytowego spoiwa (δ^{18} O od -7,91‰ do -7,45‰; δ^{13} C od -10,82‰ do -9.99‰) (Urban, 2007, 2013).

Istnienie kanału podziemnej rzeki, dokumentowanej współcześnie odsłonięciami "wielkich soczew", wskazuje na duże deniwelacje morfologiczne warunkujące intensywną erozję (także wcześniej zdeponowanych i częściowo zlityfikowanych osadów górnopermskich) oraz transport wodny (otoczaków) w górnym, powierzchniowym biegu tej rzeki. Wskazuje też na istnienie klifu, u którego podnóża możliwy był wypływ wysokoenergetycznych wód tej rzeki i który powstać mógł jedynie jako powierzchnia uskokowa. Przyczyną tak radykalnej zmiany warunków paleogeograficznych były ruchy tektoniczne odmładzające rzeźbę, w tym powstanie uskoku obcinającego masyw dewoński Góry Kopaczowej i majacego zrzut rzedu 50 m. Taki uskok istnieje bezpośrednio na północ od opisywanych tu wyrobisk, a klif związany z jego synsedymentacyjnym, w stosunku do utworów przełomu permu i triasu, powstaniem zaznacza się obecnością megabrekcji. Odsłania się ona w antropogenicznym ostańcu pomiędzy wschodnim i zachodnim kamieniołomem oraz w zachodniej ścianie wschodniego kamieniołomu. Megabrekcja jest osadem o charakterze koluwium, zsuniętym po powierzchni stromej skarpy (która została zniszczona podczas eksploatacji kamieniołomu). W zachodniej ścianie wschodniego kamieniołomu ku dołowi przechodzi ona w inicjalny regolit w stropie wapieni, natomiast w północnej ścianie zachodniego kamieniołomu zazębia się ona facjalnie z heterolitami (cienkoławicowymi piaskowcami, mułowcami i piaskowcami zlepieńcowatymi) formacji ze Szczukowic (Głazek i Romanek, 1976; Kuleta, 1999; Jewuła i in., 2020). Lokalnie, w środkowej części ścianki łączącej kamieniołomy, najstarsze utwory tej sekwencji reprezentowane są przez mułowce oraz piaskowce wypełniające obniżenie w paleo-zboczu. Z kolei w Sali NPEZ (Fig. 8, pkt C), w północnej części systemu Chelosiowej Jamy-Jaskini Jaworznickiej, odsłaniają się wielkoskalowe żyły klastyczne dokumentujące grawitacyjno-dylatacyjny rozpad masywu wapiennego w pobliżu strefy uskokowej, będącej jednocześnie klifem (Fig. 9, etap IV, Urban, 2007, 2013). W sąsiedniej sali Gang występują mniejsze struktury wskazujące na warunkowane tektonicznie brekcjowanie tego masywu (brekcje hydrauliczne; Szulc i in., 2015a).

W konsekwencji "wielkie soczewy" i grawitacyjno-dylatacyjne struktury odsłonięte w systemie Chelosiowej Jamy-Jaskini Jaworznickiej, jak również klastyczne utwory stokowe odsłaniające się w ścianach kamieniołomów w Jaworzni dokumentują ruchy tektoniczne na przełomie permu i triasu (Głazek i Kutek, 1976; Głazek i Romanek, 1976, 1978; Kuleta, 1999; Urban, 2007, 2013). Ruchy te były również dokumentowane obecnością wkładek gruboziarnistych w profilach otworów wiertniczych w zachodnim i północnym obrzeżeniu trzonu paleozoicznego (Kowalczewski i Rup 1989; Jewuła i in., 2020, 2021), ale ich natężenie, charakter oraz konsekwencje paleogeograficzne doskonale widoczne są właśnie w stanowisku Jaworznia. Symbolicznie w osadach "wielkich soczew" występują otoczaki kwarcu, których pojawienie się w opinii wielkich geologów świętokrzyskich (Czarnocki, 1923; Samsonowicz, 1929) wskazuje na granicę cechsztynu i pstrego piaskowca.

PRZYSTANEK 2: Kamieniołom w Tumlinie

Ind-olenek, facje eoliczne ogniwa piaskowców z Tumlina, facje fluwialne formacji z Goleniaw (?olenek), interakcje procesów eolicznych oraz fluwialnych, architektura facjalna systemów eoliczno-fluwialnych w basenach endoreicznych i implikacje zbiornikowe

Prowadzący: Hubert Kiersnowski

Kamieniołom w Tumlinie znajduje się na Górze Grodowej, około 10 km na północ od Kielc. Kamieniołom jest okresowo czynny, stąd niektóre opisy i szkice ścian kamieniołomu nie istnieją na skutek eksploatacji lub są bardzo słabo czytelne.

Czerwone piaskowce triasowe były eksploatowane od średniowiecza (wzmianki z 1420 roku) w łomach i kamieniołomach: Tumlin-Gród, Wykień, Ciosowa, Sosnowica i Siodła (Fig. 12A, C). Pierwsze opisyi badania geologiczne pochodzą z lat pięćdziesiątych i sześćdziesiątych XX wieku. Kluczowe znaczenie dla uporządkowania litostratygrafii triasu w północnym obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich ma praca Kulety i Zbroi (2006). Senkowiczowa i Ślączka (1962; Senkowiczowa, 1970) wydzielili piaskowce z Tumlina jako warstwy z Tumlina i przypisali je do spągowej części środkowego pstrego piaskowca. Znajdują się one poniżej warstw gervilliowych, które w zasadzie są jednostką biostratygraficzną (Fig. 5).

Według dotychczasowego podziału litostratygraficznego (Kuleta i Zbroja, 2006) piaskowce z Tumlina są wydzielone w randze ogniwa w obrębie formacji z Zagnańska, reprezentującej dolny pstry piaskowiec (Fig. 5). Według Ptaszyńskiego i Niedźwiedzkiego (2004) "Piaskowce z Tumlina były wielokrotnie przypisane do dolnego (Fijałkowska, 1994), środkowego (Senkowiczowa i Ślączka, 1962; Senkowiczowa, 1970; Gradziński i in., 1979; Szyperko-Teller i Moryc, 1988) lub częściowo do dolnego i częściowo do górnego (Szyperko-Śliwczyńska, 1980) pstrego piaskowca Gór Świętokrzyskich. Odnosząc się do Fijałkowskiej (1992, 1994; patrz również Kuleta i Nawrocki, 2000), my (Ptaszyński i Niedźwiecki) twierdzimy, że Piaskowce z Tumlina stanowią najwyższe ogniwo dolnego pstrego piaskowca w Górach Świętokrzyskich". Jednak w tej samej pracy (we wnioskach) oraz w niewiele późniejszej pracy (Ptaszyński i Niedźwiecki, 2006) autorzy, opierając się na szczegółowej,

porównawczej analizie biostratygraficznej, dowodzą, że piaskowce z Tumlina przynależą do najwyższego permu.

W latach 2021–2023 zostały ponownie przeanalizowane istniejące materiały publikowane i niepublikowane oraz postawiono nowe robocze hipotezy dotyczące pozycji stratygraficznej piaskowców ogniwa Tumlina i ich relacji do utworów formacji z Zagnańska i z Goleniaw. Hipotezy te były na bieżąco dyskutowane z Anną Mader, Karolem Jewułą i, na wcześniejszym etapie, z Krzysztofem Waśkiewiczem.



Fig. 11. Pozycja piaskowców tumlińskich w stosunku do formacji z Zagnańska oraz Goleniaw.

Reinterpretacja środowisk sedymentacji została wykonana na rdzeniach i jej wyniki zostały odniesione do odsłonięć dolnego triasu w północnym obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich. Ponowna analiza sedymentologiczna dotyczyła rdzeni z 11 wierceń znajdujących się w północnym i północno-zachodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich w zakresie wydzieleń granic formacji Zagnańskiej i formacji z Goleniaw, przedstawionych przez Kuletę i Zbroję (2006) (Fig. 11). Krańcowe wiercenia dzieli odległość około 40 km w linii prostej i w tej przestrzeni wykonano nową korelację osadów formacji Zagnańskiej i formacji z Goleniaw (Fig. 11). W jej wyniku uległy częściowej zmianie dotychczasowe interpretacje środowisk sedymentacji oraz zostały zmodyfikowane granice formacji. W wyniku tych badań powstała nowa koncepcja podziału litostratygraficznego. Nie neguje ona istnienia dotychczasowych formacji, ale przesuwa ich wzajemne granice i wprowadza nowe jednostki litostratygraficzne.

Nowa propozycja podziału litostratygraficznego dolnego i środkowego pstrego piaskowca, w oparciu o dane z wierceń i odsłonięcia (kamieniołomy), została przedstawiona na Fig. 11. Podstawą podziału jest hipoteza, że piaskowce ogniwa Tumlina znajdują się (zachowały się) we wciętych dolinach i/lub rowach tektonicznych, uformowanych w obrębie osadów formacji z Zagnańska. Zakłada ona, iż powstanie wciętych dolin było efektem obniżenia się baz erozyjnych, korelowanego z luką erozyjną Volpriehausen, szacowaną na 0,3 mln lat (Bachmann i in., 2004).

Opis stanowiska i środowiska sedymentacji:

Piaskowce z Tumlina reprezentują facje eoliczne (Fig. 12B-D, 13). Osady eoliczne występują również w niżej ległej formacji z Zagnańska (nieformalne górne ogniwo piaskowców z Zagnańska) oraz w dolnej części formacji z Goleniaw. Osady te nie są zaliczone do ogniwa Tumlina. Ich występowanie związane jest z fazą występowania klimatu suchego lub półsuchego w czasie odpowiadającym powstawaniu osadów pogranicza pstrego piaskowca dolnego i środkowego.

Piaskowce eoliczne eksponowane w kamieniołomie w Tumlinie oraz w Sosnowicy (Fig. 12AC) zostały szczegółowo opisane i zinterpretowane przez R. Gradzińskiego (Gradziński i in., 1979; Gradziński, 1986, 1989a, b, 1992; Gradziński i Uchman, 1994). Występujące w obu kamieniołomach tropy kręgowców oraz ichnofauna zostały opisane w pracach: Ptaszyńskego (2000b) oraz Ptaszyńskiego i Niedźwiedzkego (2004).

W pracy Gradzińskiego (1989a) została zamieszczona następująca synteza analizy piaskowców eolicznych głównie z kamieniołomu Tumlin-Gród: "*Piaskowce z Tumlina (o miąższości ok. 100–105 m - dane z wiercenia Radoszyce 2 położonego 25 km NW od Tumlina) zostały zinterpretowane pierwszy raz przez R. Gradzińskiego i in. (1979) jako osady rozległego pola wydmowego. Piaskowce te eksponowane są w pięciu dużych kamieniołomach (Fig. 12AC), w których możliwa jest obserwacja dwu- i trzywymiarowa zestawów eolicznych i ich geometria. Wartości pomierzonych upadów zestawów i ich granic, zostały skorygowane z uwzględnieniem nachylenia tektonicznego o wartości około 3°, (wg innych pomiarów jest to ok. 5°)".*



Fig. 12. A: Obszar występowania piaskowców tumlińskich wg Gradzińskiego (1992). Podpisy na rycinie: A. Generalna lokalizacja, B. Góry Świętokrzyskie i ich granice; linia przerywana zaznacza podpowierzchniowy zasięg występowania piaskowców tumlińskich, C. Mapa obszaru występowania piaskowców tumlińskich z lokalizacją kamieniołomów. Zbiorcze azymuty upadów zestawów warstw w piaskowcach eolicznych pomierzone w kamieniołomach Ciosowa, Wykień, Tumlin Gród i Sosnowica (wg Gradzińskiego, 1986). Zwraca uwagę zbliżony kierunek migracji form eolicznych oraz relatywnie wąski zakres tych azymutów, co sugeruje stały kieruenk przeważających wiatrów. Strzałki pokazują zbiorczy wektor kierunku wiatru. B. Kamieniołom Tumlin-Gród. Przykład dużego, ściętego zestawu wydmowego ścinającego starsze osady eoliczne (może interdune?) widoczne z lewej strony fotografii. Autor jako skala odsłonięcia (fot. K. Waśkiewicz). C. Szkicowy rzut perspektywiczny północnej części kamieniołomu Tumlin-Gród (wg Gradzińskiego, 1992). W ramce plan całego kamieniołomu z punktami orientacyjnymi (A-G) i strzałką oznaczającą główny kierunek zapadania warstw w zestawach warstwowań przekątnych; Główne powierzchnie erozyjne zaznaczone są liniami ciągłymi, podrzędne granice erozyjne są pominiete; wybrane warstwowania zaznaczone są kropkowanymi liniami; 1, 2, 3 (w kółkach) powierzchnie spągów depresji wiatrowych (nisz deflacyjnych) dyskutowanych w tekście cytowanego artykułu. D. Erozyjny strop wydm na starej ścianie północnej (o wysokości ok. 30 m) w kamieniołomie Tumlin-Gród. Lokalizacja ściany fig. C. Struktura ta nie została zinterpretowana przez R. Gradzińskiego. Autor zakłada, że może na tej ścianie mamy widoczny erozyjny spąg formacji z Goleniaw. Formacja ta charakteryzuje się warstwowaniem sub-horyzontalnym, powstałym w warunkach klimatu suchego lub półsuchego.

Autor pisze dalej: "Osady wydmowe dominują w całej sekwencji piaskowców, występują w formie wielko-skalowych zestawów lamin, których średnia miąższość zachowanych odcinków sięga 5 m, dochodząc nawet do 13 m. Góra każdego zestawu jest ścięta przez następny zestaw lub ścięta granicą erozyjną wyższego rzędu (main bounding surface). Powierzchnie reaktywacji są relatywnie częste w zestawach lamin. W dolnych częściach zestawów, warstwowania przekątne i powierzchnie reaktywacji krzywią się tangencjalnie i często mieszają się z sub-horyzontalnie warstwowanymi piaskowcami, które w spągowych zestawach interpretowane są jako osady międzywydmowe. Te osady, zazwyczaj o decymetrowej miąższości są relatywnie często złożone głównie z eolicznych lamin; z podrzędnymi przewarstwieniami osadów ze strukturami wskazującymi okresowe zwilgotnienie lub warunki przykrycia wodą".

Charakter granic rozdzielających najwierniej opisał Gradziński w swojej pracy z 1986 roku. Autor zauważył, że "serie wielko-skalowych zestawów przekątnych są wcięte w niżej ległe osady (eoliczne). Zestawy te są rozdzielone gładkimi, wklesłymi powierzchniami o charakterze granic rozdzielających. Kształt tych wcięć, stromiej stopniowo, osiągając nachylenie do 36°. Zwykle, przeciwległe zbocze (delikatnie wyklinowujące się do nachylenia 10°) jest ścięte przez skłon nawietrzny młodszej formy wcinającej się, i tylko niewielka część przeciwległego zbocza zostaje zachowana. Maksymalna widoczna głębokość tych wcięć wynosi 20 m, ale pierwotnie musiały być one dużo większe". W tej samej pracy, autor zwrócił uwagę ma istnienie wielkich zagłębień, które znacząco przekraczały rozciągłość poziomą kamieniołomu. Autor zinterpretował te obniżenia jako nisze deflacyjne (blowouts) powstałe przez wiry wiatrowe (Fig. 13A). Stopień erozji eolicznej był znaczny, ponieważ powierzchnie deflacyjne niejednokrotnie erodowały niżej leżące poziomy wydmowe oraz międzywydmowe. Tak niezwykłe głębokie i powtarzające się "blowouts" mogły jednak być związane z "tunelowaniem" wiatru we wciętej dolinie lub rowie tektonicznym. Struktury te mogły tworzyć się w postaci długich rynien a nie form owalnych.

Według Gradzińskiego (1986) migrujące wydmy tranwersalne (poprzeczne) albo barchanoidalne miały relatywnie rozległe przedpola u podnóża stoków zawietrznych. Jak zauważa autor, "regularny proces migracji i wspinania się wydm i obszarów międzywydmowych, był komplikowany przez rozwój wielkich, anomalnie głębokich wydrążonych przez wiatr depresji. Poziom wód gruntowych, prawdopodobnie nie sięgał do spągu najgłębszych depresji. Rzadkie, ale intensywne opady deszczu dały początek okresowym przepływom wody na niektórych obszarach międzywydmowych oraz utworzeniu płytkich, szybko wysychających jeziorek (ponds). Osady powstałe pod przykryciem wodny były szybko pogrzebane przez nawiany piasek".

W obrębie osadów eolicznych zostały również opisane zmarszczki wiatrowe, oraz zmarszczki (*ripple marks*) powstające w środowisku wodnym: zmarszczki falowe, zmarszczki prądowe lub ich mutacje związane z zmieniającymi się warunkami. Zaobserwowano również ślady brzegów stagnującej, i stopniowo wysychającej wody w okresowych zbiornikach wodnych (ponds) utrzymujących się w obniżeniach międzywydmowych. Na tego typu struktury zwrócił uwagę Gradziński (Gradziński i in., 1979). Występują również szczeliny z wysychania, oraz zwitki błotne. Innymi cechami osadów międzywydmowych są rozmycia erozyjne (*scours*, Fig. 13B) i ślady kręgowców (Fig. 13C–F).



Fig 13. A. Zakładane pochodzenie serii nisz wiatrowych w tumlińskim eolicznym polu wydmowym (wedug Gradzińskiego, 1992) Schemat ilustruje sukcesywne stadia formowania się i wypełniania trzech depresji (nisz) wiatrowych dyskutowanych w tekście, obserwowanych w kamieniołomie Tumlin-Gród. **A**, **C**, *E:* etapy deflacji; **B**, **D**, **F**: etapy wypełniania. Górne części wydm wypełniających depresję pokazane są schematycznie. Osady międzywydmowe zostały pominięte. **B**. Kamieniołom Tumlin-Gród. Silne rozmycie erozyjne (scour) w laminowanych osadach międzywydmowych. Widoczne, włączone w osad bezstrukturalny, wypełniający rozmycie, zrotowane fragmenty laminowanych osadów międzywydmowych. Ten blok skalny już nie istnieje. **C**. Kamieniołom Tumlin-Gród. Duże, wielokrotne rozmycia erozyjne (scours) w laminowanych osadach międzywydmowych. Rozmycia wypełnia osad bezstrukturalny. Ten blok skalny już nie istnieje. **D-F**. Tropy płazów lub gadów pochodzące z kamieniołomu Tumlin-Gród (**C**, **D**) i Sosnowica (**E**). Odsłonięcia C i E już nie istnieją. **C**. Strzałkami zaznaczono ślady stóp (footprints) pozostawione na dnie płytkiej kałuży z zachowanymi zmarszczkami falowymi. Z lewej strony widoczne są ślady zadrapań (scratches) w miękkim osadzie. **D**. Strzałkami zaznaczono ślady stóp (footprints) na powierzchni stropowej (concave). Widoczne dwa rodzaje śladów: prawdopodobnie płazów w prawej, górnej części fotografii i być może gadów z lewej strony fotografii. **F**. Spągowa i stropowa powierzchnia z tropami (footprints), prawdopodobnie płazów.

Według Gradzińskiego (1986) pole wydmowe (obecnie piaskowce w Tumlinie) było usytuowane w centralnej części, suchego, śródkontyntalnego, generalnie zamkniętego hydrologicznie basenu (basen endoreiczny), zaś ich rozwój był blisko związany z osią subsydencji w basenie (rowie) duńsko-polskim.

Nad piaskowcami z Tumlina znajdują się piaskowce z formacji z Goleniaw. Formacja z Goleniaw reprezentowana jest przez szereg makrocykli depozycjnych, które mają związek z osuszeniem lub zwilgotnieniem klimatu. Korelacja tych makrocykli była podstawą do wyznaczenia granic jednostek litostratygraficznych. Największą miąższość osadów formacji z Goleniaw (ok. 300 m) stwierdzono w profilu Goleniawy 1. Jej pierwotne zasięgi przedstawione są w pracy (Kuleta i Zbroja, 2006, Fig. 6), gdzie, na zamieszczonym schemacie litostratygraficznym, Autorki przyjęły spąg formacji z Goleniaw jako horyzont "0". W tym opracowaniu również przyjęto spąg formacji z Goleniaw jako horyzont "0" dla bardziej czytelnego odniesienia się do zróżnicowanej miąższości formacji z Zagnańska i formacji z Goleniaw (Fig. 11).

Osady formacji z Goleniaw reprezentowane są przez piaskowce (drobnoziarniste, pylaste do gruboziarnistych) oraz mułowce. Są to osady niskoenergetyczne, rozwinięte na rozległej równi aluwialnej. Lateralnie na przestrzeni około 40 km ich poszczególne części (oboczne jednostki depozycyjne A, B i C – Fig. 11) są zróżnicowane na skutek zmieniającej się subsydencji, co w efekcie spowodowało istnienie obszarów bardziej wilgotnych lub suchych.Obszary bardziej wilgotne permanentnie bądź okresowo, w profilu formacji Goleniaw reprezentowane są przez osady: płytkich (nisko amplitudowych) koryt fluwialnych (*small channels and fluvial scours*) dobrze zachowanych w profilach wierceń Stachura IG 1 i Cierchy IG 1 (zachodnia część analizowanego obszaru); *sheet flood* (rzadko flash *flood*) w profilach wierceń: Siodła IG 1, Zachełmie IG 1, Łączna Zaszosie IG 1 i Ostojów IG 1 (wschodnia część analizowanego obszaru).

Dla formacji z Goleniaw, w centralnych częściach profili promieniotwórczości naturalnej (GR) z wierceń Stachura IG 1 i Cierchy IG 1, można odczytać zapis retrogradacyjno-progradacyjnego makrocyklu fluwialnego, będącego efektem zwilgotnienia klimatu. Podobnie, choć choć nie tak wyraźnie zapisało się ono w profilach GR rdzeni Ostojów IG 1 i Łączna Zaszosie IG 1, w postaci szeregu mniejszych cykli retro- i progradacyjnych składających się na fluwialno-aluwialny makro-cykl agradacyjny. Obszary suche w profilach formacji z Goleniaw (środkowa część korelacji) reprezentowane są przez osady: pokryw piaskowych (*sand sheet*), pojedynczych, małych, niskokątowych wydm, *shallow ponds* ze szczelinami z wysychania, *sheet floods*, oraz struktury adhezyjne występujących w profilach wierceń: Jaworzna IG 1, Goleniawy IG 1 i Jaworze IG 1 oraz częściowo w profilach wierceń Siodła IG 1 i Zachełmie IG 1.

W osadach formacji z Goleniaw, w dolnej i centralnej części profili GR w wierceniach: Jaworzna IG 1, Goleniawy IG 1 i Jaworze IG 1 obserwuje się efekt osuszenia klimatu w postaci wzrastającego udziału piaskowców nawiewanych przez wiatr. Ten proces widoczny jest w postaci progradacyjnoagradacyjnego mega- cyklu sedymentacyjnego w środowisku eoliczno-aluwialnym, kontrolowanego warunkami klimatycznymi. Fluktuacje zmian wilgotności w trakcie depozycji zarejestrowane zostały przez odcinki silnego zbioturbowania osadu i/lub rozwój mat glonowych oraz rozwój wczesnych form cementów i konkrecji pedogenicznych.

PRZYSTANEK 3: Kamieniołom "Józef" w Pałęgach

Olenek-anizyk: formacja z Samsonowa – sedymentacja w warunkach klimatu półsuchego: facje korytowe rzek okresowych, glify krewasowe, mikromorfologia gilgai, paleogleby; skamieniałości zwierząt i roślin

Prowadzący: Karol Jewuła, Anna Fijałkowska-Mader, Wiesław Trela

<u>Opis stanowiska</u>

Kopalnia iłów "Józef" znajduje się we wsi Pałęgi koło Mniowa, około 30 km na północny-zachód od Kielc. W wyrobisku (Fig. 14A), na czterech poziomach eksploatacyjnych odsłania się około 12 m sukcesja czerwonych oraz brunatnoczerwonych iłowców, mułowców, miejscami z soczewkowatego kształtu przewarstwieniami różowawych piaskowców drobno- do średnioziarnistych (Fig. 14B), miejscami z domieszką materiału grubszego – głównie intraklastów mułowcowych i ziaren kwarcu. Mułowce są rozsypliwe a struktury sedymentacyjne często niewyraźne. Szczegółowe obserwacje pozwalają jednak na wyróżnienie trzech ich odmian: mułowców masywnych, mułowców z słabo zaznaczającą się laminacją płaską oraz mułowców z laminacją przekątną riplemarkową. Interwały mułowcowe są dość miąższe, miejscami przekraczają 2 m. Część mułowców wykazuje cechy charakterystyczne dla paleogleb (Fig. 14C) jak odbarwienia po korzeniach, struktury typu *slickenside*, ostrokrawędzistą oraz kolumnową łupliwość, związaną z występującymi fragmentami gleby, tzw. *pedami.* Horyzonty ze *slickenside*s, wraz z nielicznymi odbarwieniami, wskazują na istnienie poziomów glebowych typu vertisoli.

Ławice piaskowcowe osiągają miąższość do 60 cm. Ich dolne granice mają charakter erozyjny. Piaskowce są warstwowane przekątnie tabularnie, miejscami rynnowo. W członach o drobniejszym ziarnie można zaobserwować laminację riplemarkową w małej skali. Miejscami występują szczeliny z wysychania.

W profilu zaznacza się wyraźna trójdzielność wykształcenia litologicznego. Człon dolny, grubości ok. 7, 5 m zbudowany jest głównie z iłowców laminowanych poziomo z pojedynczymi, cienkimi kilku-kilkunastocentymetrowymi wkładkami mułowców i piaskowców drobnoziarnistych, warstwowanych przekątnie riplemarkowo. Spotyka się tu stosunkowo liczne struktury korzeniowe i pojedyncze ślady bezkręgowców (Kuleta i in. 2006) oraz poziomy glebowe typu "calcisoli" (Fig. 14D). W jego spągu stwierdzono bogaty zespół sporowo-pyłkowy, zdominowany przez spory z rodzaju Densoisporites produkowane przez widłaki z rodziny Pleuromeiaceae. Najliczniej występują okazy Densoisporites nejburgii, którym towarzyszą D. playfordii, D. holospongia i D. sp. Mniej licznie spotyka się spory paproci zarodnikowych z gatunków: Cycloverrutriletes presselensis, Cyclotriletes microgranifer, C. oligogranifer, C. triassicus i Punctatisporites triassicus (Żyła i in. 2013). Zespół ten należy do podpoziomu Cycloverrutriletes presselensis poziomu palinologicznego Densoisporites nejburgii wieku późny olenek (spat; Orłowska-Zwolińska, 1984, 1985).



Fig. 14. A. Widok ogólny na wyrobisko "Józef" w Pałęgach - wydobywany jest tutaj głównie iłowiec na potrzeby przemysłu ceramicznego. **B.** Typowa sekwencja drobnoziarnistych osadów, głównie iłówców oraz mułowców miejscami z cienkimi przeławiceniami piaskowców drobnoziarnistych. W obrębie kompleksu mułowcowego, można zaobserwować liczne poziomy paleoglebowe (na zdjęciu zaznaczono 7 poziomów). **C.** Poziomy paleoglebowe z najniższej części wyrobiska. Można zaobserwować liczne powierzchnie zlustrzenia (slickensides), miejscami niewielkie odbarwienia oraz drobne ślady po korzeniach. Cechy te są typowe dla gleb typu vertisoli, charakterystycznych dla klimatów półsuchych z silną składową sezonową. **D.** Dolna część formacji z Samsonowa, znana tylko z wierceń, charakteryzuje się licznymi nagromadzeniami pedogenicznych konkrecji węglanowych. Gleby tego typu, mogą być zaszeregowane do rodzaju "calcisoli", typowych dla klimatów suchych z okresowymi fazami bardziej wilgotnymi. **E.** W obrębie środkowej części wyrobiska, znajduje się około 2-3 m kompleks piaskowców drobno-do średnioziarnistych. W obrębie tego interwału znaleziono liczne nagromadzenia uwęglonej flory, tropy zwierząt kręgowych, liczne struktury bioturbacyjne oraz muszloraczki. Osady te najprawdopodobniej reprezentują facje kanałowe fluwialnego palczastego systemu rzecznego (fot. Zuzanna Wawrzyniak). **F.** Kompleks piaskowców drobno- do średnioziarnistych, warstwowanych tabularnie oraz rynnowo dużej skali, oraz riplemarkowo małej skali. **G.** Kompleks "warstwowanych mułowców". Podczas okresowych powodzi, muł był transportowany w postaci peletów, dzięki czemu możliwe było tworzenie struktur większej skali w obrębie mułowców.

Najbardziej interesująca, pod względem sedymentologicznym i paleontologicznym, jest środkowa część profilu, miąższości 1,5 m, utworzona z grubych ławic szarego piaskowca z cienkimi wkładkami oliwkowoszarych iłowców i mułowców (Fig. 14E). Najniższa ławica, zbudowana ze średnioziarnistego piaskowca, grubości 60 cm, na wyraźną erozyjna granicę spągową i domieszkę żwirku kwarcowego oraz intraklastów mułowcowych. W piaskowcach średnioziarnistych obserwuje

się warstwowanie przekątne tabularne i rynnowe wielkoskalowe, natomiast w piaskowcach drobnoziarnistych - warstwowanie przekatne riplemarkowe małoskalowe (Fig. 14F). Iłowce i mułowce są laminowane poziomo (Fig. 14G). Obecne są szczeliny z wysychania (Kuleta i in., 2006). W całym interwale licznie występują muszloraczki (Conchostraca: Palaeolimnadia mecsekensis, Dictyonatella spp.), pojedyncze kości ryb i płazów oraz małże. W części wyższej spotyka się szczątki owadów należących do nadrodziny Blattodea, rodziny Grylloblattidae i rzędu Mecoptera (Żyła i in., 2013). Ichnofauna jest reprezentowana przez tropy kręgowców z rodziny Chirotheriidae (Chirotherium cf. barthii, Isochirotherium herculi, Brachychirotherium sp., Rhynchosauroides sp., cf. Capitosauroides sp.) oraz ślady kręgowców płynacych. Ślady bezkręgowców zaliczono do rodzajów: Lockeia, Planolites, Koupichnium, Cruziana, Palaeophycus i Rusophycus (Kuleta i in., 2006; Żyła i in. 2013). Występuje tu także bogaty zespół szczatków makroflory (Kuleta i in., 2006), zdominowany przez widłaki z rodzaju Pleuromeia oraz skrzypy Equisetites i Schizoneura. Pojedynczo spotyka się szczątki paproci Neuropteridium sp., Anomopteris sp. i Cladophlebis sp. jak również igły szpilkowych podobne do rodzaju Albertia (Fijałkowska-Mader i Wawrzyniak, 2019). Zespół sporowo-pyłkowy różni się od opisanego powyżej obecnością pojedynczych ziarn pyłku reprezentowanych przez okazy: Lunatisporites sp., Angustisulcites Α. klausii, Platysaccus leschiki, Triadispora gorpii, sp. i Voltziaceaesporites heteromorpha. Reprezentuje poziom Densoisporites-nejburgii-Voltziaceaesporites heteromorpha.

Górną część profilu miąższości 2,5 m tworzą iłowce z nielicznymi przewarstwieniami piaskowców drobnoziarnistych i mułowców, podobne do występujących w dolnej części sekwencji, od której różnią się większą ilością detrytusu flory a mniejszą – śladów po korzeniach oraz obecnością pojedynczych kości kręgowców i brakiem ichnoskamieniałości. Stwierdzony tu zespół sporowo-pyłkowy zdominowany jest przez ziarna pyłku roślin iglastych należące głównie do rodzajów *Triadispora*, *Lunatisporites, Protohaploxypinus* i *Microcahryidites*. Mniej licznie występują okazy *Voltziaceaesporites heteromorpha* i *Stellapollenites thiergarti*. Zespół ten należy do podpoziomu Microcahryidites poziomu Voltziaceaesporites heteromorpha wyróżnianym we wczesnym anizyku (Orłowska-Zwolińska, 1984, 1985). Takie datowanie wydłuża wiek formacji z Samsonowa w stosunku do wczesnego spatu (olenek) przyjętego przez Kuletę i Zbroję (2006).

Kuleta i in. (2006) interpretowali osady odsłaniające się w Pałęgach jako efekt sedymentacji rzeki meandrującej z licznymi jeziorami. Możliwe jednak, że asocjacje facjalne, które można zaobserwować w odsłonięciu reprezentują równię zalewową, zaś osady piaskowcowe są związane z glifami krewasowymi. Osady piaszczyste były rozprowadzaniem palczastym systemem kanałów rozprowadzających. Osady pozakorytowe podlegały procesom glebowienia. Poziomy glebowe nie mają jednorodnej miąższości i wskazują na istnienie szeregu lekkich wyniesień i obniżeń. Części wyniesione często są zerodowane, zaś w częściach obniżonych znajdują się osady, które mogły powstawać w krótkotrwałych zbiornikach wodnych. Taka mikromorfologia (zwana też gilgai) jest typowa dla środowisk półsuchych z wyraźną sezonowością klimatyczną. Podobne osady oraz formy paleogeomorfologiczne są znane z górne go triasu górnego Śląska (Szulc i in., 2015b; Jewuła i in., 2019).

Permskie i dolnotriasowe paleogleby w Górach Świętokrzyskich

Górnopermskie oraz dolnotriasowe paleogleby w Górach Świętokrzyskich zostały rozpoznane w wielu otworach wiertniczych (por. Kuleta i Zbroja, 2006; Szulc i Becker, 2007; Trela i Fijałkowska-Mader, 2017), ale do tej pory nie stanowiły przedmiotu szczegółowych analiz paleośrodowiskowych. Występują one w profilach stropowej serii terygenicznej (PZt) (zaliczanej obecnie do formacji mułowców i piaskowców z Podzamcza; Jewuła i in., 2020) oraz formacji z Siodeł cechsztynu a także formacji z Jaworznej i ze Szczukowic pstrego piaskowca. Formacje te zostały zidentyfikowane w kilkunastu otworach wiertniczych, przy czym najlepiej zachowane struktury glebowe znajdują się w otworach Tumlin-Podgrodzie IG-1 (miąższość formacji z Siodeł z profilami glebowymi jest tu największa i wynosi 40 m), Cierchy IG-1, Siodła IG-1, Stachury IG-1 oraz Jaworzna IG-1.

Paleogleby permskie wykazują wiele cech typowych dla gleb rozwijających się w warunkach suchych i półsuchych (aridisole). Cechą charakterystyczną jest wyraźne nagromadzenie nodul weglanowych, które miejscami tworzą wyraźne horyzonty (kalkrety). Są to typowe cechy gleb węglanowych (calcisoli). Nodule węglanowe są różnej wielkości, od kilku mm do kilku cm średnicy. Ich granice są zazwyczaj ostre, choć miejscami stają się mniej wyraźne i mają charakter dyfuzyjny. Lokalnie nodule są amalgamowane, tworząc zwarte poziomy kalkretów. Często nodule węglanowe otaczają pustki po korzeniach, tworząc osobną kategorię struktur zwaną rhizokrecjami. Granice poziomów glebowych, zwłaszcza w profilach wiertniczych, często są niewyraźne i wskazują na nakładające się procesy glebotwórcze. Sekwencja "nadpisanych" poziomów glebowych wskazuje, że tempo procesów glebotwórczych było większe niż depozycji (gleby kumulatywne - cumulative palaeosols; Kraus (1999). Gleby takie zazwyczaj rozwijają się w dystalnych częściach równi zalewowej. W pobliżu kanałów rzecznych oraz wałów przykorytowych (leeves), poziomy glebowe zazwyczaj są lepiej rozdzielone i wskazują na większe tempo depozycji. Zbyt duże tempo depozycjii częstsza erozja uniemożliwiają natomiast rozwój gleb. Spotykane są też słabo rozwinięte poziomy glebowe (protosole), które w profilach wiertniczych i w odsłonieciach wyróżniają się zwykle barwą, są bardziej rozsypliwe, miejscami mogą mieć zachowane niewielkie odbarwienia związane ze strukturami korzeniowymi (rhizohaloes).

We wczesnym triasie, gleby węglanowe zanikają i są zastąpione przez gleby typu protosoli. Protosole występują zarówno w niewielkich przewarstwieniach mułowcowych piaskowców formacji z Jaworznej oraz generalnie w drobniejziarnistych osadach formacji ze Szczukowic. Zmiana w charakterze gleb jest powiązana z redukcją szaty roślinnej oraz zwiększoną dostawą materiału klastycznego, uniemożliwiajacą zaawansowaną pedogenezę.

W formacji z Zagnańska paleogleby praktycznie nie występują. W rzadkich przewarstwieniach mułowcowych, miejscami można się doszukać cech gleb typu protosoli, jednakże większość tych przewarstwień jest związana z *mudplugs* rozwiniętymi na piaszczystych łachach rzecznych.

Gleby węglanowe pojawiają się ponownie w dolnej części formacji z Samsonowa. W porównaniu z permskimi glebami formacji z Siodeł, poziomy glebowe formacji z Samsonowa nie posiadają dobrze rozwiniętych rhizokrecji. Poziomy kalkretów są dość częste w dolnej części profilu formacji z Samsonowa. W górnej natomiast ich ilość spada a pojawią się charakterystyczne poziomy vertisoli z ostrokrawędzistymi (pryzmatycznymi) pedami, strukturami slickenside, oraz miejscami

z odbarwieniami, sugerującymi zmiany warunków redoks związane z wahaniami wód podziemnych. Gleby typu vertisoli powstają w środowisku o sezonowym klimacie. W zależności od pory roku, pęczniejące minerały ilaste (głównie smektyt) zwiększają swoją objętość absorbując wodę, zaś w sezonie suchym, zmniejszają. Ta cykliczne procesy pęcznienia-zmniejszania objętości są odpowiedzialne za pracę gleby i powstanie licznych powierzchni zlustrzenia (slickensides). Gdy cały obszar (katena) ulega okresowemu zwilgotnieniu a następnie wysuszeniu, prowadzi to do powstania mikromorfologi gilgai.

W najwyższej części triasu dolnego (formacja z Samsonowa i częściowo z Baranowa) pojawiają się gleby ilaste z licznymi strukturami korzeniowymi. Rhizoidy wyróżniają się pomarańczowymi oraz zielonkawymi barwami związanymi z fluktuacją warunków utleniająco-redukcyjnych i powstaniem getytu. Struktury korzeniowe są liczne. Wskazuje to na podniesienie się poziomu zwierciadła wód podziemnych i/lub zwiększonymi opadami deszczu. Może to sugerować kolejny etap zwilgotnienia klimatu pod koniec wczesnego triasu.

PRZYSTANEK 4: Wyszyna Machorowska i Wyszyna Rudzka

Noryk; górny trias basenu środkowoeuropejskiego (facje Steinmergelkeuper), paleogleby oraz ichnocenozy bezkręgowców oraz kręgowców, procesy kanibalizacji na równi zalewowej, klimatostratygrafia a zapis sedymentologiczny w osadach lądowych

PRZYSTANEK 4A: Wyszyna Machorowska

Prowadzący: Karol Jewuła i Anna Fijałkowska-Mader

Opis stanowiska

Nieczynna kopalnia iłów w Wyszynie Machorowskiej znajduje się około 50 km na północnyzachód od Kielc. Odsłaniają się w niej czerwone, oraz ciemnoczerwone iłowce, mułowce oraz drobnoziarniste piaskowce cienkoławicowe (Fig. 15A). Profil rozpoczyna się wiśniowymi iłowcami, powyżej których leżą szare, drobnoziarniste piaskowce laminowane poziomo lub przekątnie (Fig. 15D). W obrębie piaskowców można znaleźć nieliczne struktury bioturbacyjne. Ponad kompleksem piaskowcowym występuje kompleks czerwonych mułowców z charakterystycznymi strukturami biogenicznego pochodzenia (norami), prawdopodobnie należącymi do ichnogatunku *Camborygma* (Fig. 15B). Geneza takich nor związana jest z aktywnością życiową raków, które budowały swoje nory do poziomu wód podziemnych. W gliniane występują liczne poziomy z dobrze zachowanymi strukturami korzeniowymi, sugerującymi bogatą szatę roślinną. W najwyższej części profilu występują piaskowce przekątnie warstwowane. Tałanda i in. (2011) rozpoznali w tej części wyrobiska liczne nory kręgowców, potencjalnie należących do tetrapodów i cynodontów. W położonej na zachód gliniance odsłania się zlepieniec śródformacyjny (Fig. 15C), utworzony ze zniszczonych poziomów glebowych, będący odpowiednikiem "brekcji lisowskiej". Pomimo, że osadów nie udało się wydatować za pomocą miospor, wiek kompleksu przyjęto jako noryk przez podobieństwo facjalne do utworów z Górnego Śląska.



Fig. 15. A. Widok ogólny na nieczynną gliniankę w Wyszynie Machorowskiej. **B**. Niezgodność pomiędzy przekątnie warstwowanymi dużej skali piaskowcami drobnoziarnistymi oraz kompleksem zdominowanym przez zpedogeniozwane mułowce. W obrębie mułowców zachowane są nory należące do ichnotaksonu Camborygma isp. ?. W obrębie odsłonięcia zidentyfikowano kilka dobrze zachowanych poziomów glebowych typu vertisoli. Różnice w barwie osadu (czerwone – szare) są związane z okresowymi wahaniami poziomu zwierciadła wód gruntowych. **C**. Przykład osadów związanych z kanibalizacją równi zalewowej klimatu półsuchego. Zlepieniec śrdódformacyjny, złożony jest ze żwiru kwarcowego oraz redeponowanych węglanowych konkrecji pedogenicznych. Jest to odpowiednik tzw. "brekcji lisowskiej", która na terenie Śląska jest ważnym horyzontem, często zawierającym detrytus kostny. (zdjęcie z sąsiedniego wyrobiska w Wyszynie Machorowskiej); **D**. Profil sedymentologiczny odsłonięcia w Wyszynie Machorowskiej (wg. Jewuły, nieopubl.).

PRZYSTANEK 4B: Wyszyna Rudzka

Prowadzący: Małgorzata Kozłowska i Wojciech Kozłowski

Opis stanowiska

Sukcesja czerwonych skał silikoklastycznych, odsłaniających się w gliniance w Wyszynie Rudzkiej reprezentuje profil utworów górnego triasu, wykształconych w postaci facji kajpru (na podstawie Jurkiewiczowej, 1968). W najniższej części wyrobiska, obecnie zalanej, zostały udokumentowane niebiesko-szare mułowce i iłowce, prawdopodobnie powstałe w środowisku jeziornym. Powyżej tego kompleksu stwierdzono 5 kompleksów mułowcowo-piaszczystych (Fig. 16), które są świadectwem charakteru sedymentacji w późnym triasie w rejonie Wyszyny Rudzkiej. Miąższość utworów odsłaniających się w kopalni Wyszyna Rudzka wynosi ok. 24 m (Fig. 17).

Najstarszy, dostępny w odsłonięciu, kompleks zielono-szarych utworów mułowcowopiaszczystych, bogaty w uweglony detrytus roślinny, przeławicony cienkimi warstewkami wegla (kompleks 1; Fig. 16 i 17) odsłania się w południowej części wyrobiska na dolnym poziomie eksploatacyjnym. Jest on ścięty erozyjnie przez sekwencję czerwonych i zielonych mułowców i piaskowców kompleksu 2 i 3. Utwory kompleksów 2 i 3 cechują subhoryzontalne laminacje, obserwowane głównie w mułowcach i heterolitach, a także warstwowania zmarszczkowe małej skali oraz warstwowania przekątne tabularne średniej skali obserwowane w piaskowcach. W obrębie kompleksu 2 i 3 stwierdzone zostały liczne poziomy gleb kopalnych, głównie typu weglanowych vertisols (calcic vertisols). Utwory kompleksu 2 i 3 rozdziela wyraźna, zapadająca ku zachodowi, powierzchnia erozyjna. Erozyjny kontakt tych dwóch kompleksów można prześledzić w południowej części wyrobiska, na dolnym poziomie eksploatacyjnym (Fig. 16). Kompleks 4 budują czerwono-zielonkawe mułowce, z dobrze wykształconymi, dojrzałymi poziomami gleb kopalnych typu glejowych i węglanowych vertisols (gleyed, calcic vertisols), z dobrze wykształconym reliefem typu "microgilgai". Utwory kompleksu 4 są przykryte przez żółto-zielone, przekątnie warstwowane (rynnowo i tabularnie) piaskowce i pyłowce, z wkładkami gruboziarnistych skał – zlepieńców i piaskowców zlepieńcowatych o masywnych strukturach, reprezentujących kompleks 5 (Fig. 16 i 17). Powierzchnia erozyjna, rozdzielająca kompleks 4 i 5 jest dobrze odsłonięta na górnym poziomie eksploatacyjnym wyrobiska w Wyszynie.

Środowiska sedymentacji

Drobnoziarniste utwory z subhoryzontalnymi laminacjami, bagate w uwęglony detrytus roślinny, reprezentujące kompleks 1 to przykład typowych utworów dystalnej równi zalewowej środowiska rzecznego. Dobrze zachowany poziom organiczny (cienka warstewka węgla), dominujące ciemne barwy mułowców oraz rudawe przebarwienia to typowe cechy gleb glejowych powstających pod stałym, wysokim poziomem wód gruntowych i w warunkach redukcyjnych. Tym samym wskazują na formowanie się tych osadów w klimacie bardziej wilgotnym.



Fig. 16. A. Widok ogólny na kopalnię iłów ceramicznych w Wyszynie Rudzkiej. B. Powierzchnia erozyjna pomiędzy kompleksem 2 i 3. C. Powierzchnia erozyjna pomiędzy kompleksem 4 i 5. D. Seria czerwonych mułowców i piaskowców kompleksu 3. E. Szare i żółto-zielone osady piaszczyste kompleksu 5.

Wyżej ległe czerwone i zielonkawe utwory mułowcowe kompleksu 2 z nieregularnymi soczewami piaskowców (Fig. 16 i 18) to typowa sukcesja równi aluwialnej. Obecność nieregularnych, płaskich soczew piaszczystych o masywnych strukturach oraz małoskalowych warstwowań

zmarszczkowych to świadectwo sedymentacji w korytach okresowych, wysokoenergetycznych strumieni i szybkiego przyrostu odsypów piaszczystych w strefach korytowych. Cienkie wkładki utworów piaszczystych lub pylastych o masywnych strukturach, zwłaszcza w górnej części kompleksu 2 (Fig. 17) mogą byc interpretowane jako osady glifów krewasowych, które pojawiają się na obszarze proksymalnej równi zalewowej podczas powodzi.

Sukcesja mułowcowo-piaszczystych utworów, które budują kompleks 3 to zapis zmiany środowiska rzecznego w środowisko delty jeziornej. W dolnej części kompleksu 3 wykształcenie litologiczne I struktury sedymentacyjne skał są podobne do tych obserwowanych w kompleksie 2 (Fig. 16). Osady czerwonych mułowców dystalnej równi zalewowej są rozcięte licznymi płaskimi i nieregularnymi soczewami piaskowców warstwowanych przekątnie tabularnie lub zmarszczkowo, reprezentujących osady odsypów piaszczystych i glifów krewasowych. W środkowej części kompleksu 3 pojawiają się piaskowce o strukturach masywnych, często zaburzone postsedymentacyjnie. Są one efektem nagłej depozycji materiału klastycznego na stokach stożków deltowych i powstających w tych warunkach niestabilnych warunków wywołujących nagłe odwodnienie osadu i częste deformacje postsedymentacyjne. W najwyższej części kompleksu 3 ponownie obserwuje się płaskie, nieregularne soczewy piaskowców I powrót sedymentacji fluwialnej. Dojrzałe, dobrze wykształcone poziomy gleb typu glejowych vertisols które pojawiają się w najwyższej części kompleksu 3 są świadectwem okresowego wysokiego poziomu wód gruntowych, a procesy ich formowania zapewne miały miejsce w okresowo zalanych obniżeniach morfologicznych.

Kompleks 4 to głównie czerwone mułowce z konkrecjami pedogenicznymi i powierzchniami poślizgu "slickensides". Ich powstawanie miało miejsce zapewne w okresowo zalanych obniżeniach morfologicznych na obszarach dystalnych równi zalewowych.

Kompleks 5 to typowe sekwencje okresowych wysokoenergetycznych piaskodennych strumieni roztokowych. Stwierdzono tu sekwencje cykliczne o ziarnie drobniejącym ku górze, w obrębie których zlepieńce/piaskowce zlepieńcowate z warstwowaniami przekatnymi tabularnymi przechodzą ku górze w piaskowce z warstwowaniem zmarszczkowym, a następnie w heterolity z laminacją smużystą i falistą. W dolnej części kompleksu stwierdzono także kieszenie wypełnione gruboziarnistym materiałem okruchowym złożonym głównie z węglanowych konkrecji pedogenicznych oraz pokruszonych kości. Nagromadzenia grubookruchowego materiału powstawały zapewne w trakcie powodzi podczas przemywania stropowych partii gleb typu węglanowych vertisols i wypłukiwania drobniejszego materiału.

Charakterystyka paleogleb i procesów pedogenicznych

Paleogleby obserwowane w wyrobisku w Wyszynie Rudzkiej są reprezentowane przez gleby glejowe – gleysols, glejowe, węglanowe vertisole – gleyed, calcic vertisols oraz węglanowe vertisole – calcic vertisols. Obserwowana w Wyszynie Rudzkiej zmiana typu gleb z gleysoli, charakterystycznych dla bardziej wilgotnego klimatu, na gleby typu vertisoli, charakterystycznych dla klimatu półsuchego, wyraźnie dowodzi zmian wilgotności klimatu w późnym triasie.



Fig. 17. Sumaryczny profil litologiczny wyrobiska Wyszyna Rudzka.

Gleby glejowe obserwowane w kompleksie 1 to gleby z wyraźnym pionowym następstwem O-A-Bg-C. Poziom próchniczy "O" jest wykształcony w postaci bardzo cienkiej warstewki węgla podścielonej pyłowcem z uwęglonymi fragmentami roślin. Eluwialny subpoziom "A" to kilkucentymetrowa warstewka żwiru, miejscami zlityfikowanego. W mułowcowym subpoziomie Bg obserwuje się niebiesko-szarą i stalowoszarą barwę, a także rdzawe przebarwienia i obwódki wokół większych ziaren. Analizowane poziomy gleb glejowych formowane były na dystalnej równi zalewowej, w warunkach stałego, podwyższonego poziomu wód gruntowych.



Fig. 18. A. Litofacje kompleksu 2: Sp – piaskowce z warstwowaniem przekątnym tabularnym, Mh – mułowce z laminacją poziomą,
Sr – piaskowce ze zmarszczkami. B. Piaskowce ze zmarszczkami, utwory piaszczystych odsypów. C. Litofacje kompleksu 3:
Sp – piaskowce z warstwowaniem przekątnym tabularnym, Sm – piaskowce z masywna strukturą, Pm – pyłowce z masywna strukturą, Sd – piaskowce zaburzone post-sedymentacyjnie. D. Wypełnienie koryta – piaskowce z warstwowaniem przekątnym tabularnym kompleksu 5. E. Mułowce z jasnoszarymi konkrecjami pedogenicznymi kompleksu 3 (żółte strzałki wskazują konkrecje). F. Mułowce kompleksu 4 z konkrecjami pedogenicznymi w zielonkawych i żółtych obwódkach.

Węglanowe vertisole, występujące w kompleksie 2 i 3 charakteryzuje następstwo pionowe Bsst-Bk-C. Subpoziom "Bsst" charakteryzuje powszechne występowanie bardzo wyraźnych powierzchni poślizgu (slickensides) i struktury gruzłowej, natomiast subpoziom "Bk" jest rozpoznawalny na podstawie licznych, rozproszonych drobnych konkrecji węglanowych. Późnotriasowe węglanowe vertisole były formowane na dystalnych równiach zalewowych, okresowo zalewanych podczas powodzi. Obecność bardziej dojrzałych gleb kopalnych tego typu wskazuje na ich formowanie się w dystalnych częściach równi zalewowych, w trakcie dłuższych epizodów stabilizacji morfologicznej. Z kolei formowanie się słabiej wykształconych gleb tego typu miało miejsce zapewne w trakcie okresów szybszej agradacji materiału na równiach zalewowych, a ponadto raczej w ich proksymalnych częściach. Zależność dojrzałości profili glebowych od położenia względem koryt rzecznych i długości procesów wietrzeniowych były wielokrotnie dyskutowane w literaturze (np. Marriott i Wright, 1993). Gleby typu węglanowych vertisoli, z wyraźnymi powierzchniami poślizgu "slickensides", z dobrze wykształcona struktura gruzłową oraz licznymi konkrecjami pedogenicznymi są doskonałym świadectwem procesów wietrzeniowych mających miejsce w klimacie pół-suchym, z wyraźną porą deszczową (Retallack, 1991).

Gleby typu glejowych, węglanowych vertisoli, udokumentowane w najwyższej części kompleksu 3 i w kompleksie 4 mają charakterystyczne następstwo pionowe Btg-Bsst-Bk-C. Subpoziom "Btg" to iluwialny poziom czerwonych mułowców z licznymi żółto-szarymi przebarwieniami wokół rizolitów i konkrecji węglanowych. Poniżej występuje mułowcowy subpoziom "Bsst" z licznymi, dobrze rozwiniętymi powierzchniami poślizgu. Subpoziom "Bk" zawiera liczne konkrecje węglanowe, wokół których widoczne są żółto-szare przebarwienia i obwódki. Gleby tego typu były formowane w lokalnych obniżeniach morfologicznych na obszarze dystalnej równi zalewowej, z okresowo podniesionym poziomem wód gruntowych. Górnotriasowe gleby typu vertisoli mają wykształcenie podobne do gleb dolnodewońskich z obszaru lubelskiego i dowodzą podobnych warunków ich formowania się (Kozłowska, 2019). Ponadto, obecność licznych powierzchni poślizgu i dobrze wykształconego reliefu microgilgai to efekt naprzemiennego pęcznienia osadów ilastych, do którego dochodzi podczas intensywnych opadów deszczu w porze deszczowej i kurczenia się w trakcie ich wysychania w porze suchej w klimacie pół-suchym oraz pół-wilgotnym (monsunowym; Retallack, 1991).

Podziękowania

Niniejsze opracowanie powstało dzięki finansowemu wsparciu Narodowego Centrum Nauki (grant Preludium 2018/29/N/ST10/02028, kierownik Karol Jewuła). Autorzy pragną podziękować mgr Marii Kulecie oraz mgr Stanisławie Zbroi za wieloletnią pracę przy osadach permo-triasu Gór Świętokrzyskich oraz liczne i owocne dyskusje. Chcielibyśmy również podziękować mgr Karolinie Bieńko przy pomocy wykonania mapy wycieczki oraz mgr Zuzie Wawrzyniak za zgodę na wykorzystanie zdjęcia z odsłonięcia Pałęgi. Serdecznie dziękujemy Pani Katarzynie Bieniaszewskiej, Prezes Geol-Min sp. z o.o. za umożliwienie wejścia na teren Kopalni "Józef" w Pałęgach, Panu Robertowi Stępniowi, Dyrektorowi Zakładu Ceramiki Budowlanej "Owczary" R. E. R. Stępień sp. j., za zgodę na wejście na teren kopalni w Wyszynie Rudzkiej i Panu Marcinowi Kunce, Kierownikowi Kopalni, za oprowadzenie oraz Panu Jackowi Wiąckiewiczowi, Dyrektorowi P.U.H. "Sosnowica" S.C. J.Wiąckiewicz, G. Rębosz, za wyrażenie zgody na wejście do kamieniołomu w Tumlinie.

Literatura:

Alexandrowicz, Z. 2006. Framework of European geosites in Poland. Nature Conservation, 62: 63-87.

- Bachmann, G.H., Geluk, M.C., Warrington, G., Becker-Roman, A., Beutler, G., Hagdorn, H., Hounslow, M.W., Nitsch, E., Rohling, H.-G., Simon, T., Szulc, A. 2010. Triassic. W: Doornenbal, J.C., Stevenson, A.G. (red.), Petroleum Geological Atlas of the Southern Permian Basin Area. EAGE Publications b.v., Houten: 149–173.
- Bachmann, G.H., Kozur, H.W. 2004. The Germanic Triassic: correlations with the international chronostratigraphic scale, numerical ages and Milankovitch cyclicity. Hallesches Jahrbuch für Geowissenschaften, 26: 17–62.
- Barczuk, A. 1979. Studium petrograficzne utworów pstrego piaskowca w północno-wschodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich. Archiwum Mineralogiczne, 35: 88–146.
- Becker, A. 1914 Muszloraczkowa stratygrafia pogranicza permu i triasu rzeczywistość czy mit. Przegląd Geologiczny, 62: 184–189.
- Bełka, Z., Matyja, B.A., Radwański, A. 1991. Permian. W: Bełka, Z., Matyja, B.A., Radwański, A. (red.), Field-Guide of the Geological Excursion to Poland, Institute of Geology of University of Warsaw, Warszawa: 54–61.
- Berner, R.A. 2002. Examination of hypotheses for the Permo-Triassic boundary extinction by carbon cycle modelling. Proceedings of the National Academy of Sciences, 99: 4172–4177.
- Berner, R.A. 2006. GEOCARBSULF: a combined model for Phanerozoic atmospheric O_2 and CO_2 . Geochimica et Cosmochimica Acta, 70: 5653–5664.
- 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: 25–36.
- Czarniecki, S., Kostecka , A., Kwiatkowski, S. 1965. *Horridonia horrida* (Sowerby) ze zlepieńców cechsztyńskich obszaru Gałęzic (Góry Świętokrzyskie). Rocznik Polskiego Towarzystwa Naukowego, 35: 467–975.
- Czarnocki, J. 1923. Cechsztyn w Górach Świętokrzyskich. Sprawozdania Państwowego Instytutu Geologicznego, 2: 151–191.
- Dadlez R. 1962. Odpowiedniki warstw połomskich w Górach Świętokrzyskich. Kwartalnik Geologiczny, 6: 447–457.
- Dadlez, R., Kopik, J. 1963. Problem retyku w zachodniej Polsce w świetle profilu wiercenia Książ Wielkopolski. Kwartalnik Geologiczny, 7: 131–158.
- Deczkowski, Z. 1997. Noryk–Retyk, Jura Dolna. W: Marek, S., Pajchlowa, M. (red.), Epikontinentalny perm i mezozoik w Polsce. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 153: 174–235.
- Dzik, J., Sulej, T. 2007. A review of the early Late Triassic Krasiejów biota from Silesia, Poland. Palaeontologia Polonica, 64: 3–27.
- Feist-Burkhardt, S., Götz, A.,E., Szulc, J. (red.) 2008. Triassic. W: McCan, T. (red.), The Geology of Central Europe 2. Mesozoic and Cenozoic. The Geological Society, London: 1–58.
- Fijałkowska, A. 1992. Palynostratigraphy of the Keuper and Rhaetic in NW margin of the Holy Cross Mts. Geological Quarterly, 36(2): 199–220.
- Fijałkowska, A. 1994a. Palynostratigraphy of the Lower and Middle Buntsandstein in NW part of the Holy Cross Mts, Poland. Geological Quarterly, 38: 59–84.
- Fijałkowska, A. 1994b. Palynological aspects of the Permo-Triassic succession in the Holy Cross Mountains, Poland. Documenta Naturae, 87: 3–76.
- Fijałkowska, A. 2006. Badania palinostratygraficzne permu, triasu i jury. W: Kowalczewski, Z. (red.), Opoczno PIG 2. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego, 111: 59–62. (wersja elektroniczna)
- Fijałkowska-Mader, A. 2018. Wstęp. W: Nieświń PIG 1 (red. A. Fijałkowska-Mader). Profile Głębokich otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego, 151: 7–9.
- Fijałkowska-Mader, A., Jewuła, K., Bodor, E. 2021. Record of the Carnian Pluvial Episode in the Polish microflora. Palaeoworld, 30: 106–125.

- Fijałkowska-Mader, A., Paszkowski, M., Kędzior, A., Jewuła, K. 2022. Lost Norian fluvial tracks: sedimentology and stratigraphy of the Upper Triassic coarse-grained deposits in Kamienica Śląska (Upper Silesia, Southern Poland). Annales Societatis Geologorum Poloniae, 92: 277–293.
- Fijałkowska-Mader, A., Wawrzyniak, Z. 2019. The Early Triassic plant assemblage from Pałęgi (Holy Cross Mts., Poland). W: Żylińska A. (red.) 20th Czech-Polish-Slovak Palaeontological Conference, Chęciny, 20-23 October 2019, Abstracts. Warsaw University, Warsaw: 22.
- Fijałkowski, J., Fijałkowska, E. 1967. Nowe dane o geologii miasta Kielc i okolicy. Rocznik Muzeum Świętokrzyskiego, 4: 343–424.
- Franz, M., Bachmann, G.H., Barnasch, J., Heunisch, C., Röhling, H.-G. 2018. The Keuper Group in the Stratigraphic Table of Germany 2016 – continuous sedimentation in the North German Basin (variant B). Z. Dt. Ges. Geowiss. (German J. Geol.), 169: 203–224.
- Fuglewicz, R. 1967. Otoczaki skał wulkanicznych w zlepieńcu pstrego piaskowca w okolicy Jaworzni. Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego, 37: 207–212.
- Gajewska, I., 1978. Stratygrafia i rozwój kajpru w północno-zachodniej Polsce. Prace Instytutu Geologicznego, 87: 5–59.
- Gągol, J., Kuleta, M., Zbroja, S. 2005. Odmiany litologiczno-surowcowe dekoracyjnych piaskowców budowlanych dolnego triasu w Górach Świętokrzyskich. Narodowe Archiwum Geologiczne PIG-PIB, Kielce.
- Geluk, M.C. 2005. Stratigraphy and tectonics of Permo- Triassic basins in the Netherlands and surrounding areas (praca doktorska), University of Utrecht, Utrecht: 171.
- Głazek, J., Kutek, J. 1976. Powaryscyjski rozwój geotektoniczny obszaru Świętokrzyskiego. W: Pożaryski, W., Głazek, J. (red.), Przewodnik 46 Zjazdu Naukowego PTG, Starachowice 24-26 września 1976. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa: 14–51.
- Głazek, J., Romanek, A. 1976. Punkt III-B-4 Jaworznia wycieczki 48 Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego. Przewodnik XLVIII Zjazdu PTG: 240–247.
- Głazek, J., Romanek, A. 1978. 1 Jaworznia. W: Piątkowski T.S., Wagner, R. (red.), Symposium on central European Permian. Guide of Excursions, Part 2. Zechstein of the Holy Cross Mts. Geological Institute, Warszawa: 41–49.
- Głazek, J., Kutek, J. 1976. Powaryscyjski rozwój geotektoniczny obszaru Świętokrzyskiego. W: Pożaryski, W., Głazek, J. (red.), Przewodnik 46 Zjazdu Naukowego PTG, Starachowice 24–26 września 1976. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa: 14–51.
- Gradziński, R. 1986. Aeolian-dune and interdune deposits in the Bunsandstein of the Holy Cross Mts. W: 7th IAS European Regional Meeting, Excursion Guidebook, Kraków: 103–112.
- Gradziński, R. 1989a. Large-Scale Blowouts in Tumlin Sandstone, Lower Triassic. W: International Geological Congress, 28, Washington, D.C., IGC Abstracts: 573–574.
- Gradziński, R. 1989b. Large-scale blowouts in Tumlin Sandstone, Lower Triassic, Poland. W: 28th International Geological Congress. Abstracts: 573–574.
- Gradziński, R. 1992. Deep blowout depressions in the aeolian Tumlin Sandstone (Lower Triassic) of the Holy Cross Mountains, Central Poland. Sedimentary Geology, 81: 231–242.
- Gradziński, R., Gągol, J., Ślączka, A. 1979. The Tumlin Sandstone (Holy Cross Mts., Central Poland): Lower Triassic deposits of eolian dunes and interdune areas. Acta Geologica polonica, 29: 151–175.
- Gradziński, R., Uchman, A. 1994. Trace fossils from interdune deposits —an example from the Lower Triassic aeolian Tumlin Sandstone, central Poland. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 108: 121–138.
- Hakenberg M, Świdrowska J. 1996. Rozwój paleogeograficzny niecki miechowskiej i jego strukturalne uwarunkowania w późnym triasie oraz wczesnej i środkowej jurze. W: Zagadnienia geologii Niecki Nidziańskiej. Prace Instytutu Geografii WSP w Kielcach, 1: 77–92.
- Jewuła, K. 2021. Depositional environments and facies architecture of the upper Permian-Lower Triassic and Upper Triassic continental successions in the SE margin of Central European Basin (Holy Cross Mountains and Upper Silesia). Rozprawa Doktorska, Instytut Nauk Geologicznych, Polska Akademia Nauk, Kraków.
- Jewuła, K., Matysik, M., Paszkowski, M., Szulc, J. 2019. The Late Triassic development of playa-gilgai environments from Upper Silesia, southern Poland. Sedimentary Geology, 379: 25–45.

- Jewuła, K., Trela, W., Fijałkowska-Mader, A. 2020. The Permian–Triassic boundary in continental sedimentary succession at the SE margin of the Central European Basin (Holy Cross Mountains, Poland). Geological Magazine, 157: 1767–1780.
- Jewuła, K., Trela, W., Fijałkowska-Mader, A. 2021. Sedimentary and pedogenic record of seasonal humidity during the Permian-Triassic transition on the SE margin of Central European Basin (Holy Cross Mountains, Poland). Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 564: 110154.
- Jewuła, K., Trela, W., Wasielka, N., Archer, S. 2023. Palustrine limestones and calcretes as the sedimentary record of paleoenvironmental changes in a Late Permian semi-arid climate at the SE periphery of the Southern Permian Basin (the Holy Cross Mountains, Poland). Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 614: 111398.
- Jones, N. S., Ambrose, K. 1994. Triassic sandy braidplain and aeolian sedimentation in the Sherwood Sandstone Group of the Sellafield area, west Cumbria. Proceedings of the Yorkshire Geological Society, 50, 61–76. https://doi.org/10.1144/pygs.50.1.61.
- Jurkiewicz, I. 1968. Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1: 50000. Arkusz Czermno. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.
- Käding, K.Ch. 1987. Verbreitung und Machtigkeit der hoheren Zechstein-Folge in Zentralen Teil des Zechsteinbeckens. International Symposium on Zechstein 87, Bochum. Abstracts/Posters, Bochum: 42–43.
- Karaszewski, W., Kopik, J. 1970. Jura dolna. W: W: Rühle E. (red.), Stratygrafia mezozoiku obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. Prace Instytutu Geologicznego, 56: 65–97.
- Kasprzyk, A. 1995. Zechstein anhydrites NW of the Holy Cross Mts (Upper Permian, central Poland): facies and palaeogeography. Geological Quarterly, 39: 489–512.
- Kopik, J. 1970. Retyk. W: Rühle, E. (red.), Stratygrafia mezozoiku obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. Prace Instytutu Geologicznego, 56: 49–61.
- Kostecka, A. 1966. Litologia i sedymentacja cechsztynu synkliny gałęzicko- bolechowickiej. Prace Geologiczne Komitetu Nauk Geologicznych PAN, Oddział w Krakowie, 38: 3–84.
- Kowalczewski, Z., Rup, M. 1989. Cechsztyn w Górach Świętokrzyskich. Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego, 3: 625–639.
- Kozłowska, M. 2012. Sedimentary environment and tectonic controls of the Snochowice Beds (Lower Jurassic, western margin of the Holy Cross Mountains, Poland). Geological Quarterly, 56: 299–314.
- Kozłowska, M. 2019. Paleosols and their sedimentary setting in the Old Red succession of Podolia, Ukraine. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 514: 45–64.
- Kozur, H.W., Bachmann, G.H. 2010. The Middle Carnian Wet Intermezzo of the Stuttgart Formation (Schilfsandsten), German Basin. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 290: 107– 119.
- Kraus, M.J. 1999. Paleosols in clastic sedimentary rocks: Their geologic applications. Earth Sciences Review, 47: 41–70.
- Kuleta, M. 1999. Nowe dane o osadach pstrego piaskowca w synklinie piekoszowskiej kamieniołom Jaworznia. Posiedzenia Naukowe Państwowego Instytutu Geologicznego, 55: 141–144.
- Kuleta, M., Iwanow, A. 2006. Kajper i "retyk". W: Kowalczewski, Z. (red.), Ostałów PIG 2. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego, 112: 48–51.
- Kuleta M., Nawrocki J. 2000. Litostratygrafia i magnetostratygrafia pstrego piaskowca w północnym obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich. Narodowe Archiwum Geologiczne PIG-PIB, Warszawa.
- Kuleta, M., Nawrocki, J. 2002. Litostratygrafia i magnetostratygrafia pstrego piaskowca w północnym obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich. Posiedzenia Naukowe Państwowego Instytutu Geologicznego, 58: 109–111.
- Kuleta, M., Niedźwiedzki, G., Ptaszyński, T. 2001. Tropy kręgowców z retu Baranowa, Góry Świętokrzyskie. Przegląd Geologiczny, 49(4): 325–327.
- Kuleta, M., Niedźwiedzki G., Ptaszyński, T. 2005a. Nowe stanowisko z tropami kręgowców z górnego pstrego piaskowca Gór Świętokrzyskich. Przegląd Geologiczny, 53: 151–155.
- Kuleta, M., Niedźwiedzki, G., Ptaszyński, T. 2006a. Stanowisko 3 Kopulak kamieniołom piaskowców dolnego retu. W: Skompski, S., Żylińska, A. (red.), Procesy i zdarzenia w historii Geologicznej Gór

świętokrzyskich. 77 Zjazd Naukowy Polskiego Towarzystwa Geologicznego, Ameliówka k. Kielc, 28– 30 czerwca 2006. Materiały konferencyjne. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa: 185–187.

- Kuleta, M., Niedźwiedzki, G., Ptaszyński, T. 2007a. STOP.IV.5. Kopulak sandstones quarry. W: Szulc, J., Becker, A. (red.), International workshop on the Triassic of southern Poland, September 3-8, 2007.
 Fieldtrip guide. Polish Geological Society, Polish Geological Institute, Institute of Geological Sciences, Jagiellonian University, Cracow.
- Kuleta, M., Niedźwiedzki, G., Ptaszyński, T., Nawrocki, J., 2007b. STOP.IV.4. Zachełmie dolomite quarry. W: Szulc, J., Becker, A. (red.), International workshop on the Triassic of southern Poland, September 3–8, 2007. Polish Geological Society, Polish Geological Institute, Institute of Geological Sciences, Jagiellonian University, Cracow: 69–71.
- Kuleta, M., Niedźwiedzki, G., Zbroja, S. 2006b. Stanowisko z tropami kręgowców z osadów najwyższego środkowego pstrego piaskowca Gór Świętokrzyskich. Przegląd Geologiczny, 54: 1081–1088.
- Kuleta M., Urban J. 1996. Litologia wypełnień postwaryscyjskiego krasu kopalnego w Jaworzni koło koło
 Kielc. W: Materiały 30. Symp. Sekcji Speleologicznej Polskiego Towarzystwa Przyrodników im.
 Kopernika, Kielce-Bocheniec 18-22.10.1996. Kraków: 32–33.
- Kuleta, M., Zbroja, S. 2006. Wczesny etap rozwoju pokrywy permsko- mezozoicznej Gór Świętokrzyskich. W: Skompski, S., Żylińska, A. (red.), Procesy i zdarzenia w historii geologicznej gór świętokrzyskich. 77 Zjazd Naukowy Polskiego Towarzystwa Geologicznego. Polskie Towarzystwo Geologiczne, Ameliówka k. Kielc, 28-30 czerwca 2006. Materiały konferencyjne. Warszawa: 105– 125.
- Kuleta M., Zbroja S., Ptaszyński T., Niedźwiedzki G. 2006c Stanowisko 1. Zachełmie k. Zagnańska.
 W: Skompski S. i Żylińska A. (red.). Procesy i zdarzenia w historii geologicznej Gór Świętokrzyskich.
 77 Zjazd Naukowy Polskiego Towarzystwa Geologicznego. Ameliówka k. Kielc. 28–30 czerwca 2006
 r. Materiały konferencyjne. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa, s. 174–178.
- Kürschner, W.M., Hergreen, W.G.F. 2010. Triassic palynology of central and northwestern Europe: a review of palynological diversity patterns and biostratigraphic subdivisions. Geological Society Special Publications, 334: 263–283.
- Kutek, J., Głazek, J. 1972. The Holy Cross area, Central Poland, in the Alpine cycle. Acta Geologica Polonica, 22: 603–653.
- Kutzbach, J.E., Gallimore, R.G. 1989. Pangaean climates: megamonsoons of the megacontinent. Journal of Geophysical Research, 94: 3341–3357.
- Kutzbach, J.E. 1994. Idealized Pangean climates: Sensitivity to orbital change. W: Klein, G.D. (red.), Pangea: Paleoclimate, Tectonics, and Sedimentation During Accretion, Zenith, and Breakup of a Supercontinent. Geological Society of America, Special Paper, 288: 41–55.
- Lamarche, J., Lewandowski, M., Mansy, J.L., Szulczewski, M. 2003. Partitioning pre-, syn- and post-Variscan deformation in the Holy Cross Mountains, eastern Variscan foreland. W: McCann, T., Saintot, A. (red.), Tracing tectonic deformation using the sedimentary record. Geological Society, London, Special Publications 208: 159–184.
- Marriott, S.P., Wright, V.P. 1993. Paleosols as indicators of geomorphic stability in two Old Red Sandstones alluvial suite, South Wales. Journal of Geological Society, 150: 1109–1120.
- Matysik, M., Szulc, J. 2019. Shallow-marine carbonate sedimentation in a tectonically mobile basin, the Muschelkalk (Middle Triassic) of Upper Silesia (southern Poland). Marine and Petroleum Geology, 107: 99–115.
- Mazur, S., Mikolajczak, M., Krzywiec, P., Malinowski, M., Buffenmyer, V., Lewandowski, M. 2015. Is the Teisseyre-Tornquist zone an ancient plate boundary of Baltica? Tectonics, 34: 2465–2477.
- Migaszewski Z., Hałas S., Durakiewicz T. 1996. Wiek i geneza mineralizacji kalcytowej w Górach Świętokrzyskich w świetle badań litologiczno-petrograficznych i izotopowych. Przegląd Geologiczny. 44, 3: 275–281.
- Mylroie J.E., Carew J.L. 2000. Speleogenesis in coastal and oceanic settings. W: Klimchouk, A.B., Ford, D.C., Palmer, A.N., Dreybrodt, W. (red), Speleogenesis. Evolution of karst aquifers, National Speleological Society, Inc., Huntsville: 226–233.

- Narkiewicz, M., Petecki, Z. 2017. Basement structure of the Paleozoic Platform in Poland. Geological Quarterly, 61, 502–520.
- Nawrocki, J. 1997. Permian to Early Triassic magnetostratigraphy from the Central European Basin in Poland: Implications on regional and worldwide correlations. Earth and Planetary Science Letters, 152: 37–58.
- Nawrocki, J., Kuleta, M., Zbroja, M. 2003. Buntsandstein magnetostratigraphy from the northern part of the Holy Cross Mountains. Geological Quarterly, 47: 253-260.
- Newell, A.J., Sennikov, A.G., Benton, M.J., Molostovskaya, I.I., Golubev, V.K., Minikh, A. V., Minikh, M.G. 2010. Disruption of playa-lacustrine depositional systems at the Permo-Triassic boundary: evidence from Vyazniki and Gorokhovets on the Russian Platform. Journal of the Geological Society of London, 167: 695–716.
- Nichols, G.J., Fisher, J.A. 2007. Processes, facies and architecture of fluvial distributary system deposits. Sediment. Geol. 195, 75–90.
- Niedźwiedzki, G., Kin, A., Remin, Z., Małkiewicz, M. 2007. Środkowotriasowa ichnofauna kręgowców z "warstw z Krynek" w Górach Świętokrzyskich wstępny przegląd. Przegląd Geologiczny, 55: 870–879.
- Olivarius, M., Weibel, R., Friis, H., Boldreel, L.O., Keulen, N., Thomsen, T. B. 2017. Provenance of the Lower Triassic Bunter Sandstone Formation: implications for distribution and architecture of aeolian vs. fluvial reservoirs in the North German Basin. Basin Research, 29, Issue S1, February 2017: 113– 130.
- Orłowska-Zwolińska, T. 1984. Palynostratigraphy of the Buntsandstein in sections of western Poland. Acta Palaeontologica Polonica, 29: 161–194.
- Orłowska-Zwolińska, T. 1985. Palynological zones of the Polish Epicontinental Triassic. Bulletin of the Polish Academy of Sciences, Earth Sciences, 33: 107–19.
- Paul, J., Puff, P. 2010. Das Klima in Buntsandstein In: Deutsche Stratigraphische Kommission (Hrsg.), Stratigraphie von Deutschland X. Buntsandstein. Schriftenreihe der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften, 69: 58–69.
- Pawłowska, K. 1978. Zechstein in the Holy Cross Mts. W: Piątkowski, T.S., Wagner, R. (red.), Symposium on Central European Permian, Guide of Excursions, part 2. Geological Institute, Warszawa: 9–19.
- Pieńkowski, G. 1989. Sedymentologiczne kryteria wyróżniania granicy cechsztyn/pstry piaskowiec oraz perm/trias w Polsce. Przegląd Geologiczny, 37: 237–244.
- Pieńkowski G. 1997. Sedymentologia i stratygrafia sekwencji na podstawie wybranych profilów. W: Epikontynentalny perm i mezozoik w Polsce. Jura dolna. Litostratygrafia i litofacje. Prace Instytutu Geologicznego, 153: 217–235.
- Pieńkowski G., 2004. The epicontinental Lower Jurassic of Poland. Polish Geological Institute Special Papers, 12: 1–154.
- Pieńkowski G., Niedźwiedzki, G., Brański, P. 2014. Climatic reversals related to the Central Atlantic magmatic province caused the end-Triassic biotic crisis evidence from continental strata in Poland. Geological Society of America Special Papers, 505: 263–286.
- Ptaszyński, T. 2000a. Tropy kręgowców z piaskowca tumlińskiego Góry Grodowej Góry Świętokrzyskie. Przegląd Geologiczny, 48: 418–421.
- Ptaszyński, T. 2000b. Lower Triassic vertebrate foot prints from Wióry, Holy Cross Mountains, Poland. Acta Paleontologica Polonica, 45: 151–194.
- Ptaszyński, T., Niedźwiedzki, G. 2004. Late Permian vertebrate tracks from the Tumlin Sandstone, Holy Cross Mountains, Poland. Acta Palaeontologica Polonica, 49: 289–320.
- Ptaszyński, T., Niedźwiedzki, G. 2006. Pstry piaskowiec w Górach Świętokrzyskich: chronostratygrafia i korelacja litostratygraficzna z basenem turyńskim. Przegląd Geologiczny, 54: 525–533.
- Reichenbach, W. 1970. Die lithologische Gliederung der rezessiven Folge von Zechstein 2-5 in ihrer Beckenausbildung – Probleme der Grenzziehung und Parallelisierung. Berichte der Deutschen Gesellschaft für Geologische Wissenschaften A, Geologie und Paläontologie, 4: 3–64.

- Reinhardt, L., Ricken, W. 2000. The stratigraphic and geochemical record of Playa Cycles: monitoring a Pangean monsoon-like system (Triassic, Middle Keuper, S.Germany). Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology, 161: 205–227.
- Retallack, G. 1991. Soils of the Past. An Introduction to Paleopedology. Blackwell Science, 404 s.
- Richter Bernburg., G. 1955. Stratigraphische Gliederung des deutschen Zechstein. Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft, 105: 843–854.
- Romanek, A. 2007. Mapa Geologiczna Polski B Mapa bez utworów czwartorzędowych, 58-Kielce (M-34-IX), Państwowy Instytut geologiczny, Warszawa.
- Samsonowicz, J. 1929. Cechsztyn, trias i lias na północnem zboczu Łysogór. Sprawozdania Polskiego Instytutu Geologicznego, 5: 1–281.
- Senkowiczowa H. 1961. Ret i wapień muszlowy na zachodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich. Biuletyn Instytutu Geologicznego, 167.
- Senkowiczowa, H. 1970. Trias. W: Rühle, E. (red.), Stratygrafia mezozoiku obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. Prace Instytutu Geologicznego, 56: 7–48.
- Senkowiczowa, H. 1982. Struktury biogeniczne w osadach retu i dolnego wapienia muszlowego Gór Świętokrzyskich. Kwartalnik Geologiczny, 26(3/4): 559–583.
- Senkowiczowa, H., Ślączka, A. 1962. Pstry Piaskowiec na północnym obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich. Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego, 32: 313–38.
- Sheldon, N.D. 2006. Abrupt chemical weathering increase across Permian-Triassic boundary. Palaeogeography, Palaeoenvironment, Palaeoecology, 231: 315–321.
- Scholze F., Schneider J.W., Werneburg R. 2016. Conchostracans in continental deposits of the Zechstein-Buntsandstein transition in central Germany: Taxonomy and biostratigraphic implications for the position of the Permian-Triassic boundary within the Zechstein Group. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 449: 174–193.
- Scholze F., Wang Xu, Kirscher U., Kraft J., Schneider J.W., Götz A.E., Joachimski M.M., Batchtadse V. 2017. A multistratigraphic approach to pinpoint the Permian-Triassic boundary in continental deposits: the Zechstein–Lower Buntsandstein transition in Germany. Global Planetary Change, 152: 129–151.
- Skompski, S. 2016. Stop 1A. Kamieniołom "Jaworznia". Cykle loferskie w marginalnych częściach platformy węglanowej. W: Olszewska-Nejbert, D., Filipek, A., Bąbel, M., Wysocka, A. (red.), Polska Konferencja Sedymentologiczna POKOS 6 - Materiały konferencyjne: 15–20.
- Skompski, S., Konon, A., Wysocka, A., Czarniecka, U. 2019. Evidence of Late Cretaceous/Cenozoic strike-slip faulting within the late Palaeozoic Holy Cross Mts. Fold Belt, Poland: Józefka releasing stepover. Acta Geologica Polonica, 69, 89–105.
- Skompski, S., Szulczewski, M. 2000. Lover-type cyclothems in the Upper Devonian of the Holy Cross Mts (central Poland). Acta Geologica Polonica, 50: 303–406.
- Stupnicka, E., Stempień-Sałek, M. 2016. Geologia regionalna Polski. Uniwersytet Warszawski, Warszawa.
- Sun, Y., Joachimski, M.M., Wignall, P.B., Yan, C., Chen, Y., Jiang, H., Wang, L. and Lai, X. 2012. Lethally hot temperatures during the Early Triassic greenhouse. Science, 338, 366–370.
- Szaniawski, R., Konon, A., Grabowski, J., Schnabi, P. 2011. Palaeomagnetic age constraints on folding and faulting events in Devonian carbonates of the Kielce Fold Zone (southern Holy Cross Mountains, Central Poland). Geological Quarterly, 55: 223–234.
- Szulc, J. 2000. Middle Triassic evolution of the northern Peri-Thethys area as influenced by early opening of the Tethys Ocean. Annales Societatis Geologorum Poloniae, 70: 1–48.
- Szulc, J. 2007. Kajper. W: Szulc, J., Becker, A. (red.), International Workshop on the Triassic of southern Poland, September 3-8, 2007. Fieldtrip Guide. Polish Geological Society, Polish Geological Institute, Institute of Geological Science, Jagiellonian University, Cracow: 33–41.
- Szulc, J. 2015. Część 2. Posthercyńska mobilność tektoniczna regionu świętokrzyskiego w zapisie sedymentologicznym utworów permu i triasu – diagnoza. W: Skompski, S. (red.), 84 Zjazd Naukowy Polskiego Towarzystwa Geologicznego, Chęciny, 9–11 września, 2015 r. Ekstensja i inwersja postwaryscyjskich basenów sedymentacyjnych. Materiały konferencyjne. Państwowy Instytut Geologiczny - Państwowy Instytut Badawczy, Warszawa: 17–28.
- Szulc, J., Becker, A. (red.) 2007. International Workshop on the Triassic of southern Poland, Fieldtrip guide, September 3–8, 2007. Polish Geological Society, Polish Geological Institute and Institute of Geological Sciences, Jagiellonian University, Cracow: 88.
- Szulc, J., Becker, A., Mader, A. 2015a. Perm i trias nowe otwarcie w historii Gór Świętokrzyskich, W: Skompski S. (red.) – Ekstensja i Inwersja Powaryscyjskich Basenów Sedymentacyjnych. Materiały konferencyjne. Państwowy Instytut Geologiczny–Państwowy Instytut Badawczy, Warszawa: 11–27.
- Szulc, J., Racki, G., Jewuła, K. 2015b. Key aspects of the stratigraphy of the Upper Silesian middle Keuper, southern Poland. Annales Societatis Geologorum Poloniae, 85: 557–586.
- Szulczewski, M. 1995. Depositional evolution of the Holy Cross Mts. (Poland) in the Devonian and Carboniferous a review. Geological Quarterly, 39: 471–488.
- Szyperko-Śliwczyńska, A. 1980. Litostratygrafia pstrego piaskowca w Polsce i projekt jej usystematyzowania. Kwartalnik Geologiczny, 24: 275–298.
- Szyperko-Teller, A. 1997a. Trias dolny (pstry piaskowiec). Formalne i nieformalne jednostki litostratygraficzne. W: Marek, S,. Pajchlowa, M. (red.), Epikontynentalny perm i mezozoik w Polsce. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 153: 112–117.
- Szyperko-Teller, A. 1997b. Trias dolny (pstry piaskowiec). Sedymentacja, paleogeografia i paleotektonika. W: Marek, S., Pajchlowa, M. (red.), Epikontynentalny perm i mezozoik w Polsce. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 153: 121–132.
- Szyperko-Teller, A., Moryc, W. 1988. Rozwój basenu sedymentacyjnego pstrego piaskowca w Polsce. Kwartalnik Geologiczny, 32: 53–72.
- Świdrowska, J., Hakenberg, M., Poluthovie, B., Seghedi, A., Višnâkov, I. 2008. Evolution of the Mesozoic basins on the southwestern edge of the East European Craton (Poland, Ukraine, Moldova, Romania). Studia Geologica Polonica, 130: 1–131.
- Tałanda M, Dzięcioł, S., Sulej, T., Niedzwiedzki, G. 2011. Vertebrate burrow system from the Upper Triassic of Poland. Palaios. 26, 99–105.
- Trela, W. 1998. Środowisko sedymentacji piaskowców "warstw z Krynek" w rejonie Nietuliska (NE obrzeżenie Gór Świętokrzyskich). Przegląd Geologiczny, 46: 67–70.
- Trela, W., Fijałkowska-Mader, A. 2017. Paleogleby w zapisie sedymentacyjnym formacji z Siodeł Górach Świętokrzyskich (perm górny trias dolny). Przegląd Geologiczny, 65: 227–33.
- Trela, W., Wojtyna, H. 2009. Walory geoedukacyjne stanowisk przyrody nieożywionej w Dolinie Świśliny (NE obrzeżenie Gór Świętokrzyskich, Geopark Dolina Kamiennej. W: Trela, W., Złonkiewicz, Z. (red.), Perspektywy rozwoju geoparków w regionie świętokrzyskim. Wyd. Kieleckie Towarzystwo Naukowe, Kielce: 55–57.
- Trela W., Zacharski J., Ptaszyński T., Niedźwiedzki G., Szulc, J. 2007. STOP.V.2. Witulin small abandoned quarry. W: Szulc, J., Becker, A. (red.), International workshop on the Triassic of southern Poland, September 3-8, 2007. Fieldtrip guide Polish Geological Society, Polish Geological Institute, Institute of Geological Sciences, Jagiellonian University, Cracow: 77.
- Urban, J. (red.), 1996. Jaskinie regionu świętokrzyskiego. Polskie Towarzystwo Przyjaciół Nauk o Ziemi, Warszawa.
- Urban, J. 2007. Permian to Triassic paleokarst of the Świętokrzyskie (Holy Cross) Mts., Central Poland. Kwartalnik AGH, Geologia, 33: 5–50.
- Urban, J. 2013. Zapis lądowych etapów historii geologicznej Gór Świętokrzyskich w osadach i formach krasowych wybrane przykłady. Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego, 454: 77–102.
- Urban, J., Kasza, A. 2020. Ochrona dziedzictwa geologicznego w rezerwatach świętokrzyskich cztery przykłady. Chrońmy Przyrodę Ojczystą, 76: 28–49.
- Urban, J., Rzonca, B. 2009. Karst system analyzed using borehole logs Devonian carbonates of the Świętokrzyskie (Holy Cross) Mountains, central Poland. Geomorphology, 112: 27–47.
- Wagner, R., 1988. Ewolucja basenu cechsztyńskiego w Polsce. Kwartalnik Geologiczny, 32: 33-51.
- Wagner, R., 1994. Stratygrafia osadów i rozwój basenu cechsztyńskiego na Niżu Polskim. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 146: 1–71.
- Ward, P.D., Montgomery, D.R., Smith, R. 2000. Altered river morphology in South Africa related to the Permian-Triassic extinction. Science, 289: 1740–1743.

DOI: https://doi.org/10.1126/science.289.5485.1740.

- Weidlich, O. 2007. Permian to Triassic mass extinction and earliest Triassic recovery overlooked? New evidence for a marine origin of Lower Triassic mixed carbonate-siliciclastic sediments (Rogenstein member), Germany. Palaeography, Palaeoclimatology, Palaeoceology, 252: 259–269.
- Žak, K., Pruner, P., Bosák, P., Svobodová, M., Šlechta, S. 2007. An unusual paleokarst sedimentary rocks in the Bohemian Karst (Czech Republic), and its regional tectonic ang geomorphologic relationships. Bulletin of Geosciences, 82: 275–290.
- Žak, K., Richter, D.K., Filippi, M., Živor, R., Deininger, M., Mangini, A., Scholz, D. 2012. Coarsely crystalline cryogenic cave carbonate a new archive to estimate the Last Glacial minimum permafrost depth in Central Europe. Climate of the Past, 8: 1821–1837.
- Zbroja, S., Kuleta, M., Migaszewski, Z.M. 1998. Nowe dane o zlepieńcach z kamieniołomu "Zygmuntówka" w Górach Świętokrzyskich. Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego, 379: 41–59.
- Ziegler, P.A. 1990. Geological atlas of Western and Central Europe. Shell Internationale Petroleum Mij. B.V., Geological Society, London.
- Złonkiewicz, Z. 2006. Ewolucja basenu niecki miechowskiej w jurze jako rezultat regionalnych przemian tektonicznych. Przegląd Geologiczny, 54: 534–540.
- Złonkiewicz, Z. 2011. Co z tą bruzdą? Czyli jurajski basen epikontynentalny widziany z niecki Nidy. W: (Zieliński A., red,). Znane fakty nowe interpretacje w geologii i geomorfologii. Instytut Geografii UJK, Kielce: 93–103.
- Złonkiewicz, Z. (w przygotowaniu). Objaśnienia do arkusza Piekoszów Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000.
- Złonkiewicz, Z., Becker, A. 2015. Stanowisko 1. Zachełmie. W: Skompski, S. (red.), 84 Zjazd Naukowy Polskiego Towarzystwa Geologicznego, Chęciny, 9–11 września, 2015 r. Ekstensja i Inwersja Powaryscyjskich Basenów Sedymentacyjnych. Materiały konferencyjne. Państwowy Instytut Geologiczny–Państwowy Instytut Badawczy, Warszawa: 109–119.
- Złonkiewicz Z., Fijałkowska-Mader A. 2018. Walory geoedukacyjne kamieniołomu Zachełmie w Górach Świętokrzyskich (Polska Południowa). Geoturism, 3–4(54–55): 11–26.
- Żyła, D., Węgierek P., Owocki, K., Niedźwiedzki, G. 2013. Insects and crustaceans from the latest Early– early Middle Triassic of Poland. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 371: 136– 144.

Streszczenia wystąpień

Jakie osady ulegają upłynnieniu? Cechy teksturalne osadów upłynnionych na podstawie przykładów terenowych

Szymon Belzyt¹, Szymon Świątek², Małgorzata Pisarska-Jamroży², Barbara Woronko³

¹Uniwersytet Mikołaja Kopernika w Toruniu, Wydział Nauk o Ziemi i Gospodarki Przestrzennej, ul. Lwowska 1, 87-100 Toruń, s.belzyt@umk.pl

²Uniwersytet im. Adama Mickiewicza w Poznaniu, Instytut Geologii, ul. B. Krygowskiego 12, 61-680 Poznań

³Uniwersytet Warszawski, Wydział Geologii, ul. Żwirki i Wigury 93, 02-089 Warszawa

Upłynnienie to przejście nieskonsolidowanego nasyconego wodą osadu, pod wpływem przyłożonego naprężenia (np. wstrząsu lub obciążenia), w płynną i plastyczną masę. Dochodzi do niego poprzez wzrost ciśnienia porowego w osadzie, który powoduje niszczenie kontaktów międzyziarnowych i utratę wytrzymałości na ścinanie. W warunkach naturalnych upłynnienie może być wywołane wieloma czynnikami, w tym działalnością fal, gwałtowną sedymentacją, przejściem przez osad fali sejsmicznej czy upadkiem meteorytów. Uważa się, że osadami najbardziej podatnymi na upłynnienie są piaski pylaste i pyły piaszczyste, jednakże wyniki badań terenowych często różnią się od tych uzyskanych eksperymentalnie ze względu na wiele, nieuwzględnianych podczas eksperymentów laboratoryjnych, czynników wpływających na przebieg procesów sedymentacji i deformacji. Celem badań było przedstawienie szczegółowej charakterystyki teksturalnej osadów struktur deformacyjnych powstałych w efekcie upłynnienia.

W niniejszej pracy przeanalizowaliśmy sto czterdzieści cztery próbki nieskonsolidowanych osadów plejstoceńskich, zdeponowanych a następnie poddanych deformacjom będących efektem upłynnienia między MIS 5d a MIS 2, które reprezentują różne struktury deformacyjne (np. struktury iniekcyjne – dajki klastyczne, iniekcje; struktury pogrązowe – pogrązy, pseudonodule, struktury płomieniowe). Próbki zostały pobrane z ośmiu stanowisk badawczych położonych w Niemczech (stanowiska Dwasieden i Weisser Berg), na Litwie (stanowiska Slinkis, Dyburiai, Liciškenai, Giržadai) i Łotwie (Sārnate and Baltmuiža), w których rozpoznano sukcesje osadowe następujących środowisk depozycyjnych: limnicznego, glacilimnicznego, płytkiej zatoki morskiej i równi zalewowej rzeki meandrującej. Dla każdej z próbek określono uziarnienie oraz wyliczono podstawowe parametry statystyczne, a następnie wyniki dla wydzielonych grup struktur deformacyjnych poddano testom statystycznym. Na podstawie uzyskanych wyników zaobserwowaliśmy m.in., że: (1) struktury iniekcyjne są na ogół zbudowane z osadów drobnoziarnistych (frakcja pyłowa i iłowa), (2) struktury iniekcyjne, szczególnie w zakresie frakcji 3-4 phi, mają wyższą wartość skośności, niż struktury pogrązowe, (4) stopień wysortowania osadów struktur iniekcyjnych wzrasta wraz z rosnącą średnią średnicą ziaren.

Głównym czynnikiem, wpływającym na rozwój struktur deformacyjnych w osadach, jest zawartość ziaren frakcji pyłowej. Jednakże aby zaszły deformacje związane z iniekcjami, osad pylasty musi być wzbogacony zarówno w ziarna frakcji piasku, jak również w niewielką ilość frakcji iłu (max do 5%). Wyniki badań wskazują również, że maksymalna zawartość frakcji iłowej w osadach podatnych na upłynnienie nie może przekraczać 14%, przy jednoczesnej znacznej zawartości frakcji grubszych

Badania wykonano w ramach grantów Narodowego Centrum Nauki nr 2015/19/B/ST10/00661 (projekt GREBAL) i 2019/35/N/ST10/03401.

Zapis zmian δ¹³C i δ¹⁸O w sukcesji węglanowej pogranicza dolnego i środkowego triasu w Górach Świętokrzyskich

Karolina Bieńko¹, Anna Fijałkowska-Mader¹, Wiesław Trela¹ ¹Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, Oddział Świętokrzyski, Kielce, ul. Zgoda, 21, karolina.bienko@pgi.gov.pl

Sekwencja węglanowa pogranicza dolnego i środkowego triasu (górnego oleneku i dolnego anizyku) w synklinie piekoszowskiej Gór Świętokrzyskich stanowi zapis rozwoju wczesnego etapu platformy węglanowej w południowo-wschodniej części basenu germańskiego. We wczesnym triasie basen ten oddzielony był od Oceanu Tetydy postwaryscyjskim wyniesieniem sudecko-małopolskolubelskim, a pod koniec oleneku uzyskał połączenie z Tetydą poprzez obniżenia tektoniczne: bramę wschodniokarpacką na południowym wschodzie i bramę śląsko-morawską na południu. Badaniami objęte zostały osady pogranicza dolnego i środkowego triasu w otworze Podzamcze IG-1, w którym jest ciągły zapis przejścia od osadów fluwialnych dolnego triasu (górnego pstrego piaskowca) do morskich (platformowych) osadów węglanowych retu i wapienia muszlowego. Kompleks węglanowy tworzą głównie wapienie margliste oraz wapienie ziarniste (krynoidowo-muszlowcowe) i wapienie gruzłowe, przeławicane marglami i iłowcami węglanowymi. W profilu tym wyróżniono cztery cykle sedymentacyjne, związane ze zmianami poziomu morza. Regresywna część cykli jest reprezentowana przez wczesnodiagenetyczne dolomity lub czerwone mułowce z paleoglebami, wskazujące na znaczne spłycenie basenu depozycyjnego, a nawet okresowe wynurzenie.

Z trzech interwałów pogranicza dolnego i środkowego triasu uzyskano materiał sporowopyłkowy, diagnostyczny dla poziomów Angustisulcites gorpii – Voltziaceaesporites heteromorpha, Striatoabietites balmei – Voltziaceaesporites heteromorpha oraz Protodiploxypinus doubingeri. Poziomy te jednoznacznie wskazują, że badany interwał obejmuje najwyższy olenek i dolny anizyk.

Wykonano także dziewięćdziesiąt analiz izotopów węgla i tlenu węglanów retu i wapienia muszlowego (δ^{13} C od -5,66 do 2,91‰ V-PDB; δ^{18} O od -7,72 do 0,4‰ V-PDB). Krzywa δ^{13} C wykazuje ogólny trend wzrostowy z czterema zauważalnymi anomaliami dodatnimi. Dane palinostratygraficzne wskazują, że dwa niższe piki (odpowiednio 0,23‰ i 1,14‰) występują na granicy spat-anizyk, a trzeci (0,43‰) można korelować z granicą egej-bityn. Znaczący wzrost δ^{13} C do maksymalnej wartości 2,91‰ związany jest z przejściem od bitynu do pelsonu. Uzyskane wyniki δ^{13} C korelują się dobrze z krzywymi izotopowymi węgla dla górnego oleneku i anizyku w profilach tetydzkich i basenu germańskiego. Wyniki oznaczeń izotopów węgla i tlenu wykazują słabą, negatywną korelację. Krzywa izotopowa dla δ^{18} O charakteryzuję się ogólnym, spadkowym trendem w górę profilu. Najniższym wartościom krzywej δ^{13} C odpowiadają maksymalne wartości δ^{18} O.

Zestawienie wyników oznaczeń izotopowych, danych sedymentologicznych i palinologicznych pozwala ustalić granicę między dolnym i środkowym triasem (olenekiem i anizykiem) w obrębie warstw międzygipsowych retu.

Hydraty metanu w zapisie geologicznym

Maciej Bojanowski

Instytut Nauk Geologicznych PAN, Twarda 51/55, 00-818 Warszawa, mbojan@twarda.pan.pl

Hydraty metanu zbudowane są z sieci krystalicznej wody, w której "zapuszkowane" są cząsteczki metanu. Występują one głównie pod dnem oceanów wzdłuż krawędzi kontynentów w wąskim przedziale ciśnienia i temperatury. Podczas rozkładu, hydraty uwalniają nawet ponad 180 m³ metanu. Stanowią więc olbrzymie i kuszące źródło energii. Jednakże, ich eksploatacja na skalę przemysłową budzi spore kontrowersje z uwagi na potencjalne zagrożenia klimatyczne i środowiskowe. Zmiany warunków ciśnienia i temperatury na dnie oceanów, np. związane z ociepleniem wody przydennej, spadkiem poziomu morza, czy lokalnymi zmianami ciśnienia nadkładu wywołanymi działalnością człowieka, mogą zdestabilizować hydraty. Rozpad hydratów na szeroką skalę może doprowadzić nie tylko do regionalnych katastrof ekologicznych, jak ogromne osuwiska podmorskie czy fale tsunami, ale również do przyspieszenia globalnego ocieplenia i zakwaszenia oceanów, gdyż metan jest znacznie bardziej efektywnym gazem cieplarnianym niż dwutlenek węgla.

Istotnie, wiele okresów cieplarnianych w historii Ziemi, np. paleoceńsko-eoceńskie maksimum termiczne, oraz powiązane z nimi kryzysy biotyczne, np. wielkie wymieranie na przełomie permu i triasu, są kojarzone z globalną destabilizacją hydratów metanu. Niemniej jednak, związek ten jest oparty na pośrednich przesłankach, gdyż hydraty nie zachowują się w zapisie kopalnym. Co więcej, jakiekolwiek skały czy struktury sedymentacyjne potencjalnie związane z rozkładem hydratów nie zostały udokumentowane w sukcesjach skalnych odpowiadających tym okresom. Nie ulega jednak wątpliwości, że hydraty metanu musiały występować w osadach morskich przynajmniej od wczesnego fanerozoiku, więc ich rola na podstawie zapisu geologicznego musi być obecnie niedoceniona. Dlatego, rozpoznanie jakichkolwiek świadectw dawnej obecności hydratów metanu stanowi ważny kierunek badań sedymentologicznych, aby zrozumieć ich rolę w historii geologicznej. Niniejszy referat ma na celu przegląd dotąd stwierdzonych świadectw tego typu oraz analizę dalszych perspektyw badawczych nad ich identyfikacją w zapisie kopalnym.

Praca sfinansowana przez Narodowe Centrum Nauki (projekt nr. 2020/37/B/ST10/01769).

Potencjalny wpływ człowieka na zanik i odrodzenie się sedymentacji martwic wapiennych w holocenie późnym

Michał Gradziński

Instytut Nauk Geologicznych UJ, ul. Gronostajowa 3a, 30-387 Kraków, michal.gradzinski@uj.edu.pl

Ponadregionalne zjawisko zaniku sedymentacji martwic wapiennych u schyłku holocenu jest stosunkowo szeroko dyskutowane w literaturze. Natomiast nie zwrócono dotychczas szczególnej uwagi na następujące po nim odrodzenie się systemów depozycyjnych martwic wapiennych. Oba te zjawiska są bardzo czytelne na obszarze Krasu Słowackiego (SE Słowacja).

Kras Słowacki jest typowym obszarem krasowym klimatu umiarkowanego zbudowanym z węglanów mezozoicznych, głównie triasowych. Płaskowyże węglanowe o względnej wysokości do ok. 300 m są odwadniane przez systemy krasowe, które doprowadzają wodę do źródeł położonych w dolinach obrzeżających te płaskowyże. Poniżej źródeł znajdują się kompleksy holoceńskich martwic wapiennych o miąższości przekraczającej 12 m. W Krasie Słowackim rozpoznano dwa systemy depozycyjne martwic: (i) poprzeczny system związany z zawieszonymi źródłami oraz (ii) podłużny system depozycji fluwialnej.

Martwice wapienne były deponowane w czasach atlantyku i subboreału. Następnie podlegały intensywnej erozji i zostały rozcięte, lokalnie nawet do ich mezozoicznego podłoża. Erozję poprzedziła niestabilność zboczy płaskowyży krasowych, co spowodowało osadzanie się koluwium w stropie kompleksów martwicowych. Niestabilność spowodowana była najprawdopodobniej wylesieniem zboczy krasowych płaskowyży. Można postawić hipotezę, że wylesianie wpłynęło na systemy depozycyjne martwic co najmniej dwojako: (i) poprzez zwiększenie zdolności erozyjnej strumieni oraz (ii) poprzez zmniejszenie zawartości rozpuszczonego węglanu wapnia w wodach. Wydaje się prawdopodobne, że wylesienie było efektem rosnącej presji prehistorycznych ludzi związanej z działalności pasterską lub rolniczą. Pogląd ten potwierdza zbieżność czasowa z występowaniem na badanym obszarze kultury kyjackiej lub halsztackiej. Artefakty tych kultur znaleziono nie tylko w martwicach, ale także w licznych jaskiniach, w tym w bezpośrednim pobliżu kompleksów martwic wapiennych. Powyższy scenariusz potwierdza pogląd, że prehistoryczni ludzie wpłynęli na zahamowanie wzrostu martwic.

Niezależnie od tego jakie czynniki spowodowały zahamowanie wzrostu martwic i intensyfikację erozji fluwialnej, przestały one oddziaływać, ponieważ współczesne martwice intensywnie wzrastają na wszystkich badanych stanowiskach w Krasie Słowackim. Nie jest znany ani dokładny czas przejścia od dezintegracji do ponownego wzrostu martwic, ani czynniki warunkujące to zjawisko. Jednym z możliwych wyjaśnień jest częściowa regeneracja lasów spowodowana prawnymi regulacjami wprowadzonymi w połowie XVIII w. w Monarchii Habsburgów.

Środowisko sedymentacji górnojurajskich wapieni z florą w Wólce Bałtowskiej (NE obrzeżenie Gór Świętokrzyskich)

Agata Jarzynka¹, Jadwiga Ziaja², Maria Barbacka², Grzegorz Pacyna³ ¹Instytut Nauk Geologicznych PAN, ul. Senacka 1, 31-002 Kraków, a.jarzynka@ingpan.krakow.pl ORCID: 0000-0001-9865-6283

 ² Instytut Botaniki im. Władysława Szafera Polskiej Akademii Nauk, ul. Lubicz 46, 31-512 Kraków ORCID: 0000-0002-3562-4812 (J.Z.); ORCID: 0000-0002-1685-7741 (M.B.)
 ³Uniwersytet Jagielloński, Wydział Biologii, Instytut Botaniki, Zakład Taksonomii, Fitogeografii i Paleobotaniki, ul. Gronostajowa 3, 30-387 Kraków, ORCID: 0000-0003-4365-3549

Wólka Bałtowska jako stanowisko występowania górnojurajskich wapieni oolitowych oraz wapieni bogatych w skamieniałości roślinne została odkryta przez Liszkowskiego w 1967 roku. Prowadzone analizy makroflorystyczne, palinofacjalne oraz palinologiczne oryginalnych materiałów Liszkowskiego miały na celu określenie środowiska sedymentacji osadów, ich dokładnego wieku oraz odtworzenie warunków w jakich rosła ówczesna roślinność.

W oparciu o cechy sedymentacyjne oraz analizy palinofacjalne przyjęto, że depozycja osadów odbywała się w środowisku przybrzeżnym, płytkomorskim, z możliwym pogłębianiem basenu od warunków bardzo płytkowodnych po warunki lagunowe. Ta interpretacja nie może zostać potwierdzona ani odrzucona w oparciu o badania makroflory. Jednakże istnieją pewne przesłanki: niewielki rozmiar fragmentów roślin (max. 30 mm, zazwyczaj 10–20 mm), dobrze zachowane kutykule oraz odciski (liście *Brachyphyllum*, łuski szyszek) w bardzo drobnym osadzie mogą sugerować depozycję w lagunie.

Podczas wystąpienia zaprezentowane zostaną wyniki badań paleobotanicznych, palinofacjalnych, palinologicznych oraz przedstawione zostaną wnioski dotyczące wieku oraz przypuszczalnych warunków w jakich rozwijała się roślinność.

Badania były finansowane ze środków Narodowego Centrum Nauki (2022/45/B/NZ8/02000) i z funduszy statutowych Instytutu Botaniki im. W. Szafera Polskiej Akademii Nauk w Krakowie.

Pozycja litostratygraficzna dolno-triasowego ogniwa piaskowców z Tumlina: dziesiątki lat kontrowersji

Hubert Kiersnowski¹, Anna Fijałkowska-Mader¹, Karol Jewuła². ¹Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy w Warszawie, ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa, hkie @pgi.gov.pl ²Instytut Nauk Geologicznych PAN, ul. Senacka 1, 31-002 Kraków

Temat główny: Piaskowce tumlińskie (ogniwo piaskowców z Tumlina), dolnotriasowa jednostka litostratygraficzna. Pierwsze wzmianki w literaturze geologicznej o piaskowcach tumlińskich (generalnie o piaskowcach triasowych występujących na powierzchni w północnym obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich) pochodzą z pracy Czarnockiego (1931), opisano jako dolno-triasowe piaskowce ciosowe. Następnie Senkowiczowa i Ślączka (1962) dowiązali piaskowce tumlińskie występujące na powierzchni do wyników wiercenia Radoszyce 3 z 1954 roku, uznając je za przynależne do dolnej części środkowego pstrego piaskowca i określając je jako warstwy z Tumlina (*Tumlin beds*) (Senkowiczowa 1970). W następnych latach (Gradziński i in., 1979; Gradziński 1986, 1989, 1992), opublikował przełomowe prace dotyczące architektury depozycyjnej piaskowców tumlińskich, wykazując ich eoliczne pochodzenie oraz pokazując kontekst regionalny ich występowania (kamieniołomy: Ciosowa, Wykień, Tumlin-Gród, Sosnowica) w północnym mezozoicznym obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich. Fijałkowska (1994) piaskowce z Tumlina przypisywała do dolnego pstrego piaskowca. Również analizy magnetostratygraficzne (Kuleta i Nawrocki 2000, 2002; Nawrocki i in., 2003) umiejscawiają piaskowce tumlińskie (via odsłonięcia w Sosnowicy) w dolnym pstrym piaskowcu.



Odwiercenie we wczesnych latach osiemdziesiątych szeregu znakomicie rdzeniowanych wierceń, otworzyło drogę do interpretacji występowania piaskowców tumlińskich w rdzeniach wiertniczych i ich korelacji z występującymi na powierzchni. Opracowanie profili tych wierceń (Ruda Strawczyńska IG 1, Stachura IG 1, Cierchy IG 1, Tumlin Podgrodzie IG 1, Jaworzna IG 1, Goleniawy IG 1, Jaworze IG 1, Siodła IG 1, Zachełmie IG 1, Łączna Zaszosie IG 1 i Ostojów IG 1) (Kuleta i Zbroja, 2006; Kuleta i in., 2007) doprowadziło do przedstawienia nowej pozycji litostratygraficznej piaskowców tumlińskich, określonych jako ogniwo Tumlina w obrębie stropowej części formacji z Zagnańska należącej do najwyższego dolnego pstrego piaskowca. Równolegle wieloletnie badania ichnofaunistyczne (Gradziński i Uchman, 1994; Ptaszyński i Niedźwiecki, 2004) piaskowców tumlińskich (Tumlin, Sosnowica) oraz osadów obocznych ogniw, nie kwestionowały ich przynależności do górnej części dolnego pstrego piaskowca. W publikacjach (Ptaszyński i Niedźwiedzki, 2004, 2006) autorzy opierając się na szczegółowej, porównawczej analizie biostratygraficznej, dowodzą, że piaskowce z Tumlina przynależą do najwyższego (najpóźniejszego) permu, uznając tym samym nadrzędność interpretacji biostratygraficznej (chronostratygraficznej) nad pozycją litostratygraficzną opartą na zasadzie wyróżnienia następstwa granic litostratygraficznych. Autorzy (Kuleta i Zbroja, 2006) przyjeły że wszelkie przewarstwienia piaskowców eolicznych w obrebi osadów fluwialnych formacii z Zagnańska, przynależne są do występujących na powierzchni piaskowców ogniwa z Tumlina, tym samym mogą tak być określane. Rewizja sedymentologiczna (przy wykorzystaniu danych geofizyki otworowej) profili wymienionych wyżej wierceń (H. Kiersnowski, przy współpracy K. Waśkiewicza, A. Mader i K. Jewuły) doprowadziła do rewizji granic jednostek litostratygraficznych i zaproponowania nowej pozycji litostratygraficznej piaskowców ogniwa z Tumlina w przestrzeni (W-E) pomiędzy wierceniami Ruda Strawczyńska IG 1 i Ostojów IG 1.

Zdefiniowanie przewarstwień osadów eolicznych w obrębie stropowej części formacji z Zagnańska (częściowo odmienne wydzielenia w stosunku do wydzieleni Kulety i Zbroi, 2006), jak i spągowej części formacji z Goleniaw, oraz zaproponowanie istnienia luki erozyjnej i hiatusu pomiędzy wyżej wymienionymi formacjami, uznanej za polski odpowiednik luki Volpriehausen spowodowało, że nastąpiło wyodrębnienie ogniwa piaskowców z Tumlina (*sensu stricto*) jako jednostki litostratygraficznej w obrębie nie nazwanej formacji "X". Postulowana formacja "X" znajduje się w obrębie luki Volpriehausen, podobnie jak jej odległa paralela formacja *Quickborn Sandstone* - Röhling (1999) w basenie niemieckim, lub powiązana jest z ogniwem piaskowców Drawskich w spągu formacji Pomorskiej (Szyperko-Teller, 1982).

Uznano że piaskowce ogniwa z Tumlina (*sensu stricto*) występują we wciętych dolinach i/lub rowach tektonicznych, których spąg stanowi granica erozyjna nawiązująca do *V-unconformity*. Tym samym piaskowce te należą do najniższej części środkowego pstrego piaskowca.

Piaskowce eoliczne występują w stropowych partiach formacji z Zagnańska, czyli są to osady fluwialno-eoliczne i jako takie proponuje się wydzielić jako formacja z Zagnańska górna. Osady eoliczne i aluwialne występujące w dolnej części formacji z Goleniaw, można wydzielić jako osobną formację: formacja z Goleniaw dolna.

Literatura:

- Czarnocki, J. 1931. Sprawozdanie z badań wykonanych w pn. zachodniej części Gór Świętokrzyskich, między Radoszycami i Łączną pod Suchedniowem.
- Fijałkowska, A. 1994. Palynostratigraphy of the Lower and Middle Buntsandstein in north-western part of the Holy Cross Mts. Kwartalnik Geologiczny 38: 59–84.
- Gradziński, R., Gągol, J., Ślączka, A. 1979. The Tumlin Sandstone (Holy Cross Mts., Central Poland): Lower Triassic deposits of Aeolian dunes and interdune areas. Acta Geologica Polonica, 29: 151– 175.
- Gradziński, R. 1986. Aeolian-dune and interdune deposits in the Bunsandstein of the Holy Cross Mts. In: 7th IAS Eur. Reg. Meet., Excursion Guidebook, Kraków: 103–112.
- Gradziński, R. 1989. Large-Scale Blowouts in Tumlin Sandstone, Lower Triassic, W: International Geological Congress, 28, Washington, D.C., IGC Abstracts: 573–574.
- Gradziński, R. 1992. Deep blowout depressions in the aeolian Tumlin Sandstone (Lower Triassic) of the Holy Cross Mountains, Central Poland. Sedimentary Geology, 81: 231–242.
- Gradziński, R., Uchman, A. 1994. Trace fossils from interdune deposits an example from the Lower Triassic aeolian Tumlin Sandstone, central Poland. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 108: 121–138.
- Kuleta, M., Nawrocki J. 2000. Litostratygrafia i magnetostratygrafia pstrego piaskowca w północnym obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich. Centralne Archiwum Geologiczne. Warszawa.
- Nawrocki, J., Kuleta, M., Zbroja, S. 2003. Buntsandstein magnetostratigraphy from the northern part of the Holy Cross Mountains. Geological Quarterly, 47(3): 253–260.
- Kuleta, M., Ptaszyński, T., Niedźwiedzki, G., Nawrocki, J., Becker A. 2007. Stops IV.2 and IV.3. Tumlin-Gród quarry and Sosnowica quarry. W: Szulc, J., Becker A. (red.), Pan European Correlation of the Epicontinental Triassic 4th Meeting. International Workshop on the Triassic of Southern Poland, September 3–8, 2007. Fieldtrip Guide: 67–69.
- Kuleta, M., Zbroja, S. 2006. Wczesny etap rozwoju pokrywy permsko-mezozoicznej w Górach Świętokrzyskich. Rozdział: Rozwój sedymentacji dolnego i środkowego pstrego piaskowca. W: Procesy i zdarzenia w historii geologicznej Gór Świętokrzyskich. LXXVII Zjazd Naukowy Polskiego Towarzystwa Geologicznego, Ameliówka k. Kielc 28–30 czerwca 2006 r. Materiały konferencyjne pod redakcją: Stanisława Skompskiego i Anny Żylińskiej: 113–125.
- Ptaszyński, T., Niedźwiedzki, G. 2004. Late Permian vertebrate tracks from the Tumlin Sandstone, Holy Cross Mountains, Poland. Acta Palaeontologica Polonica, 49(2): 289–320.
- Ptaszyński, T., Niedźwiedzki, G. 2006. Pstry piaskowiec w Górach Świętokrzyskich: chronostratygrafia i korelacja litostratygraficzna z basenem turyńskim. Przegląd Geologiczny, 54: 525–533.
- Röhling, H.-G. 1999. The Quickborn Sandstone a new lithostratigraphic unit in the lowermost Middle Buntsandstein (Scythian). Zentralblatt für Geologie und Paläontologie, Teil I, 7–8: 797–812.
- Senkowiczowa H., 1970. Trias.. W: Ruchle W. (red.), Stratygrafia mezozoiku obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. Prace Instytutu Geologicznego, 56, 7-48.
- Senkowiczowa, A., Ślączka, A. 1962. The Bunter of the northern border of the Holly Cross Mts. Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego, 32: 313–337.
- Szyperko-Teller, A. 1982. Litostratygrafia pstrego piaskowca na Pomorzu Zachodnim. Kwartalnik Geologiczny, 26(2): 341–368.

Środowiska sedymentacji osadów najniższego permu w basenie śródsudeckim na przykładzie formacji z Krajanowa

Aleksander Kowalski¹, Magdalena Furca¹

¹Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, Oddział Dolnośląski im. Henryka Teisseyre'a we Wrocławiu, Al. Jaworowa 19, 50-122 Wrocław, aleksander.kowalski@pgi.gov.pl

Autorzy przedstawiają wyniki badań sedymentologicznych i petrograficznych utworów zaliczanych do najniższej części formacji z Krajanowa (perm dolny), odsłaniającej się we wschodniej części basenu śródsudeckiego (SW Polska). Analiza litofacji, a także następstwo pionowe i pozioma zmienności osadów tej formacji wykazały, że dominują wypełnienia płytkich, krętych paleokoryt rzecznych oraz rozległe litosomy piaszczyste o taflowej geometrii i niewielkich miąższościach (ang. *sheet-like beds*). Te ostatnie zbudowane są głownie z piaskowców i piaskowców zlepieńcowatych o warstwowaniu płaskorównoległym/poziomym (Sh/SGh), podrzędnie także z piaskowców warstwowanych przekątnie niskokątowo (SI). Stwierdzono również litofacje zlepieńców o rozproszonym szkielecie ziarnowym (GSm), intepretowane jako osady kohezyjnych spływów mas, a także struktury będące wynikiem deformacji nieskonsolidowanego lub słabo skonsolidowanego osadu, w tym struktury ucieczkowe i pogrązy. Drobnoziarniste osady pozakorytowe są bardzo słabo zachowane, a ich występowanie ogranicza się do nieciągłych przewarstwień piaskowców, zazwyczaj pylastych i ilasto-pylastych (SFm) i mułowców (Mm), o niewielkich miąższościach, przeważnie od 5 do 20 cm. Dominują zachodnie, podrzędnie południowo- i północno-zachodnie kierunki paleotransportu. Wymienione wyżej cechy osadów wskazują na wysokoenergetyczne środowisko sedymentacji fluwialnej.

Do tej pory przyjmowano, że na sedymentację osadów klastycznych we wczesnopermskim basenie śródsudeckim wpływały dwa główne czynniki – gorący, półsuchy klimat i aktywność tektoniczna (Nemec i in., 1982; Wojewoda i Mastalerz, 1989). Wyniki przeprowadzonych badań w ogólnym ujęciu potwierdzają te poglądy. Wschodnia część basenu była odwadniana głównie w kierunku zachodnim przez płytkie rzeki roztokowe charakteryzujące się okresowymi i często intensywnymi, wysokoenergetycznymi przepływami. Sedymentacja osadów fluwialnych formacji z Krajanowa miała miejsce na rozległych, rozbudowujących się ku zachodowi stożkach typu końcowego ("terminalnego", ang. *terminal fans*), prawdopodobnie w ich proksymalnych i środkowych częściach. Stożki te rozwijały się wzdłuż aktywnych tektonicznie uskokowych ram basenu. Analiza składu petrograficznego litofacji piaskowcowych i zlepieńcowych wskazuje jednak na istnienie co najmniej dwóch obszarów źródłowych, zasilających badaną część basenu śródsudeckiego we wczesnym permie. Pierwszym był masyw sowiogórski na wschodzie, ale także struktura (jednostka) bardzka. Drugim obszarem źródłowym mógł być hipotetyczny "masyw południowy", znajdujący się na południowym wschodzie i południu (Nemec i in., 1982).

Badania sfinansowano ze środków NCN (Grant 2017/26/M/ST10/00646).

- Nemec, W., Porębski, S.J., Teisseyre, A.K. 1982. Explanatory notes to the lithotectonic molasse profile of the Intra-Sudetic Basin, Polish part (Sudety Mts., Carboniferous-Permian). W: Lützner, H., Schwab, G. (red.), Tectonic Regime of Molasse Epochs. Veröffentlichungen des Zentralinstituts für Physik der Erde AdW DDR, Potsdam: 267–278.
- Wojewoda, J., Mastalerz, K. 1989. Ewolucja klimatu oraz allocykliczność i autocykliczność sedymentacji na przykładzie osadów kontynentalnych górnego karbonu i permu w Sudetach. Przegląd Geologiczny, 432: 173–180.

Litostratygrafia i środowisko sedymentacji utworów cenomanu i turonu w Masywie Aures (północno-wschodnia Algieria)

Marcin Krajewski^{1,} Mariusz Salamon², Madani Benyoucef³, Abdelmoumen Garah⁴, Zahra Benzerouel⁵

¹AGH University of Science and Technology, Faculty of Geology, Geophysics and Environmental Protection, al. A. Mickiewicza 30, 30-059 Kraków, Poland, kramar@agh.edu.pl

²University of Silesia in Katowice, Institute of Earth Sciences, Będzińska Street 60, 41-200 Sosnowiec, Poland

³Faculté des Sciences de la Nature et de la Vie, Mustapha Stambouli University, DZ-29000, Mascara, Algeria

⁴Mohamed Ben Ahmed Oran 2 University, Laboratory of Basin Geodynamics and Sedimentary Balance, P.O. Box 1524, El M'Naouer, DZ-31000 Oran, Algeria
⁵Institut des Sciences de la Terre et de l'Univers, Université de Batna 2, DZ-05000 Batna, Algeria

Prezentowane badania przedstawiają nowy schemat litostratygraficzny południowej części Masywu Aures (północno-wschodnia Algieria) zaliczanego do wschodniej cześci Atlasu Saharyjskiego. Nowe dane biostratygraficzne (makro i mikro faunistyczne) oraz rozpoznane facje i mikrofacje pozwoliły na regionalną korelację wydzieleń oraz rekonstrukcję paleośrodowiskową badanego fragmentu południowego obrzeżenia szelfu Tetydy. Badana sekwencja sedymentacyjna pozwoliła na wydzielenie czterech nowych formalnych jednostek litostratygraficznych: formacji Arris, Adhari, Yabous oraz Bou Ouali reprezentujących sukcesję sedymentacyjną od późnego Albu do wczesnego koniaku. Wyróżniono pięć otwornicowych biozon (od biozony Rotalipora cushmani do Marginotruncana schneegansi). Granica turon-koniak z racji ubogich danych biostratygraficznych jest orientacyjna. Badania mikroskopowe pozwoliły na wydzielenie jedenastu typów mikrofacjalnych które zostały przypisane do trzech głównych asocjacji facjalnych odpowiadających środowiskom: (i) głębokiego szelfu/basenu, (ii) zewnętrznej platformy węglanowej oraz (iii) otwartej lub izolowanej wewnętrznej platformy. Głównymi czynnikami kontrolującymi rozwój sedymentacji, oprócz czynników takich jak autochtoniczna produkcja węglanowa, była tektonika synsedymentacyjna oraz eustatyczne zmiany poziomu morza. Synsedymentacyjne ruchy blokowe okresowo powodowały dezintegrację platformy o charakterze rampy węglanowej. W efekcie, morfologia platformy ulegała modyfikacji i tworzyły się mniejsze intraplatformowe baseny i grzbiety. Fazy ekstensyjne związane były z dryftem płyty afrykańskiej. W basenach intra-platformowych oprócz osadów głębokowodnych deponowane były osady płytkowodne redeponowane z pobliskich grzbietów. Na grzbietach deponowane były osady płytkowodne najcześciej złożone z bioklastów m.in. małży, ślimaków, krynoidów, otwornic bentonicznych i ziaren obleczonych ałównie ooidów i onkoidów.

Innym ważnym rezultatem badań było zidentyfikowanie po raz pierwszy na badanym obszarze dwóch wydarzeń anoksycznych (OAE2 oraz OAE3) będące dobrymi reperami stratygraficznymi w badanych interwałach. Te wydarzenia bardzo wyraźnie zaznaczają się sukcesji sedymentacyjnej w Masywie Aures w postaci ostrej granicy między płytkimi niżejpływowymi i okołopływowymi facjami wewnętrznej platformy a facjami pelagicznymi zewnętrznej platformy lub głębokiego szelfu bogatymi w otwornice i krynoidy planktoniczne oraz filamenty. W przypadku badanego obszaru zjawisko zatopienia platformy było związane z kolejnymi fazą tektoniki synsedymentacyjnej na granicy C/T.

Nowe dane i wnioski dotyczące środowiska depozycyjnego pozwoliły na weryfikację i znaczące uzupełnienie wcześniejszych poglądów na późnokredową ewolucję basenu Aures w północnowschodniej Algierii zaliczanego do systemu depozycyjnego południowego szelfu Tetydy.

Badania finansowane z grantu NCN: 2020/39/B/ST10/0000.

Sedymentacja wczesnokredowych peperytów Zakarpacia (Ukraina)

Michał Krobicki

Akademia Górniczo-Hutnicza, al. Mickiewicza 30, 30-059 Kraków, krobicki@agh.edu.pl

Peperyty sa szczególnym rodzajem skał wulkaniczno-osadowych (najcześciej weglanowych), gdzie różnych rozmiarów ostrokrawędziste fragmenty skał wulkanicznych (zwykle bazaltów) występuja wspólnie w obrębie utworów osadowych jako efekt epizodów podmorskich erupcji law/magm bazaltowych. Przy kontakcie z zimną wodą dezintegracja gwałtownie stygnącej, gorącej magmy wylewającej się na morskie/oceaniczne dno i mieszającej się z nieskonsolidowanym - lub przynajmniej słabo skonsolidowanym - mokrym osadem prowadzi w efekcie do powstania pseudo-zbrekcjowanej formy tych utworów. W przypadku utworów weglanowych, powstające z nich później wapienie, są "upstrzone" fragmentami skał wulkanicznych, których mniejsze/większe cetki przypominają rozsypane ziarna pieprzu, zwłaszcza na tle jasnego matrix wapieni, i stąd nazwa dla takiej skały. Dodatkowo, jeżeli epizody tych wylewów miały miejsce na obszarze węglanowej sedymentacji biogenicznej to przyszłe wapienie organogeniczno-organodetrytyczne dają automatycznie unikalną szansę na biostratygraficzne datowanie takich wydarzeń wulkanizmu podmorskiego. Zwykle peperyty współwystępują z innymi skałami hialoklastycznymi: bazaltowymi lawami poduszkowymi, spływami gruzu wulkanogenicznopiroklastycznego czy wulkanogenicznego systemu turbidytowego. Tego typu sekwencje hialoklastyczne występują w kilku jednostkach tektonostratygraficznych na Ukrainie Zakarpackiej - (i) jednostka kamiennopotocka Gór Czywczyńskich i okolic Rachowa, (ii) pieniński pas skałkowy rejonu Wielkiego Kamieńca czy (iii) jednostka porkulecka obszaru Pietrosa Czarnohorskiego Karpat Zewnętrznych. W tych miejscach badania biostratygraficzne skał węglanowych peperytów doskonale dokumentują ich beriaski wiek. Jednostka kamiennopotocka (i) jako najbardziej wewnętrzna i strukturalnie najwyższa jednostka przedmarmaroska tworzy odrebna płaszczowine i składa sie z formacji czywczyńskiej najniższej kredy bogatej w utwory hialoklastyczne, w tym peperyty, datowane biostratygraficznie kalpionellami i koralowcami (typu sztramberskiego). W pienińskim pasie skałkowym (ii) skały bazaltowe - lawy poduszkowe i peperyty - występują w najwyższej części sekwencji jurajsko-dolnokredowej i przykryte są wapiennymi brekcjami synsedymentacyjnymi (tzw. ogniwo brekcji z Walentowej formacji wapieni łysańskich), datowanymi kalpionellami na środkowy/górny berias, w której występuja klasty niżej leżących skał bazaltowych. W obrębie kompleksu olistostromowego płaszczowiny porkuleckiej (iii), występują olistolity wczesnokredowych (berrias?) skał węglanowych (różnorodne wapienie organogeniczne i organodetrytyczne z licznymi amonitami, belemnitami, gąbkami, małżami, ramienionogami, koralowcami, mszywiołami i liliowcami) i wulkanicznych - głównie bazalty (najwieksze olistolity – bazaltowych law poduszkowych mierzą ponad dziesięć metrów) oraz typowych peperytów wulkaniczno-węglanowych, synsedymentacyjnych pseudo-brekcji osadowych. Podsumowując, datowanie karpackich peperytów z różnych jednostek Ukrainy Zakarpackiej, ze współwystępującymi z nimi poduszkowymi lawami bazaltowymi jak i innymi utworami hialoklastycznymi, wskazują na beriaski epizod wulkanizmu podmorskiego tej części basenów karpackich. Zarówno więc badania sedymentologiczne tego spektakularnego konsorcjum utworów wulkanogeniczno-osadowych, jak i pozostałych utworów hialoklastycznych, równolegle badaniami z prowadzonymi biostratygraficznymi pozwalają rozpoznać geotektoniczno-paleogeograficzne wydarzenia w szerszym kontekście zachodniej Tetydy w najwcześniejszej kredzie.

Badania prowadzone w ramach projektu IGCP 710 UNESCO.

Późnotriasowo-jurajska sekwencja transgresywna w Himalajach Nepalu

Michał Krobicki¹, Krzysztof Starzec¹, Jolanta Iwańczuk²

¹Akademia Górniczo-Hutnicza, al. Mickiewicza 30, 30-059 Kraków, krobicki@agh.edu.pl ²Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa

W regionie Thakkhola (górna część doliny Kali Gandaki w północnej części środkowego Nepalu) występują jurajskie sekwencje osadowe charakterystyczne dla wschodniej Tetydy. Utwory te stanowią niewielki fragment późnotriasowo-wczesnokredowej sekwencji osadowej bedąc najbardziej na północ wysuniętym fragmentem najwyższej jednostki tektonicznej Himalajów, różnie nazywanej w literaturze: seria osadowa (strefa) himalajskiej (tybetańskiej) Tetydy, tybetańska strefa osadowa, sekwencja himalajska Tetydy lub sekwencja sedymentacyjna Tetydy (SST). Jednostka ta ma bardzo ograniczony zasięg w Nepalu, a najlepsze jej odsłonięcia znajdują się w regionach Annapurna-Dhaulagiri, Dolpo i Manang.

ponad 10-kilometrowa sekwencja niezmetamorfizowanvch SST to i/lub słabo zmetamorfizowanych paleozoiczno-mezozoicznych skał osadowych, które zostały zdeponowane na szerokim szelfie kontynentalnym Gondwany pasywnego brzegu paleokontynentu indyjskiego. Ryfty zapoczątkowane w późnym paleozoiku doprowadziły do otwarcia oceanu Neotetydy we wczesnym triasie, a w mezozoiku szelf ten stanowił fragment południowego brzegu wschodniej części oceanu Tetydy i znajdował się na tropikalnych/subtropikalnych szerokościach geograficznych (28-41°S). Utwory SST od wczesnego triasu do wczesnej kredy stanowią prawie ciągłą sekwencję synryftową o miąższości około 2 km i są podobnie wykształcone na odcinku kilku tysięcy kilometrów od indyjskiego Ladakhu na zachodzie, poprzez Nepal, Tybet, północno-zachodni brzeg Australii i wyspę Timor na wschodzie. Później osady SST zostały zdeformowane tektonicznie podczas orogenezy himalajskiej a obecnie zajmuja północna cześć himalajskiego orogenu i są oddzielone od Tybetu strefa szwu tektonicznego Indus-Yarlung-Tsangpo.

Ciągła sekwencja klastyczno-węglanowych utworów SST od najwyższego triasu do górnej jury jest doskonale odsłonięta pomiędzy wioskami Jomosom i Kagbeni wzdłuż doliny Kali Gandaki. Stanowi ona zapis transgresyjnej sekwencji pogłębiającej się ku górze: od (i) utworów piaskowcowomułowcowych lub wapienno-marglistych środowisk fluwialno-paralicznych i estuariowo-pływowych późnego triasu (formacja Thini – ok. 250 m), z płynnym przejściem do (ii) utworów warstwowanych przekątnie wapieni oolitowych, wapieni onkolitowych i biodetrytycznych z lokalnymi biostromami małży typu *Lithiotis* skrajnie płytkomorskich/lagunowych paleośrodowisk subtropikalnej platformy węglanowej wczesnej jury (formacja Jomosom/Kioto = tzw. *Kioto Carbonate Platform* – 200-400 m), (iii) wapieni biodetrytycznych i mikrytowych z licznymi tempestytami zwieńczonymi skondensowanymi utworami węglanowymi z ooidami żelazistymi (5-20 m) środowisk otwartego szelfu jury środkowej (formacja Bagung – 100-120 m) oraz (iv) utworów czarnych łupków z konkrecjami węglanowo-syderytowymi z licznymi amonitami (tzw. łupki ze Spiti) pelagicznych środowisk przejścia głębszego szelfu w skłon kontynentalny późnej jury (formacja Nupra – 150-250 m).

Analizowana sekwencja prezentowana była w trakcie wycieczki terenowej wzdłuż doliny Kali Gandkai 35 warsztatów HKT (Himalaje-Karakorum-Tybet) w Pokharze jesienią 2022 roku wpisując się również w realizację projektu IGCP 710 UNESCO (Western Tethys meets Eastern Tethys), którego kolejne spotkanie odbyło się w Krakowie w dniach 28.8-03.09.2023. Z kolei 36 warsztaty HKT obędą się na wiosnę 2024 roku w Krakowie na AGH – zapraszamy!!

Wyniki analiz izotopowych i sedymentologicznych węglanowych utworów cechsztynu południowo-wschodniej części permskiego basenu środkowoeuropejskiego.

Ewelina Krzyżak

Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa, ekrzy@pgi.gov.pl

Badania węglanowych utworów cechsztynu środkowoeuropejskiego basenu permskiego w części Niż Polskiego są bardzo bogate i kompleksowe, głównie ze względu występowanie licznych złóż węglowodorów, co naturalnie wywołuje zainteresowanie przemysłu naftowego. Autorka pochyla się nad nieco zapomnianą częścią owego basenu, jego południowo-wschodnim krańcem, aby uzupełnić dostrzeżoną lukę w postaci szczegółowych badań sedymentologicznych, izotopowych czy mikrofacjalnych, dzięki której będzie możliwe bardziej precyzyjne określenie środowiska depozycji oraz warunków paleogeograficznych.

Znaczna część permu świętokrzyskiego należącego do cechsztynu jest wykształcona w facjach lądowych, jednak jest ona rozdzielona dwoma horyzontami węglanowymi, które są korelowane z wapieniem cechsztyńskim (Ca1) cyklotemu PZ1 i dolomitem płytowym (Ca3) cyklotemu PZ3. Horyzonty węglanowe są zapisem ingresji morskich, które wkroczyły wąskimi zatokami w głąb lądu świętokrzyskiego, dlatego są one ważnymi interwałami korelacyjnymi, a także wskaźnikami zmian eustatycznych i klimatycznych w SE części basenu środkowoeuropejskiego.

W ramach przeprowadzonych badań poza opisem sedymentologiczno-litologicznym wybranych rdzeni wiertnicznych, dodatkowo dla otworów Gałęzice G-6 oraz Sitkówka-1 wykonano również badania (100 prób) izotopów węgla (¹³C) oraz tlenu (¹⁸O). Próbki pochodziły z interwału 94,0–230,80m (Gałęcice G-6) oraz 93,0–123,10m (Sitkówka-1). Autorka zaobserwowała nagłe znaczące podwyższenie wartości izotopu węgla w interwale 200,30–225,10m (otw. Gałęzice G-6), co obecnie jest w trakcie burzliwych interpretacji, gdyż nie jest ono korelowane z jakąkolwiek zmianą litologiczną, brak jest również analogicznych przypadków w obrębie analizowanego basenu.

Cykliczny charakter sekwencji osadowych karbonu węglonośnego GZW i ich potencjalny związek z cyklami orbitalnymi Milankovicia

Janusz Jureczka¹, Stanislav Opluštil², Jakub Jirásek³, Artur Kędzior⁴, Artur Kuligiewicz⁴, Jiří Laurin⁵, Richard Lojka⁶, Weronika Nadłonek¹, <u>Beata Naglik¹</u>, Mariusz Paszkowski⁴

 ¹Państwowy Instytut Geologiczny-Państwowy Instytut Badawczy, Oddział Górnośląski ul. Królowej Jadwigi 1, 41-200 Sosnowiec, weronika.nadlonek@pgi.gov.pl
 ²Uniwersytet Karola, Wydział Przyrodniczy, Instytut Geologii i Paleontologii, 128 43 Praga 2
 ³Uniwersytet Palackiego, Wydział Nauk Przyrodniczych, 771 46 Ołomuniec
 ⁴Polska Akademia Nauk, Instytut Nauk Geologicznych, ul. Senacka 1, 31-002 Kraków
 ⁵Instytut Geofizyki Czeskiej Akademii Nauk, 141 31 Praga 4
 ⁶Czeska Służba Geologiczna, 118 21 Praga 1

Cykliczny charakter sekwencji osadowych znany jest z wielu różnowiekowych środowisk depozycyjnych na całym świecie, w tym także karbońskich serii węglonośnych, gdzie stanowi unikatowy zapis ewolucji fizjograficznej i geotektonicznej basenów sedymentacyjnych, a także zmian klimatu i bioróżnorodności w dawnych epokach geologicznych. Mechanizmy determinujące tworzenie określonych sekwencji stratygraficznych (klimat, subsydencja, tempo dostawy materiału klastycznego, szata roślinna, wahania poziomu morza, glacjo-eustazja) zostały dość dobrze poznane, jednak wciąż nie znamy odpowiedzi na pytanie, czy mechanizmy te mają założenia astronomiczne i są kontrolowane przez quasi-periodyczne zmiany parametrów orbitalnych Ziemi (zgodnie z koncepcja cykli Milankovicia). W przypadku osadów plejstoceńskich, tzw. wymuszenie orbitalne zdaje się dość przekonująco tłumaczyć przebieg cykli glacjalno-interglacjalnych, natomiast w odniesieniu do starszych sekwencji, relacja ta jest o wiele trudniejsza do zaobserwowania z uwagi na chaotyczność Układu Słonecznego. Niemniej pierwszy z trzech cykli Milankovicia – dotyczący wahań ekscentryczności orbity ziemskiej w cyklu trwającym ok. 100 tys. lat - jest wystarczająco stabilny dla opracowania astrochronologicznych uwarunkowań rozwoju cyklicznej sedymentacji w karbonie. Jednocześnie, rozwój metodyczny w zakresie geochronologii uranowo-ołowiowej (CA-ID TIMS) umożliwia obecnie wysokorozdzielcze datowanie cyrkonów ze skał piroklastycznych (obecnych w seriach węglonośnych) w analogicznej skali czasowej. Tym samym, możliwe staje się skorelowanie mechanizmów cykliczności sedymentacji z czynnikiem nadrzędnym – efektem planetarnym. W tym celu, zainicjowano wszechstronne badania sukcesji węglonośnej Górnośląskiego Zagłębia Węglowego, zarówno w paralicznych, jak i w lądowych środowiskach depozycji, obejmujące klasyczną analizę facjalną, datowanie skał tufogenicznych (CA-ID TIMS, SHRIMP) i szczegółowe analizy geochemiczne gleb kopalnych (ICP-OES/ICP-MS/WD-XRD) w zakresie wskaźników wietrzenia chemicznego, a także wzajemnych stosunków pierwiastków śladowych, takich jak – Rb/Sr Sr/Cu, bedących czułymi indykatorami zmian klimatu oraz tempa pedogenezy. Realizacja projektu przyczyni się ponadto do reinterpretacji dotychczasowych poglądów na temat stratygrafii i rozwoju facjalnego ważniejszych basenów węglonośnych Europy, które w znacznej mierze opierają się na przesłankach florystycznych (biozonacja). Dokonana zostanie również ocena tempa magazynowania wegla na ladzie w późnym karbonie.

Projekt finansowany przez Narodowe Centrum Nauki w ramach konkursu Weave-UNISONO w programie Weave (nr 2021/03/Y/ST10/00075) oraz GAČR (projekt 22-11661K).

Upper Cretaceous deposits along the eastern margin of the Bohemian Massif subsurface data

Slavomír Nehyba¹, Vladimír Opletal², Eva Geršlová¹, Tomáš Tutovič² ¹Department of Geological Siences, Faculty of Science, Masaryk University Brno, Kotlářská 2, 611 37 Brno, Czech Republic, slavek@sci.muni.cz ²MND a.s.,Úprkova 807/6, 695 01 Hodonín, Czech Republic

With an exception of a small exposures near Brno, the autochthonous Cretaceous deposits of the Tethyan Sea in the territory of southern Moravia (Czech Republic) and northeastern Austria (i.e. south-eastern slopes of the Bohemian Massif) are deeply buried under the Neogene Alpine-Carpathian Foredeep and the Carpathian thrust belt units. They are known as the Klement Formation from the outcrops of alochtonous tectonic blocks incorporated in Alpine- Carpathian thrust units, however, the information about its deeply burried autochtonous part is limited in the geological literature. Therefore the deposits of the Klement Formation (upper Cenomanian-lower Campanian) obtained from 6 deep boreholes in the territory of southern Moravia (Czech Republic) have been newly examined with the aim to better describe their provenance and depositional environment. The study was targeted mostly on basal clastic parts of these deposits.

The thickness of the studied deposits highly varies and the maximum thickness was observed in the area of Lower Austria (more than 0.9 km). Although the thickness in the studied boreholes ranges from about 110 m up to 400, the thickness of 9 available cores varied only between 1 m up to 9.3 m. Lithofacies analysis, gamma-ray spectral analysis, XRF analysis, analysis of heavy minerals spectra and chemistry of garnet and rutile, were all used to meet a target. The results of gamma-ray spectral analysis revealed generally low and varied gamma ray spectra. Concentrations of U were very low, concentrations of K were low to medium and concentrations of Th was mostly medium. Nine garnet types was recognised in with dominance (38.7%) of almandine-pyropes (PRP 70-73%, ALM 15-18%, GRS 4-5%, SPS 1-3%, AND 1-2%) and also (22.6%) of pyrop-almandines (ALM 42-84%, PRP 11-47%, GRS 0-9%, SPS 1-9%, AND 1-3%). Such a garnet spectra differs from the spectra known for both the autochthonous Jurassic deposits along the south-eastern slopes of the Bohemian Massif).

The studied sediments were deposited within offshore - shallow marine (transitional zone) to coastal (shoreface) environments. The sea bottom was well-oxygenated bottom with an intense biogenic activity. The provenance studies located the source area of the Cretaceous sediments studied into the basic or ultrabasic rocks and also metamorphic rocks of the eastern margin of the Bohemian Massif.

Kokony pierścienic z górnego triasu Poręby na Górnym Śląsku

Grzegorz Pacyna

Uniwersytet Jagielloński, Wydział Biologii, Instytut Botaniki, Zakład Taksonomii, Fitogeografii i Paleobotaniki, ul. Gronostajowa 3, 30-387 Kraków, grzegorz.pacyna@uj.edu.pl, ORCID: 0000-0003-4365-3549

Siodełkowce (Clitellata) obejmujące pijawczaki (Branchiobdellida), pijawki (Hirudinea) i skaposzczety (Oligochaeta) są grupą pierścienic (Annelida) wytwarzającą siodełko. Siodełko (clitellum) to zgrubiały, obrączkowaty odcinek ciała na naskórku z licznymi, silnie rozwinietymi komórkami wydzielniczymi, uczestniczącymi w procesie rozmnażania i wytwarzania kokonu. Chociaż zapis kopalny pierścienic jest bardzo ubogi to ich kokony znajduje się czasem dobrze zachowane w osadach mezozoiku i kenozoiku. Powodem tego jest substancja, z której są zbudowane – bardzo odporna i niepoddająca sie działaniu kwasów stosowanych w badaniach paleobotanicznych. Dlatego kokony siodełkowców były znajdowane podczas badań paleobotanicznych i palinologicznych niemal od początku XX wieku. Długo jednak trzeba było czekać na rozpoznanie ich prawdziwej natury, stało się to dopiero na początku lat 90-tych XX wieku. Zanim tego dokonano były one opisywane jako nasiona, megaspory lub zagadkowe szczątki zwierząt, grzybów, a nawet glonów. Również w polskich pracach o megasporach mezozoicznych z lat 70-tych XX wieku pojawiały się zdjęcia i opisy kokonów z rodzaju Dictyothylakos, ale interpretowanych jako pozostałości megaspor. Ostatnio zostały one stwierdzone w późnej kredzie Niecki Północnosudeckiej (rodzaje Dictyothylacos i Burejospermum), nie zostały jednak opisane, ani zilustrowane. Wciąż jednak kokony siodełkowców pozostają słabo poznane w skali światowej i każde nowe odkrycie przynosi nowe istotne dane. Ich występowanie jest wskaźnikiem środowisk lądowych i słodkowodnych. Dostarczają również informacji o reakcji rozkładających martwą materie organiczna bezkregowców glebowych na zmiany środowiskowe w mezozoiku, np. podczas epizodów wymierania.

Podczas przeglądania prób paleobotanicznych z noryckiego stanowiska Poręba na Górnym Śląsku (ogniwo z Patoki, formacja z Grabowej) zostały zidentyfikowane kokony pierścienic należące do przynajmniej trzech rodzajów: *Burejospermum, Dictyothylakos* i *Pilothylakos*. Materiał był przepłukiwany bieżącą wodą na sitach lub rozpuszczany w HF w celu oddzielenia kutikul od osadu. Kokony są rzadkie – jeden okaz przypada na około 200-300 dobrze zachowanych szczątków roślinnych. W sumie znaleziono kilkanaście niekompletnych kokonów i ich drobnych fragmentów na tyle dobrze zachowanych, że jest możliwa ich obserwacja w mikroskopie świetlnym, fluorescencyjnym i SEM. Dostarczają one nowych danych do poznania tych rodzajów. Poręba jest interesującym stanowiskiem, które dostarczyło kości kręgowców, w tym jednych z najstarszych żółwi, a także koprolitów, palinomorf, szczątków drewien i będącej w opracowaniu makroflory. Dane o kokonach pierścienic dopełniają wiedzę o noryckim ekosystemie Poręby, jego paleośrodowisku i zachodzących wtedy zależnościach troficznych.

Jest to pierwsze stwierdzenie występowania kokonów siodełkowców w triasie Polski. Po raz pierwszy rozpoznano z Polski rodzaj *Pilothylakos*. Okazy z Poręby należą do najstarszych znanych kokonów pierścienic na świecie. Dane z Poręby pokazują, że przynajmniej 3 rodzaje kokonów były już wtedy obecne i wyraźnie wyodrębnione. Potwierdzają również obserwacje innych autorów, że typy morfologiczne kokonów były niezwykle stabilne przez cały mezozoik i przynajmniej początek kenozoiku.

Badania finansowane przez Narodowe Centrum Nauki, grant nr 2021/43/B/ST10/00941.

Charakterystyka sedymentologiczna dewonu rejonu Skrzelczyc (Góry Świętokrzyskie)

Olgierd Pedrycz¹, Piotr Łuczyński²

¹Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, Oddział Świętokrzyski im. Jana Czarnockiego w Kielcach, ul. Zgoda 21, 25-378 Kielce, olgierd.pedrycz@pgi.gov.pl ²Wydział Geologii, Uniwersytet Warszawski, ul. Żwirki i Wigury 93, 02-089 Warszawa

Rejon Skrzelczyc znajduje się w obrębie południowego skrzydła wschodniej części antykliny chęcińskiej. Litostratygraficznie przynależy on w większości do formacji dolomitów i wapieni stromatoporoidowo-koralowcowych z Kowali. W kierunku południowo-zachodnim formacja przykryta jest przez wapienie detrytyczne środkowego i górnego franu. Najmłodsze utwory paleozoiczne występujące w rejonie Skrzelczyc wykształcone są w postaci łupków marglistych z konkrecjami węglanowymi i pojawiają się jedynie w małoskalowych rowach tektonicznych.

Węglany rejonu Skrzelczyc powstawały na łagodnym stoku izolowanej płytkowodnej platformy węglanowej – rafy dymińskiej. Podobnie jak w innych miejscach na świecie (Kanada, Belgia, Niemcy), tak i w Górach Świętokrzyskich środowiska skłonów platform węglanowych były miejscem rozwoju bioherm mikrobialitowo-stromatoporoidowych.

Szczegółowe rozpoznanie kamieniołomu Skrzelczyce ujawniło wyraźną strukturę biohermalną o szacowanej miąższości powyżej 30 m. W obrębie nieuławiconych wapieni odpowiadających kopcowi mułowemu wyróżniono trzy główne facje: nieprzekraczające metra wysokości kępy przerastających się stromatoporoidów o pokrojach tabliczkowych i niskokopułowych; organodetrytyczno-mikrobialitowe wapienie, które charakteryzuje nagromadzenie pokruszonych fragmentów liliowców, stromatoporoidów, małżoraczków, ramienionogów, związanych cementem mikrobialno-peloidowym przez kolonie sinic *Renalcis*, *Girvanelli* i *Sphaerocodium*; oraz wapienie fenestralne typu stromatactis.

Rozpoznane facje wskazują na wzrastanie budowli w strefie fotycznej o okresowo podwyższonej energii środowiska, o czym świadczy oboczne występowanie kęp stromatoporoidowych i mikrobialitów oraz struktur fenestralnych powstałych w wyniku przemywania osadu. Te pierwsze, jako bardziej odporne, tworzyły niewielkie wzniesienia, między którymi w nieco spokojniejszych przestrzeniach aglutynowany był muł węglanowy składający się z pokruszonego materiału biogenicznego. Za wczesną cementację, a zarazem stabilizację umożliwiajacą wzrost budowli odpowiadały kalcimikroby, głownie sinice.

Warstwy wapienia uławiconego przykrawające biohermę zostały zdeponowane w środowisku bardziej otwartomorskim na większych głębokościach niż bioherma, co potwierdzają takie cechy utworów jak większa ilość otwornic, spikuli gąbek czy mniejsza porowatość pierwotna. W warstwach uławiconych dominuje materiał redeponowany – bio- i litoklasyczny. Mimo pogłębienia strefa depozycji wapieni uławiconych wciąż znajdowała się w strefie oddziaływania falowania sztormowego, co uwidacznia się w naprzemiennym występowaniu mudstone'ów i packstone'ów. Te drugie odpowiadają warstwom tempestytowym.

Dodatkowo w kamieniołomie Skrzelczyce zapisały się procesy postdepozycyjne związane z wynurzeniem rejonu Skrzelczyc. Świadczą o nich formy paleokrasowe – jaskinie i szczeliny wypełnione wapieniami pelitowymi, a także granica erozyjna w stropie wapieni uławiconych wyrażona w cienkim horyzoncie wydłużonych otoczaków węglanowych. Nad granicą erozyjną zalegają łupki margliste z konkrecjami węglanowymi wieku najprawdopodobniej fameńskiego.

Wpływ cementacji węglanowej i siarczanowej na właściwości petrofizyczne wapienia cechsztyńskiego w rejonie O/ZG Rudna

Anna Poszytek¹, Michał Sidełko²

 ¹Wydział Geologii, Uniwersytet Warszawski, ul. Żwirki i Wigury 93, 02-089 Warszawa, anna.poszytek.uw.edu.pl
 ²O/ZG Rudna KGHM Polska Miedź S.AA, ul. Henryka Dąbrowskiego 50; 59-100 Polkowice, Michal.Sidelko@kghm.com

W północnej części O/ZG Rudna w stropie wyrobisk występują porowate dolomity nasycone gazem. Na podstawie obserwacji mikroskopowych oraz analiz mikrotomograficznych próbek dolomitów stwierdzono, że porowatość dolomitów wynosi od 2% do 15% i jest ściśle uzależniona od występowania cementów węglanowych i siarczanowych. Dolomity o porowatości powyżej 10% procent z niewielką zawartością cementów sąsiadują lateralnie i wertykalnie z dolomitami o wysokiej zawartości cementów węglanowych i/lub siarczanowych a przy tym o porowatości poniżej 5%. Jest to obserwowane zarówno w skali mikroskopowej, w rdzeniu wiertniczym czy pomiędzy otworami wiertniczymi. Celem wykonanych badań jest określenie sukcesji diagenetycznej dla dolomitów, ze szczególnym uwzględnieniem powstawania cementów weglanowych i siarczanowych, które w zasadniczym stopniu modyfikują porowatość dolomitów. W oparciu o badania izotopowe węgla i tlenu w dolomitach określono warunki powstawania cementów weglanowych. Wysoka (>10%) porowatość związana jest z intensywnym rozpuszczaniem dolomitów podczas głębokiego pogrążenia. W wyniku rozpuszczania dochodziło do przesycenia roztworów porowych i krystalizacji weglanów poza strefą rozpuszczania. Zasieg rozpuszczania dolomitów mógł być związany z pierwotną dostępnością hydrauliczną dolomitów, związaną ze strukturą, teksturą, porowatością i przepuszczalnością. W efekcie powstał mozaikowy układ dolomitów o wysokiej i niskiej porowatości, które sasiaduja ze soba nawet na niewielkich odległościach. Cementacji węglanowej towarzyszy cementacja anhydrytem. Anhydryt w dolomitach występuje w dwóch formach: skupionej (nodule anhydrytowe, których wielkość wynosi od kilkuset mikrometrów do kilku centymetrów średnicy) oraz rozproszonego cementu anhydrytowego występującego pomiędzy kryształami dolomitu. Warunki powstawania cementów anhydrytowych określono na podstawie analiz izotopowych tlenu i siarki w anhydrytach występujących powyżej dolomitów oraz występujących jako cementy w obrębie dolomitów. Stwierdzono, że wyniki izotopowe dla nodul anhydrytowych korelują się z wynikami z warstw anhydrytowych z nadkładu, stąd przyjęto, że nodule anhydrytowe powstały na wczesnym etapie pogrzebania i prawdopodobnie są równoczasowe z wczesnodiagenetycznymi dolomitami. Natomiast wyniki izotopowe dla rozproszonych cementów anhydrytowych odbiegają od wcześniejszej korelacji. Prawdopodobnie powstały one z rezydualnych wód porowych w czasie późnodiagenetycznego rozpuszczania dolomitów. Uwolnienie kationów wapniowych spowodowało dostarczenie budulca dla cementu anhydrytowego, który wypełnił przestrzeń pomiędzy kryształami dolomitu. Jednak ilość jonów siarczanowych nie była wystarczająca aby powstały większe nagromadzenia cementu anhydrytowego. Można zatem przyjąć, że na etapie wczesnej diagenezy to cementacja anhydrytowa głównie różnicowała porowatość dolomitów. Natomiast podczas głębokiego pogrążenia doszło do kolejnego zróżnicowania porowatości przez rozpuszczanie i cementacje weglanów. Cementacja anhydrytowa na tym etapie odgrywała znacząca rolę tylko lokalnie.

Zastosowanie zautomatyzowanej analizy mineralogicznej SEM do pomiarów uziarnienia osadów prądów grawitacyjnych

Joanna Pszonka

Instytut Gospodarki Surowcami Mineralnymi i Energią Polskiej Akademii Nauk, ul. Wybickiego 7A, 31-261 Kraków, jpszonka@min-pan.krakow.pl

Teksturalne i strukturalne cechy podmorskich osadów spływów grawitacyjnych są zapisem ewolucji deponujących przepływów i ich hydrodynamiki. Zapis zmian w takich przepływach jest trudny lub niemożliwy do zbadania, zwłaszcza w osadach drobnoziarnistych, bez ilościowej analizy wielkości i kształtu ziaren. Prezentowany eksperyment przedstawia zastosowanie zautomatyzowanej analizy mineralogicznej SEM do pomiaru wielkości i kształtu ziaren na przykładzie warstw cergowskich (dolny oligocen, Karpaty Zewnętrzne). Do analizy wybrano warstwy drobno- i bardzo drobno-ziarnistych piaskowców, które makroskopowo wykazywały niejasne trendy teksturalne.

Przeprowadzona analiza wykazała, że badany materiał reprezentuje osady zdeponowane przez przepływy z rozwijającą się turbulencją. Jednocześnie badanie potwierdziło, że tłumienie turbulencji przyczynia się do sortowania ziaren pod względem wielkości i gęstości podczas transportu oraz wykazało, że maksymalna, a nie średnia wielkość ziarna jest kontrolowana przez koncentrację przepływu, a zatem odzwierciedla hydrodynamikę przepływu. Porównania wyników analizy pomiędzy próbkami z tej samej warstwy oraz z różnych warstw profilu dają wgląd w przestrzenny i czasowy rozwój przepływu w danym miejscu. Natomiast porównanie próbek z różnych profilów i regionów formacji dostarcza informacji do rekonstrukcji podmorskich spływów grawitacyjnych w basenie sedymentacyjnym i przyczynia się do charakterystyki obszarów proweniencji. Badania testowe wydają się być obiecujące, ponieważ metoda ta zwiększa obiektywność gromadzenia dużej ilości danych, a tym samym zapewnia znaczącą reprezentację statystyczną. Ponadto, ten zautomatyzowany system redukuje błędy i stronniczość analiz manualnych, otwierając w ten sposób nowe perspektywy w analizie osadów detrytycznych i interpretacji procesów depozycyjnych.

Utwory górnej jury w rejonie Pińczowa – stan wiedzy w oparciu o interpretację danych sejsmicznych i modelowania sejsmiczne

Łukasz Słonka¹, Piotr Krzywiec¹, Marcin Krajewski²

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. Adama Mickiewicza 30, 30-059 Kraków

Wychodnie utworów górnej jury na obszarach sąsiadujących z niecką miechowską czyli na Wyżynie Krakowsko-Częstochowskiej oraz na SW obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich stanowią dogłębnie przebadane pod katem sedymentologicznym i facjalnym fragmenty epikontynentalnego basenu jurajskiego. Na tym tle, centralna część niecki miechowskiej, gdzie utwory jury górnej sa przeważnie przykryte osadami kredowymi o dużej miaższości, w tym rejon badań znajdujący sie w okolicy Pińczowa, reprezentuje słabiej rozpoznany fragment basenu. Ze względu na brak odsłonięć górnej jury, wnioskowanie o przestrzennej budowie wgłębnej tych utworów polegało tam przeważnie na interpolowaniu informacji geologicznej pomiędzy wierceniami czy sąsiednimi obszarami wychodni. Wobec powyższych ograniczeń, niezwykle pomocny dla poprawy stanu wiedzy o górnej jurze w obrębie niecki miechowskiej okazał się dostęp do danych sejsmicznych. Na obszarze badań w 2011 roku pomierzona została siatka profili sejsmicznych 2D, oraz zostały odwiercone dwa otwory Chopin-1 i Belvedere-1, które nawierciły górnojurajskie budowle węglanowe. Dzięki uzupełnieniu nowych danych o dane z archiwalnych profili sejsmicznych z centralnej części niecki miechowskiej, uzyskano możliwość zastosowania zaawansowanej metodyki interpretacji sejsmicznej. Polegała ona na podejściu stratygraficzno-facjalnym do analizy danych sejsmicznych, a także zastosowaniu technik modelowań sejsmicznych. Precyzyjna korelacja sejsmiki z danymi otworowymi za pomoca sejsmogramów syntetycznych zapewniła powiązanie informacji dotyczącej stratygrafii oraz litologii przewierconych osadów z ich przestrzennym obrazem wgłębnej budowy geologicznej, zidentyfikowanym na danych sejsmicznych. Wyodrębnione zostały cztery typy facji sejsmicznych: (1) warstwowane, (2) stożkowe/kopcowe, (3) zaburzone oraz (4) chaotyczne, które odpowiadają charakterystycznym elementom systemu depozycyjnego górnej jury, dobrze rozpoznanym w sąsiednich obszarach występowania odsłonięć jury górnej. Stożkowe/kopcowe (2) i zaburzone (3) facje sejsmiczne reprezentują rozległe oraz wewnętrznie zróżnicowane kompleksy budowli węglanowych (o lateralnej rozciągłości przeważnie kilkuset metrów lub czasami do ok. 1 km, oraz sumarycznej miąższości ok. 250-300 m). Warstwowane facje sejsmiczne rozciagaja sie czesto na dystansie kilku km i sa typowe dla osadów niecek pomiędzy budowlami, natomiast chaotyczne facje sejsmiczne odpowiadają osadom spływów grawitacyjnych lub talusa. Wyniki interpretacji wsparto modelowaniami sejsmicznymi, wykonanymi dla wybranych budowli węglanowych oraz osadów ich otoczenia.

Rezultaty modelowań pokazały zróżnicowany wpływ lokalnych anomalii prędkościowych związanych z wysokoprędkościowymi kompleksami budowli na czasowy zapis sejsmiczny. Efekty te, określane w literaturze jako "velocity pull-up", lokalnie deformują rzeczywistą geometrię podłoża budowli węglanowych sugerując jego większe niż w rzeczywistości uniesienie. Wyniki modelowań sejsmicznych pozwoliły również na sformułowanie nowych przesłanek na temat detekcji krawędzi budowli węglanowych na danych sejsmicznych i ich relacji do warstwowanych wapieni deponowanych w ich otoczeniu.

Dziękujemy firmom San Leon Energy i PGNiG (grupa Orlen) za udostępnienie danych sejsmicznych i otworowych. Oprogramowanie Kingdom® do interpretacji sejsmicznej zostało udostępnione przez firmę IHS Markit. Modelowania sejsmiczne wykonano w oprogramowaniu firmy Tesseral Technologies Inc.

O wpływie tektoniki inwersyjnej na syntektoniczne systemy depozycyjne – wnioski z interpretacji danych sejsmicznych z północnej Polski

Aleksandra Stachowska¹, Piotr Krzywiec¹

¹Instytut Nauk Geologicznych, Polska Akademia Nauk, ul. Twarda 51/55, 00-818 Warszawa, aleksandra.stachowska@twarda.pan.pl

Szczegółowe interpretacje sejsmo-stratygraficzne wykonano w północnej Polsce w oparciu o regionalne transekty geo-sejsmiczne, złożone głównie z unikatowych, wysokorozdzielczych, regionalnych profili sejsmicznych projektu PolandSPAN™, skalibrowanych danymi geofizycznymi, stratygraficznymi i litologicznymi z kilkunastu głębokich otworów wiertniczych. Dokonano podziału sukcesji kredy górnej (wraz z albem górnym) na 5 jednostek sejsmo-stratygraficznych oraz scharakteryzowano facje sejsmiczne. Celem przeprowadzonych prac było stworzenie spójnego modelu późnokredowej tektoniczno-sedymentacyjnej ewolucji północnej części basenu polskiego, poprzez integrację danych geologicznych i geofizycznych.

Jednym z kluczowych wyników prac opartych na badanych danych jest nowa interpretacja architektury depozycyjnej kredy górnej analizowanego obszaru. Dotychczas kreda górna w obszarze badań była interpretowana niemal wyłącznie w oparciu o nierównomiernie rozmieszczone otwory wiertnicze a tylko sporadycznie jej analizy wspierane były profilami sejsmicznymi. W rezultacie, regionalne kartowanie sukcesji górnokredowej znajdującej się ponad fundamentem kratonu wschodnioeuropejskiego powszechnie opierano na klasycznym, stratygraficznym modelu layer cake, zakładającym proste korelacje wydzieleń stratygraficznych między otworami wiertniczymi, przy zachowaniu zazwyczaj ich stałych miąższości. Interpretacja danych z projektu PolandSPAN™ ujawniła nieznaną dotychczas śród-górnokredową regionalną niezgodność, klinoformy i inne cechy sejsmiczne (lateralne zmiany miaższości, liczne lokalne nieciągłości i wciecia erozyjne) niezgodne ze stosowanym do tej pory modelem. W wyniku przeprowadzonych analiz zaproponowano nowy tektonicznosedvmentacviny model późnokredowej ewolucji basenu szelfowego północnej Polski, zgodnie z którym górnokredowa sekwencja osadowa powstała w wyniku: (i) autochtonicznej sedymentacji pelagicznej; (ii) dostawy materiału terygenicznego z lądu położonego na północ od obszaru badań tj. obszarze dzisiejszego Bałtyku oraz z wypiętrzonych części antyklinorium śródpolskiego położonego na południowy zachód, oraz (iii) modyfikacji zdeponowanych osadów w efekcie oddziaływania prądów dennych (zwłaszcza konturowych), płynących wzdłuż elementów strukturalnych wypiętrzonych w efekcie inwersji basenu polskiego. Wykazano, że rozwój poprzecznych i osiowych systemów depozycyjnych był determinowany przez poszczególne struktury inwersyjne czyli antyklinorium śródpolskie, strefę Koszalin-Chojnice i blok Łeby leżący w południowej części Bałtyku. Zidentyfikowano dwa systemy prądów konturowych o orientacji N-S i NW-SE. Rozwój śród-górnokredowej regionalnej niezgodności, zobrazowanej na danych projektu PolandSPAN™, wstępnie powiązano z postępującym wyboczeniem litosfery (ang. lithospheric buckling) w czasie ruchów sub-hercyńskich.

Niniejsze wyniki badań stanowią zasadniczą część rozprawy doktorskiej pierwszej autorki przygotowanej w ramach grantu NCN nr 2015/17/B/ST10/03411. Składamy podziękowania firmie ION Geophysical za udostępnienie danych sejsmicznych PolandSPAN™, firmie IHS Markit za użyczenie licencji akademickiej na ich oprogramowanie do interpretacji danych sejsmicznych Kingdom[®] oraz PGNiG S.A. za udostępnienie danych z otworów wiertniczych.

Zielone minerały ilaste jako wskaźnik środowiska sedymentacji

Krzysztof Starzec

Akademia Górniczo-Hutnicza, al. Mickiewicza 30, 30-059 Kraków, kstarzec@agh.edu.pl

Ziarna o zielonym zabarwieniu są powszechnym i wyróżniającym się składnikiem skał osadowych, zarówno okruchowych, jak i węglanowych. Występują w postaci ziaren peletowych lub ooidowych, ale zielone minerały pojawiają się również w formie rozproszonej, jako powłoki na powierzchni skał lub okruchów skalnych, bądź wypełnienia szczelin. Mimo podobnych cech zewnętrznych zielony składnik skał osadowych może być reprezentowany przez różne minerały ilaste, np. glaukonit, odinit, bertieryn, szamozyt. Minerały te tworzą się w środowisku sedymentacyjnym, najczęściej w określonych, różniących się miedzy sobą, warunkach fizykochemicznych (tj. głębokości, natlenienia), a zatem mogą stanowić cenny wskaźnik paleośrodowiska. Glaukonit powstaje najczęściej w obrębie gródek fekalnych i szczątków organicznych o porowatej strukturze, które zapewniają odpowiednie dla jego wzrostu, redukcyjne mikrośrodowisko. Proces glaukonityzacji zachodzi na granicy wody i osadu, towarzyszą mu okresy, w których następuje zwolnienie lub przerwa w depozycji. Minerał ten formuje się najczęściej na szelfie i skłonie, na głębokościach od 60 do 550 m. Odinit/bertieryn oraz szamozyt tworzą się w warunkach niskiego Eh i w środowisku bardzo płytkim o wysokiej energii (przybrzeże, estuaria oraz delty).

Zaprezentowane zostaną dwa przykłady wykorzystania zielonych ziaren minerałów ilastych do interpretacji paleośrodowiska. Pierwszy dotyczy basenu opolskiego, w którym ziarna obecne są w piaskowcach i zlepieńcach składających się na kredową (cenoman – turon) sukcesję tego basenu. W obrębie profilu osadów o grubości 3,6 m w miejscowości Włodzienin, obecnie już się nieodsłaniającym, zielone ziarna występowały na kilku poziomach. Barania rentgenowskie i chemiczne wykazały, że w dolnej części profilu reprezentują one bogate w Fe minerały 7-14 Å, a więc mieszanopakietowy bertieryn-szamozyt. Natomiast w środkowej i górnej cześci profilu występuja minerały 10 Å, reprezentujące glaukonit, przy czym w środkowej części jest to prawie wyłącznie glaukonit, a w górnej mieszanopakietowy glaukonit-smektyt (G-S). Zmienność natury zielonych ziaren w profilu pionowym badanych osadów wskazuje na zmiany środowiska sedymentacji, tj.: (a) wzrost poziomu morza i przejście z płytkomorskiego środowiska facji werdynowej (bertieryn-szamozyt) do środowiska otwartego szelfu i/lub skłonu charakterystycznego dla facji glaukonitowej, (b) znaczny spadek tempa sedymentacji, (c) spadek natlenienia wód. Ponadto obecność glaukonitu wskazuje na okresy niskiego tempa lub braku sedymentacji, ale różny stopień glaukonityzacji prób (tj. różny stosunek G-S) ze środkowej i górnej cześci profilu wskazuje, że okresy te miały zróżnicowana długość – powyżej 1 mln lat w środkowej części, kilkaset tys. lat w części górnej.

Drugi przykład dotyczy osadów przełomu prekambr-kambr basenu lubelskiego. W profilu formacji włodawskiej i mazowieckiej występują piaszczyste i mułowo-piaszczyste osady reprezentujące głównie płytkowodne facje: równi pływowej, laguny, bariery i przybrzeża. Obecne w nich zielone ziarna pod względem mineralogicznym stanowią dojrzały glaukonit. Sposób ich rozmieszczenia w skałach wskazuje na ich allochtoniczną genezę – były one transportowane wraz z materiałem piaszczystym ze środowiska powstania i deponowane głównie na barierach oraz w strefie przybrzeża. Mikrostruktura ziaren wskazuje, że ziarna powstawały w środowisku lagunowym, znacznie mniej typowym dla glaukonityzacji niż środowisko szelfu, a następnie stamtąd były rozprowadzane przez prądy pływowe/sztormowe wzdłuż wybrzeża.

Facje i środowisko sedymentacji osadów środkowego miocenu wzgórz Woroniaków (zachodnia Ukraina, Środkowa Paratetyda)

Barbara Studencka¹, Marek Jasionowski², Marcin Górka³, Dariusz Nast¹, Yuliia Vernyhorova⁴, Andriy Poberezhskyy⁵, Oksana Stupka⁵

¹Polska Akademia Nauk Muzeum Ziemi w Warszawie, Na Skarpie 20/26, 00-488, Warszawa ²Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa, marek.jasionowski@pgi.gov.pl

³Wydział Geologii, Uniwersytet Warszawski, Żwirki i Wigury 93, 02-089 Warszawa ⁴Institute of Geological Sciences, National Academy of Sciences of Ukraine (NASU), 55b O. Honchara St., 01601 Kyiv

⁵Institute of Geology and Geochemistry of Combustible Minerals, NASU, 3a Naukova St., 79060 Lviv

Stanowiska piasków mioceńskich Woroniaków, wzgórz położonych między Gołogórami i Wzgórzami Krzemienieckimi, które tworzą północno-zachodnią granicę Wyżyny Podola, znane są już od pierwszej połowy XIX wieku za przyczyną bogatej fauny mięczaków (stanowiska: Olesko-Biała Góra, Podhorce, Jasionów i Hołubica), będącej przedmiotem licznych opracowań paleontologicznych i taksonomicznych. Brak natomiast szczegółowych badań stratygraficznych, facjalnych i tafonomicznych. Dlatego podjeliśmy prace terenowe, których celem było przed wszystkim opisanie ich litologii i struktur sedymentacyjnych, pozyskanie mikro- i makroskamieniałości oraz rozpoznanie tafonomii zespołów mięczaków. Do badań wytypowaliśmy stanowiska: Olesko-Biała Góra (facja piaszczysta), Jasionów (facja węglanowa) oraz Wołujki gdzie widoczny jest ostry kontakt między facją piaszczystą (warstwy podhoreckie) i nadległą facją węglanową (warstwy tarnopolskie).

Transgredujące morze późnobadeńskie (na podstawie izotopów strontu w muszlach małżów ze stanowiska Olesko-Biała Góra oszacowano wiek osadów na 13,6 Ma) zastało na obszarze Woroniaków teren o bardzo urozmaiconej powierzchni, wyerodowanej w marglach senonu. Profil osadów miocenu tworzą przede wszystkim piaski kwarcowe (miejscami piaskowce) i przykrywające je margle krasnorostowe z przewarstwieniami wapieni i ławicami rodoidów. Miąższość piasków, które spoczywają na marglach senońskich, jest bardzo zróżnicowana i osiąga maksymalnie około 20 m (Podhorce i Wołujki), natomiast miąższość margli nie przekracza 8 m (Jasionów).

Osady piaszczyste powstawały w środowisku o znacznej hydrodynamice, na co wskazują warstwowania przekątne oraz laminacja zmarszczkowa. Stwierdzono w nich też liczne bioturbacje. Zawierają one bogaty zespół pełnomorskich skamieniałości zdominowany przez małże (około 80 gatunków) Do najczęściej spotykanych należą: *Nucula nucleus, Glycymeris obtusata, Glycymeris deshayesi, Aequipecten elegans, Lucinoma borealis, Venus nux.* Stan zachowania aragonitowych muszli jest bardzo dobry. Ponadto występują kalcytowe muszle *Ostrea digitalina.* W najwyższej części profilu w Białej Górze występuje warstwa tempestytu zawierającą liczne skorupy małżów i ślimaków oraz inne skamieniałości. Fauna otwornicowa wykazuje słabe zróżnicowanie taksonomiczne. Największy udział w zespole otwornic reprezentowanym przez 20 gatunków bentonicznych mają: *Lobatula lobatula, Asterigerinata planorbis Heterolepa dutemplei* i *Elphidium aculeatum*, a najbardziej zróżnicowany zespół otwornic stwierdzono w środkowej części profilu Biała Góra. Otwornice wskazują na płytkowodne środowisko morskie związane z brzeżną strefą zbiornika (górna strefa sublitoralna) o dobrze natlenionych wodach przydennych.

Osady margliste z wyższej części profilu tworzyły się w spokojniejszym środowisku depozycyjnym. W utworach tych znaleziono tylko kilka gatunków małżów. Gatunkiem dominującym jest *Glans trapezia*, którego pierwotnie aragonitowe muszle zachowane są w postaci ośródek lub odcisków. Otwornice reprezentowane są przez 48 gatunków bentonicznych. Największy udział mają: *Lobatula lobatula, Heterolepa dutemplei, Elphidium crispum, Elphidium fichtellianum* i *Textularia* sp. Zespół otwornic wskazuje zarówno na pogłębiające się środowisko (dolna strefa sublitoralna) jak też zmniejszające się natlenienie wód przydennych związane z sedymentacją ilastą.

Projekt realizowany w ramach współpracy bilateralnej między Polską Akademią Nauk i Narodową Akademią Nauk Ukrainy [projekt nr 40: *Zmiany środowiskowe na granicy badenu i sarmatu w Środkowej Paratetydzie (dane z Polski i Ukrainy)*.