

**POTENCJAŁ WĘGLOWODOROWY  
ŚRODKOWOJURAJSKICH CZARNYCH ŁUPKÓW  
SFEROSYDERYTOWYCH  
(FORMACJA ŁUPKÓW ZE SKRZYPNEGO)  
PIEŃSKIEGO PASA SKAŁKOWEGO W POLSCE**

**Source rock potential value of Middle Jurassic spherosideritic black shales (Skrzypny Shale Formation) of the Pieniny Klippen Belt in Poland**

**Jan GOLONKA<sup>1</sup>, Irena MATYASIK<sup>2</sup> & Michał KROBICKI<sup>1</sup>**

<sup>1</sup>*Akademia Górniczo-Hutnicza, Wydział Geologii, Geofizyki i Ochrony Środowiska;  
al. Mickiewicza 30, 30-059 Kraków;*

*e-mail: jan\_golonka@yahoo.com, krobicki@geol.agh.edu.pl*

<sup>2</sup>*Instytut Nafty i Gazu; ul. Lubicz 25a, 31-503 Kraków; matyasik@inig.pl*

**Abstract:** The organic-rich sediments were deposited during the marly stage of the proto-Pieniny basin evolution (Early Jurassic-beginning of Middle Jurassic) when this basin was relatively narrow, before the origin of Czorsztyn Ridge. After the ridge uplift sedimentation changed from anoxic to oxic, calcareous. The Rock-Eval pyrolytical analysis revealed that the Aalenian-Early Bajocian black spherosideritic shales of the Skrzypny Shale Formation are enriched in the organic matter, but the character of kerogen and TOC content indicate the lack of good source rocks within the Middle Jurassic of the Pieniny Klippen Belt.

**Key words:** Jurassic, Pieniny Klippen Belt, Rock-Eval analysis, kerogen, organic-rich black shales

**Słowa kluczowe:** jura, pieniński pas skałkowy, analiza Rock-Eval, kerogen, czarne łupki wzbogacone w substancję organiczną

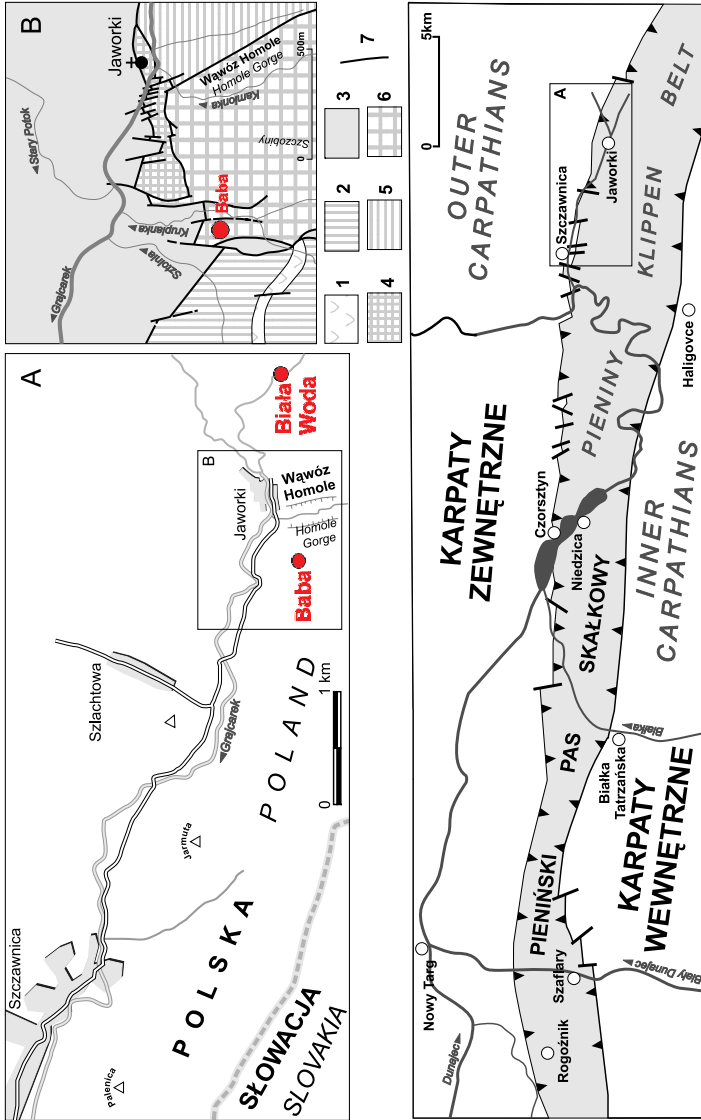
## **WSTĘP**

Dla optymalizacji strategii poszukiwań nowych złóż w polskich Karpatach Zewnętrznych niezbędne jest skoncentrowanie uwagi na nowych, mniej znanych systemach naftowych, między innymi na systemie związanym ze skałami macierzystymi osadzonymi w jurze i wczesnej kredzie. Systemy takie istnieją niewątpliwie w basenie śląskim i w obrębie jurajsko-kredowego północnego obrzeżenia basenów karpackich, współcześnie znajdującym się pod nasunięciem allochtonicznych jednostek fliszowych (Maksym *et al.* 2001, Zdanowski *et al.* 2001, Golonka *et al.* 2008) bądź pod utworami miocenu zapadliska przedkarpackiego (Matyja 2009), czy jeszcze dalej na północ podkredowe utwory jury w niecce

Nidy (Złonkiewicz 2009). Ciągle nie do końca jest wyjaśniona rola skał zawierających substancję organiczną pienińskiego pasa skałkowego w ewentualnym formowaniu się systemów naftowych. Prawidłowe odtworzenie historii basenu, w którym osadzały się skały wzbogacone w substancję organiczną i zrozumienie jego uwarunkowań paleogeograficznych i paleotektonicznych jest bardzo ważne dla oceny potencjału węglowodorowego. Ma to szczególne znaczenie w obszarach o ekstremalnie skomplikowanej strukturze tektonicznej, do których należy pieniński pas skałkowy (Birkenmajer 1977, 1986). Wyniki ostatnich badań (Golonka *et al.* 2000, 2003, 2006, Golonka 2004, 2007) pozwalają na lepsze odtworzenie mezozoicznej paleogeografii i ewolucji tego rejonu w nawiązaniu do tektoniki płyt i pozycji głównych elementów skorupy w globalnym układzie odniesienia.

## PALEOGEOGRAFICZNA POZYCJA SKAŁ WZBOGACONYCH W SUBSTANCJĘ ORGANICZNĄ PIEŃIŃSKIEGO PASA SKAŁKOWEGO

Powstanie basenu, w którym osadzały się sukcesje osadowe pienińskiego pasa skałkowego, wiąże się z rozpadem Pangei we wczesnej jurze i utworzeniem się Tetydy alpejskiej (Withjack *et al.* 1998, Golonka *et al.* 2003, Golonka 2004, Golonka & Krobicki 2004) stanowiącej przedłużenie systemu centralnego Atlantyku, w której skład wchodziły między innymi oceany: liguryjski, penniński (Penninicum) i basen protopieniński (Fig. 1). Termin „basen protopieniński” określa obszar sedymentacji sukcesji osadowych pienińskiego pasa skałkowego przed wypiętrzeniem się grzbietu czorsztyńskiego, tzn. przed późnym bajosem (Krobicki & Wierzbowski 2004, Krobicki & Golonka 2006). Postulowane przez Birkenmajera *et al.* (1990) otwarcie basenu protopienińskiego w triasie nie zostało potwierdzone wynikami nowszych badań. Przesłanki owego triasowego otwarcia oparte są wyłącznie na obecności egzotyków pelagicznych wapieni triasu znajdujących w utworach klastycznych, redeponowanych do basenu pienińskiego w późnej kredzie (Birkenmajer 1988, Birkenmajer & Wieser 1990, Birkenmajer *et al.* 1990). Skład fragmentów wapieni i innych skał pochodzących z południowej krawędzi basenu pienińskiego pasa skałkowego w Polsce i przyległych obszarach Słowacji a znajdujących w górnokredowych i paleogeńskich utworach fliuszowych pienińskiego pasa skałkowego i jednostki magurskiej, reprezentuje sekwencje różniące się znacznie od sekwencji znajdujących się w północnej części Karpat Centralnych na obszarze wokółtatrańskim, a także od sukcesji pienińskiego pasa skałkowego (Golonka 2005, Golonka *et al.* 2005). Występują tu między innymi wspomniane wyżej głębokowodne wapień triasowe (Birkenmajer *et al.* 1990), lecz również słabo zmetamorfizowane wapień dewońskie (Tomaś *et al.* 2004), płytkowodne wapień jurajskie (Matyszkiewicz *et al.* 2004), szerokie spektrum skał węglanowych reprezentujących urgon (Krobicki & Olszewska 2005), a także jurajskie metamorficzne łupki glaukofanowe (*blueschists*) (Faryad 1997). Skały te w części reprezentują prawdopodobnie wewnętrzne jednostki Karpat Centralnych, a także Karpat Wewnętrznych, a więc Gemicum oraz Meliaticum i rejon przyległych grzbietów oraz obszarów platformowych (Golonka 2005, Golonka *et al.* 2005).



**Fig. 1.** Generalny zarys pienięńskiego pasa skałkowego z lokalizacją badanych odłogi (A) i tektonicznym szkieletem bloku Homoli, część północna (B) (geologia wg Birkenmajera 1970, 1983): 1 – intruzje andezytowe (środkowy miocen, sarmat), 2 – paleogen autochtoniczny typu magurskiego, 3 – jednostka Grajcarek, 4 – jednostka czorsztyńska, 5 – depresja potoku Skalskiego (płaszczowina niedzicka), 6 – blok Homoli (jednostka czorsztyńska z nasuniętą płaszczowiną niedzicką i braniską), 7 – uskoki

**Fig. 1.** General sketch of the Pieniny Klippen Belt with location of studied outcrops (A) and tectonic sketch of the Homole block, northern part (B) (geology after Birkenmajer, 1970, 1983): 1 – andesite intrusion (Middle Miocene: Sarmatian), 2 – autochthonous Magura-type Palaeogene, 3 – Grajcarek Unit, 4 – Czorsztyń Unit, 5 – Skalski Stream depression (Niedzica Nappe), 6 – Homole block (Czorsztyń Unit with overthrust Niedzica and Branisko nappes), 7 – faults

Jednocześnie badania paleomagnetyczne sugerują znaczne kenozoiczne rotacje teranów Karpat Centralnych i Wewnętrznych w kierunku przeciwnym do ruchu wskazówek zegara (Márton *et al.* 1996, 1999, 2000). Rekonstrukcje palinspastyczne nakazują poważne potraktowanie tych danych i przywrócenie teranów do ich pierwotnej pozycji (Csontos & Vörös 2004, Golonka 2004). Również analiza skał magmowych i analiza paleotektoniczna wskazuje na wyraźne rotacje teranów. W wyniku tej rotacji ustabilizował się współczesny kierunek wergencji płaszczowin centralno- i wewnętrznokarpackich, podczas gdy pierwotna, późnokredowa wergencja była skierowana na wschód lub północny wschód. Kolizja teranów Karpat Centralnych i Wewnętrznych, teranu Cisy i bukowińsko-getyckich nastąpiła w albie a zakończyła się w późnej kredzie. W wyniku kolizji powstały płaszczowiny a poszczególne sukcesje układały się następująco: Bukkum, Meliaticum, Ailicicum, Turnaicum, Gemicum, Veporicum, Fatricum, Tatricum. Sukcesje te były zorientowane prostopadle, lub skośnie do krawędzi basenów fliszowych i basenu pienińskiego pasa skałkowego na przełomie kredy i paleogenu, a także w okresie paleogeńsko-neogeńskim aż do reorganizacji wywołującej rotacje. Egzotyki znajdowane w gómkredowych i paleocenijskich utworach fliszowych pienińskiego pasa skałkowego i jednostki magurskiej mogły pochodzić z jednostek znajdujących się dziś daleko na południe od pienińskiego pasa skałkowego i fliszowych Karpat Zewnętrznych (Golonka 2005, Golonka *et al.* 2005).

Ciągła sedymentacyjna historia basenu protopienińskiego zaczyna się we wczesnej jurze (Birkenmajer 1977, 1986, Krobicki *et al.* 2003, 2006, Golonka & Krobicki 2004, Schlögl *et al.* 2004) (Fig. 1). Osady bogate w substancję organiczną będące potencjalnymi skałami macierzystymi osadzały się w początkowym okresie istnienia tego basenu (wczesna jura-początek środkowej jury) w okresie, gdy był on stosunkowo wąski, a więc przed wypiętrzeniem się grzbietu czorsztyńskiego. Był to okres optymalny dla powstawania skał macierzystych, gdyż wtedy mogły zaistnieć wszystkie niezbędne czynniki pozwalające na koncentrację materii organicznej w skałach. Panowały wówczas warunki dysaerobowe bądź anoksyczne (Tyszka 1991, 1994), połączone z występowaniem prądów wznoszących (*upwelling*) (Tyszka & Kaminski 1995, Tyszka 1997), panował okres względnego spokoju tektonicznego, a dostawa materiału klastycznego do zbiornika była niewielka. Aaleńskowczesnobajoskie łupki formacji łupków ze Skrzypnego reprezentują utwory zawierające najwięcej substancji organicznej. Formację tą tworzą czarne łupki ilaste ze sferysyderytami, należące według Birkenmajera (1977) do różnych sukcesji pienińskiego pasa skałkowego. Zdaniem obecnych autorów podział na sukcesje nie powinien obejmować skał osadzonych przed powstaniem grzbietu czorsztyńskiego. Według Krobickiego & Wierzbowskiego (2004, 2009) nie ma obecnie żadnych przesłanek, aby sądzić, że istnieje w polskiej części pienińskiego pasa skałkowego ciągle przejście pomiędzy czarnymi łupkami sferysyderytowymi formacji łupków ze Skrzypnego a wapieniami krynoidowymi (formacja wapienia ze Smolegowej czy formacja wapieni z Flaków), reprezentującymi osady powstałe na skłonie grzbietu czorsztyńskiego. Wyraźna luka stratygraficzna oraz gwałtowna zmiana sedymentacji z niedotlenionych utworów toarku, aalenu i najwcześniejszego bajosu na dobrze dotlenioną sedymentację wapienną, wskazuje na bardzo gwałtowne pionowe ruchy tektoniczne

związane z powstaniem tego grzbietu (Krobicki & Wierzbowski 2004, Krobicki 2006, Krobicki & Golonka 2006).

Według K. Górniak i jej współautorów (Górniak *et al.* 2008) cechy litologiczne utworów formacji łupków ze Skrzypnego rejonu Jaworek reprezentują fację łupków normalnych. Środowisko, w jakim powstaje facja łupków normalnych to: położenie granicy między warunkami utleniającymi i redukcyjnymi w obrębie osadu i natlenionych wód nad osadem. W takim środowisku możliwy jest rozwój epifauny i infauny oraz nagromadzenie jej w osadzie. Jednocześnie są to warunki geochemiczne, w których mogą tworzyć się konkrety syderytowe.

## **METODYKA BADAŃ GEOCHEMICZNYCH SKAŁ ZAWIERAJĄCYCH SUBSTANCJĘ ORGANICZNĄ I WYNIKI ANALIZY ROCK-EVAL**

Analizę pirolityczną Rock-Eval wykonano w Zakładzie Geologii i Geochemii Instytutu Nafty i Gazu w Krakowie, stosując aparaturę Rock-Eval – 6 model Standard.

Podstawowymi wielkościami mierzonymi przez Rock-Eval są:

- $S_1$  – zawartość wolnych węglowodorów obecnych w próbce i uwolnionych w trakcie pirolizy w temperaturze 300°C. Wielkość podawana jako  $S_1$  wyrażona jest w mg węglowodorów na g skały;
- $S_2$  – ilość węglowodorów powstałych podczas pierwotnego krakingu kerogenu w temperaturze 300°–650°C. Wielkość ta podawana jako  $S_2$  jest nazywana szczątkowym potencjałem węglowodorowym i wyrażona jest w mg węglowodorów na g skały;
- $S_3$  – ilość  $CO_2$  wydzielana podczas krakingu kerogenu w piecu pirolitycznym, wyrażona w mg  $CO_2$  na g skały;
- $S_4$  – ilość  $CO_2$  wydzielana podczas spalania węgla rezydualnego w piecu oksydacyjnym;
- $T_{max}$  – temperatura  $T_{max}$ , określana w punkcie maksimum piku  $S_2$ , czyli z punktu maksimum generowania węglowodorów;
- RC – zawartość rezydualnego węgla organicznego powstałego w czasie spalania w temperaturze programowanej do 850°C;
- Min C – zawartość węgla mineralnego będąca sumą węgla mineralnego otrzymanego z pirolizy i utleniania.

Powyższe wielkości pomierzone stanowią podstawę do konstrukcji wskaźników wykorzystywanych do oceny materii organicznej obecnej w próbce. Są nimi:

- całkowita zawartość węgla organicznego TOC liczona jako suma wolnych węglowodorów ( $S_1$ ), węglowodorów powstałych podczas krakingu kerogenu ( $S_2$ ) oraz  $CO_2$  powstałego podczas spalania rezydualnego węgla organicznego ( $S_4$ );

- wskaźnik  $S_2/S_3$ ;
- wskaźnik produktywności PI liczony jako  $S_1/S_1+S_2$ ;
- wskaźnik wodorowy HI liczony jako  $S_2/TOC$ , wyrażony w mg węglowodorów na g TOC;
- wskaźnik tlenowy OI liczony jako  $S_3/TOC$ , wyrażony w mg  $CO_2$  na g TOC.

Wszystkie te wielkości i wskaźniki dają pełną charakterystykę badanej substancji organicznej, tzn. określają jej ilość, typ i stopień przeobrażenia. Ilość materii organicznej oznaczana jest jako całkowita zawartość węgla organicznego (TOC).

TOC wspólnie z innymi parametrami, tj.  $S_1$  czy  $S_2$ , pozwala ocenić czy analizowana skała jest skałą potencjalnie macierzystą.

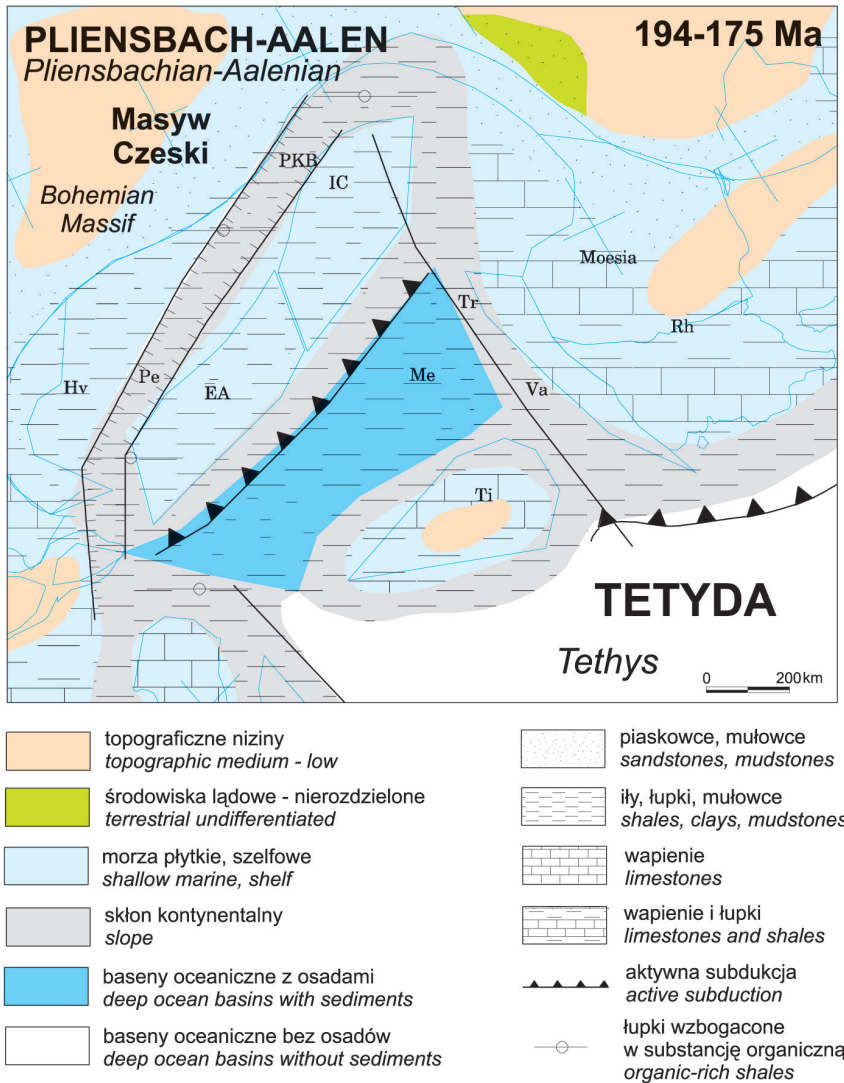
**Tabela (Table) 1**

Wyniki badań pirolitycznych Rock-Eval utworów czarnych łupków formacji łupków ze Skrzypnego pienińskiego pasa skałkowego rejonu Jaworek

*Results of Rock-Eval pyrolysis of black shales of the Skrzypny Shale Formation of the Pieniny Klippen Belt of Jaworki area*

Próbka	$T_{max}$ [°C]	$S_1$ [mgHC/ g skały]	$S_2$ [mgHC/ g skały]	$S_3$ [mgCO <sub>2</sub> / g skały]	PI [ $S_1/$ ( $S_1+S_2$ )]	$S_2/S_3$	PC [%]	RC [%]	TOC [%]	HI [mg HC/g TOC]	OI [mg CO <sub>2</sub> /g TOC]
Biała Woda 1.1	438	0.01	0.28	0.50	0.03	0.56	0.04	0.61	0.65	43	77
Biała Woda 1.2	439	0.02	0.22	0.66	0.08	0.33	0.04	0.43	0.47	47	140
Biała Woda 1.3	438	0.01	0.23	0.61	0.04	0.38	0.04	0.47	0.51	45	120
Baba 3.1	443	0.04	0.82	0.59	0.05	1.39	0.09	0.95	1.04	79	57
Baba 3.2	442	0.04	0.87	0.46	0.04	1.89	0.09	0.91	1.00	87	46
Baba 3.3	443	0.04	0.88	0.44	0.04	2.00	0.09	0.99	1.08	81	41

Wyniki analiz zestawiono w tabeli 1, gdzie zawarto najważniejsze parametry z pirolizy i oksydacji próbek, których lokalizacja przedstawiona jest na figurze 2. W odślonięciach „Biała Woda” i „Baba” występują czarne łupki sferosyderytowe formacji łupków ze Skrzypnego sukcesji czorsztyńskiej (Birkenmajer 1977, 1979, Tyszka 1994, Tyszka & Kaminski 1995). Dla klasyfikacji typu kerogenu wykorzystuje się diagramy klasyfikacyjne, które są zmodyfikowanymi diagramami van Krevelena ujmującymi takie parametry, jak HI-OI oraz HI- $T_{max}$  (Fig. 3, 4).



**Fig. 2.** Paleogeografia basenu protopienińskiego i obszarów przyległych we wczesniej/środkowej jurze (pliensbach-aalen), pozycja płyt litosfery – 194–175 mln lat temu (wg Golonka *et al.* 2005, zmodyfikowane). Skróty: EA – Wschodnie Alpy, Hv – szelf helwecki, IC – Karpaty Wewnętrzne, Me – Ocean Meliata, Moesia – Mezja, PKB – basen protopieniński, Pe – ocean penniński, Rh – Rodopy, Ti – płyta Cisy, Tr – ocean transylwański, Va – ocean Vardaru

**Fig. 2.** Palaeogeography of the proto-Pieniny Basin with surrounding regions in Early/Middle Jurassic time (Pliensbachian-Aalenian), lithospheric plate position – 194–175 Ma (after Golonka *et al.* 2005, modified). Abbreviations: EA – Eastern Alps, Hv – Helvetic shelf, IC – Inner Carpathians, Me – Meliata Ocean, PKB – proto-Pieniny Basin, Pe – Penninic Ocean, Rh – Rhodope, Ti – Tisa, Tr – Transylvanian Ocean, Va – Vardar Ocean

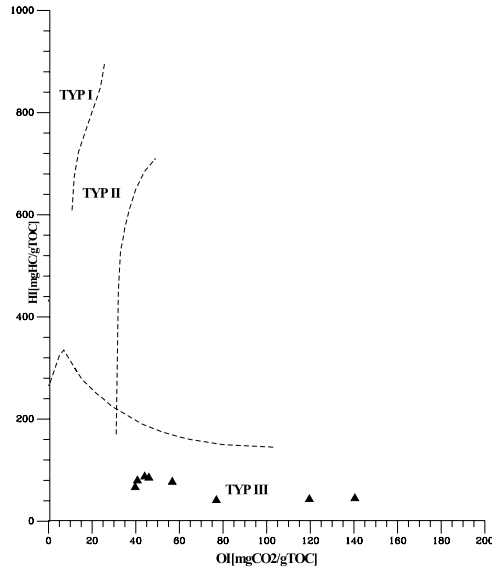


Fig. 3. Klasyfikacja kerogenu na podstawie wyników badań pirolitycznych Rock-Eval

Fig. 3. Organic matter characterization based on Rock-Eval pyrolysis results

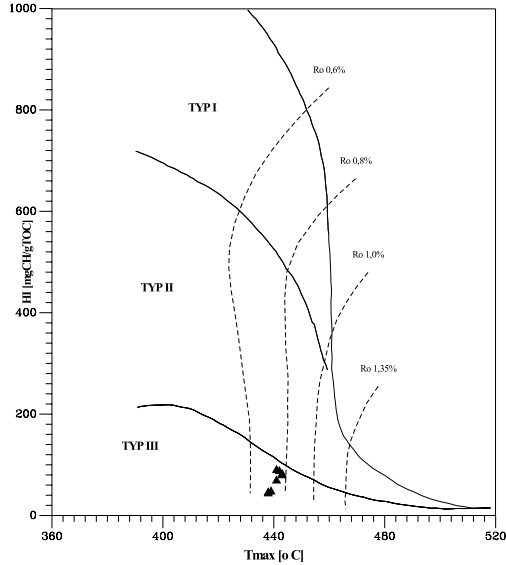


Fig. 4. Klasyfikacja kerogenu na podstawie wskaźników HI i stopnia dojrzałości termicznej szacowanej z  $T_{max}$

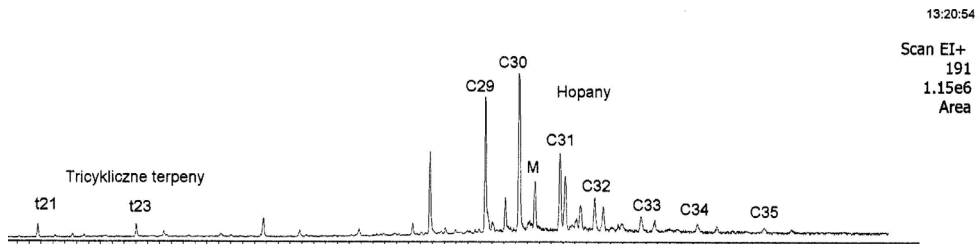
Fig. 4. Organic matter characterization as suggested by the hydrogen index versus maturity estimated from  $T_{max}$



## WNIOSKI

Wszystkie badane próbki charakteryzują się niską zawartością węgla kerogenowego i jednocześnie niskim potencjałem węglowodorowym. Próbki te zawierają typ kerogenu charakteryzujący się stosunkowo wysokim wskaźnikiem tlenowym, albo są to próbki w dużym stopniu zwietrzałe (utlenione). W oparciu o zamieszczone diagramy klasyfikacyjne (Fig. 3, 4) próbki te zawierają III typ kerogenu (ładowy). Według Górnika *et al.* (2008), badających biomarkery łupków formacji łupków ze Skrzypnego, stopień natlenienia kolumny wody podczas ich sedymentacji określa stosunek pristanu do fitanu, który przyjmuje wartości w zakresie 3.07–3.36, co sugeruje typowo tlenowe warunki sedymentacji substancji organicznej, a skład n-alkanów wskazuje na sporą zawartość ładowej materii organicznej. Materia organiczna badanych skał jest mieszanego, ładowo-morskiego pochodzenia z wyraźną przewagą morskiej substancji organicznej (Górnika *et al.* 2008).

Wyniki badań biomarkerów z grupy hopenów i steranów, gdzie obserwowano wysokie zawartości  $C_{29}$  norhopanu,  $C_{31}$  homohopenów i moretanów oraz dominację  $C_{29}$  steranów świadczą o obecności terygenicznego materii organicznej deponowanej w warunkach tlenowych (Fig. 5). W analizowanych próbkach nie stwierdzono obecności innego, bardzo charakterystycznego wskaźnika ładowej materii organicznej a zarazem wskaźnika wieku geologicznego – *oleananu*. *Oleanan* jest diagenetycznym produktem powstałym ze specyficznych związków występujących w żywych roślinach typu angiosperm, których bujny rozkwit przypada na okres środkowej kredy (turon).



**Fig. 5.** Spektrogram masowy m/z 191 ekstraktu bitumicznego z próbki powierzchniowej odsłonięcia Biała Woda

**Fig. 5.** Typical m/z 191 chromatogram for Biała Woda outcrop

Na podstawie badań biomarkerów oszacowano także stopień przeobrażeń termicznych, który dla wszystkich próbek wykazywał wartości równoważne w skali refleksyjności wityrnytu w zakresie 0.65–0.85%, co koresponduje z pomierzonymi wartościami  $T_{max}$ .

Charakter kerogenu i zawartość węgla organicznego sprawia, że badane skały pienińskiego pasa skałkowego nie stanowią dobrej skały macierzystej.

*Praca była finansowana ze środków Komitetu Badań Naukowych w latach 2006–2008 jako projekt badawczy 4 T12B 002 30 „Paleotektoniczne uwarunkowania powstawania skał macierzystych w jurze i wczesnej kredzie Karpat Zewnętrznych” oraz grantu AGH DS nr 11.11.140.447.*

## LITERATURA

- Birkenmajer K., 1970. Przedeoceńskie struktury fałdowe w pienińskim pasie skałkowym Polski. *Studia Geologica Polonica*, 31, 1–77.
- Birkenmajer K., 1977. Jurassic and Cretaceous lithostratigraphic units of the Pieniny Klippen Belt, Carpathians, Poland. *Studia Geologica Polonica*, 45, 1–158.
- Birkenmajer K., 1979. *Przewodnik geologiczny po pienińskim pasie skałkowym*. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa, 1–236.
- Birkenmajer K., 1983. Uskoki przesuwcze w północnym obrzeżeniu pienińskiego pasa skałkowego w Polsce. *Studia Geologica Polonica*, 77, 89–112.
- Birkenmajer K., 1986. Stages of structural evolution of the Pieniny Klippen Belt, Carpathians. *Studia Geologica Polonica*, 88, 7–32.
- Birkenmajer K., 1988. Exotic Andrusov Ridge: its role in plate-tectonic evolution of the West Carpathian Foldbelt. *Studia Geologica Polonica*, 91, 7–37.
- Birkenmajer K. & Wieser T., 1990. Okruchy skał egzotycznych z osadów górnej kredy pienińskiego pasa skałkowego okolic Jaworek. *Studia Geologica Polonica*, 97, 7–67.
- Birkenmajer K., Kozur H. & Mock R., 1990. Exotic Triassic pelagic limestone pebbles from the Pieniny Klippen Belt of Poland: a further evidence for Early Mesozoic rifting in West Carpathians. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 60, 3–44.
- Csontos L. & Vörös A., 2004. Mesozoic plate tectonic reconstruction of the Carpathian region. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 210, 1–56.
- Faryad S.W., 1997. Petrological model for blueschist facies metamorphism in the Pieniny Klippen Belt. W: Grecula P., Hovorka D. & Putiš M. (eds.), *Geological evolution of the Western Carpathians, Mineralia Slovaca – Monograph*, Bratislava, 155–162.
- Golonka J., 2004. Plate tectonic evolution of the southern margin of Eurasia in the Mesozoic and Cenozoic. *Tectonophysics*, 381, 235–273.
- Golonka J., 2005. Mesozoic plate tectonics of the Inner Carpathians – rotational approach. *Geolines*, 19, 42–43.
- Golonka J., 2007. Late Triassic and Early Jurassic palaeogeography of the world. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 244, 297–307.
- Golonka J., & Krobicki M., 2004. Jurassic paleogeography of the Pieniny and Outer Carpathian basins. *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, 110, 5–14.
- Golonka J., Krobicki M. & Tomáš A., 2005. Paleogeografia Karpat centralnych i wewnętrznych – ujęcie rotacyjne. W: Cieszkowski M. & Golonka J. (eds.), *Wapienie organogeniczne i organodetrytyczne w Karpatach Zewnętrznych i ich znaczenie dla rekonstrukcji paleogeograficznych*, *Seminarium naukowe, Kraków 21.04.2005*, 41–45.

- 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., Krobicki M., Oszczytko N., Ślącza A. & Słomka T., 2003. Geodynamic evolution and palaeogeography of the Polish Carpathians and adjacent areas during Neo-Cimmerian and preceding events (latest Triassic – earliest Cretaceous). W: McCann T. & Saintot A. (eds.), Tracing tectonic deformation using the sedimentary record, *Geological Society, Special Publications*, 208, 138–158.
- Golonka J., Gahagan L., Krobicki M., Marko F., Oszczytko N. & Ślącza A., 2006. Plate tectonic evolution and paleogeography of the circum-Carpathian region. W: Golonka J. & Picha F. (eds.), The Carpathians and their foreland: Geology and hydrocarbon resources, *American Association of Petroleum Geologists Memoir*, 84, 11–46.
- Golonka J., Matyasik I., Skupien P., Więclaw D., Waškowska-Oliwa A., Krobicki M., Strzeboński P. & Vašíček Z., 2008. Górnójurajsko-dolnokredowe skały macierzyste w zachodniej części Karpat Fliszowych. *Geologia* (kwartalnik AGH), 34, 3/1, 73–81.
- Górnjak K., Bahranowski K., Gawęł A., Marynowski L. & Szydłak T., 2008. Middle Jurassic black shales (Skrzypny Shale Formation) – paleoenvironmental significance of one of the oldest deposits of the Pieniny Klippen Belt. *Geoturystyka (Geotourism)*, 13, 19–24.
- Krobicki M., 2006. Field trip A – From Tethyan to Platform Facies. Outer Carpathians. Stop A5 – Falsztyn – Czorsztyn Succession (Aalenian-Bajocian). W: Wierzbowski A., Aubrecht R., Golonka J., Gutowski J., Krobicki M., Matyja B.A., Pieńkowski G. & Uchman A. (eds), Jurassic of Poland and adjacent Slovakian Carpathians, Field trip guidebook, 7<sup>th</sup> International Congress on the Jurassic System, Krakow (Poland) 6–18.09.2006, 39–41.
- Krobicki M. & Golonka J., 2006. Field trip A – From Tethyan to Platform Facies. Pieniny Klippen Belt. W: Wierzbowski A., Aubrecht R., Golonka J., Gutowski J., Krobicki M., Matyja B.A., Pieńkowski G. & Uchman A. (eds), Jurassic of Poland and adjacent Slovakian Carpathians, Field trip guidebook, 7<sup>th</sup> International Congress on the Jurassic System, Krakow (Poland) 6–18.09.2006, 15–22.
- Krobicki M. & Olszewska B., 2005. Urganian-type microfossils in exotic pebbles of the Late Cretaceous and Palaeogene gravelstones from the Sromowce and Jarmuta formations (Pieniny Klippen Belt, Polish Carpathians). *Studia Geologica Polonica*, 124, 215–235.
- Krobicki M. & Wierzbowski A., 2004. Pozycja stratygraficzna i paleogeograficzne znaczenie bajoskich wapieni krynoidowych w ewolucji pienińskiego basenu skałkowego. *Tomy Jurajskie*, 2, 69–82.
- Krobicki M. & Wierzbowski A., 2009. Śródkowojurajskie wapienie bulaste sukcesji czertezickiej pienińskiego basenu skałkowego Polski – fakty i kontrowersje. *Przegląd Geologiczny*, 57, 7, 600–606.

- Krobicki M., Poprawa P. & Golonka J., 2006. Wczesnojurajsko-późnokredowa ewolucja basenu pienińskiego pasa skałkowego w świetle analizy subsydencji tektonicznej. W: Oszczypko N., Uchman A. & Malata E. (eds), *Rozwój paleotektoniczny basenów Karpat Zewnętrznych i pienińskiego pasa skałkowego*, Instytut Nauk Geologicznych UJ, Kraków, 165–178.
- Krobicki M., Kruglov S.S., Matyja B.A., Wierzbowski A., Aubrecht R., Bubniak A. & Bubniak I., 2003. Relation between Jurassic klippen successions in the Polish and Ukrainian parts of the Pieniny Klippen Belt. *Mineralia Slovaca*, 35, 1, 56–58.
- Maksym A., Baszkiewicz A., Gregosiewicz Z., Liszka B. & Zdanowski P., 2001. Środowiska sedimentacji i właściwości zbiornikowe utworów najwyższej jury i kredy dolnej rejonu Brzegówka-Zagorzyce na tle budowy geologicznej S części zapadliska przedkarpackiego. *Przegląd Geologiczny*, 49, 5, 401–407.
- Márton E., Mastella L. & Tokarski, A.K., 1999. Large counterclockwise rotation of the Inner West Carpathian Paleogene Flysch – evidence from paleomagnetic investigation of the Podhale Flysch (Poland). *Physics and Chemistry of the Earth (A)*, 24, 645–649.
- Márton E., Vass D. & Tünyi I., 1996. Rotation of the south Slovak Paleogene and Lower Miocene rocks indicated by paleomagnetic data. *Geologica Carpathica*, 47, 31–41.
- Márton E., Vass D. & Tünyi I., 2000. Counterclockwise rotations of the Neogene rocks in the East Slovak Basin. *Geologica Carpathica*, 51, 159–168.
- Matyja B.A., 2009. Development of the Mid-Polish Trough versus Late Jurassic evolution in the Carpathian Foredeep area. *Geological Quarterly*, 53, 1, 49–62.
- Matyszkiewicz J., Olszewska B., Krobicki M. & Golonka J., 2004. Ewolucja późnojurajskiej platformy węglanowej na podstawie badań egzotyków z utworów paleocenu warstw jarmuckich (pieniński pas skałkowy, jednostka Grajcarka). W: Krobicki M. (Ed.), *Egzotyki karpackie – znaczenie w rekonstrukcjach paleogeograficznych, Ogólnopolskie seminarium, Kraków 13.12.2004*, 33–35.
- Schlögl J., Rakús M., Krobicki M., Matyja B.A., Wierzbowski A., Aubrecht R., Sitár V. & Józsa Š., 2004. Beňatina Klippe – lithostratigraphy, biostratigraphy, palaeontology of the Jurassic and Lower Cretaceous deposits (Pieniny Klippen Belt, Western Carpathians, Slovakia). *Slovak Geological Magazine*, 10, 4, 241–262.
- Tomasz A., Olszewska B., Golonka J., Cieszkowski M. & Krobicki M., 2004. Devonian exotics in the Pieniny Klippen Belt and their significance for the late Paleozoic tectonic reconstructions of the West Carpathians. *Geolines*, 17, 93–94.
- Tyszka J., 1991. Palaeoenvironment of basinal Middle Jurassic carbonates, Pieniny Klippen Belt, Carpathians. *Bulletin of the Polish Academy of Sciences, Earth Sciences*, 39, 3, 231–251.
- Tyszka J., 1994. Response of Middle Jurassic benthic foraminiferal morphogroups to disoxic/oxic conditions in the Pieniny Klippen Basin, Polish Carpathians. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 110, 55–81.

- Tyszka J., 1997. *Miliammina gerochi* n.sp. – a Middle Jurassic rzehakinid (Foraminiferida) from quasi-anaerobic biofacies. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 67, 355–364.
- Tyszka J. & Kaminski, M.A., 1995. Factors controlling the distribution of agglutinated foraminifera in Aalenian-Bajocian dysoxic facies (Pieniny Klippen Belt, Poland). W: Kaminski M.A., Geroch S. & Gasiński M.A. (eds), *Proceedings of the Fourth International Workshop on Agglutinated Foraminifera, Krakow (Poland) 12–19.09.1993*, Grzybowski Foundation Special Publication, 3, 271–291.
- Withjack M.O., Schlische R.W. & Olsen P.O., 1998. Diachronous rifting, drifting, and inversion on the passive margin of central eastern North America: an analog for other passive margins. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 82, 817–835.
- Zdanowski P., Baszkiewicz A. & Gregosiewicz Z., 2001. Analiza facjalna utworów najwyższej jury i kredy dolnej rejonu Zagorzyc. *Przegląd Geologiczny*, 49, 2, 161–178.
- Złonkiewicz Z., 2009. Profil keloweju i górnej jury w niecce Nidy. *Przegląd Geologiczny*, 57, 6, 521–530.