

Załącznik 2a

# Autoreferat

## opis dorobku i osiągnięć naukowych

---

**Patrycja WÓJCIK-TABOL**

**Instytut Nauk Geologicznych Uniwersytetu Jagiellońskiego**

**Kraków 2017**

## 1. ŻYCIORYS NAUKOWY

### 1.1. Dane osobowe

Imię i nazwisko: Patrycja Wójcik-Tabol

---

### 1.2. Wykształcenie i posiadane stopnie naukowe

- 19.10.2004 r – doktor nauk o Ziemi w zakresie geologii, Instytut Nauk Geologicznych UJ, Kraków.

Praca doktorska pt. *Paleośrodowisko depozycji i warunki wczesnej diagenety kredowych osadów deficytu tlenowego w polskiej części pienińskiego pasa skałkowego w świetle badań mineralogiczno - geochemicznych.*

Promotor: prof. dr hab. M. Adam Gasiński (Instytut Nauk Geologicznych UJ).

- 21.06.1999 r. – magister, specjalizacja: mineralogiczno-petrologiczno-geochemiczna, Instytut Nauk Geologicznych UJ, Kraków

Praca magisterska pt. *Automorficzne i kolomorficzne precypitaty siarczków cynku ze złóż olkuskich.*

Opiekun naukowy: prof. dr hab. Witold Żabiński (Instytut Nauk Geologicznych UJ).

- 1994 r. – świadectwo dojrzałości

I Liceum Ogólnokształcące im. Króla Kazimierza Wielkiego w Olkuszu. Profil ogólny.

---

### 1.3. Zatrudnienie i przebieg pracy zawodowej

- Lata 2009–2017: adiunkt

Uniwersytet Jagielloński, Wydział Biologii i Nauk o Ziemi, Instytut Nauk Geologicznych, Zakład Geodynamiki i Geologii Środowiskowej ING UJ

- Lata 2003–2008: asystent

Uniwersytet Jagielloński, Wydział Biologii i Nauk o Ziemi, Instytut Nauk Geologicznych, Zakład Paleozoologii

- Lata 1999–2004: studia doktoranckie,

Uniwersytet Jagielloński, Wydział Biologii i Nauk o Ziemi, Instytut Nauk Geologicznych

## 2. OSIĄGNIĘCIE NAUKOWE

(wynikające z art. 16 ust. 2 ustawy z dnia 14 marca 2003 r. o stopniach naukowych i tytule naukowym oraz o stopniach i tytule w zakresie sztuki - Dz. U. nr 65, poz. 595 ze zm.)

### 2.1. Tytuł osiągnięcia naukowego,

Osiągnięciem naukowym jest cykl sześciu publikacji pt.

*Pochodzenie materiału detrytycznego, środowisko depozycji i warunki diagenety drobnookruchowych skał zawierających materię organiczną określane na podstawie wskaźników mineralogicznych i geochemicznych*

### 2.2. Spis publikacji stanowiących osiągnięcie naukowe

Pełna treść artykułów oraz oświadczenia współautorów o ich udziale w powstaniu tych prac przedstawione zostały w załącznikach 3, 5 i 6.

[1] Oszczytko-Clowes, M., Wójcik-Tabol, P., Płoszaj, M. 2015. The source areas of the Grybów sub-basin in the light of micropaleontological, mineralogical i geochemical provenance analysis (Outer Carpathians, Poland). *Geologica Carpathica*, 66, 6: 515–534. doi: 10.1515/geoca-2015-0042 (MNiSW<sup>1</sup> – 20 pkt, IF 2015<sup>2</sup>: 1.523, 5 year IF<sup>3</sup>: 1.406).

[2] Wójcik-Tabol, P. 2015. Depositional redox conditions of the Grybów Succession (Oligocene, Polish Carpathians) in the light of petrological i geochemical indices. *Geological Quarterly*, 59 (4): 603–614. doi: 10.7306/gq.1240 (MNiSW – 20 pkt, IF 2015: 0.858, 5-year IF: 0.918)

[3] Wójcik-Tabol, P., Ślącza, A. 2015. Are Early Cretaceous environmental changes recorded in deposits of the western part of the Silesian Nappe - A geochemical approach. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, 417: 293–308. <http://dx.doi.org/10.1016/j.palaeo.2014.10.040> (MNiSW – 35 pkt, IF 2015: 2.525, 5-year IF: 3.02)

[4] Wójcik-Tabol, P., Ślącza, A. 2013. Provenance of Lower Cretaceous deposits of the western part of the Silesian Nappe in Poland (Outer Carpathians): evidence from geochemistry. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 83: 113–132. (MNiSW – 20 pkt, IF 2013: 0.727, 5-year IF: 0.815)

[5] Wójcik-Tabol, P., Oszczytko, N. 2012. Trace element geochemistry of the Early to Late Cretaceous deposits of the Grajcarek thrust sheets - a paleoenvironmental approach (Małe Pieniny Mts., Pieniny Klippen Belt, Poland). *Geological Quarterly*, 56 (1): 169–186. (MNiSW – 20 pkt, IF 2012: 0.761, 5-year IF: 0.918)

<sup>1</sup> MNiSW – punktacja publikacji wg listy czasopism MNiSW z dn. 05.12.2016

<sup>2</sup> IF – index factor czasopisma w roku publikacji

<sup>3</sup> 5-year IF – 5-letni index factor liczony w 2015 roku wg Journal Citation Reports®

[6] Wójcik-Tabol, P., Ślaczka, A. 2009. Provenance of siliciclastic i organic material based on geochemical indices in the Albian-Turonian sediments – preliminary studies from Lanckorona Area in the Silesian Nappe, Polish Outer Carpathians. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 79: 53–66. (MNiSW – 20 pkt, IF 2009: 0.619, 5-year IF: 0.815)

### 2.3. Komentarz autorski

#### 2.3.1. Cel naukowy prac składających się na osiągnięcie naukowe

– Założenia metodologiczne badań mineralogiczno-geochemicznych czarnych łupków

Skład chemiczny skał drobnoziarnistych jest pochodną wielu zmiennych. W dużej mierze odzwierciedla skład mineralny skały, obejmujący minerały allogeniczne oraz cement. Nie bez znaczenia są procesy późnodiagenetyczne, które powodują transformację pierwotnych faz mineralnych w inne lub wytrącanie nowych minerałów z roztworów diagenetycznych. Procesy te oznaczają nieprzerwaną modyfikację składu chemicznego skały. Wskaźniki geochemiczne, aczkolwiek korespondujące ze wskaźnikami mineralogicznymi, mają tę przewagę, że rejestrują subtelne zmiany składu chemicznego zanim ujawnią się zmiany mineralogiczne.

Litofacja czarnych łupków jest powszechnie wiązana ze środowiskiem zwiększonej akumulacji materii organicznej wskutek (I) zintensyfikowanej dostawy szczątków organicznych, (II) warunków beztlenowych. Geneza oraz stopień maturacji materii organicznej badane są w oparciu o petrografię macerałów, połączoną z analizą kerogenu i bituminów oraz oznaczeniem składu trwałych izotopów węgla organicznego  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ . (Hofmann i in., 2000; Peters i in., 2005) [1][2][3][6]. Zwiększona zawartość morskiej materii organicznej koresponduje ze wzrostem koncentracji  $\text{P}_2\text{O}_5$ ,  $\text{SiO}_2$ , Ba, Cd, Ag, uznawanych za geochemiczne wskaźniki bioproduktywności (Brumsack, 2006) [2][3].

Geochemia organiczna i nieorganiczna wraz z petrologią skał okruchowych stanowią skuteczne narzędzie rekonstrukcji obszaru alimentacyjnego (np. kontekstu geotektonicznego, litologii skał macierzystych, stopnia ich zwiętrzenia, pośrednio - warunków klimatycznych); umożliwia prześledzenie procesów sedymentacyjnych (długości transportu, możliwej redepozycji etc.; m.in. Nesbitt i Young, 1982; McLennan i in., 1993; Fedo i in., 1995) oraz ustalenie energetycznego i chemicznego reżimu depozycji (m.in. Elderfield i Sholkovitz, 1987; Wignall i Newton, 1998; Jones i Manning, 1994; Brumsack, 2006); daje wgląd w ewolucję składu chemicznego pod wpływem procesów diagenetycznych (Lev i in., 1999; Rasmussen i in., 1998; González-Álvarez i Kerrich, 2010) [1][4][5][6].

Dogłębne studium składu mineralnego i chemicznego skał drobnoziarnistych umożliwia interpretację środowiska depozycji i diagenetyzacji w szerszym kontekście, uwzględniającym wpływ regionalnych i lokalnych czynników (klimat, paleogeografia, paleotektonika, wulkanizm etc.), jako stymulujących rozwój określonych warunków w basenie sedymentacyjnym [1–6].

Czarne łupki o regionalnym rozprzestrzenieniu występują m.in. w profilach dolnej kredy [3–6] oraz oligocenu [1][2] i są interpretowane jako zapis epizodów anoksji [1–6]. Kredowe wydarzenia globalnej anoksji, tzw. *Oceanic Anoxic Events* (OAEs) opisywali m.in.

Schlanger i Jenkyns, 1976; Jenkyns, 2010; Föllmi, 2012. Föllmi (2012) dyskutuje zjawisko niedostatku tlenu w zbiornikach sedymentacyjnych, jako jeden z możliwych skutków zmian klimatycznych we wczesnej kredzie. Poprzez analogię, założyłam, że karpackie serie także rejestrują te zmiany klimatyczne i w konsekwencji prawdopodobną anoksję. Podjęłam więc próbę ich wskazania w wybranych profilach dolnej kredy Karpat zewnętrznych w zachodniej części jednostki śląskiej [3][6] oraz w przypienińskiej części jednostki magurskiej, zwanej jednostką Grajcarka [5]. Sukcesje są stosunkowo monotonne litologicznie (*vide*: rozdział Kryteria doboru materiału badawczego), bazowałam więc na zmienności wskaźników geochemicznych, takich jak koncentracja pierwiastków czułych na warunki redoks, biomarkery i  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ , korelowane z typem kerogenu i analizą macerałów [3][5]. Czarne łupki dolnej kredy ustępują czerwonym utworom facji *Upper Cretaceous Oceanic Red Beds* (CORB), która stanowi zapis sedymentacji w warunkach natlenionych w związku z ochłodzeniem klimatu i uruchomieniem cyrkulacji wód oceanicznych (Hu i in., 2005) [5][6].

Wydarzenie zmiany klimatu na granicy eocen-oligocen (EOB *Eocene-Oligocene Boundary*) (Zachos i in., 1993) zmanifestowało się wyraźną zmianą facjalną. Geochemiczna charakterystyka i jej implikacje paleośrodowiskowe dla interwału EOB oraz wyżejległych łupków bitumicznych była prezentowana w licznych pracach (m.in. Kotarba i Koltun, 2006; Sachsenhofer i in., 2009; Sotak, 2010; Bechtel i in., 2012). Badania te stały się dla mnie inspiracją, by zbadać serię oligoceńskich utworów w jednostce grybowskiej polskich Karpat zewnętrznych (*vide*: rozdział Kryteria doboru materiału badawczego) pod kątem chemizmu środowiska depozycji i diagenety oraz przyczyn tych zmian związanych m.in. z przebudową basenu karpackiego [1][2].

Warunki klimatyczne wpływają na stopień zwietrzenia skał lądowych oraz rozwój biosfery, więc odgrywają rolę kluczowego czynnika kontrolującego rodzaj i ilość materiału silikoklastycznego oraz jego proporcje względem materiału biogenicznego. Nie mniej ważna jest paleogeografia i paleotektonika, których rolę w kształtowaniu reżimu sedymentacyjnego i środowiska redoks omówiłam na przykładzie kredowych sukcesji karpackich, deponowanych w basenach protośląskim [4][6] i magurskim [5] oraz oligoceńskiej serii basenu przedmagurskiego [1][2]. Studium proveniencji materiału mineralnego polegało na ustaleniu: (I) litologii skał macierzystych na podstawie względnej zawartości tlenków pierwiastków głównych; (II) stopnia zwietrzenia skał macierzystych w oparciu o diagram A-CN-K, indeksy CIA, PIA i CPA oraz model frakcjonacji REE i Th/U; (III) środowiska geotektonicznego na podstawie wzajemnych zależności pomiędzy pierwiastkami śladowymi *High Fields Strength* (HFS) i *Large Ion Lithophile* (LIL); (IV) roli procesów sortowania, redepozycji oraz diagenety, jako modyfikujących pierwotny skład chemiczny osadu [1][4–6].

#### – Kryteria doboru materiału badawczego

Dolnokredowe czarne łupki nadścielone czerwonymi/pstryimi osadami górnej kredy (CORB) stanowią typową sekwencję litofacjalną w sukcesjach atlantyckich i tetydzkich, także karpackich (Ślącza, 1976; Jenkyns, 2010; Bralower i in., 1993; Hu i in., 2005; Wójcik-Tabol, 2006; Bąk, 2007) [3–6]. Ilowce i mułowce o czarnej i ciemno-szarej barwie, wynikającej ze wzbogacenia w materię organiczną (OM) są litofacjami dominującymi w

formacji wierzowskiej wieku apt–alb. Formacja dokumentuje depozycję turbidytową i hemipelagiczną w warunkach post-ryftowej subsydencji w północnej części wczesnokredowego basenu karpackiego, ściślej – części zwanej basenem protośląskim (Oszczypko, 2004; Golonka i in., 2008b, 2011). Skały bogate w OM typowe dla formacji wierzowskiej uznawane są za facje anoksyczne (Golonka i in., 2008a) [3][6].

Późny alb–cenoman to czas depozycji turbidytowej formacji lgockiej w basenie protośląskim (Golonka i in., 2008a) [3][4][6]. Formacja łupków z Barnasiówki (*Barnasiówka Radiolarian Shale Formation* - BRSF), zawierająca czarne łupki (Bąk i in., 2001) dokumentuje wydarzenie globalnej anoksji OAE-2 na granicy cenoman-turon i jest karpackim ekwiwalentem poziomu Bonarelli (Bąk, 2007). Wyżejległe, turońskie pstre łupki reprezentują facje głębokowodnej sedymentacji hemipelagicznej w warunkach natlenionych (Hu i in., 2005) [6].

W basenie magurskim „czarny flisz” formacji ze Szlachtowej i z Opaleńca jest interpretowany jako odpowiednik formacji wierzowskiej (Książkiewicz, 1977; Golonka i Raczkowski, 1984a, b; Oszczypko i in., 2004). Formacja hulińska jest analogiem formacji z Barnasiówki (Bąk, 2007) a formacja z Malinowej odpowiada pstrym łupkom (Birkenmajer, 1977; Birkenmajer i Oszczypko, 1989) [5].

Profil Lipnik k. Bielska-Białej wytypowałam do badań ze względu na pełne wykształcenie formacji wierzowskiej i jej sedymentacyjne kontakty ze starszą formacją grodziską oraz młodszą - formacją lgocką (wiek odsłoniętej serii to hoteryw–cenoman). W profilu znana była biozonacja otwornicowa (Geroch i Nowak, 1963) i dinocystowa (Gedl, 2003). Serie skalne profilu Rzyki są silnie zdeformowane tektonicznie; profil jest trudny do oznaczenia biostratygraficznego, fragmentarycznie rejestrujący interwał dolny apt–cenoman (Uchman i Cieszkowski, 2008; Golonka i in., 2011). Uchodzi jednak za nieformalny, polski odpowiednik profilu statotypowego formacji wierzowskiej w Veřovicach (Golonka i in., 2008a), więc uzyskane stąd wyniki uzupełniają te z profilu Lipnik [3][4].

Reprezentatywne profile dla kredowej serii magurskiej opróbowano w potoku Sztolnia oraz na południowym stoku wzgórza Hulina [5]. Tzw. „czarny flisz” formacji ze Szlachtowej i z Opaleńca, przechodzi w skrzemionkowane łupki formacji z Huliny, te z kolei są nadścielone wiśniowymi łupkami ilastymi formacji z Malinowej (Birkenmajer, 1977; Birkenmajer i Oszczypko, 1989). Profile są tektonicznie zdeformowane, ale przedstawiają pełną sukcesję. Profil został wydatowany w oparciu o biostratygrafię otwornicową (Oszczypko i in., 2004) [5].

Profile w Lanckoronie zlokalizowane są w północnym stoku Góry Zamkowej i odsłaniają fragmenty formacji lgockiej, formację łupków radiolarytowych z Barnasiówki oraz łupki pstre płaszczowiny śląskiej [6]. Profil jest odwrócony i niepełny, ale przedstawia różnicowanie litologiczne w obrębie formacji z Barnasiówki i przejście do łupków pstrych. Stanowi hipostratotyp formacji z Barnasiówki (Bąk i in., 2001).

W późnym eocenie–oligocenie nastąpiła przebudowa paleogeograficzna basenu Karpat zewnętrznych wskutek regionalnej tektoniki kompresyjnej w domenie alpejsko-karpackiej. Szczałkowy basen karpacki przekształcił się we fleksuralny basen przedpola (Oszczypko, 1999). Doszło do spłylenia i izolacji basenu od otwartego morza (Van Couvering i in. 1981; Oszczypko-Clowes, 2001). W rupelu nastąpiło wstrzymanie cyrkulacji



wewnątrzbasenowej i rozwój warunków deficytu tlenowego, udokumentowanych bitumicznymi łupkami formacji menilitowej (Oszczypko-Clowes i Żydek 2012). Zmiana facjalna jest odzwierciedleniem ewoluującej architektury basenu sedymentacyjnego oraz ochłodzenia klimatu [1][2].

Czarne łupki tworzyły się powszechnie w oligoceńskiej Tetydzie/Paratetydzie, od alpejskiego basenu molasowego, przez baseny karpackie aż po basen kaspijski (Vetö, 1987; Popov i in., 2004; Schultz i in., 2005; Sachsenhofer i in., 2009) [1][2]. Warstwy podgrybowski oraz formacja margli z Grybowa (zwana też warstwami grybowskimi) jednostki grybowskiej, będące przedmiotem badań [1][2] są odpowiednikiem formacji menilitowej (Książkiewicz, 1977), która obejmuje facje anoksyczne (Kotarba i Koltun, 2006; Sotak, 2010; Kotlarczyk i Uchman, 2012).

Oligoceńskie formacje jednostki grybowskiej różnią się litologicznie od formacji menilitowej, lecz zawierają znaczne ilości materii organicznej. Teza, iż warstwy podgrybowski oraz formacja margli z Grybowa deponowane były w warunkach deficytu tlenowego jest dyskutowana w oparciu o wskaźniki geochemii nieorganicznej korelowane z analizą materii organicznej [1][2].

Opróbowany profil w oknie tektonicznym Grybowa jest profilem stratotypowym dla formacji margli grybowskich [2]. Profile w oknie Ropy prezentują pełne wykształcenie formacji grybowskiej wraz z kontekstem litostratygraficznym, warstwami podgrybowskimi oraz krośnieńskimi [1]. W przypadku profili w obu powyższych oknach znana jest biostratygrafia nanoplanktonowa (Oszczypko-Clowes i Ślaczka, 2006; Oszczypko-Clowes 2008).

### **2.3.2. Osiągnięte wyniki i ich wykorzystanie**

#### **- pochodzenie materiału detrytycznego w skałach drobnoziarnistych facji turbidytowych i hemipelagicznych**

Badałam proveniencję oraz możliwe diagenetyczne modyfikacje składu mineralnego i chemicznego na przykładzie drobnoziarnistych skał występujących w seriach:

##### 1. dolnej kredy, obejmującej:

1.1. formacje: grodziską, wierzowską oraz lgocką zachodniej części jednostki śląskiej (rejon Andrychowa i Bielska-Białej) [4]; formacje: lgocką, z Barnasiówki oraz łupków pstrych jednostki śląskiej w rejonie Lanckorony [6];

1.2. formacje: szlachtowską, z Opaleńca, z Huliny oraz z Malinowej jednostki Grajcarka [5];

2. oligocenu jednostki grybowskiej, obejmującej warstwy podgrybowski, formację z Grybowa oraz warstwy z Krosna okna Ropy [1].

Badany materiał porównywałam ze wzorcami PAAS – *Post-Archean Australian Shales* i UCC – *Upper Continental Crust* (Taylor i McLennan, 1985; Rudnick i Gao, 2003). Skład chemiczny

Zmieniające się proporcje ilościowe pomiędzy podstawowymi składnikami mineralnymi skał przedstawiałam stosując trójkątny diagram  $\text{SiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3 \times 5\text{-CaOx}2$  (Taylor i

McLennan, 1985) [5] diagram dwufazowy  $\text{Al}_2\text{O}_3$  vs.  $\text{SiO}_2$  [5][6] lub diagramy pajęcze znormalizowanych koncentracji tlenków pierwiastków głównych i pobocznych [4]. Względne udziały minerałów z grupy glinokrzemianów warstwowych, kwarcu i kalcytu są interpretowane na podstawie udziałów procentowych, odpowiednio  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{SiO}_2$  i  $\text{CaO}$ . Punkty ilustrujące skład chemiczny formacji: szlachtowskiej, z Opaleńca oraz z Malinowej lokują się w pobliżu punktu PAAS [5]; formacje: wierzowska i Igocka także wykazują pewne podobieństwo do PAAS i UCC pod względem zawartości tlenków pierwiastków głównych [4][6]. Formacje z Huliny i z Barnasiówki zawierają biogeniczną krzemionkę [5][6] a seria grybowska jest silnie wapnista [1]. Analizowany materiał jest na ogół zubożony lub podobny do wzorcowych PASS i UCC co do zawartości pierwiastków HFS i LIL (m.in.  $\text{TiO}_2$ , Nb, Zr, Th i Ga) [1][4–6].

Proporcjonalny udział skał felzycznych względem maficznych jako macierzystych dla skał okrucowych ilustrują diagramy zależności: Cr/V vs. Y/Ni (Bhatia i Crook, 1986), La/Th vs. Hf (Floyd i Leveridge, 1987), Th vs. Sc (McLennan i in., 1993). Pośrednio, wnioski dotyczące litologii skał macierzystych można wysnuć analizując diagram A–CN–K (Nesbitt i Young, 1984; *vide*: Stopień zwietrzenia skał macierzystych). Punkty składu chemicznego badanych próbek z jednostki Grajcarka i jednostki śląskiej znajdują się w pobliżu PAAS i UCC [4][5]. Podobnie, wartości stosunków Y/Ni i Cr/V wyznaczone dla formacji jednostki śląskiej w rejonie Lanckorony są zbliżone do tychże w PAAS [6]. Diagram A–CN–K pośrednio definiuje litologię skał macierzystych, jako zbliżoną do granitu-granodiorytu [1][4][5].

W związku z powyższym, uzasadniony staje się wniosek, iż badane formacje dolnokredowe z jednostki Grajcarka oraz z jednostki śląskiej, jak również formacje oligoceńskie jednostki grybowskiej były zasilane materiałem z erozji felzycznych–pośrednich skał magmowych [1][4][5]. Aczkolwiek prawdopodobny jest pewien wkład detrytusu skał maficznych. W formacji hulińskiej jest on sugerowany wzbogaceniem w Cr i Sc [5]. Diagramy La/Th vs. Hf (Floyd i Leveridge, 1987) oraz Th vs. Sc (McLennan i in., 1993) ilustrują zwiększone zawartości Sc w formacji wierzowskiej oraz większe zubożenie w Hf formacji grodziskiej i wierzowskiej, lokując je w polu mieszanego felzycznego/bazytowego źródła [4]. Z kolei materiał wulkanogeniczny widoczny makroskopowo w formacji z Barnasiówki, sytuuje się w odpowiednim polu na diagramie zależności  $(\text{V}+\text{Ni}+\text{Cr}/\text{Al}_2\text{O}_3)$  vs.  $(\text{Zr}/\text{TiO}_2)$  (Andreozzi i in., 1997) [6].

Baseny karpackie zasilane były materiałem silikoklastycznym z erozji skorupy kontynentalnej platformy europejskiej, grzbietów: proto-śląskiego, Baška-Inwałd, czorsztyńskiego a także masywów czeskiego i Marmaroskiego (np. Ślącza, 1976; Krawczyk i Słomka, 1987; Oszczypko i in., 2005; Bąk, 2007; Golonka i in., 2000; Golonka i in., 2011) [1][4][5][6]. Dodatek składników maficznych jest najpewniej śladem bazaltowego wulkanizmu związanego z ewolucją grzbietu czorsztyńskiego (Birkenmajer i Lorenc 2008; Krobicki i in., 2008; Spišiak i in., 2011) [5] i/lub wulkanizmu cieszyńskiego w basenie śląskim (Lucińska-Anczkiewicz i in., 2002; Oszczypko i in., 2012). Występujące w obrębie formacji z Barnasiówki bentonity [6] wiązane są z wulkanizmem sialicznym, aktywnym na peryferiach basenów karpackich.



**Stopień zwietrzenia skał macierzystych.** Zgodnie z zasadą hydrolytycznego rozkładu skaleni i sukcesywnego usuwania wapnia, sodu, następnie także potasu, postęp wietrzenia jest zilustrowany na diagramie A–CN–K ( $Al_2O_3$ –CaO\*+Na<sub>2</sub>O–K<sub>2</sub>O, gdzie CaO \* jest zawartością CaO związanego z frakcją krzemianową) przesunięciem punktów ku wierzchołkowi A (Nesbitt i Young, 1984; Fedo i in., 1995). Formacje jednostki Grajcarka sytuują się na linii A–K, pomiędzy wierzchołkiem A (chloryt, kaolinit) a polem illitu [5]. Podobnie, punkty próbek formacji z jednostki śląskiej oraz grybowskiej zlokalizowane są w górnej części diagramu, zbliżając się do linii A–K [1][4].

Im bardziej zaawansowane wietrzenie, tym wyższa wartość wskaźników CIA (*Chemical Index of Alteration*; Nesbitt i Young, 1982), PIA (*Plagioclase Index of Alteration*; Fedo i in., 1995) oraz CPA (*Chemical Proxy of Alteration*; Cullers 2000).

Wartości CIA wyliczone z uwzględnieniem korekty na K-metasomatozę dla formacji z jednostki śląskiej wynoszą od 85 do 93,5, odpowiednio dla próbek formacji: Igockiej i wierzowskiej [4]. Formacje jednostki Grajcarka charakteryzują się wartościami CIA wynoszącymi ~80 dla formacji ze Szlachtowej i z Huliny oraz CIA = ~77 dla formacji z Malinowej i z Opaleńca. Średnie wartości PIA mieszczą się w przedziale 92,9 dla formacji z Opaleńca do 96,8 dla formacji z Huliny w profilu Hulina [5]. Wartości CIA dla skał jednostki grybowskiej wahają się od 72,4 do 80,6 [1]. Dla marglistych skał sukcesji grybowskiej obliczono także CPA, którego wartości wynoszą 90,5 do 96,5 [1].

Skrajnie różna podatność Th i U na uruchomienie w warunkach utleniających, predestynują stosunek Th/U do roli wskaźnika zwietrzenia skał macierzystych (Taylor i McLennan, 1985; McLennan i in., 1993). Wartość stosunku Th/U dla formacji Igockiej jednostki śląskiej [4] jak również formacji z Malinowej jednostki Grajcarka [5] są wyższe niż ta dla UCC potwierdzając ich silne zwietrzenie. Koncentracja U w osadach bogatych w materię organiczną formacji nie odzwierciedla stopnia zwietrzenia skał macierzystych.

Proces wietrzenia sprzyja także frakcjonacji pierwiastków ziem rzadkich (REE), ponieważ ciężkie REE (HREE) chętniej przechodzą do roztworu, skutkiem czego w wietrzącej skale rośnie stosunek (La/Yb) znormalizowanych względem PAAS lub UCC. Stosunek (La/Yb)<sub>PAAS</sub> wykazuje pozytywną zależność wobec PIA i CIA dla formacji z jednostki Grajcarka [5]. Ubytek HREE względem LREE spowodowany wietrzeniem skały źródłowej zaznacza się na diagramie pajęczym znormalizowanych REE dla formacji grodziskiej [4]. Frakcjonacja REE w formacjach wierzowskiej, Igockiej i grybowskiej ma podłoże diagenetyczne (*vide*: Diagenеза) [1][4].

Obliczone wskaźniki zwietrzenia skał macierzystych dla badanych pod tym kątem formacji dolnokredowych z jednostek śląskiej i Grajcarka dowodzą zaawansowanego rozkładu chemicznego pierwotnych minerałów glinokrzemianowych. Porównując stopień zwietrzenia skał macierzystych serii kredowych, najintensywniej zwietrzałe są skały macierzyste formacji: wierzowskiej i ze Szlachtowej (apt–alb) oraz z Huliny (najwyższy cenoman–dolny turon) a najmniej skały macierzyste formacji: Igockiej oraz z Opaleńca (górnym alb–cenoman) i z Malinowej (turon–kampan) [4][5]. Skały macierzyste oligoceńskiej serii grybowskiej wykazują niższy stopień zwietrzenia niż te dla formacji kredowych [1]. Th/U nie jest w pełni wiarygodnym wskaźnikiem wietrzenia dla formacji wzbogaconych w materię organiczną [4][5].

**Pozycja tektoniczna.** Pozycja tektoniczna obszaru alimentacyjnego badanego materiału była interpretowana na podstawie zależności La–Th–Sc, ilustrowanych przez diagram trójkątny (Bhatia i Crook, 1986) oraz  $K_2O/Na_2O$  vs.  $SiO_2$ . Badany materiał jednostki Grajcarka i jednostki śląskiej sytuuje się w pobliżu punktu PAAS, w polu kontynentalnych łuków wyspowych [4][5]. Prowincja kontynentalnych łuków wyspowych koresponduje z interpretacją basenu karpackiego jako basenu załukowego (Golonka i in., 2011).

Ponadto, bazaltowy wulkanizm generowany był wskutek cieniienia skorupy grzbietu czorsztyńskiego (Birkenmajer i Lorenc 2008; Krobicki i in., 2008; Spišiak i in., 2011) [5]. Z kolei w basenie śląskim maficzny wulkanizm cieszynitowy był aktywny w związku z otwieraniem basenów karpackich (Lucińska-Anczkiewicz i in., 2002; Oszczytko i in., 2012).

Platforma europejska jako podstawowy obszar alimentacyjny ma strukturę mozaikową, w skład której wchodzi także skały metamorficzne. Kyanit opisany z formacji grodziskiej jest typowy dla granulitowej facji metamorfizmu regionalnego [4].

**Sortowanie i recykling.** Podczas procesów sedymentacyjnych, np. w trakcie transportu dochodzi do rozdziału na frakcje mineralne. Reprezentantem frakcji minerałów ciężkich jest cyrkon, geochemicznie sygnalizowany zawartością Zr. Zwiększona frekwencja cyrkonu wskazuje także na redepozycję materiału okruszowego. Diagram trójkątny  $10xAl_2O_3-200xTiO_2-Zr$  został stosowany, by zilustrować efekt sortowania materiału podczas transportu badanego materiału (Garcia i in., 1991). Punkty próbek z jednostek: śląskiej, Grajcarka oraz grybowskiej grupują się w niewielkim polu tuż obok punktu PAAS [1][4][5]. Tym niemniej formacje wierzowska i szlachtowska oraz te z jednostki grybowskiej dążą ku wierzchołkowi Zr [1][4][5]. Wzbogacenie w Zr odwzorowuje także diagram  $Zr/Sc$  vs.  $Th/Sc$  (McLennan i in., 1993), gdzie punkty formacji dolnej kredy z jednostki Grajcarka skupione są wzdłuż głównego trendu ewolucji geochemicznej magmy, w okolicy punktu andezytu. Punkty formacji szlachtowskiej przesunięte są w kierunku wyższych wartości stosunku  $Zr/Sc$  [5]. Na diagramie zależności  $Zr/Sc$  względem  $Th/Sc$  punkty próbek oligoceńskich układają się wzdłuż linii wskazującej na dodatek cyrkonu [1]. Pozytywna korelacja pomiędzy Zr,  $TiO_2$  i  $SiO_2$  w formacjach z Opaleńca, z Malinowej, wierzowskiej oraz tych z jednostki grybowskiej (szczególnie w warstwach podgrybowskich) sugeruje obecność minerałów ciężkich, sortowanych wraz z kwarcem [1][4][5].

Zespół minerałów ciężkich jest typowy dla materiału redeponowanego a współwystępowanie kryształów i ziaren o różnym stopniu obtoczenia wskazuje, że skałami macierzystymi ww. formacji były skały krystaliczne, jak również skały osadowe [1][4][5].

Formacja grybowska okna Ropy ukazuje zróżnicowanie litologiczne pomiędzy profilami potoków Górnkowski i Chełmski, co sugeruje depozycję serii z poszczególnych profili w różnej odległości od obszaru źródłowego. Większa zawartość piaszczystego materiału występuje w profilu Górnkowski. Próbkę z profilu Chełmski są bogatsze w minerały ilaste, jak to ilustruje diagram  $\log(SiO_3/Al_2O_3)$  vs.  $\log(Fe_2O_3/K_2O)$  wg Herron (1988) oraz wysoka wartość CIA i CPA. Profil Chełmski odsłania facje bardziej dystalnego turbidytu [1].

**Diagenеза.** Wpływ procesów diagenetycznych odcisnął swoje piętno na składzie mineralnym oraz chemicznym drobnoziarnistych utworów badanych formacji [4][5][6].

Obecność romboedrycznych minerałów węglanowych i tlenków/wodorotlenków Fe w formacji wierzowskiej oraz kongrecji pirytowych (średnicy >1 mm) w formacji Igockiej świadczą o wpływie procesów diagenetycznych [4]. Formacje: wierzowska i Igocka podlegały infiltracji przez diagenetyczne roztwory, skutkiem czego nastąpiła redystrybucja pierwiastków HFS (González-Álvarez i Kerrich, 2010) [4].

BRSF zawiera fazy mieszanopakietowe I/S a stopień illityzacji smektytu wskazuje na oddziaływanie temperatury >60°C w pogrążonym osadzie. Metabityminit będący przekształconym bituminitem oraz kongrecje manganowe z masywnymi agregatami pirytowymi we wnętrzu są kolejnymi dowodami oddziaływania procesów diagenetycznych (Wignall i Newton, 1998; Bąk, 2007). Wpływ roztworów diagenetycznych spowodował także frakcjonację REE (Rasmussen i in., 1998; Lev i in., 1999; González-Álvarez i Kerrich, 2010) [6].

Stwierdzone w formacji z Malinowej wzbogacenie w pierwiastki HFS kontrolowane było procesami diagenetycznymi, np. krystalizacją wtórnych minerałów (apatytu i tlenków Fe) [5]. Stopień transformacji smektytu w illit [1][2] wzbogacenie w lekkie izotopy tlenu w węglanach [2] sugerują, że seria grybowska w oknach Grybowa i Ropy podlegała oddziaływaniu podwyższonej temperatury.

### **Zmiany klimatyczne a epizody anoksji – wczesna kreda**

W młodym basenie protośląskim w warunkach reżimu ekstensyjnego w najpóźniejszym baremie–albie deponowane były osady normalnych turbidytów oraz prądów zawieszinowych o niskiej gęstości. W baremie w strefie północno-tetydzkiej panował klimat chłodny i suchy, niesprzyjający akumulacji materii organicznej. W tych warunkach tworzyły się szare łupki wapniste z przelawiczeniami plamistych margli wyższej części formacji grodziskiej [3]. Ciemne łupki górnej części formacji grodziskiej są interpretowane jako zapis inicjalnej anoksji, rozwijającej się w konsekwencji rozkładu szczątków organizmów planktonicznych, masowo zakwitających wskutek dostawy substancji odżywczych z lądu [3].

Zwiększona akumulacja materii organicznej na granicy barem/apt wiązana jest ze zmianą klimatu na bardziej wilgotny. To tzw. epizod Taxy (Föllmi, 2012). W basenie protośląskim rozpoczęła się właśnie depozycja drobnookruchowych, bezwapnistych i bogatych w węgiel organiczny osadów formacji wierzowskiej (Kotarba i Kołtun, 2006; Golonka i in., 2008b). Akumulacja materii organicznej pochodzenia lądowego z pewnym dodatkiem szczątków organizmów planktonicznych następowała w warunkach anoksycznych [3].

We wczesnym apcie rozegrało się regionalne wydarzenie anoksyczne zwane epizodem Selli (OAE 1a), wiązane zwykle z masowym zakwitem planktonu (Arthur i in., 1990; Bralower i in., 1994; Hochuli i in., 1999), ale będące także reperkusją zmiany klimatu na bardziej wilgotny. Jednocześnie zmiany eustatyczne w oceanie światowym i, w konsekwencji, obniżenie poziomu morza mogły spowodować izolację pewnych sektorów basenu protośląskiego [3].

W niższej części formacji wierzowskiej występuje interwał bogaty w TOC i zaznacza się negatywne a zaraz po nim pozytywne przesunięcie wartości  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ , typowe dla poziomu Selli (Bralower i in., 1994; Föllmi, 2012). Materia organiczna jest pochodzenia algowo/bakteryjnego oraz z roślin lądowych. Depozycja następowała w warunkach

dysoksylicznych. Podczas epizodu Selli nie wszędzie panowały warunki anoksyliczne. Brak anoksji w regionie zachodniej Tetydy jest opisywany m.in. przez Hochuli i in. (1999). Ograniczona sedymentacja węglanowa oraz wzbogacenie w Fe było skutkiem aktywności wulkanicznej, stymulującej także rozwój planktonu [3].

Interwał powyżej poziomu Selli jest zapisem zmian eustatycznych, wzrostem a następnie obniżeniem poziomu morza w późnym apcie. Negatywne przesunięcie wartości  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  jest interpretowane jako zapis epizodu Falloł we wczesnym późnym apcie (Föllmi, 2012). Zmiana środowiska podczas epizodu spowodowała spadek dostawy terygeniczej i rozwój warunków anoksylicznych w basenie sedymentacyjnym [3].

Czarne łupki górnego aptu–dolnego albu opisywane są jako dokumentujące epizod anoksji OAE 1b (Bralower i in., 1994). Zmiana klimatyczna na granicy aptu i albu, nazywana epizodem Paquier wiązana jest z nastaniem bardziej wilgotnego klimatu i w konsekwencji zwiększonego spływu substancji odżywczych z lądu oraz zwiększonej bioproduktywności morskiej (Erbacher i in., 1996; Föllmi, 2012) [3]. W basenie proto-śląskim w późnym apcie rozpoczęła się wzmożona depozycja turbidytowa, zaznaczająca się w górnej części formacji wierzowskiej i najniższej części formacji Igockiej. Interwał ten dokumentuje kilka cykli pogrzebienia materii organicznej w związku z epizodem Paquier i OAE 1b. Krzywa izotopowa wyraźnie jest przesunięta w kierunku pozytywnych wartości. Prądy zawieszinowe mogły okresowo dotleniać wody denne [3].

Czarne łupki pojawiają się ponownie w górnym albie w obrębie formacji Igockiej. Interwał ten jest wiązany z epizodem zmiany klimatu Toolebuc oraz wydarzeniem globalnej anoksji OAE 1c (Erbacher i in., 1996; Hofmann i in., 2000). Interwał dokumentuje akumulację lądowej materii organicznej, często niereaktywnej. Redukcyjne warunki w osadzie mogły rozwinąć się diagenetycznie [3].

Podsumowując, poziomy wzbogacone w węgiel organiczny w obrębie badanej serii osadów formacji grodziskiej, wierzowskiej i Igockiej dokumentują warunki deficytu tlenowego, rozwijające się zgodnie z modelem detrytycznym, z okresowo wznagającą się bioproduktywnością. W wąskim basenie załukowym, jakim był basen proto-śląski we wczesnej kredzie sedymentacja miała stosunkowo monotony przebieg i zmiany klimatyczne nie zaznaczyły się w zmianie litologii. Widoczne są natomiast w świetle wskaźników geochemicznych [3].

Podobnie monotony litologicznie jest dolnokredowy interwał sukcesji Grajcarka. Formacje ze Szlachtowej i z Opaleńca zwyczajowo są nazywane "czarnym fliszem". Geochemiczne wskaźniki redoks definiują ich środowisko depozycji i diagenetyzacji jako dysoksyliczne do anoksylicznego, odpowiadające wydarzeniom globalnej anoksji OAE 1 (Wójcik-Tabol i Oszczytko, 2010) [5].

W łupkach formacji: Igockiej (jednostki śląskiej), jak również formacji: ze Szlachtowej i Opaleńca (jednostki Grajcarka) w zespole minerałów ilastych powszechny jest kaolinit [5][6], świadczący o zaawansowanym wietrzeniu chemicznym w warunkach klimatu ciepłego i wilgotnego, przeważającego w czasie wczesnej kredy (Chamley, 1989). Interpretacja pozostaje w zgodzie ze wskaźnikami wietrzenia [4][5]. Smektyt występujący obficie w wyżejległej formacji z Barnasiówki (BRSF) [6] mniej związany z detrytusem, dowodzi raczej dostawy materiału wulkanogenicznego. Litostratygraficznym



odpowiednikiem BRSF w sukcesji Grajcarka jest formacja z Huliny [5]. Zwiększona frekwencja illitu i chlorytu w czarnych, krzemionkowych łupkach formacji hulińskiej wiązana jest z ochłodzeniem klimatu (Chamley, 1989; Wójcik-Tabol i Oszczytko, 2010) [5].

Wskaźniki geochemiczne oznaczone dla BRSF oraz formacji z Huliny przemawiają za ograniczoną dostawą materiału terygenicznego i zwiększoną produkcją biogenicznej krzemionki (Wójcik-Tabol i Oszczytko, 2010) wskutek podnoszącego się poziomu morza i postępującej transgresji [5][6].

Zmieniający się skład mineralny oraz wskaźniki geochemiczne w profilu dolnej kredy jednostek: śląskiej i Grajcarka stanowią zapis fluktuującej intensywności dostawy detrytusu do zbiornika sedymentacyjnego. Eustatyczne zmiany poziomu morza mogły być podstawowym czynnikiem kontrolującym ilość materiału terygenicznego względem biogenicznego. Maksimum transgresji we wczesnym turonie skutkowało depozycją hemipelagicznych łupków radiolarytowych [5][6].

Wysoki poziom morza limitował ilość materiału silikoklastycznego, w tym detrytycznych minerałów ilastych dostarczanych do basenów sedymentacyjnych i sprzyjał wzrostowi bioproduktywności, a w konsekwencji - akumulacją biogenicznej krzemionki (radiolarie), algowej materii organicznej (bituminit wg International Committee for Coal Petrology, ICCP 1993) oraz koncentracją pierwiastków, mogących tworzyć kompleksy metaloorganiczne, bądź zostać związane w formie siarczkowej w kolumnie wody lub w osadzie [5][6].

Pozycja lito- i biostratygraficzna BRSF (Bąk i in., 2001) i formacji hulińskiej oraz ich podobieństwo mineralogiczne i geochemiczne do interwałów granicznych cenoman-turon (CT) z innych lokalizacji potwierdzają słuszność interpretacji ich jako korelatów poziomu Bonarelli i zapisu epizodu anoksji OAE 2 [5][6].

Czarne łupki interwału CT ustępują czerwonym utworom facji CORB. Formacja z Malinowej sukcesji Grajcarka oraz łupki pstry serii śląskiej reprezentują facje typu CORB. Depozycja ich mogła być skutkiem zmiany klimatu na chłodniejszy i/lub zintensyfikowanej cyrkulacji w zbiorniku i przewietrzania wód dennych (Wójcik-Tabol i Oszczytko, 2010). Ochłodzenie jest sygnalizowane zanikiem kaolinitu w zespole minerałów ilastych [5][6] spadkiem wartości wskaźników zwietrzenia [4][5] a warunki aerobowe depozycji można wnioskować na podstawie wysokiej zawartości  $Fe^{3+}$ , Mn oraz niskich koncentracji sulfofilnych metali [5][6].

### **Zmiany klimatyczne a epizody anoksji - oligocen**

W wyniku regionalnej kompresji systemu alpejskiego w późnym eocenie-oligocenie, nastąpiła zasadnicza przebudowa obszaru sedymentacyjnego Karpat zewnętrznych (Oszczytko, 1999). Baseny uległy spłyceniu i odcięciu od otwartego oceanu (Van Couvering i in., 1981; Oszczytko-Clowes, 2001) [1][2].

Stosunki izotopów trwałych węgla w węglanach ( $\delta^{13}C_{carb.}$ ) mogą być wskaźnikiem stopnia zasolenia wód zbiornika sedymentacyjnego. Anderson i Arthur (1983) opisują spadek wartości  $\delta^{13}C_{carb.}$  odzwierciedlający spadek zasolenia. W tym świetle, pewne interwały formacji grybowskiej zdają się rejestrować wpływ wód słodkich [2].

Materia organiczna w formacji grybowskiej jest w przewadze lądowego pochodzenia. Dodatek morskiej materii nie jest wykluczony w bardziej pelagicznych osadach. Podobnie mieszane, lądowo-morskie pochodzenie materii organicznej opisano dla formacji menilitowej Karpat zewnętrznych (Kotarba and Koltun, 2006) i innych oligoceńskich formacji (Schulz et al., 2002; Sachsenhofer et al., 2009; Bechtel et al., 2012) [2].

Zwiększonej dostawie materiału organicznego towarzyszyły warunki dysoksyczne do anoksycznych, jakie rozwinęły się w konsekwencji ograniczonej cyrkulacji wód zbiornika sedymentacyjnego Paratetydy. Środowisko depozycji formacji grybowskiej można zatem analizować w nawiązaniu do regionalnego wydarzenia oligoceńskiej anoksji (Schulz et al., 2002; Sachsenhofer et al., 2009; Bechtel et al., 2012) [1] [2].

Rolę głównego czynnika kontrolującego dostępność tlenu w środowisku depozycji serii grybowskiej pełniły prądy turbidytowe, które mogły wentylować wody denne. Górna część formacji grybowskiej reprezentuje bardziej pelagiczny reżim. Dodatkowo, seria okna Grybowa oraz profil Chełmski w oknie Ropy dokumentuje facje bardziej dystalnego turbidytu, osadzane w warunkach anoksycznych. Podczas gdy profil Górnikowski w oknie Ropy, reprezentuje facje bardziej proksymalnego turbidytu i dysoksyczne środowisko depozycji. [1][2].

### **Podsumowanie**

Badane formacje dolnokredowe z jednostek Grajcarka i śląskiej oraz formacje oligoceńskie jednostki grybowskiej były zasilane materiałem z erozji felzycznych–pośrednich skał magmowych oraz skał metamorficznych. Nie można jednak wykluczyć pewnego udziału składników maficznych w formacji hulińskiej, grodziskiej i wierzowskiej.

Pozycja tektoniczna obszaru alimentacyjnego to kontynentalne łuki wyspowe. Bazaltowy wulkanizm generowany był wskutek cienienia skorupy grzbietu czorsztyńskiego we wczesnej kredzie. W basenie śląskim zaś wulkanizm cieszyński był aktywny w późnej jurze–wczesnej kredzie w związku z procesem ryftingu i otwieraniem basenów karpackich. Materiał wulkanogeniczny w formacji z Barnasiówki dokumentuje sialiczny wulkanizm aktywny na peryferiach basenów karpackich.

Obliczone wskaźniki zwietrzenia skał macierzystych dla formacji dolnokredowych z jednostek: śląskiej i Grajcarka dowodzą zaawansowanego rozkładu chemicznego pierwotnych minerałów glinokrzemianowych. Porównując stopień zwietrzenia skał macierzystych serii kredowych, najintensywniej zwietrzałe są skały macierzyste formacji: wierzowskiej i ze Szlachtowej (apt–alb) oraz z Huliny (najwyższy cenoman–dolny turon) a najmniej skały macierzyste formacji: Igockiej oraz z Opaleńca (górnego alb–cenoman) i z Malinowej (turon–kampan). Skały macierzyste oligoceńskiej serii grybowskiej wykazują najniższy stopień zwietrzenia spośród badanych formacji. Th/U nie jest w pełni wiarygodnym wskaźnikiem zwietrzenia dla formacji wzbogaconych w materię organiczną.

Zwiększona frekwencja cyrkonu wskazuje na udział materiału redeponowanego w formacjach wierzowskiej, szlachtowskiej oraz podgrybowskiej. Skałami macierzystymi ww. formacji były skały krystaliczne, jak również skały osadowe. W formacjach z Opaleńca, z Malinowej, wierzowskiej oraz w warstwach podgrybowskich frakcja minerałów ciężkich jest lepiej odseparowana od minerałów ilastych niż w pozostałych formacjach. Facje bardziej



dystalnego turbidytu wykazują najwyższy stopień segregacji (na przykładzie jednostki grybowskiej).

Procesy diagenetyczne zmanifestowały się krystalizacją romboedrycznych minerałów węglanowych, wtórnych apatytów i tlenków/wodorotlenków Fe, kongregacji Mn, nieregularnych i dużych form pirytowych, illityzacją smektytu oraz przekształceniem bituminitu w metabituminit. W składzie chemicznym, zaznacza się K-metasomatoza, diagenetyczna redystrybucja pierwiastków HFS oraz frakcjonacja izotopów tlenu.

Poziomy wzbogacone w węgiel organiczny w obrębie formacji grodziskiej, wierzowskiej i lgockiej (jednostki śląskiej) oraz szlachtowskiej i z Opaleńca (jednostki Grajcarka) dokumentują warunki deficytu tlenowego, rozwijające się zgodnie z modelem detrytycznym, z okresowymi zakwitami planktonu. Zmiany klimatyczne nie zaznaczyły się w zmianie litologii. Widoczne są natomiast w świetle wskaźników geochemicznych.

Kaolinit powszechny w albskich formacjach jednostek śląskiej i Grajcarka świadczy o zaawansowanym wietrzeniu chemicznym w warunkach klimatu ciepłego i wilgotnego. Illit i chloryt w formacji hulińskiej sygnalizuje ochłodzenie klimatu. Jednocześnie postępująca transgresja skutkowałą ograniczeniem dostawy materiału terygenicznego i akumulacją biogenicznej krzemionki i morskiej materii organicznej w cenomańsko-turońskich formacjach: z Barnasiówki oraz z Huliny. Stanowią one zapis epizodu anoksji OAE 2, ekwiwalentu poziomu Bonarelli. Późniejsza depozycja facji CORB mogła być skutkiem ochłodzenia klimatu i/lub przewietrzania wód dennych.

Depozycja serii grybowskiej następowała w warunkach morskich, jakkolwiek pewne interwały sukcesji zdają się rejestrować wpływ wód słodkich. Zwiększonej akumulacji lądowo-morskiego materiału organicznego towarzyszyły warunki deficytu tlenowego. Głównym czynnikiem kontrolującym dostępność tlenu w środowisku depozycji serii grybowskiej były prądy turbidytowe, które mogły wentylować wody denne.

### **Bibliografia**

- Andreozzi, M., Dinelli, E., Tateo, F., 1997. Geochemical and mineralogical criteria for the identification of ash layers in the stratigraphic framework of a foredeep; the early Miocene Mt. Cervarola sandstones, northern Italy. *Chemical Geology*, 137: 23–39.
- Andreson, T.F., Arthur, M.A., 1983. Stable isotope of oxygen and carbon and their application to sedimentologic and paleoenvironmental problems. *SEPM Short Course*, 10: 1–151.
- Arthur, M.A., Brumsack, H.J., Jenkyns, H.C., Schlanger, S.O., 1990. Stratigraphy, geochemistry and paleoceanography of organic carbon-rich Cretaceous sequences. In: Ginsburg, R.N., Beaugoin, B. (Eds.), *Cretaceous Resources, Events and Rhythms*. Elsevier, Amsterdam, pp. 75–119.
- Bąk, K., 2007. Deep-water facies succession around the Cenomanian–Turonian boundary in the Outer Carpathian Basin: high-resolution sedimentary, biotic and chemical records in the Silesian Nappe, Poland. *Palaeogeography, Palaeoecology, Palaeoclimatology*, 248: 255–290.
- Bąk, K., Bąk, M., Paul, Z., 2001. Barnasiówka Radiolarian Shale Formation – a new lithostratigraphic unit in the Upper Cenomanian–lowermost Turonian of the Polish Outer Carpathians (Silesian Series). *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 71: 75–103.
- Bechtel, A., Hámor-Vidó, M., Gratzner, R., Sachsenhofer, R.F., Püttmann, W., 2012. Facies evolution and stratigraphic correlation in the early Oligocene Tard Clay of Hungary as revealed by maceral, biomarker and stable isotope composition. *Marine and Petroleum Geology*, 35: 55–74.
- Bhatia, M. R., Crook, K. A. W., 1986. Trace element characteristics of graywackes and tectonic setting discrimination of sedimentary basins. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 92: 181–193.

- Birkenmajer, K., Lorenc, M. W., 2008. Lower Cretaceous exotic intraplate basaltoid olistolith from Biała Woda, Pieniny Klippen Belt, Poland: geochemistry and provenance. *Studia Geologica Polonica*, 131: 237–246.
- Birkenmajer, K., 1977. Jurassic and Cretaceous lithostratigraphic units of the Pieniny Klippen Belt, Carpathians, Poland. *Studia Geologica Polonica*, 45. [in Polish with English summary].
- Birkenmajer, K., Oszczytko, N., 1989. Cretaceous and Palaeogene lithostratigraphic units in the Magura Nappe, Krynica Subunit, Carpathians. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 59 (1–2): 145–181. [in Polish with English summary].
- Bralower, T. J., Sliter, W. V., Arthur, M. A., Leckie, R. M., Allard, D., Schlanger, S.O., 1993. Dysoxic/anoxic episodes in the Aptian/Albian (Early Cretaceous). In: Pringle, M. S., Sager, W. W., Sliter, W. V., Stein, S. (Eds.), *The Mesozoic Pacific: Geology, Tectonics and Volcanism*. American Geophysical Union, Geophysical Monograph, 73: 5–37.
- Bralower, T.J., Arthur, M.A., Leckie, R.M., Sliter, W.V., Allard, D.J., Schlanger, S.O., 1994. Timing and paleoceanography of oceanic dysoxia/anoxia in the late Barremian to Early Aptian (Early Cretaceous). *Palaios*, 9: 335–369.
- Brumsack, H.J., 2006. The trace metal content of recent organic carbon-rich sediments, Implications for Cretaceous black shale formation. *Palaeogeography, Palaeoecology, Palaeoclimatology*, 232: 344–361.
- Chamley, H., 1989. *Clay sedimentology*, Springer-Verlag, Berlin, 623 pp.
- Elderfield, H., Sholkovitz, E.R., 1987. Rare earth elements in the pore waters of reducing nearshore sediments. *Earth Planet. Science Letters*, 82: 280–288.
- Erbacher, J., Thurow, J., Littke, R., 1996. Evolution patterns of radiolaria and organic matter variations, a new approach to identify sea-level changes in Mid-Cretaceous pelagic environments. *Geology*, 24: 499–502.
- Fedo, C. M., Nesbitt, H. W., Young, G. M., 1995. Unraveling the effects of potassium metasomatism in sedimentary rocks and paleosols, with implications for paleoweathering conditions and provenance. *Geology*, 23: 921–924.
- Floyd, P. A., Leveridge, B. E., 1987. Tectonic environment of the Devonian Gramscatho basin south Cornwall: framework mode and geochemical evidence from turbiditic sandstones. *Journal of the Geological Society*, 144: 531–542.
- Föllmi, K.B., 2012. Early Cretaceous life, climate and anoxia. *Cretaceous Research*, 35: 230–257.
- Garcia, D., Coelho, J., Perrin, M., 1991. Fractionation between TiO<sub>2</sub> and Zr as a measure of sorting within shale and sandstone series (northern Portugal). *European Journal of Mineralogy*, 3: 401–414.
- Gedl, E., 2003. *Biostratygrafia i paleoekologia warstw wierzowskich i Igockich jednostki slaskiej polskich Karpat fliszowych na zachód od Raby w świetle badan palinologicznych*. Unpublished Ph.D. thesis, Jagiellonian University, 246 pp. [in Polish].
- Geroch, S., Nowak, W., 1963. Lower Cretaceous in Lipnik near Bielsko, Western Carpathians. *Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego*, 33: 241–263. [in Polish, English summary].
- Golonka, J., Oszczytko, N., Ślącza, A., 2000. Late Carboniferous – Neogene geodynamic evolution and paleogeography of the circum-Carpathian region and adjacent areas. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 70: 107–136.
- Golonka, J., Rączkowski, W., 1984a. *Objaśnienia do szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000*, ark. Piwniczna. Inst. Geol., Warszawa.
- Golonka, J., Rączkowski, W., 1984b. *Szczegółowa mapa geologiczna Polski w skali, 1:50 000*, ark. Piwniczna. Inst. Geol., Warszawa.
- Golonka, J., Krobicki, M., Waškowska-Oliwa, A., Słomka, T., Skupien, P., Vašíček, Z., Cieszkowski, M., Ślącza, A., 2008a. Lithostratigraphy of the Upper Jurassic and Lower Cretaceous deposits of the western part of Outer Carpathians (discussion proposition). In: Krobicki, M. (Ed.), *Utwory przełomu jury i kredy w zachodnich Karpatach fliszowych polsko-czeskiego pogranicza*. *Kwartalnik AGH, Geologia*, 34(3/1): 9–31. [in Polish, English summary].
- Golonka, J., Krobicki, M., Waškowska-Oliwa, A., Vašíček, Z., Skupien P., 2008b. Main paleogeographical elements of the West Outer Carpathians during Late Jurassic and Early Cretaceous times. In: Krobicki, M. (Ed.), *Utwory przełomu jury i kredy w zachodnich Karpatach fliszowych polsko-czeskiego pogranicza*. *Kwartalnik AGH, Geologia*, 34(3/1): 61–72. [in Polish with English summary].

- Golonka, J., Pietsch, K., Marzec, P., 2011. Structure and plate tectonic evolution of the northern Outer Carpathians. In: Closson, D. (Ed.), *Tectonics*, pp. 65–92.
- González-Álvarez, I., Kerrich, R., 2010. REE and HFSE mobility due to protracted flow of basinal brines in the Mesoproterozoic Belt-Purcell Supergroup, Laurentia. *Precambrian Research*, 177: 291–307.
- Hochuli, P., Menegatti, A.P., Weissert, H., Erba, E., Premoli Silva, I., 1999. High-productivity and cooling episodes in the early Aptian Alpine Tethys. *Geology*, 27: 657–660.
- Hofmann, P., Ricken, W., Schwark, L., Leythaeuser, D., 2000. Carbon–sulfur–iron relationships and  $\delta^{13}\text{C}$  of organic matter for late Albian sedimentary rocks from the North Atlantic Ocean, paleoceanographic implications. *Palaeogeography, Palaeoecology, Palaeoclimatology*, 163: 97–113.
- Hu, X. M., Jansa, L., Wang, C. S., Sarti, M., Bąk, K., Wagreich, M., Michalik, J., Sotak, J., 2005. Upper Cretaceous oceanic red beds (CORBs) in the Tethys: occurrences, lithofacies, age, and environments. *Cretaceous Research*, 26: 3–20.
- International Committee for Coal Petrology, ICCP, 1993. Bituminite in Rock Other than Coal. *International Handbook of Coal Petrology*. 3rd suppl. 2nd ed., New Castle, 15 pp.
- Jenkyns, H.C., 2010. The geochemistry of Oceanic Anoxic Events. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 11: 1–30.
- Jones, B., Manning, D. A. C., 1994. Comparison of geochemical indices used for the interpretation of palaeoredox conditions in ancient mudstones. *Chemical Geology*, 111: 111–129.
- Kotarba, M. J., Kołtun, Y. V., 2006. The origin and habitat of hydrocarbons of the Polish and Ukrainian Parts of the Carpathian Province. In: Golonka, J., Picha, F. (Eds.), *The Carpathians and Their Foreland: Geology and Hydrocarbon Resources*. AAPG Memoir 84, pp. 395–442.
- Kotlarczyk, J., Uchman, A., 2012. Integrated ichnological and ichthyological analysis of oxygenation changes in the Menilite Formation during Oligocene, Skole and Subsilesian nappes, Polish Carpathians. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 331–332: 104–118.
- Krawczyk, A., Słomka, T., 1987. Exotics from the Szlachtowa Formation of the Pieniny Klippen Belt, Carpathians. *Studia Geologica Polonica*, 92: 69–74.
- Krobicki, M., Oszczytko, N., Salata, D., Golonka, J., 2008. Intra-plate alkaline volcanism in the Pieniny Klippen Belt (Eastern Carpathians, Ukraine). In: Németh, Z., Plašienka, D., (Eds.), *SlovTec08. Proc. Excur. Guide: 73–74*. State Geol. Inst. D. Stur, Bratislava.
- Książkiewicz, M., 1977. Tectonics of the Carpathians. In: Pożaryski, M. (Ed.), *Geology of Poland, Tectonics*. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa, pp. 476–604.
- Lev, S. M., McLennan, S. M. & Hanson, G. N., 1999. Mineralogical controls on REE mobility during black-shale diagenesis. *Journal of Sedimentary Research*, 69: 1071–1082.
- Lucińska-Anczkiewicz, A., Villa, I.M., Anczkiewicz, R., Ślęczka, A., 2002.  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  dating of alkaline lamprophyres from Polish Western Carpathians. *Geologica Carpathica*, 53: 45–52.
- McLennan, S.M., Hemming, D.K., Hanson, G.N., 1993. Geochemical approaches to sedimentation, provenance, and tectonics. *Geological Society of America, Special Publications*, 284: 21–40.
- Nesbitt, H. W., Young, G. M. 1982. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites. *Nature*, 199: 715–717.
- Nesbitt, H. W., Young, G. M. 1984. Prediction of some weathering trends of plutonic and volcanic rocks based on thermodynamic and kinetic considerations. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 48: 1523–1534.
- Oszczytko, N., 1999. From remnant oceanic basin to collision-related foreland basin – a tentative history of the Outer Western Carpathians. *Geologica Carpathica, Spec. Issue*, 50: 161–163.
- Oszczytko, N., 2004. The structural position and tectonosedimentary evolution of the Polish Outer Carpathians. *Przegląd Geologiczny*, 52: 780–791.
- Oszczytko, N., Oszczytko-Clowes, M., Golonka, J., Krobicki, M., 2005. Position of the Marmarosh Flysch (Eastern Carpathians) and its relation to the Magura Nappe (Western Carpathians). *Acta Geologica Hungarica*, 48 (3): 259–282.
- Oszczytko, N., Salata, D., Krobicki, M., 2012. Early Cretaceous intra-plate volcanism in the Pieniny Klippen Belt – a case study of the Velykyi Kamenets’/Vilkhivchyk (Ukraine) and Biała Woda (Poland) sections. *Geological Quarterly*, 56: 629–648.

- Oszczypko-Clowes, M., Ślącza, A., 2006. Nannofossil biostratigraphy of the Oligocene deposits in the Grybów tectonic window (Grybów Unit, Western Carpathians, Poland). *Geologica Carpathica*, 57: 473–482.
- Oszczypko-Clowes, M., Żydek, B., 2012. Paleoecology of the Late Eocene Early Oligocene Malcov Basin based on the calcareous nannofossils – a case study of the Leluchów section (Krynica Zone, Magura Nappe, Polish Outer Carpathians). *Geologica Carpathica*, 63: 149–164.
- Oszczypko-Clowes, M., 2001. The nannofossil biostratigraphy of the youngest deposits of the Magura Nappe (East of the Skawa river, Polish Flysch Carpathians) and their palaeoenvironmental conditions. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 71: 139–188.
- Oszczypko-Clowes, M., 2008. The stratigraphy of the Oligocene deposits from the Ropa tectonic window (Grybów Nappe, Western Carpathians, Poland). *Geological Quarterly*, 52: 127–142.
- Peters, K.E., Walters, C.C., Moldowan, J.M., 2005. *The Biomarker Guide. Biomarkers and Isotopes in Petroleum Systems and Earth History*. Cambridge University Press.
- Popov, S.V., Rögl, F., Rozanov, A.Y., Steininger, F.F., Shcherba, I.G., Kovac, M., 2004. Lithological–Paleogeographic maps of Paratethys – 10 maps Late Eocene to Pliocene. *Courier Forschungsinstitut Senckenberg*, 250: 1–46.
- Rasmussen, B., Buick, R., Taylor, W. R., 1998. Removal of oceanic REE by authigenic precipitation of phosphatic minerals. *Earth and Planetary Science Letters*, 164: 135–149.
- Rudnick, R. L., Gao, S., 2003. Composition of the continental crust. *Treatise on geochemistry*, 3, 659 pp.
- Sachsenhofer, R.F., Stummer, B., Georgiev, G., Dellmour, R., Bechtel, A., Gratzer, R., Coric, S., 2009. Depositional environment and hydrocarbon source potential of the Oligocene Ruslar Formation (Kamchia Depression; western Black Sea). *Marine and Petroleum Geology*, 26: 57–84.
- Schlanger, S.O., Jenkyns, H.C., 1976. Cretaceous oceanic anoxic events: causes and consequences. *Geologie en Mijnbouw*, 55: 179–184.
- Schulz, H.-M., Sachsenhofer, R.F., Bechtel, A., Polesny, H., Wagner, L., 2002. The origin of hydrocarbon source rocks in the Austrian Molasse Basin (Eocene–Oligocene transition). *Marine and Petroleum Geology*, 19: 683–709.
- Ślącza, A., (Ed.), 1976. *Atlas of Paleotransport of Detrital Sediments in the Carpathian – Balkan Mountain System*. Instytut Geologiczny, Warszawa, 10 pp.
- Soták, J., 2010. Paleoenvironmental changes across the Eocene-Oligocene boundary: insights from the Central-Carpathian Paleogene Basin. *Geologica Carpathica*, 61: 1–26.
- Spišiak, J., Plašienka, D., Bucová, J., Mikuš, T., Uher, P., 2011. Petrology and palaeotectonic setting of Cretaceous alkaline basaltic volcanism in the Pieniny Klippen Belt (Western Carpathians, Slovakia). *Geological Quarterly*, 55 (1): 27–48.
- Taylor, S. R., McLennan, S. M., 1985. *The Continental Crust: Its Composition and Evolution*. Blackwell, Oxford, 312 pp.
- Uchman, A., Cieszkowski, M., 2008. Stop 1, Zagórnik – the Verovice Beds and their transition to the Lgota Beds: ichnology of Early Cretaceous black flysch deposits. In: Pieńkowski, G., Uchman, A. (Eds.), *Ichnological Sites of Poland; The Holy Cross Mountains and the Carpathian Flysch*. The Second International Congress on Ichnology, Cracow, Poland, August 29–September 8, 2008; Pre-Congress and Post-Congress Field Trip Guide book. Polish Geological Institute, Warszawa, pp. 99–104.
- Van Couvering, I.A., Aubry, M.P., Berggren, Q.A., Bujak, J.P., Naesen, C.W., Wieser, T., 1981. Terminal Eocene event and the Polish connections. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 36: 321–362.
- Vetö, I., 1987. An Oligocene sink for organic carbon: upwelling in the Paratethys? *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 60: 143–153.
- Wignall, P. B., Newton, R., 1998. Pyrite framboid diameter as a measure of oxygen deficiency in ancient mudrocks. *American Journal of Science*, 298: 537–552.
- Wójcik-Tabol, P., Oszczypko, N., 2010. Relationship between the ?Cretaceous "black shales"; and Cretaceous Oceanic Red Beds of the Grajcarek Succession-a geochemical approach (Pieniny Klippen Belt, West Carpathians, Poland). *Scientific Annals, School of Geology, Aristotle University of Thessaloniki, Proceedings XIX Congress of the Carpathian-Balkan Geological Association (CBGA 2010)*, 100: 249–258.

Zachos, J. C., Lohmann, K. C., Walker, J. C., Wise, S. W., 1993. Abrupt climate change and transient climates during the Paleogene: A marine perspective. *The Journal of Geology*, pp. 191–213.

### 3. POZOSTAŁE OSIĄGNIĘCIA NAUKOWO-BADAWCZE

(uwzględniono osiągnięcia naukowo-badawcze zgodnie z kryteriami zawartymi w rozporządzeniu MNiSW z dnia 1.09.2011 - Dz.U. nr 196, poz. 1165, §3 i §4)

#### 3.1. Przed doktoratem

Zainteresowanie naukami przyrodniczymi, szczególnie kopalinami użytecznymi, zaszczerpił mi ojciec – zawodowo związany z budownictwem górniczym w kopalniach węgla. Pasja rozwijała się latami, podsycona umiejętnie przez nauczycieli geografii, szczególnie w szkole średniej – I LO w Olkuszu. Wybór geologii, jako ścieżki dalszej edukacji i kierunku studiów wydawał się oczywisty.

Studia w ING UJ rozpoczęłam w 1994 roku. Tok studiów realizowany zgodnie ze specjalizacją mineralogiczno-petrologiczno-geochemiczną spleciony z sentymentem zdeterminował mój wybór tematu pracy magisterskiej. Chciałam zająć się badaniem olkuskich złóż rud cynku i ołowiu. Problematykę zarysował mi prof. dr hab. Czesław Harańczyk. Celem moich badań była charakterystyka cech mineralogicznych i geochemicznych morfotypów siarczku cynku ze złoża w Olkuszu. Smutne okoliczności losowe przerwały naszą współpracę i badania kontynuowałam pod opieką prof. dr hab. Witolda Żabińskiego.

Materiał badawczy pobierałam osobiście z wyrobisk kopalni. Złoże należy do śląsko-krakowskiej prowincji metalogenicznej; występuje w dolnym wapieniu muszlowym na kontakcie dolomitu kruszczońskiego i niżejległego wapienia gogolińskiego. Na podstawie zróżnicowania morfologicznego wydzieliłam (1) granularny ZnS, (2) skorupowy ZnS, (3) kolomorfczne precypitaty ZnS, w tym brunkit i blenda oolitowa. Formy kolomorfczne wypełniają pustki pomiędzy siarczkami typu 1 i 2. Podstawowym mineralnym budulcem każdego z morfotypów ZnS jest sfaleryt, którego barwa zależy od koncentracji Cd. Granularny ZnS i niektóre z ciemnych warstw w blendzie skorupowej zawierają domieszki Ag, zaś jasne warstwy oolitów – ślady Ge i Cu.

Zróżnicowanie morfologii i składu chemicznego sfalerytu wskazuje na ewolucję warunków fizyko-chemicznych podczas wytrącania kolejnych generacji kruszcu. Zmieniał się skład chemiczny roztworów, warunki redoks oraz tempo precypitacji. Wyniki badań prezentowałam podczas sesji Polskiego Towarzystwa Mineralogicznego w 2000 roku i opublikowałam w komunikacie konferencyjnym (Wójcik, 2000).

Podczas studiów doktoranckich prowadziłam badania skał wzbogaconych w materię organiczną, występujących w obrębie formacji kredowych margli typu *scaglia* wieku albcenoman pienińskiego pasa skałkowego. Prof. dr hab. M. Adam Gasiński (ING UJ) zwracając uwagę na podobieństwo formacji pienińskich do równowiekowych serii tetydzkich obudził we mnie ciekawość badawczą, czy występujące tu czarne przeławicenia są zapisem wydarzeń globalnej anoksji (OAE) w basenie pienińskim i jaka jest ich petrologiczno-geochemiczna



charakterystyka. Prof. Gasiński był zatem pomysłodawcą tematu oraz promotorem mojej pracy doktorskiej.

Temat pracy brzmiał: *Paleośrodowisko depozycji i warunki wczesnej diagenety kredowych osadów deficytu tlenowego w polskiej części pienińskiego pasa skałkowego w świetle badań mineralogiczno - geochemicznych.*

Pracę recenzowali prof. dr hab. inż. Zbigniew Sawłowicz (Instytut Nauk Geologicznych UJ) oraz prof. dr hab. Mariusz Orion Jędrysek (Instytut Nauk Geologicznych Uniwersytetu Wrocławskiego).

Przeławienia czarnych pelagicznych utworów występujące w formacjach pienińskich analizowałam pod kątem zawartości węgla organicznego (TOC), rodzaju materii organicznej (analiza macerałów oraz typ kerogenu) oraz składu mineralnego i chemicznego (koncentracja Ag, Cd, Cu, Ni, Pb, Zn, V, As, Ba, Co i U oraz Mn a także stosunki V/V+Ni, V/Cr i U/Th). Część badań realizowałam w ING UJ. Inne zostały przeprowadzone w ramach usług obcych i sfinansowane ze środków, uzyskanych w grantach KBN (załącznik 3). Celem badań było wskazanie genetycznych powiązań czarnych utworów pienińskich z kredowymi wydarzeniami globalnej anoksji.

Odpowiednikiem późnoalbskiego OAE 1c są czarne łupki w dolnej części formacji z Pomiedznika jednostki czorsztyńskiej i ogniwa z Trawnego jednostki braniskiej. Powstały one w wyniku masowej akumulacji lądowej materii organicznej w warunkach natlenionych. Środowisko redukcyjne rozwinęło się w osadzie na etapie diagenety. Czarne łupki z dolnej części formacji z Kapuśnicy jednostki braniskiej stanowią zapis depozycji w warunkach dysoksydacyjnych-anoksydacyjnych w strefie minimum tlenowego (Wójcik-Tabol, 2006).

U schyłku albu strefa minimum tlenowego rozprzestrzeniła się w całym basenie pienińskim. Depozycja czarnych łupków odpowiadająca OAE 1d<sub>1</sub> zaznaczyła się w górnej części formacji z Pomiedznika i formacji z Kapuśnicy odpowiednio jednostek czorsztyńskiej i niedzickiej. Dla równowiekowych formacji jednostki Grajcarka postulowany jest reżim sedymentacji wg modelu basenu zastoiskowego (Wójcik-Tabol, 2006).

W środkowym cenomanie zasięg strefy minimum tlenowego uległ ograniczeniu do szelfu i górnego/środkowego skłonu. Czarne łupki deponowane podczas kolejnej fazy OAE 1d przeławicają pelagiczne facje pstrych margli formacji z Jaworek jednostki niedzickiej. W górnej części ogniwa z Trawnego, osadzanego w zagłębieniach skłonu zarejestrowana jest depozycja w warunkach dysoksydacyjnych (Wójcik-Tabol, 2006; Wójcik-Tabol, 2008a).

Zapis warunków anoksydacyjnych na granicy cenomanu i turonu OAE 2 występuje w obrębie ogniwa z Magierowej jednostki pienińskiej (Wójcik-Tabol, 2006; Wójcik-Tabol, 2008b).

Idea badań została doceniona i finansowo wsparta przez Amerykańską Asocjację Geologów Naftowych (AAPG) i w 2003 roku przyznano mi Grant im. W. Davida Wimana (załącznik 3). Wyniki badań czarnych łupków z kredowych formacji pienińskich prezentowałam podczas kilkunastu konferencji krajowych i zagranicznych oraz publikowałam w formie komunikatów konferencyjnych (Wójcik i Gasinski, 2000; Wójcik-Tabol, 2001; 2002 a, b; 2003 a–c; 2004; 2005; Pióro i Wójcik-Tabol, 2003; Niesiołowska i Wójcik-Tabol, 2006 a, b). Wyniki pracy doktorskiej opublikowane w *Geological Quarterly* zostały nagrodzone Nagrodą Naukową im. H. Świdzińskiego w 2007 roku (załącznik 3).



### 3.2. Po doktoracie

#### **Mineralogiczno-geochemiczne badania w Karpatach i obszarach przyległych**

**Dolna kreda.** Poruszony w pracy doktorskiej problem tzw. „czarnego fliszu” w jednostce Grajcarka, postanowiłam pociągnąć we współpracy z prof. zw. dr hab. Nestorem Oszczytko (ING UJ). Wspólne prace terenowe oraz dyskusje naukowe były niezwykle pouczające. W sukcesji Grajcarka tzw. „czarny flisz” nadścielony jest łupkami radiolariowymi poziomu przewodniego w Karpatach dla interwału cenoman–turon. Wyżej w sukcesji występują facje CORB. Analizowałam skład pierwiastków głównych oraz korelację koncentracji pierwiastków śladowych z zawartością węgla organicznego. Formacje: szlachtowska i z Opaleńca deponowane były w warunkach dysoksydacyjnych-anoksydacyjnych wód stagnujących. Metale śladowe były wiązane przez reaktywną materię organiczną oraz siarczki i akumulowane w osadzie. Łupki radiolariowe były deponowane w warunkach deficytu tlenowego strefy minimum tlenowego. Wody denne stawały się okresowo dysoksydacyjne aż wreszcie, w późnej kredzie całkowicie natlenione wskutek zmieniającej się cyrkulacji wód oceanicznych (Oszczytko i Wójcik-Tabol, 2008; Wójcik-Tabol i Oszczytko, 2010).

Czarne dolnokredowe łupki znane są z całego orogenu alpejsko-karpackiego, więc moim kolejnym krokiem badawczym była analiza tychże deponowanych w basenie proto-śląskim (Kosakowski i Wójcik-Tabol, 2010; Wójcik-Tabol i Ślącza, 2009, 2013 a, 2015), oraz basenie renodunajskim (Wójcik-Tabol i Ślącza, 2013 b; Ślącza i in., 2016). W teren badań wprowadził mnie prof. zw. dr hab. Andrzej Ślącza (ING UJ). Miałam zaszczyt uczyć się i dyskutować, czerpiąc z rozległej wiedzy geologicznej i autorytetu Profesora w dziedzinie geologii Karpat. Metodologię badań materii organicznej poznawałam z życzliwą pomocą dr hab. inż. Pawła Kosakowskiego oraz zespołu specjalistów z Pracowni Geochemii Naftowej i Analiz Środowiska (AGH). Badania izotopowe były prowadzone we współpracy z ING Uniwersytetu Wrocławskiego (załącznik 4). Badania były finansowane z projektu badawczego MNiSW (załącznik 3).

Sedymentacja czarnych łupków w basenie renodunajskim trwała od hoterywu /barremu do albu. Dolna część formacji Wolfpassing (flisz neokomski) jest wieku barrem – apt, zaś czarnych łupków Gault jest wieku późny apt–alb. Mułowce wapniste z formacji Wolfpassing korespondują z łupkami najwyższej części formacji grodziskiej pod względem składu mineralnego. Skrzemionkowane mułowce i łupki Gault przypominają łupki formacji wierzowskiej. Depozycja ciemnych łupków dolnokredowych w basenie renodunajskim zachodziła w warunkach deficytu tlenowego. Wody denne mogły być okresowo „przewietrzane” przez spływy turbidytowe (Wójcik-Tabol i Ślącza, 2013). Pod względem składu mineralnego, zawartości TOC i typu kerogenu oraz specyfiki geochemicznej, formacje dolnej kredy strefy renodunajskiej są podobne do równowiekowych formacji jednostki śląskiej (Kosakowski i Wójcik-Tabol, 2010; Wójcik-Tabol i Ślącza, 2013 a, b; 2015). W skrajnie północnej części strefy renodunajskiej sedymentacja węglanowa trwała jeszcze w albie (Ślącza i in., 2016). Wnioski dotyczące wieku zaproponował prof. Gasińskiego (ING UJ) na podstawie mikrofauny otwornicowej. Moim zadaniem w tym projekcie była analiza mikrofauny.

Analiza zespołów otwornic w formacjach dolnej kredy jednostki śląskiej na przykładzie profilu Lipnik k. Bielska-Białej wykazała wyraźną korelację pomiędzy charakterem mikrofauny i zdarzeniami klimatycznymi. Badania porównawcze prowadziłam we współpracy z dr inż. Ewą Malatą (ING UJ). Zespół otwornic z *P. hauteriviana* jest zastępowany przez *V. neocomiensis*, co koreluje się z epizodem Taxy na granicy barem-apt. Wydarzenie Selli we wczesnym apcie wydaje się być w koincydencji z zanikiem rodziny Verneulinidae pomiędzy dolną i górną częścią formacji wierzowskiej. Pojawienie się zespołu *P. alternans* może być związane z klimatycznym wydarzeniem Paquier i OAE 1b (Wójcik-Tabol i Malata, 2014). Badania formacji dolnej kredy jednostki śląskiej z wykorzystaniem nowych narzędzi, m.in. podatności magnetycznej we współpracy z dr hab. Jackiem Grabowskim (prof. nadzw. PIG-PIB Warszawa) nadal trwają.

Równolegle, we współpracy z dr Andrzejem Kacprzakiem i zespołem gleboznawców z Instytutu Geografii i Gospodarki Przestrzennej UJ, realizowałam badania pokryw glebowych, rozwiniętych na skałach dolnej kredy jednostki śląskiej w katenie Góry Zamkowej w Lanckoronie. Części szkieletowe gleb analizowałam petrologicznie pod kątem ich proveniencji litostratygraficznej. Wyniki badań dowodzą, że utworami macierzystymi badanych gleb są pokrywy zróżnicowane wskutek zmiennej dynamiki procesów stokowych (Kacprzak i in., 2010; 2011 a, b; 2012). Gleby Góry Zamkowej zostały porównane z takimiż z Małej Rawki w Bieszczadach. Profile badawcze posadowiono na zboczach o analogicznej budowie geologicznej, gdzie formacje piaskowców występują ponad łupkami ilastymi. Tekstura i skład mineralny gleby jest w głównej mierze kontrolowany właściwościami piaskowców, nawet, jeśli występują one tylko w szczytowych partiach stoku. Nieciągłości litologiczne w profilu glebowym wynikają z działania procesów stokowych, głównie soliflukcji w warunkach peryglacialnych oraz akumulacji materiału eolicznego i krótkiego transportu lub splukiwania (Kacprzak i in., 2010; 2015).

**Górna kreda w Karpatach zewnętrznych.** Zainteresowanie problemem ewolucji basenu Karpat zewnętrznych i rekonstrukcji obszaru alimentacyjnego zaowocowało badaniami petrologii warstw godulskich jednostki śląskiej. Badania prowadziłam we współpracy z prof. dr hab. inż. Markiem Cieszkowskim (UJ, ING). Ze szczególną dociekliwością badałam spagową część warstw godulskich, wydzieloną jako odrębna, kartowalna jednostka litostratygraficzna – ogniwo piaskowców ostrawickich. Piaskowce zbudowane są z ziaren kwarcu, glaukonitu, skaleni, muskowitu oraz klastów skał magmowych, metamorficznych i osadowych. Powszechne są otoczaki kwarcu mono- i polikrystalicznego, klasty zmienionego granitu i bazaltoidu, a także łupków i gnejsów. Skały osadowe to piaskowce kwarcowe, mułowce i łupki, czerty ze zrekrystalizowaną mikrofauną radiolariową i gąbkową oraz wapienie typu štramberskiego (Cieszkowski i in., 2016).

Problem zapisu geologicznego zmian klimatycznych frapował mnie nieprzerwanie, tym razem zainteresowałam się nim w kontekście granicy kreda-paleogen. Granicą kreda-paleogen w polskich Karpatach zewnętrznych zainteresowali mnie prof. dr hab. M. Adamowi Gasińskiemu (ING UJ) i prof. zw. dr hab. Alfredowi Uchmanowi (ING UJ). Podjęłam wyzwanie odnalezienia kwarcu wstrząsowego - dowodu impaktu w osadach granicy K/Pg w jednostce skolskiej, łusce brzeżnej w rejonie Husowa. Opis procedury badawczej wraz z pułapkami interpretacyjnymi przedstawiłam w pracy Wójcik-Tabol (2012). Nie można

wykluczyć obecności pojedynczych ziaren kwarcu zmienionych wstrząsowo, lecz stanowcze twierdzenie o tym jest przedwczesne (Wójcik-Tabol, 2012). Wielką pomocą merytoryczną i źródłem motywacji był dla mnie prof. zw. dr hab. inż. Andrzej Manecki (AHG). Bezcenne były także konsultacje z prof. Christianem Koeberlem (Department of Lithospheric Research, University of Vienna). Badania mineralnych „artefaktów”, związanych z możliwym upadkiem meteorytu w interwale granicznym K/Pg w jednostce skolskiej nadal trwają.

Zmienność składu mineralnego oraz chemicznego w profilu K–Pg w Bąkowcu omówiono w związku z dynamiką depozycji turbidytowej oraz wpływu możliwego zakwaszenia wód zbiornika sedymentacyjnego (Gasiński i in., 2012; 2013). Badania były finansowane ze środków projektu badawczego MNiSW (załączniki 3).

Tematyka mineralizacji kruszcowej, od której rozpoczęłam swoją działalność badawczą nie przestała mnie pociągać. We współpracy z prof. Cieszkowskim analizowałam objawy mineralizacji kruszcowej w paleogeńskich pstrych łupkach jednostki magurskiej. Pstre łupki paleogeńskiej formacji łupków z Łabowej w rejonie Suchej Beskidzkiej (strefa Siar w północnej części płaszczowiny magurskiej) były przedmiotem badań. Stwierdzono tu ślady mineralizacji Mn, Fe i Cu. Model rozkładu REE wyklucza hydrotermalną genezę roztworów mineralizujących (Cieszkowski et al., 2014). Temat mineralizacji kruszcowych w Karpatach zewnętrznych jest kontynuowany.

**Oligocen serii grybowskiej.** Seria grybowska stała się przedmiotem moich badań, jako owoc współpracy z prof. N. Oszczytko oraz dr hab. Martą Oszczytko-Clowes (ING UJ). Prowadziłam badania serii grybowskiej pod kątem źródła materiału allogenicznego, środowiska depozycji oraz potencjału generacyjnego (Wójcik-Tabol i Oszczytko-Clowes, 2012 a, b; Oszczytko-Clowes i Wójcik-Tabol, 2014, Wójcik-Tabol, w druku). Wyniki badań prowadzonych w oknach Ropy i Grybowa opisałam szczegółowo w komentarzu autorskim do osiągnięcia naukowego (załącznik 2; Oszczytko-Clowes i in., 2015; Wójcik-Tabol, 2015).

Sukcesja grybowska okna Szczawy rejestruje dopływ wód słodkich, który zaznacza się spadkiem zawartości CaO na rzecz  $Al_2O_3$ , korelatywnego ze wzrostem koncentracji pierwiastków litofilnych (Ti, Hf, Th, U, Ta, Nb) oraz nagromadzeniem szczątków roślinnych.

Napływające wody lądowe mogły zasilić zbiornik w substancje odżywcze, co zainicjowało wzrost produktywności strefy fotycznej. W następstwie rozkładu materii organicznej, rozwinęła się strefa minimum tlenowego, o czym świadczą wskaźniki geochemiczne (Oszczytko-Clowes i Wójcik-Tabol, 2014, 2015).

Dolomityzacja, wzbogacenie w K, frakcjonacja pierwiastków śladowych (Nb/Ta, Zr/Hf, Y/Ho, Th/U, LREE > HREE) to sygnały szczególnie wyraźne w jednostce grybowskiej okna Szczawy sugerujące, że skały podlegały infiltracji przez roztwory mineralizujące, być może typu szczaw (Oszczytko i in., 2016). Badania były finansowane ze środków projektu badawczego MNiSW (załącznik 3). Temat badawczy jest kontynuowany.

### **Inne tematy badawcze**

**Górny berias w jednostce zachodniego Bałkanu (Bułgaria).** W badania zaangażowałam się dzięki współpracy z dr hab. Jackiem Grabowskim w ramach projektu IGCP 609 (załącznik 4). Górny berias w profilu Barlya wykształcony jest w postaci hemipelagicznych osadów węglanowo–marglistych. W profilu analizowałam geochemiczne

wskaźniki zmian dopływu materiału terygenicznego oraz natlenienia i produktywności. Wzrost zawartości detrytusu lądowego (szacowany na podstawie wzrostu zawartości pierwiastków litofilnych) koreluje się ze znacznym wzrostem wilgotności na obszarze perytetydzkim. Długofalowy charakter zmiany paleośrodowiskowej wskazuje, że jego przyczyną mogły być zjawiska tektoniczne. Depozycja osadu zachodziła w środowisku natlenionym, okresowo ubożonym w tlen. Epizody deficytu tlenowego korelują się z wysokim poziomem morza w zachodniej Tetydzie. Trend zmienności wskaźników wietrzenia zdaje się wskazywać na gwałtowną zmianę warunków klimatycznych, sprzyjających intensywnemu wietrzeniu chemicznemu. Analogiczne wnioski płyną z dystrybucji  $\delta^{13}\text{C}$  (Grabowski i in., 2015 a–c; 2016). Badania są kontynuowane.

**Interwał T/J w jednostce krizniańskiej (Słowacja).** Geochemiczne wskaźniki jako narzędzie interpretacji zmian środowiska, w tym zmian klimatycznych podczas depozycji serii węglanowych, wykorzystałam w badaniach skał interwału granicznego trias–jura w jednostce krizniańskiej (Tatry Bielskie, Słowacja). Problemem granicy trias–jura w jednostce krizniańskiej zajęłam się w ramach współpracy z prof. Jozefem Michalikiem (Slovak Academy of Sciences, Bratislava). Badany profil Kardolina w zachodnim stoku góry Palenica w Tatrach Bielskich odsłania w ciągłości stratygraficznej utwory górnego kajpru karpackiego i formacji fatrzańskiej (Wójcik-Tabol i Michalik, 2011; Michalík i in., 2013). Wykonałam analizę zawartości pierwiastków głównych i śladowych, by określić źródło materiału i opisać jego zmienność w zależności od zmian klimatu. Osady górnego kajpru karpackiego zawierają większą ilość detrytusu, poświadczoną koncentracją pierwiastków niemobilnych i płaskim modelem dystrybucji REE. Formacja fatrzańska dokumentuje globalną katastrofę biotyczną u schyłku triasu, związaną m.in. z wahaniami poziomu morza i zmianami klimatycznymi. Wielkiemu wymieraniu towarzyszyła akumulacja materii organicznej oraz rozwój środowiska anoksycznego, co manifestuje się w ciemnej barwie osadu oraz wskaźnikach geochemicznych (Wójcik-Tabol i Michalik, 2011; Michalík i in., 2013). Formacja fatrzańska dokumentuje depozycję stymulowaną zmiennością klimatu monsunowego z epizodami zwiększonej dostawy fluwialnej i eolicznej. Czarne łupki związane są z dostawą pyłu eolicznego (Michalík i in., 2013).

**Jura basenu polskiego.** Jurajskie czarne łupki wieku aalen, bajos, kimeryd i tyton w środkowej części basenu polskiego były analizowane pod kątem potencjału generacyjnego. Osady górnej jury zawierają kerogen typu III/II, podczas gdy gazowy kerogen III typu przeważa w osadach środkowej jury. Analiza biomarkerów wskazała rośliny lądowe jako producentów materii organicznej. Depozycja następowała w warunkach oksycznych do dysoksycznych, lokalnie anoksycznych (Kosakowski et al., 2015).

### **Wskaźniki bibliometryczne i plany naukowe**

Wyniki moich dotychczasowych badań zostały opublikowane w 18 pracach oryginalnych, z czego 13 w czasopismach z listy Journal Citation Reports (Lista A MNiSW) i 5 w czasopismach recenzowanych (Lista B MNiSW). Ponadto wyniki moich badań były publikowane w 35 doniesieniach konferencyjnych. Osobiście prezentowałam je w referatach i posterach podczas 21 konferencji krajowych i zagranicznych. Łączny Impact Factor moich publikacji według bazy Web of Science (zgodnie z rokiem ukazania się publikacji) wynosi



15.156; Indeks cytacji (bez autocytowań) wynosi 18; Indeks Hirscha równy jest 3 (dane z 20.04.2017) (załącznik 3).

Byłam kierownikiem 2 projektów KBN, 2 projektów finansowanych ze środków MNiSW, w 1 projekcie MNiSW byłam wykonawcą. Obecnie jestem wykonawcą w jednym projekcie NCN (Opus) (załącznik 3).

Wywiązując się z obowiązków dydaktycznych w Uniwersytecie Jagiellońskim, prowadzę zajęcia w wymiarze 210 godzin rocznie. Są to wykłady, ćwiczenia, zajęcia terenowe oraz tutorial (załącznik 4). Byłam opiekunem naukowym 8 prac magisterskich i 9 licencjackich. Dbam o podnoszenie kwalifikacji, uczestnicząc w kursach doskonalenia sztuki nauczania (załącznik 4).

W ramach działalności organizacyjnej w Uniwersytecie Jagiellońskim pełniłam funkcje członka rozlicznych komisji. Aktualnie pełnię funkcję przedstawiciela niesamodzielných pracowników naukowych do Rady ING, członka Rady Programowej ING UJ oraz osoby odpowiedzialnej za ewidencję środków trwałych w Zakładzie Geodynamiki i Geologii Środowiskowej ING UJ (załącznik 4).

Z przyjemnością angażuję się w działalność popularyzującą naukę m.in. podczas Festiwalu Nauki i Małopolskiej Nocy Naukowców. Przygotowuję i realizuję wykłady oraz zajęcia warsztatowe dla dzieci, młodzieży a także słuchaczy Uniwersytetów Trzeciego Wieku (załącznik 4).

Moja praca została wyróżniona dwukrotnie nagrodą JM Rektora Uniwersytetu Jagiellońskiego oraz grantem AAPG. Za osiągnięcia dydaktyczne zostałam uhonorowana nagrodą specjalną zastępcy dyrektora ING UJ.

Dalszą pracę naukowo-badawczą pragnę skoncentrować na pogłębianiu zagadnień związanych z analizą proveniencji materiału detrytycznego oraz warunków depozycji i diagenety skał drobnoookruchowych w oparciu o wskaźniki mineralogiczne i geochemiczne. Korzystając z posiadanego doświadczenia i kwalifikacji pragnę kontynuować badania facji czarnych łupków oraz sfinalizować rozpoczęte projekty, m.in. dotyczące mineralizacji kruszcowej w Karpatach zewnętrznych oraz zmian środowiskowych w późnej kredzie w północnej części Tetydy. Ostatni z tematów realizuję jako wykonawca w projekcie NCN. Z niezmienną pasją chcę prowadzić zajęcia dydaktyczne oraz popularyzować nauki o Ziemi.

#### Wybrana literatura

- Cieszkowski, M., Waškowska, A., Wójcik-Tabol, P., Golonka, J. 2014. Middle Eocene red beds of Magura Basin – development, biostratigraphy and mineralization (Magura Nappe – northern zone, Outer Carpathians, Poland). Environmental, Sedimentary & Structural Evolution of the Western Carpathians Abstract Book. Bučová, J., Puškelová, L. (Eds.) 9th ESSEWECA Conference November 5-7, 2014 Smolenice, Slovakia: 14.
- Cieszkowski, M., Waškowska, A., Kowal-Kasprzyk, J., Golonka, J., Słomka, T., Ślącza, A., Wójcik-Tabol, P., Chodyń, R. 2016. The Upper Cretaceous Ostravice Sandstone in the Polish sector of the Silesian Nappe, Outer Western Carpathians. *Geologica Carpathica* 67, 2: 147–164.
- Gasiński, A., Ślącza, A., Wessely G., Wójcik-Tabol, P. 2016. Albian microfossils in the calcarenite limestone from Dopplerhütte and Tulbingerkogel quarries (Northern Zone of the Rhenodanubian Flysch Zone, eastern Austria). *Austrian Journal of Earth Science*, 109/2. DOI: 10.17738/ajes.2016.0011
- Gasiński, M. A., Uchman, A., Wójcik-Tabol, P. 2013. Zakwaszenie wód oceanu jako przyczyna wymarcia otwornic planktonicznych na granicy mastrycht – paleocen: przykład z polskich Karpat. Kędziński, M., Kołodziej, B. (Eds.): Aktualizm i antyaktualizm w paleontologii. XXII Konferencja Naukowa Sekcji Paleontologicznej Polskiego Towarzystwa Geologicznego, Tyniec, 27–30.09.2013. *PALEO 2013 Tyniec*: 17.

- Gasiński, M.A., Uchman, A., Wójcik-Tabol, P. 2012. The “last minutes” of foraminiferids before the latest Cretaceous-Paleocene extinction: an example from the Polish Carpathians. Proceedings of the 34<sup>th</sup> International Geological Congress 2012, 5-10 August 2012, Brisbane, Australia. BHP Billiton Mitsubishi Alliance, p. 1900. Brisbane.
- Grabowski, J., Lakova, I., Petrova, S., Wójcik-Tabol, P., Ivanova, D., Schnabl, P., Sobień, K. 2015. Lithogenic input and redox variations in the Upper Berriasian of the Western Balkan (Barlya section): Constraints from magnetic stratigraphy and geochemistry. 31<sup>st</sup> IAS Meeting of Sedimentology. June 22–25, 2015, Kraków
- Grabowski, J., Lakova, I., Petrova, S., Stoykova, K., Ivanova, D., Wójcik-Tabol, P., Sobień, K., Schnabl, P. 2016. Palaeomagnetism and integrated stratigraphy of the Upper Berriasian hemipelagic succession in Barlya section Western Balkan, Bulgaria.-implications for lithogenic input and palaeoredox variations. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, 461: 156-177.
- Grabowski, J., Stoykova, K., Wójcik-Tabol, P., Lakova, I., Petrova, S., Ivanova, D., Kochan, M. 2015. Multi-proxy record of the Upper Berriasian palaeoenvironmental changes in the Barlya section (Western Balkan, Bulgaria): clastic input, redox and productivity variations, nannofossil response. 2<sup>nd</sup> International Congress on Stratigraphy STRATI 2015. 19–23. July 2015, Graz, Austria.
- Grabowski, J., Wójcik-Tabol, P., Ivanova, D., Lakova, I., Petrova, S., Schnabl, P., Sobień, K., Stoykova, K. 2015. Wskaźniki wietrzenia chemicznego, zmiany natlenienia i stratygrafia izotopowa  $\delta^{13}\text{C}$ : zapis w hemipelagicznych osadach górnego beriasu (najniższa kreda) zachodniego Bałkanu (profil Barlya, Bułgaria). 2 Konferencja Naukowa Zmiany klimatyczne w przeszłości geologicznej, Paleoklimat, PIG-PIB, 24 – 25.11.2015 Warszawa.
- Kacprzak, A., Drewnik, M., Szymański, W., Wójcik-Tabol, P. 2012. Mikroskopic analyses as a tool to infer the genesis and evolution of soils formed from slope materials in the Carpathian Foothills (southern Poland). 4<sup>th</sup> International Congress EUROSIL 2012
- Kacprzak, A., Klimek, M., Wójcik-Tabol, P., Żyła, M. 2010. Nieciągłości litologiczne w katenie gleb Góry Zamkowej w Lanckoronie (Pogórze Wielickie). *Prace Geograficzne*, 123: 83–98.
- Kacprzak, A., Maj-Szeliga, K., Skiba, M., Szymański, W., Wójcik-Tabol, P., Żyła, M. 2011. The application of selected geological methods to identify discontinuities within soil profiles on the example of Góra Lanckorońska (Wieliczka Foothills). Program and Abstracts. 28<sup>th</sup> Congress of the Polish Society of Soil Science. Toruń, 5–8.09.2011
- Kacprzak, A., Maj-Szeliga, K., Wójcik-Tabol, P., Żyła, M. 2011. Soil parent materials in the Wieliczka Foothills in the light of coarse fragments petrography in the catena of Góra Lanckorońska. In: Drewnik, M., Kacprzak, A., Szymański, W. (Eds): *Historia i kierunki rozwoju geografii gleb w Polsce*. Wyd. Uniwersytet Jagielloński, IGI GP, p. 77.
- Kacprzak, A., Szymański, W., Wójcik-Tabol, P., 2015. The role of flysch sandstones in forming the properties of cover deposits and soils – examples from the Carpathians. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 59, 1: 227–245.
- Kosakowski, P., Wójcik-Tabol, P. 2010. Geochemical evaluation of the Verovice Shales in the western part of the Carpathians. *Geologica Balcanica*, Abstract Volume, XIX Congress of the Carpathian-Balkan Geological Association (CBGA 2010): 205.
- Kosakowski, P., Wójcik-Tabol, P., Kowalski, A., Zacharski, J. 2015. Jurassic Petroleum System in the Polish Lowlands (Central Poland)-Organic Geochemical and Numerical Modelling Approach. 77<sup>th</sup> EAGE Conference and Exhibition 2015
- Michalík J., Lintnerová O., Wójcik-Tabol P., Gaździcki A., Grabowski J., Golej M., Šimo V., Zahradníková B., 2013. Paleoenvironments during the Rhaetian transgression and the colonization history of marine biota in the Fatric Unit, Western Carpathians. *Geologica Carpathica*, 64, 1: 39–62.
- Niesiołowska, E., Wójcik-Tabol, P. 2006. Foraminiferal biostratigraphy and inorganic geochemistry of the upper Cretaceous deposits of the Homole area (Polish Pieniny Klippen Belt). Abstract Book, Czech, Slovak and Polish Seminar on Paleontology, Brno, 2006.
- Niesiołowska, E., Wójcik-Tabol, P. 2006. Development of the Cenomanian black shales through the Niedzica Succession (Polish part of the Pieniny Klippen Belt) – geochemical and foraminiferal approaches. Abstract Book of CBGA.
- Oszczypko, N., Wójcik-Tabol, P. 2008. Comparison of the ?Cretaceous “black shales” and CORB in the Grajcarek thrust-sheets basing on geochemical features (Magura Nappe, Poland). *Mineralia Slovaca*, ESSE WECA 2008.
- Oszczypko, N., Wójcik-Tabol, P., Oszczypko-Clowes, M. 2016. New views on the genesis of the carbon dioxide in the Polish Outer Carpathians 2016. Šujan, M. (Ed.): *Environmental, Structural and Stratigraphical Evolution of the*



- Western Carpathians: 10<sup>th</sup> ESSEWECA Conference, Abstract Book (online version), 1–2 December 2016, Bratislava, Slovakia
- Oszczypko-Clowes, M., Wójcik-Tabol, P. 2014. The Oligocene of the Grybów Nappe in the Szczawa tectonic window-nannoplankton and geochemical studies. Environmental, Sedimentary and Structural Evolution of the Western Carpathians Abstract Book. Bučová, J., Puškelová, L. (Eds.) 9<sup>th</sup> ESSEWECA Conference November 5–7, 2014 Smolenice, Slovakia, p. 45.
- Oszczypko-Clowes, M., Wójcik-Tabol, P. 2015. Zapis warunków deficytu tlenowego w oligoceńskich osadach jednostki grybowskiej w oknach tektonicznych Grybowa, Ropy i Szczawy (polskie Karpaty zewnętrzne) – analiza nanoplanktonu wapiennego i badania geochemiczne. 2 Konferencja Naukowa Zmiany klimatyczne w przeszłości geologicznej, Paleoklimat, PIG-PIB, 24 – 25.11.2015 Warszawa.
- Oszczypko-Clowes, M., Wójcik-Tabol, P. and Płoszaj M. 2015. The source areas of the Grybów sub-basin in the light of micropaleontological, mineralogical and geochemical provenance analysis (Outer Carpathians, Poland). *Geologica Carpathica*, 66 (6): 515–534.
- Pióro, K., Wójcik-Tabol, P. 2003. Biostratygrafia i geochemia osadów wieku albskiego ognia z Trawnego, Potok Pasieczny (Pieniński Pas Skałkowy). Materiały konferencyjne, IV Ogólnopolskich Warsztatów Mikropaleontologicznych MIKRO 2003: 38-39.
- Wójcik, P. 2000. Mineralogical - geochemical investigations of ZnS minerals from the Olkusz mine. *Pol. Tow. Mineral. Prace Spec.*, 17: 78-80.
- Wójcik, P., Gasinski, M. A. 2000. Cenomanian–Turonian boundary event (CTBE) in the Pieniny Klippen Belt (Carpathians, Poland). *Slovak Geological Magazine*, 6 (2-3): 229-230.
- Wójcik-Tabol, P., Ślaczka, A. 2009. Provenance of siliciclastic and organic material based on geochemical indices in the Albion-Turonian sediments – preliminary studies from Lanckorona Area in the Silesian Nappe, Polish Outer Carpathians. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 79: 53–66.
- Wójcik-Tabol, P., Ślaczka, A. 2013a. Próba porównania warunków środowiskowych ciemnych łupków dolnokredowych z jednostek śląskiej i renodunajskiej. V Konferencja Sedymentologiczna POKOS 5'2013. Głębokomorska sedymentacja fliszowa, Sedymentologiczne aspekty historii basenów karpaccich. 16–19.05.2013, Żywiec
- Wójcik-Tabol, P., Ślaczka, A., 2013b. Provenance of Lower Cretaceous deposits of the western part of the Silesian Nappe in Poland (Outer Carpathians): evidence from geochemistry. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 83: 113–132.
- Wójcik-Tabol, P., Ślaczka, A., 2015. Are Early Cretaceous environmental changes recorded in deposits of the western part of the Silesian Nappe - A geochemical approach. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, 417: 293–308.
- Wójcik-Tabol, P. 2001. Cenomanian-Turonian Boundary in the Pieniny Klippen Belt (Carpathians, Poland)-Sedimentological Studies. *Geolines*, 13: 123-125.
- Wójcik-Tabol, P. 2002a. Mineralogical comparison of dark sediments from lower courses of Sztolnia and Krupianka creeks (Pieniny Klippen Belt, Poland), Abstract Book ESSE-WECA: 103-104, Bratysława
- Wójcik-Tabol, P. 2002b. Pyrite in Mid–Cretaceous black shales in the Pieniny Klippen Belt (Polish Carpathians), *Zbornik abstraktov, Herlany 2002*: 37, Koszyce.
- Wójcik-Tabol, P. 2003a. Cenomanian – Turonian Boundary Events in Polish part of the Pieniny Klippen Belt in the light of geochemical data. *Acta Mineralogica-Petrographica, Abstract Series 1*: 113, Szeged.
- Wójcik-Tabol, P. 2003b. Comparison of two anoxic events in the Cretaceous Pieniny Basin in the light of organic and inorganic geochemical data. *Book of Abstracts of 21 IMOG, I*: 199.
- Wójcik-Tabol, P. 2003c. Reflectance of dispersed organic matter particles in shales of the Magierowa Member in the Pieniny Klippen Belt compared with clay crystallinity and isotopic data. *Pol. Tow. Mineral. Prace Spec.* 22: 236-239.
- Wójcik-Tabol, P. 2004. Ciemne osady z potoku Grajcarek (Jaworki, pieniński pas skałkowy) – charakterystyka petrologiczna i wiek. Materiały Konferencyjne Polsko-Słowacko-Czeskiej Konferencji Mikropaleontologicznej, Bratysława 2004.
- Wójcik-Tabol, P. 2005. Inorganic geochemistry and foraminiferal association – palaeoredox indicators. Example of the Cenomanian Turonian Boundary anoxic event in the Pieniny Klippen Belt (Carpathians, Poland), *Mineralia Slovaca*, 37, 3: 485.
- Wójcik-Tabol, P. 2006. Organic carbon accumulation events in the mid-Cretaceous rocks of the Pieniny Klippen Belt (Polish Carpathians) - a petrological and geochemical approach. *Geological Quarterly*, 50, 4: 419–437.

- Wójcik-Tabol, P. 2008a. Inorganic geochemical records of local palaeoenvironmental variability in the Jaworki Formation (Upper Cretaceous) of the Niedzica Succession, Pieniny Klippen Belt (Western Carpathians). *Studia Geologica Polonica*, 131: 269–280.
- Wójcik-Tabol, P. 2008b. Trace elements and mineral assemblage as palaeoenvironmental markers in the Cenomanian/Turonian Magierowa Member (Pieniny Klippen Belt, West Carpathians). *Studia Geologica Polonica*, 131: 247–268.
- Wójcik-Tabol, P. 2012. Poszukiwany świadek naoczny impaktu - kwarc wstrząsowy. *Przegląd Geologiczny*, 60: 263–266.
- Wójcik-Tabol, P., 2015. Depositional redox conditions of the Grybów Succession (Oligocene, Polish Carpathians) in the light of petrological and geochemical indices. *Geological Quarterly*, 59 (4): 603–614.
- Wójcik-Tabol, P., in press. Elemental and organic carbon proxies for redox conditions of the Oligocene formations in the Ropa Tectonic Window (Outer Carpathians, Poland): paleoenvironmental implications. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*.
- Wójcik-Tabol, P., Malata, E., 2014. Geochemical and microfaunal records of environmental changes in fisch sequences – a case study from the Barremian–Albian OC-rich deposits of the Silesian Nappe (Polish Outer Carpathians). Melinte-Dobrinescu, M., Briceag, A. (Eds.): “Climate-environmental deteriorations during greenhouse phases: Causes and consequences of short-term Cretaceous sea-level changes”. 2<sup>nd</sup> Workshop IGCP 609 and Earthtime-EU Meeting, August 23-31, 2014, Romania: 43.
- Wójcik-Tabol, P., Michalik, J. 2011. Charakterystyka geochemiczna utworów granicy trias-jura jednostki krizniańskiej w Tatrach Bielskich. *Tatrzanie Warsztaty Geologiczne*, 13–16.10.2011 Zakopane
- Wójcik-Tabol, P., Oszczytko, N. 2010. Relationship between the Cretaceous "black shales"; and Cretaceous Oceanic Red Beds of the Grajcarek Succession-a geochemical approach (Pieniny Klippen Belt, West Carpathians, Poland). *Scientific Annals, School of Geology, Aristotle University of Thessaloniki, Proceedings XIX Congress of the Carpathian-Balkan Geological Association (CBGA 2010)*, 100: 249–258.
- Wójcik-Tabol, P., Oszczytko, N. 2012. Trace element geochemistry of the Early to Late Cretaceous deposits of the Grajcarek thrust sheets - a paleoenvironmental approach (Małe Pieniny Mts., Pieniny Klippen Belt, Poland). *Geological Quarterly*, 56 (1): 169–186.
- Wójcik-Tabol, P., Oszczytko, N. 2012. Trace geochemistry of the Early to Late Cretaceous deposits of the Grajcarek thrust-sheets – a paleoenvironmental approach (Małe Pieniny Mts., Pieniny Klippen Belt, Poland): reply. *Geological Quarterly*, 56 (3): 573–576.
- Wójcik-Tabol, P., Oszczytko-Clowes, M. 2012. Nannoplankton and geochemical studies of the Oligocene deposits from the Ropa tectonic window (Grybów Nappe, Western Carpathians, Poland). Kotarba, M.J., Wróbel, M. (Eds.): 2<sup>nd</sup> International Conference “Alpine-Petrol 2012”. Book of Program and Abstracts, Kraków: 99–100.
- Wójcik-Tabol, P., Oszczytko-Clowes, M. 2012. The Oligocene anoxia recorded in deposits of the Ropa and Grybów Tectonic Windows (Grybów Nappe, Western Carpathians, Poland) - nannoplankton and geochemical studies. Józsa Š., Reháková D., Vojtko R. (Eds.): ESSECA 8<sup>th</sup> Conference 2012, Abstract Book, December, Bratislava: 56.

