

Piotr S. Dziadzio, Irena Matyasik

Instytut Nafty i Gazu – Państwowy Instytut Badawczy

Środowisko sedymentacji i korelacja geochemiczna dolnooligocenских utworów z obrębu jednostek dukielskiej i grybowskiej

Celem pracy była interpretacja środowisk depozycji utworów dolnego oligocenu, nazywanych warstwami podgrybowskiemi i grybowskiemi, z obrębu tzw. jednostki grybowskiej występujących w oknach tektonicznych Grybowa i Ropy oraz porównanie i wzajemne skorelowanie ich z warstwami menilitowymi z obrębu jednostki dukielskiej (*ss.*) z rejonu Dukli i Tylawy. Wyniki zostały oparte na badaniach sedymentologicznych i geochemicznych (Rock-Eval, biomarkery) uzupełnionych badaniami biostratygraficznymi, w celu określenia ich pozycji stratygraficznej. Wskazują one na odmienne warunki ich powstania niż dotychczas przyjmowano w wielu publikacjach, szczególnie w kontekście głębokości oligocenского basenu sedymentacyjnego Karpat, i dają kolejne argumenty do zmiany poglądów na jego ewolucję. Przeprowadzone badania wskazują na znaczne podobieństwo litologiczne i dużo mniejsze podobieństwo geochemiczne warstw występujących w oknach tektonicznych do tych z obrębu jednostki dukielskiej (*ss.*). Główny powód różnicy wynika z ich stopnia pogrzebania i z wyższego zaangażowania tektonicznego warstw występujących w oknach tektonicznych, które weszły w fazę generowania węglowodorów i je wygenerowały. Niewielkie ilości ropy naftowej nadal są w ich obrębie zakumulowane.

Słowa kluczowe: Karpaty, jednostka grybowska, jednostka dukielska, warstwy menilitowe, warstwy podgrybowskie i grybowskie, środowisko sedymentacji, korelacja geochemiczna, biomarkery.

Sedimentary environment and geochemical correlation of the Oligocene deposits from the Dukla and Grybow units

The aim of the work was to interpret the depositional environments of the Lower Oligocene Subgrybow and Grybow beds from the Grybow Unit, which are present in Grybow and Ropa tectonic windows, as well as the comparison and correlation between them and Menilite Beds from the Dukla Unit (*ss.*) in the area of Dukla and Tylawa. The results, based on sedimentological and geochemical studies (Rock Eval, biomarkers) supplemented by the biostratigraphic studies conducted to determine their stratigraphic position, show, that their origin differs from that presented in many previous papers, especially in the context of the depth of the Carpathian Oligocene sedimentary basin. They also provide some new arguments for revision views on its evolution. The results of research, show their lithological similarity, but to a lesser extent the geochemical similarity of beds occurring in tectonic windows and those in the area of the Dukla Unit (*ss.*). The main reason for such a difference is due to their different degree of burial maturation and tectonic evolution. Rocks from the tectonic windows were in the hydrocarbon generation window and generated hydrocarbons. Small amounts of crude oil are still being accumulated within them.

Key words: Carpathians, Grybow Unit, Dukla Unit, Menilite Beds, Subgrybow Beds, Grybow Beds, sedimentary environment, geochemical correlation, biomarkers.

Jednostki dukielska i grybowska – informacje ogólne

Utwory budujące jednostkę dukielską są wieku od górnej kredy po oligocen i odsłaniają się na powierzchni we wschodniej części polskich Karpat, głównie między Duklą a Wetliną (rysunki 1, 2). Jednostka ta ku zachodowi stopniowo cho-

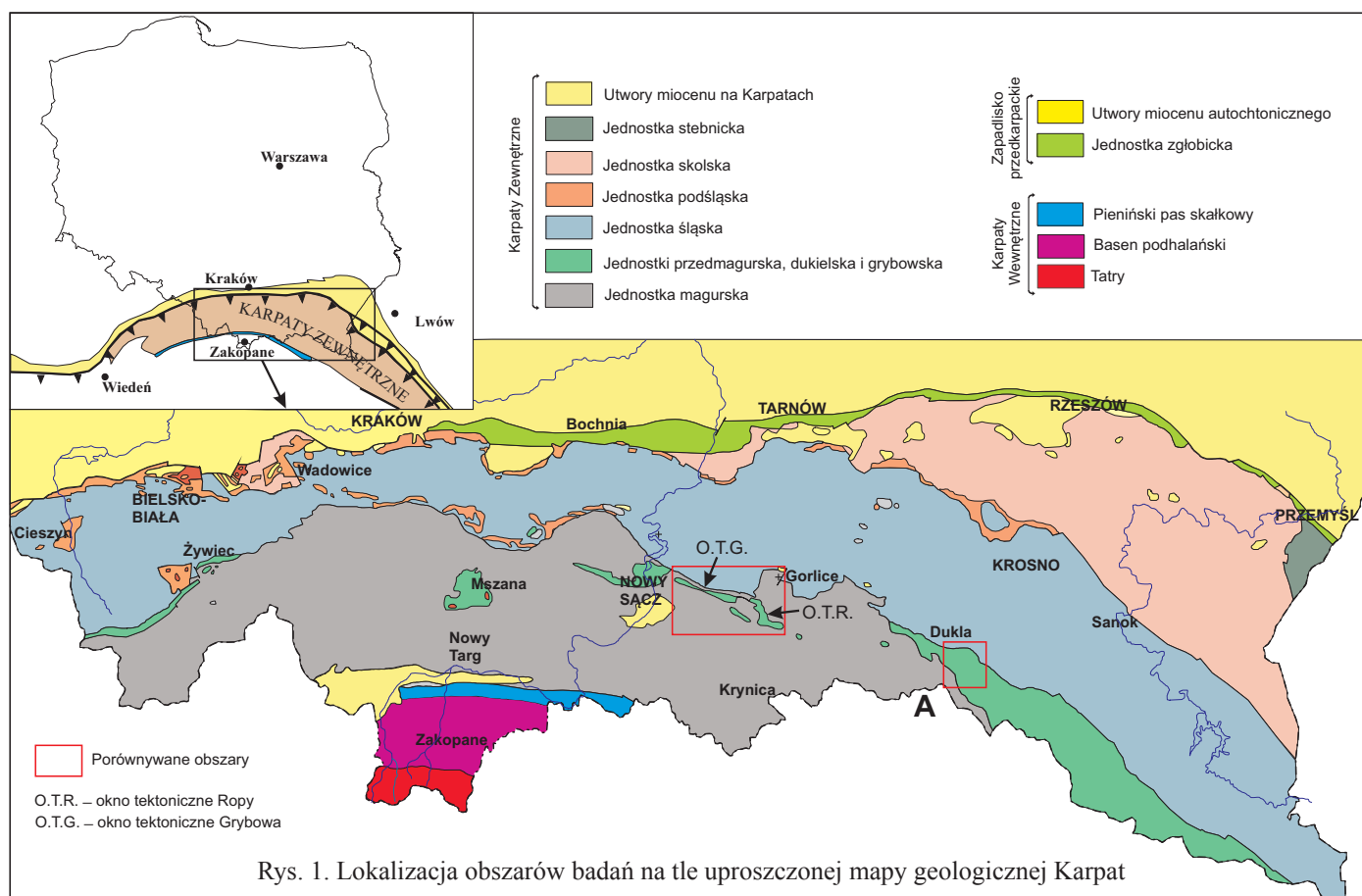
wa się pod jednostką magurską i jedynie prawdopodobnie jej występowanie wiąże się z oknami tektonicznymi. Kolejno od SE ku NW są to: okno Smilna (na Słowacji) okno Świątkowej, okna Odernego, Ropy, Grybowa, Klęczan, Obidowej–Słopnic,

Szczawy, Mszany Dolnej. Utwory odsłaniające się w oknach tektonicznych są często nazywane utworami jednostki grybowskiej (okiennej, lub Ropy–Pisarzowej) czy Obidowej–Słopnic. Następnie jednostka dukielska została wyróżniona pomiędzy Ślemieniem a Istebną [42, 43], gdzie tworzy wąski pas utworów wieku od dolnej kredy do oligocenu. Najdalej na południe w części zachodniej najprawdopodobniej jednostka ta została rozpoznana wiertniczo w rejonie Soli [42, 43], chociaż występujące tam utwory są przez przemysł naftowy zaliczane do jednostki śląskiej. Tutaj podobnie jak w przypadku okien tektonicznych wyróżniana jest przez różnych autorów zarówno jednostka dukielska (ss.), jak też jednostka grybowska, gdzie rozpoznano również najstarsze znane utwory wieku dolnokredowego [39, 42, 43].

Okna tektoniczne mają szczególne znaczenie dla geologii, gdyż pokazują zarówno charakter litofacjalny, jak też styl tek-

toniczny, którego zrozumienie i interpretacja mają szczególne znaczenie przy poszukiwaniach złóż węglowodorów. W nich odsłaniają się głównie utwory wykształcone w różnych facjach wchodzących w skład warstw menilitowych, np. marglistej, ilastej, ilasto-mułowcowej czy klasycznych łupków menilitowych. Facje te często są wyróżniane jako odrębne wydzielienia litologiczne, np. margle/łupki grybowskie, cergowskie [26–29, 40, 41, 47, 49, 59–61].

Porównując wykształcenie litofacjalne tych utworów w obu obszarach, można dopatrzeć się pewnych różnic, wynikających głównie z faktu, że utwory w strefach okien tektonicznych w stosunku do tych występujących we wschodniej części podlegały wieloetapowym procesom tektonicznym. Są one mocniej wewnętrznie stektonizowane i sfałdowane, co może być spowodowane większym ich pogrzebaniem tektonicznym, na co wskazuje również ich dojrzałość termiczna.



Rys. 1. Lokalizacja obszarów badań na tle uproszczonej mapy geologicznej Karpat

Litostratygrafia

Jako podstawową literaturę dotyczącą jednostki dukielskiej (ss.) wykorzystano prace Ślączi [51–57] i Koszarskiego [25]. Przyjęto, że następstwo litostratygraficzne jest takie jak na rysunku 2, który jest kompilacją zebranych dostępnych informacji litostratygraficznych i stratygraficznych (z cytowanych prac) oraz prac [26–28, 42, 43, 47, 49] dotyczących

stref okiennych z odsłaniającymi się w nich utworami dolnego oligocenu.

W oknach tektonicznych utwory oligocenu rozpoczynają się tzw. marglami globigerynowymi [47, 48] z pogranicza eocenu i oligocenu. Margle są litologicznie podobne do tych znanych z jednostki śląskiej, jednak w tym obszarze w górnej

ich części występują przewarstwienia z tzw. warstwami grybowskiemi. W ich niższej części zdarzają się kilku-, kilkunastocentymetrowej grubości warstwy drobnoziarnistych piaskowców. Wyżej w profilu wyróżniane są margle podgrybowskie [18, 27, 28, 47, 48]. Są to czarne, brązowoszare i popielate margle o sierpowatym przełamie. Zawierają cienkie wkładki piaskowców typu krośnieńskiego oraz czarnych łupków grybowskich. Wśród tych margli spotykane są grube ławice drobnoziarnistych piaskowców.

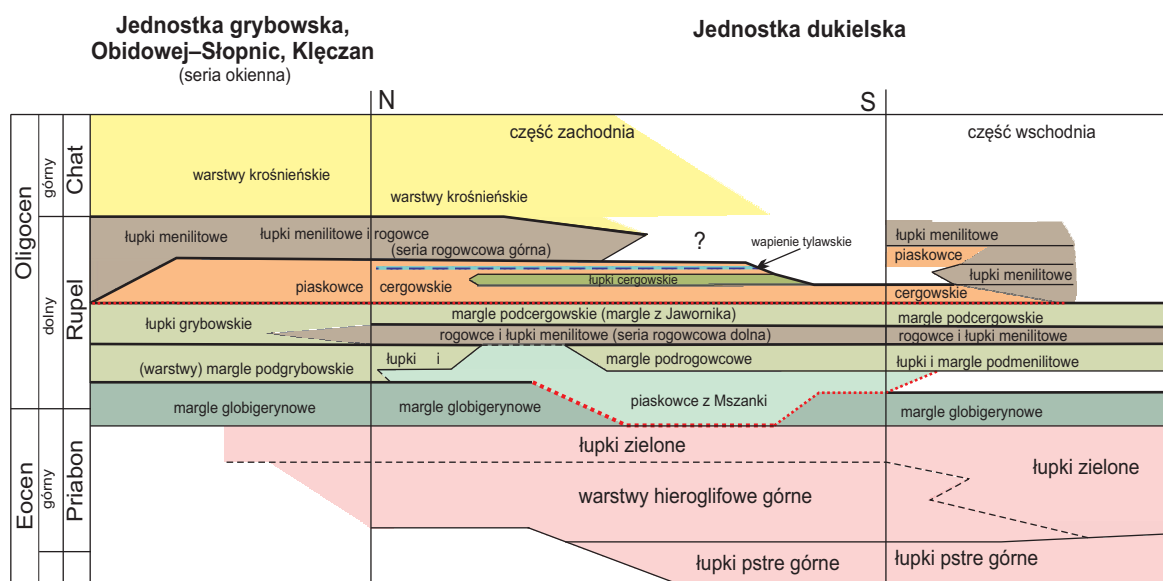
Kolejno wyróżniane są warstwy grybowskie oraz łupki menilitowe [27, 28, 48]. Są to czarne, płytowo rozpadające się łupki (w różnym stopniu wapniste), iłowce, mułowce i mułowce zapiaszczone. Wśród nich spotykane są różnej grubości warstwy piaskowców o różnym typie, generalnie zbliżonym do piaskowców cergowskich. Również w ich obrębie występują typowe cienko łupujące się łupki menilitowe. Szczególnie często, w górnej części profilu, towarzyszą one poziomom ankerytowym.

W najwyższej części profilu w obrębie łupków marglistych występują poziomy rogowców oraz stopniowo pojawiają się cienkie warstwy piaskowców typu krośnieńskiego (cergowskie). Rogowce są również obecne w obrębie warstw krośnieńskich w oknie Grybowa [27, 48]. Łączna miąższość, jak podaje Sikora [47], utworów oligocenu w jednostce okiennej sięga 220÷280 m, a według Paula [40] jest to około 300 m. W oknie Grybowa ich miąższość szacuje się na około 150÷200 m (np. [2, 28]).

Utwory oligocenu w jednostce dukielskiej są bardziej zróżnicowane facjalnie niż ich odpowiedniki w jednostce śląskiej czy magurskiej. Ich miąższość jest szacowana na około 1000÷1200 m. Dotychczasowe wyniki badań jednostki dukielskiej zawarte są w wielu pracach, jednak jako pewne syn-

tetyczne opracowania wraz z podaniem możliwej interpretacji rozwoju tzw. paleobasenu dukielskiego można znaleźć w pracach Ślączi [24, 25, 52, 54, 57].

Profil stratygraficzny (rysunek 2) w części wschodniej (w rejonie Dukli) rozpoczyna się również od margli globigerynowych [52]. Powyżej występują warstwy menilitowe, a co jest charakterystyczne dla tego rejonu, są one obecne w formie dwóch horyzontów łupków bitumicznych i margli menilitowych z rogowcami (dolny i górny) rozdzielonych przez kompleks warstw cergowskich – litologicznie przypominających warstwy krośnieńskie. Szczegółowo warstwy menilitowe w jednostce dukielskiej zostały podzielone na pięć zasadniczych typów litologicznych (facjalnych) [52]: (1) łupki i margle podrogowcowe z piaskowcami z Mszanki, miąższości od kilku do kilkuset metrów, (2) serię rogowcową dolną o miąższości od kilkunastu do około 100 m, (3) margle podcergowskie wyróżnione przez Ślączkę [56], nazwane później marglami z Jawornika [57], o miąższości powyżej 150 m, (4) piaskowce i łupki cergowskie (mięszczy kompleks gruboławicowych węglanowych piaskowców cergowskich przelawicający się z marglami, sporadycznie brunatnymi łupkami [58, 62]. W części N jednostki dukielskiej mają one miąższość powyżej 350 m [58], lokalnie 500 m [25]. W kierunku SW ich miąższość spada aż do ich wyklinowania, gdzie zastępowane są łupkami cergowskimi z cienkimi interkalacjami piaskowców, (5) łupki menilitowe z rogowcami (górne), miąższości około 300÷350 m. W strefie diachronicznego przejścia pomiędzy warstwami cergowskimi a górnymi łupkami menilitowymi występuje poziom korelacyjny tzw. wapieni tylawskich [19, 25], (6) warstwy przejściowe o cechach zarówno warstw menilitowych, jak i krośnieńskich, o miąższości około 100÷300 m.



Rys. 2. Tabela litostratygiczna jednostki dukielskiej – kompilacja wydzielen z obrębu wszystkich wydzielonych jednostek niższego rzędu w obrębie jednostki dukielskiej. Na podstawie [24, 25, 40, 42, 43, 52, 54, 57]

Wybrane aspekty sedymentologiczne i określenie środowiska sedymentacji

W materiale skalnym zarówno z jednostki dukielskiej jak i grybowskiej (okiennej) wyróżnić można kilka charakterystycznych facji. Ich charakter łatwo jest opisać krótkimi nazwami, które oddają zasadnicze cechy osadowe [10]. Są to następujące facje:

- czarne (ciemnobrązowe) margle i iłowce słabo wapniste,
- szare margle i ciemno-szarobrązowe iłowce wapniste,
- łupki menilitowe (bezwapniste lub bardzo słabo wapniste) i rogowce,
- ankeryty,
- czarne mułowce i mułowce zapiaszczone,
- piaskowce różnoziarniste,
- heterolity piaskowcowe,
- wapienie i wapienie laminowane.

Wymienione facje obserwowane są w odsłonięciach, jednak nie posiadają wskaźnikowych cech, na których podstawie można określić ich warunki sedymentacji w sposób jednoznaczny. Jedynie w obrębie jednostki dukielskiej występu-

jące tam facje piaskowcowe, poza obecnymi w ich obrębie górnymi interwałami sekwencji Boumy (które nie są diagnostyczne), zawierają struktury o charakterze kopułowego warstwowania przekątnego. Najlepiej rozwinięte tego typu struktury, którym towarzyszą riplemarki symetryczne, niewątpliwie o falowej genezie, występują w wyższej części omawianego profilu w obrębie dolnej części warstw cergowskich (fotografie 1, 2), podobnie jak i w obrębie innych utworów tego wieku w centralnej części Karpat [11, 14]. Ich obecność tam pozwala na określenie głębokości basenu sedymentacyjnego na szelf wewnętrzny, nie głębiej jednak niż około 50 m (np. [7, 8, 36]) powyżej sztormowej podstawy falowania.

W tej części profilu jednostki dukielskiej w obrębie facji wapieni i wapieni laminowanych (wapieni tylawskich) występują dotychczas nieopisywane riplemarki symetryczne oraz w ich stropie – riplemarki symetryczne o milimetrowej amplitudzie (fotografia 3). Riplemarki te (ang. *rolling grain ripples*) [1, 3, 37, 45, 46] są związane z ruchem oscylacyjnym wody, czyli



Fot. 1. Warstwa bardzo drobnoziarnistego piaskowca z kopułowym warstwowaniem przekątnym. Tylawa, jednostka dukielska (Fot. P. S. Dziadzio)



Fot. 2. Riplemarki symetryczne ponad kopułowym warstwowaniem przekątnym w obrębie piaskowców cergowskich. Tylawa, jednostka dukielska (Fot. P. S. Dziadzio)

falowaniem, i rozwijają się najczęściej na płaskiej powierzchni w płytkich zbiornikach sedymentacyjnych. Podobne rezultaty w zakresie środowiska sedymentacji tej facji z obrębu łupków menilitowych dają też wyniki analiz nanoplanktonu wapiennego [14,16, 17], co stoi w sprzeczności z koncepcją o ich głębokowodnym, pelagicznym pochodzeniu [19].

W obrębie jednostki okiennej niektóre grubsze warstwy na spągowych powierzchniach zawierają różne zespoły bioturbacji. Powierzchnie te są często bardzo mocno zbioturbowane (fotografie 4, 5). Wśród nich najprawdopodobniej występują: *Helminthopsis* (ichnofacja: *Cruziana*) i *Scolicia* (ichnofacje: *Cruziana*, *Zoophycos*, *Nereites*), *Ophiomorpha/Thalassinoides* (ichnofacje: *Cruziana*, *Scolithos*), *Arenicolites* (ichnofacje: *Cruziana*, *Scolithos*), *Bergaueria* (ichnofacja: *Scolithos*), *Planolites* (praktycznie wszystkie ichnofacje).

Wszystkie te typy bioturbacji (zespołów ichnofacjalnych) znane są z odsłoneń karpackich z utworów różnego wieku, ale generalnie są interpretowane jako charakterystyczne dla głębokowodnych środowisk turbidytowych [63]. Jednak wiele nowszych prac zdecydowanie przypisuje je do płytszych stref sedymentacji. Nie wyklucza się jednak ich współwystępowania w różnych innych ichnofacjach (np. [31]) lub też współwystępowania w różnych zespołach facjalnych rozwijających się np. z tzw. upadem depozycyjnym. Zatem jedynie niektóre cechy facji piaskowcowych wnoszą pewne elementy, na podstawie których można próbować wnioskować o środowisku sedymentacji poprzez obecność w nich skamieniałości śladowych czy struktur sedymentacyjnych. Wszystkie te cechy wskazują jednak na ich powstanie w płytkich i bardzo płytkich środowiskach sedymentacji.

Również facje węglanowe nie wykazują charakterystycznych cech sedymentologicznych, dodatkowo ich struktura jest mocno zatarta przez procesy tektoniczne (głównie w obrębie jednostki okiennej). Środowiska sedymentacji utworów węglanowych to cały zespół możliwości interpretacyjnych. Dlatego interpretację tych facji mogą wesprzeć wyniki badań geochemicznych i częściowo biostratygraficznych.

Na przykład tzw. margle podcergowskie (margle z Jawornika), które mogą stanowić odpowiednik tzw. warstw grybowskich



Fot. 3. Riplemarki oscylacyjne na stropowej powierzchni wapieni tylawskich. Tylawa, jednostka dukielska (Fot. P. S. Dziadzio)



Fot. 4. Spągowa powierzchnia piaskowca typu cergowskiego. Widoczne bioturbacje to prawdopodobnie *Ophiomorpha/Thalassinoides*? Okno tektoniczne Ropy (Fot. P. S. Dziadzio)



Fot. 5. Spągowa powierzchnia piaskowca typu cergowskiego. Złożona ichnostruktura z *Helminthopsis*? i *Scolicia* i prawdopodobnie *Phycosiphon*? Okno tektoniczne Ropy (Fot. P. S. Dziadzio)

(rysunek 2), współwystępują z dolomitami żelazistymi (ankerytami). Ich krzemionkowy charakter może być wynikiem zarówno pierwotnych, jak i wtórnych procesów diagenetycznych

(np. [15, 50]). Einsele [15] jednak podaje, że w klimacie suchym wody lagunowe stają się hipersalinarne i zawierają wysoką koncentrację soli. Jeżeli siarczan wapnia jest wytrącany, to stosunek Mg/Ca w solance znacznie przekracza normalny stosunek w wodzie morskiej (wynosi on przeciętnie: Mg/Ca = 5,2) i wówczas następuje dolomityzacja. W wielu próbach z obrębu facji węglanowych i dolomitycznych występują duże ilości kryształów (zarówno mono-, jak i polikryształów) gipsu (średnicy najczęściej 1÷3 mm, rzadziej drobniejsze), które raczej mają pierwotny charakter. Może to wskazywać, że dochodziło tam właśnie do takiego procesu, a to wskazuje raczej na hipersalinarnie płytkowodne środowisko ich depozycji, co częściowo znajduje odzwierciedlenie w składzie biomarkerów (por. niżej).

W warunkach hipersalinarnych następuje również rozpuszczanie opalowych elementów szkieletowych, które później jako krzemionka są strącane i tworzą czerty (rogowce).

Interpretacja ta przybliżyła do określenia warunków powstania poziomów dolomitycznych i krzemionkowych jako płytkowodnych (lagunowych?), na co wskazują również wcześniejsze badania (głównie geochemiczne) [9, 14]. Podobne przykłady opisywane są z płytkowodnych ewaporatowych (zamkniętych) środowisk sedymentacji (np. [59]). Warstwowe rogowce (czerty) mogą powstawać także w wyniku kom-

pakcji i rekrystalizacji bogatych w krzemionkę osadów biogenicznych składających się z jednokomórkowych organizmów (radiolarie i okrzemki) lub pozostałości igieł gąbek, zarówno w morskim, jak i jeziornym środowisku sedymentacji. Podczas diagenety krzemionka w osadzie ulega przemianom z opalu-A przez opal-CT do mikrokrystalicznego kwarcu, jaki buduje właściwe czerty/rogowce [20, 38, 44]. W związku z tym skały te mogą zawierać czasami opal-CT. Również krzemionka pochodząca z utworów wulkanicznych, roztworów hydrotermalnych i diagenety minerałów ilastych może przyczynić się do powstawania facji krzemionkowych [5, 21].

Sedymentacja skał krzemionkowych może mieć zatem miejsce zarówno w płytkich zbiornikach szelfowych, płytkich morzach epikontynentalnych, środowiskach supratidalnych (nadpływowych), środowiskach lądowych, jak i głębokowodnych (np. wzdłuż paleobrzegów kontynentalnych i związanych z równinami abisalnymi), ale te ostatnie najczęściej nie zachowują się, gdyż ulegają np. subdukcji (np. [4]). Te głębokowodne, choć tak są interpretowane, nie mają jednak jednoznacznej interpretacji, gdyż nie są znane ze współczesnych środowisk sedymentacji (np. [22, 23]), a ich występowanie jest często związane z sedymentacją pelagiczną i sedymentacją towarzyszącą seriom ofilitowym [22].

Badania geochemiczne

Pierwsze badania geochemiczne z obrębu warstw menilitowych jednostki dukielskiej zostały wykonane przez P. Dziadzio z zespołem [12]. W celu uszczegółowienia uzyskanych wówczas wyników charakterystyce geochemicznej poddano różne facje z obrębu warstw menilitowych z jednostki dukielskiej (ss.). Wykonano analizy 37 próbek w zakresie: pirolizy Rock-Eval (oznaczono ilość substancji organicznej, wielkość potencjału generacyjnego, stopień ewolucji termicznej), a z 10 próbek otrzymano ekstrakty bitumiczne, w których określono skład frakcyjny, skład homologiczny

n-alkanów oraz izoprenoidów, a także biomarkerów frakcji nasyconej i aromatycznej.

Z obrębu jednostki okiennej badaniom pirolitycznym poddano 25 próbek skał, a badaniom w zakresie występowania w nich biomarkerów – 16 próbek (w tym jedną tzw. martwą ropę). Wyniki uzupełniono o analizę biomarkerów z ropy naftowej występującej w serii łupków menilitowych w oknie tektonicznym Ropy. Do wykonania wspomnianych analiz wykorzystano metodykę opracowaną i opisaną przez I. Matyasik [30, 32–35] i stosowaną w INiG – PiB.

Wyniki korelacji

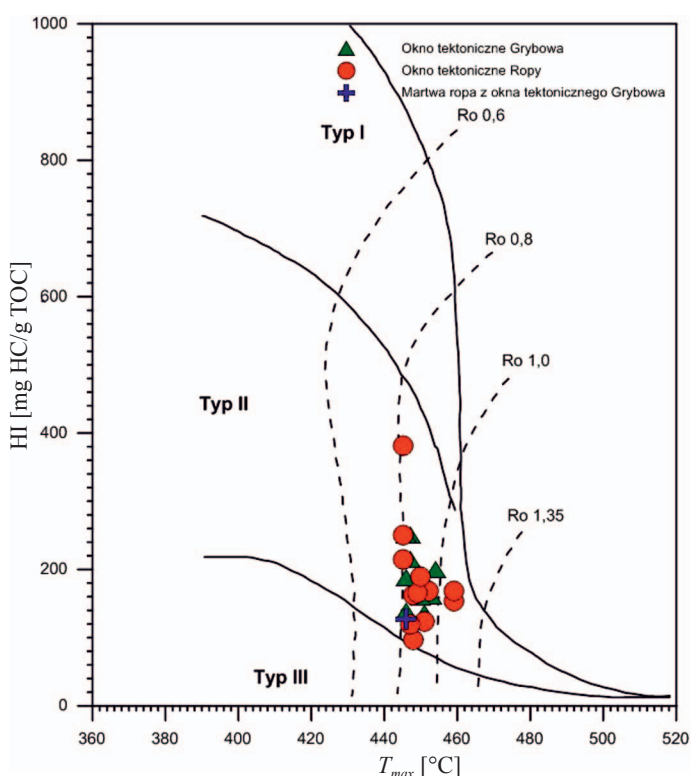
Analiza biomarkerów w próbkach warstw menilitowych z jednostki dukielskiej i okiennej była rozpatrywana w zakresie interpretacji cech genetycznych i odpowiadających za środowisko ich sedymentacji oraz oceny w zakresie zaawansowania przemian termicznych. Temperatura i czas to główne czynniki, które wywołują zmiany w konfiguracji stereochemicznej specyficznych związków (*vide*: Matyasik [32]), co może być przyczyną braku niektórych biomarkerów.

Na podstawie badań pirolitycznych określono, że warstwy menilitowe z jednostki dukielskiej (ss.) odznaczają się zmiennym potencjałem genetycznym (S_2 w zakresie od 3,06 mg HC/g

skały do maksymalnych wartości 49,76 mg HC/g skały) w łupkach menilitowych spod serii rogowcowej dolnej. W rejonie Dukli wskaźnik Pr/Ph jest w zakresie od 0,94 do 1,74, co wskazuje na niskotlenowe warunki ich sedymentacji.

W jednostce okiennej natomiast wartości potencjału generacyjnego są w zakresie od 1,05 mg HC/g skały do 28,95 mg HC/g skały (potok Strzylawka, okno tektoniczne Grybowa). Próbki z tego okna, badane również wcześniej [13], charakteryzują się wysoką zawartością substancji organicznej (TOC 1,43÷6,82%) i stosunkowo niskimi wartościami HI (109÷250 mg HC/g TOC), implikowanymi wysokim

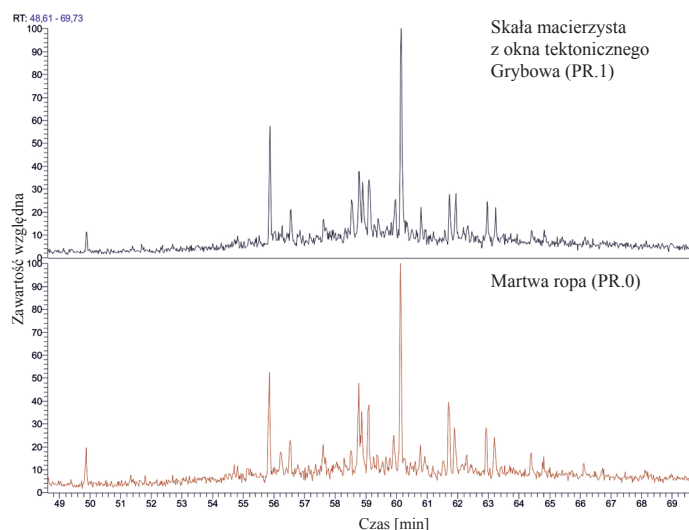
poziomem ewolucji termicznej (T_{max} w zakresie 450÷454°C). Takie wartości parametrów kwalifikują substancję organiczną do typu II (sapropelowo-humusowego), mającego właściwości ropotwórcze (rysunek 3). Dodatkowo badania geochemiczne wskazały, że skały te zawierają substancję organiczną (algi i fragmenty mikrospor) zdeponowaną w środowisku tlenowym, która ulegała destrukcji przy udziale bakterii podczas sedymentacji. Potwierdzeniem wyższej tlenowości tego środowiska jest stosunek Pr/Ph w zakresie 1,82 do 3,27 przy jednocześnie wyższym udziale substancji typu lądowego, co potwierdzają wyniki badań biomarkerów.



Rys. 3. Diagram klasyfikacyjny do oceny typu kerogenu i dojrzałości termicznej badanych próbek na podstawie współzależności wskaźników HI– T_{max}

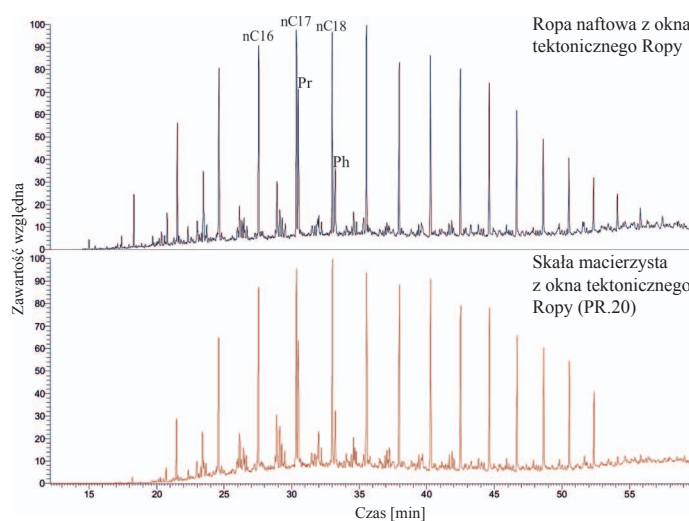
Z punktu widzenia geochemicznego skały w rejonie Ropy i Grybowa należą do dobrych skał macierzystych, podobnie jak i te występujące w rejonie Dukli i Tylawy, ale ich poziom ewolucji termicznej jest bardziej zaawansowany, równoważny fazie generowania węglowodorów ciekłych. Fakt ten potwierdzają zarówno parametry z pirolizy, jak i skład biomarkerów, w których zostały osiągnięte stany równowagowe wśród stereoizomerów homohopanolów, jak i wśród stereoizomerów steraanów. Podobnie we frakcji aromatycznej obliczone wskaźniki ze składu metylofenantrenów osiągają wartości R_{c1} w zakresie 0,64÷0,77%, co również potwierdza zaawansowane procesy termokatalitycznej generacji węglowodorów ciekłych (rysunek 3). Stwierdzono także bardzo dobrą korelację, na podstawie biomarkerów, pomiędzy próbką tzw. martwej ropy (prób-

ka pobrana z okna tektonicznego Grybowa) a skałami macierzystymi występującymi w tym oknie, co dobrze ilustruje zapis chromatograficzny biomarkerów, który w obu próbkach jest niemal identyczny (rysunek 4).



Rys. 4. Skład biomarkerów w PR.1 (warstwy grybowskie) i próbce martwej ropy (PR.0, warstwy grybowskie) wykazujący identyczny zapis

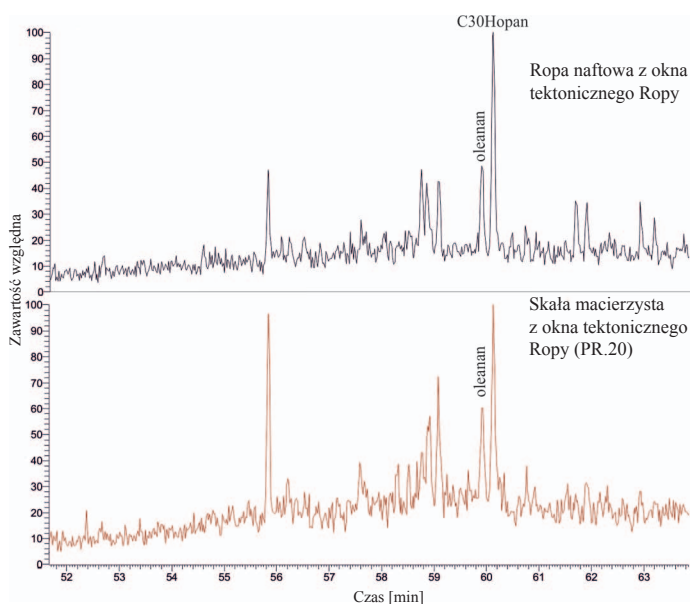
Na podstawie analizy biomarkerów można stwierdzić, że występuje również bardzo dobra korelacja pomiędzy ropą naftową z okna tektonicznego Ropy a próbkami skał z obrębu warstw menilitowych odsłaniających się w tym oknie (PR.20) – rysunek 5. Brak jest natomiast korelacji między martwą ropą z okna tektonicznego Grybowa a ropą naftową z okna tektonicznego Ropy, co może wskazywać na lokalne strefy generacji węglowodorów.



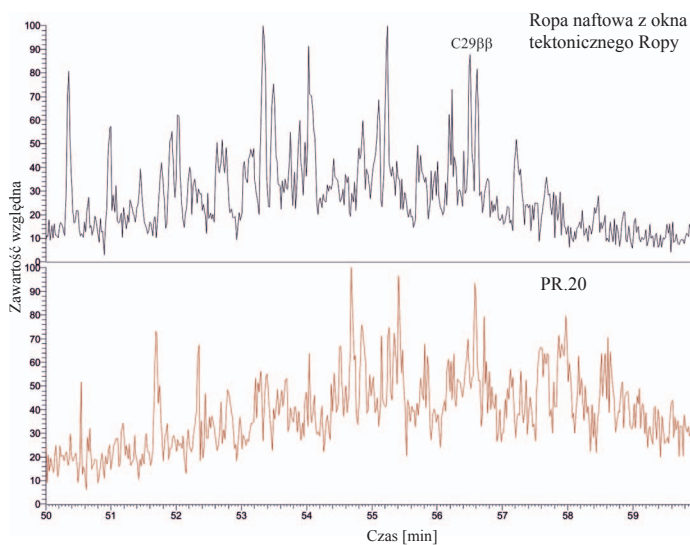
Rys. 5. Zapis GC-FID frakcji nasyconej próbki ropy naftowej z Ropy i próbki warstw menilitowych z potoku Chełm (okno tektoniczne Ropy, PR.20)

Poza jednakowym zapisem GC n-alkanów i izoprenoidów identyczne składy wykazują biomarkery z grupy hopanolów i steraanów,

co ilustrują rysunki 6 i 7. Wśród hopanów znaczący jest pik reprezentujący oleanan, dowodzący udziału roślin kwitnących w lądowej materii osadowej [5–7].



Rys. 6. Skład hopanów w próbce ropy naftowej z Ropy (chromatogram górny) i PR.20 (chromatogram dolny) wykazujący identyczny zapis (wysoka zawartość oleananu i C₃₀ hopanu)

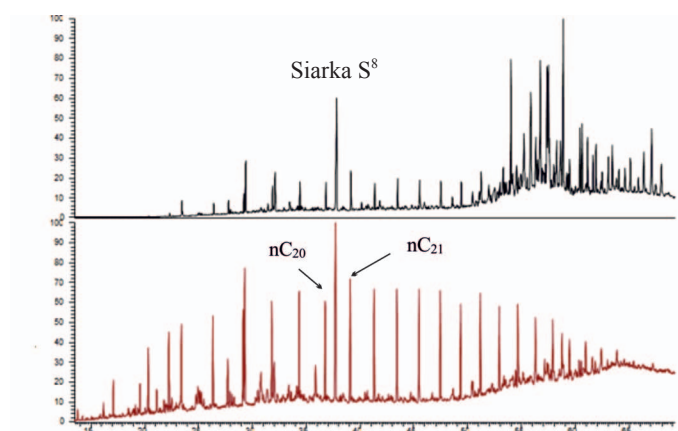


Rys. 7. Skład steranów w próbce ropy naftowej z Ropy (chromatogram górny) i PR.20 (chromatogram dolny) wykazujący podobny zapis (wysoka zawartość struktur świadczących o wysokiej dojrzałości). Generalnie niska zawartość steranów i diasteranów, niższa na dolnym chromatogramie

Odnosząc się w badaniach geochemicznych do warunków hipersalinarnych, jakie mogły panować w basenie sedymentacyjnym podczas depozycji warstw menilitowych, a jakie wynikać mogą z analizy sedymentologicznej skał występujących w jednostce dukielskiej (ss.) i tych odsłaniających się w oknach tektonicznych Grybowa i Ropy – nie stwierdzono

w nich obecności głównego wskaźnika zasolenia, za jaki uważany jest gammaceran. Jego obecność jednak jest głównie związana z osadami morskimi [32].

W przypadku dużego udziału materii typu lądowego, tak jak ma to miejsce w warstwach menilitowych, o środowisku zasolonym mogą świadczyć inne grupy biomarkerów, takie jak izoprenoidy i ich wysoka zawartość, przewaga n-alkanów nieparzystowęglowych nad parzystowęglowymi (CPI > 1) (taka przewaga występuje w niektórych próbkach), czy wręcz obecność wolnej siarki S⁶ lub S⁸. W kilku próbkach, zarówno z okien tektonicznych Grybowa i Ropy, jak i z obrębu jednostki dukielskiej (ss.), stwierdzono w zapisie chromatograficznym obecność siarki (rysunek 8).

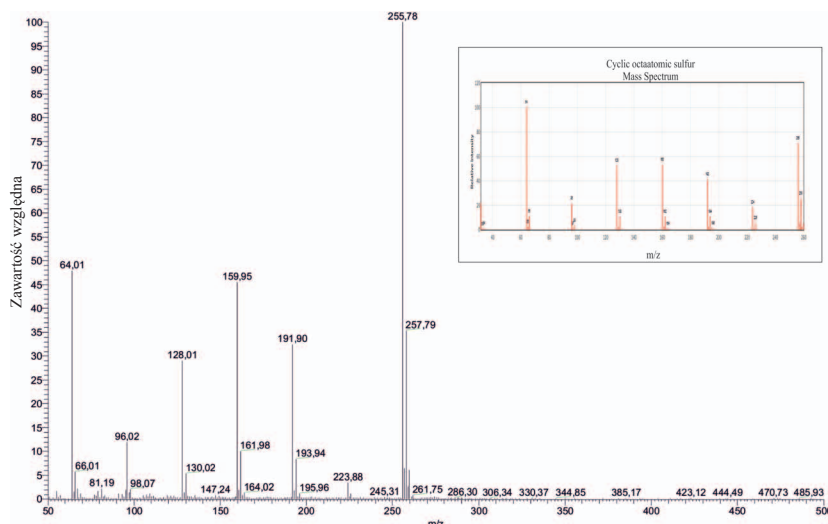


Rys. 8. Porównanie zapisów chromatograficznych z ekstraktów bitumicznych próbek z jednostki dukielskiej (ss.) (chromatogram górny) oraz z okna tektonicznego Ropy zawierających siarkę (chromatogram dolny)

Na podstawie analizy spektralnej wykazano, że występujący wśród węglowodorów nasyconych pik pomiędzy n-alkanami nC₂₀ i nC₂₁ odpowiada właśnie siarce elementarnej S⁸.

Stwierdzoną jej obecność można zinterpretować anoksycznymi warunkami panującymi podczas depozycji tych utworów. W takich warunkach, przy obecności materii organicznej, która pełni rolę donora elektronów, mogła nastąpić redukcja siarczanów. Pojawienie się siarki jest prawdopodobnie związane z procesem fotosyntezy przy udziale zielonych bakterii siarkowych z rodziny *Chlorobiaceae* (jest to rodzina beztlenowych bakterii fotoautotroficznych) występujących w wodach anoksycznych, które są bogate w związki siarki (np. siarkowodor).

Wody anoksyczne mogły być dodatkowo związane ze strefą fotyczną i względnie wysokim zasoleniem. Wysokie zasolenie wód oraz częściowo ich brakiczny charakter może potwierdzać również obecność wspomnianych wcześniej siarczanów wapnia (wskazujących na warunki ewaporacyjne) oraz obecność C₃₀ metylosteranów (4-metylo C₃₀ sterany), dominacja



Rys. 9. Porównanie spektrum otrzymanego związku siarki z próbek jednostki dukielskiej z wzorcowym spektrum siarki S⁸ (według biblioteki NIST)

steranu C₂₉, przy równoczesnej obecności lupanu, świadczącego o udziale substancji lądowej.

Można, zatem wnioskować, że przeanalizowane skały powstawały w ewaporatowym systemie sedymentacyjnym o zmiennym zasoleniu, w którym siarczany były redukowane w wyniku bakteryjnej aktywności prowadzącej do powstania siarki elementarnej [6].

Próbki z jednostki dukielskiej (łupki menilitowe) oprócz siarki elementarnej posiadały również wysokie zawartości organicznej substancji lądowej. W porównaniu z próbkami zaliczanymi do warstw grybowskich (menilitowych) z jednostki okiennej charakteryzują się one dodatkowo wyższymi wskaźnikami węglanowości. Przewaga węglowodorów o parzystej liczbie węgla nad tymi o nieparzystej liczbie węgla w cząsteczkach n-alkanów jest również jedną z cech środowiska zasolonego.

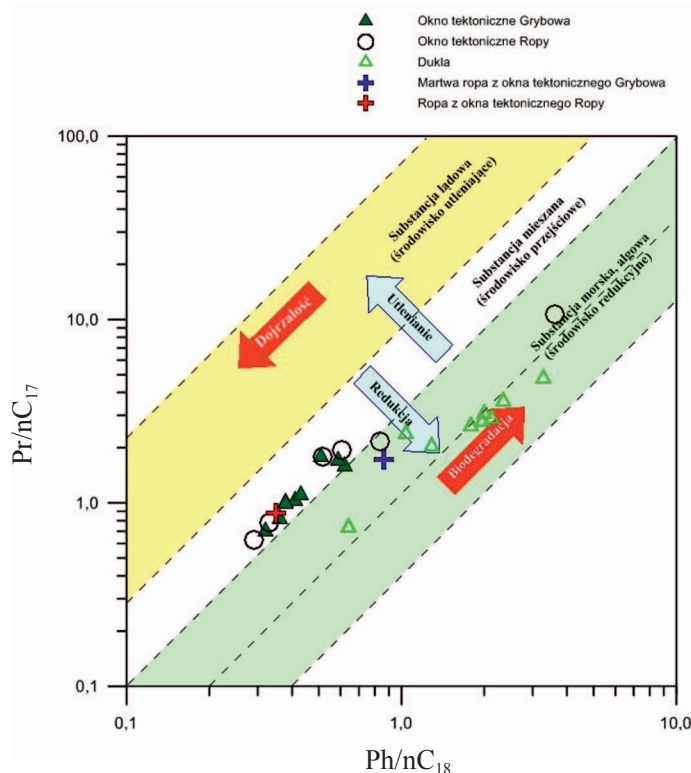
Zauważalną różnicą, jaka występuje pomiędzy próbkami z jednostki dukielskiej (ss.) i próbkami z jednostki okiennej jest to, że w ta pierwsza charakteryzuje się wyższą wartością wskaźnika węglanowości oraz wyższą zawartością bisnorhopanu (BNH) przy jednocześnie niższej tlenowości środowiska.

Badania biomarkerów wykazały również brak jednoznacznej korelacji utworów z obrębu jednostki dukielskiej (ss.) i utworów z okien tektonicznych Ropy i Grybowa, co może wynikać zarówno z dużej zmienności środowisk depozycji (tlenowe lub niskotlenowe), z różnego (zmiennego) zasolenia wód, od takich o charakterze brakicznym do hipersalinarnych, jak i z udziałem bakterii w destrukcji materii organicznej. Brak jednoznacznej korelacji może wynikać również z porównywania ze sobą różnych facji osadowych (mimo ich makroskopowych podobieństw) oraz z ich różnego stopnia przeobrażenia termicznego.

W próbkach z Dukli i Tylawy znacznie wyższa jest zawartość C₂₉ norhopanu względem C₃₀ homohopanu i w większości próbek obecny jest bisnorhopan (BNH), co wskazuje na nieco odmienne środowisko sedymentacji. Fakt ten nie wpływa jednak na wykluczenie tych skał jako przynależących do łupków menilitowych, w których wszędzie stwierdza się obecność czynnika lądowego, potwierdzonego obecnością oleananu, oraz wysoki wskaźnik węglowodorowy. Generalnie zauważa się także we wszystkich próbkach z warstw menilitowych wyższą zawartość hopanów względem steranów, co świadczy o udziale bakterii w destrukcji materii organicznej podczas sedymentacji.

Dopełnieniem analizy korelacyjnej jest diagram łączący interpretację n-alkanów i izoprenoidów (rysunek 10), na podstawie którego wyra-

nie zaznacza się zróżnicowanie środowisk depozycji opisywanych utworów: od niskotlenowego/redukcyjnego w Dukli i Tylawie poprzez tlenowe (o wyższym udziale tlenu) w oknie tektonicznym Ropy do tlenowego w oknie tektonicznym Grybowa (na podstawie stosunku Pr/Ph), co może świadczyć o przejściach pomiędzy tymi strefami, związanymi najprawdopodobniej ze zmiennością facjalną.



Rys. 10. Diagram macierzystości skał na podstawie wartości wskaźników n-alkanów i izoprenoidów uzupełniony o wartości parametrów uzyskanych z analizy ropy naftowej z okna tektonicznego Ropy i martwej ropy z okna tektonicznego Grybowa

Wnioski końcowe

Przebadane skały z obrębu jednostki dukielskiej z rejonu Dukli i Tylawy oraz z rejonu okien tektonicznych Ropy i Grybowa są skałami o podobnym charakterze genetycznym. Różnice wynikają z różnego udziału substancji typu lądowego (zmienna zawartość oleananu) oraz najprawdopodobniej ze zróżnicowania środowisk ich depozycji. Nie pozwala to na ich jednoznaczłą korelację. Cechą, która je łączy, jest wyższa zawartość hopenów względem steranów, co świadczy o udziale bakterii w destrukcji materii organicznej podczas sedymentacji, oraz biologiczne i sedymentologiczne wskaźniki głębokości basenu sedymentacyjnego.

Sedymentacja warstw menilitowych w rejonie Dukli związana była prawdopodobnie z przybrzeżnymi środowiskami sedymentacji, jakie panowały w strefie płytkiego szelfu. Wskazuje na to zespół struktur sedymentacyjnych oraz wyniki badań geochemicznych, np. obecność siarki elementarnej, która powstawać może w wyniku bakteryjnego rozkładu siarczanów.

Warstwy menilitowe (podgrybowskie i grybowskie) mają podobne wykształcenie facjalne jak warstwy menilitowe ze wschodniej części jednostki dukielskiej, z wyjątkiem stopnia dojrzałości termicznej (skały występujące w oknach Ropy i Grybowa weszły w fazę generowania węglowodorów cie-

łych), który powoduje zmiany wyglądu makroskopowego tych pierwszych (dotychczas ten fakt w literaturze nie był rozpatrywany). Powstawały w podobnych płytkowodnych warunkach środowiska sedymentacji.

Badania geochemiczne (biomarkerów) przeprowadzone dla jednostki dukielskiej (ss.) w rejonie Dukli i Tylawy wskazały, że zarówno margle podrogowcowe, dolna seria rogowcowa jak i margle podcergowskie (mimo zmian niektórych wskaźników, np. tych odpowiedzialnych za tlenowość) można korelować z warstwami podgrybowskimi i grybowskimi wyróżnionymi lokalnie w oknach tektonicznych w obrębie płaszczowiny magurskiej.

Brak jest zatem argumentów za tym, aby przebadane utwory kwalifikować do innej jednostki tektonicznej.

Istnieje bardzo dobra korelacja (na podstawie analizy biomarkerów) pomiędzy tzw. martwą ropą (PR.0) a skałami macierzystymi występującymi w oknie tektonicznym Grybowa (PR.1).

Podobnie stwierdzono bardzo dobrą korelację (na podstawie analizy biomarkerów) pomiędzy ropą naftową z okna tektonicznego Ropy a próbkami z obrębu warstw menilitowych odsłaniających się w tym oknie (PR.20), co może wskazywać na lokalne strefy generacji węglowodorów.

Prosimy cytować jako: Nafta-Gaz 2018, nr 6, s. 423–434, DOI: 10.18668/NG.2018.06.02

Artykuł nadesłano do Redakcji 24.11.2017 r. Zatwierdzono do druku 4.04.2018 r.

Artykuł powstał na podstawie prac statutowych pt.: *Relacje genetyczne warstw menilitowych z obrębu jednostek: dukielskiej, śląskiej i magurskiej* (nr archiwalny: DK-4100-12/16) oraz *Relacje genetyczne warstw menilitowych z obrębu okien tektonicznych Ropy i Grybowa* (nr archiwalny: DK-4100-28/17) – prace INiG – PIB na zlecenie MNiSW.

Literatura

- [1] Andersen K.H.: *A particle model of rolling grain ripples under waves*. Physics of Fluids 2001, vol. 13, s. 58–64.
- [2] Badak J.: *Zawartość probituminów w serii menilitowej w Strzylawce koło Grybowa*. Przegląd Geologiczny 1961, nr 1, s. 44–45.
- [3] Bagnold R.A.: *Motion of waves in shallow water. Interaction of waves and sand bottoms*. Proceedings of the Royal Society, Ser. A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences 1946, vol. 187, s. 1–15.
- [4] Boucot A.J., Chen Xu, Scotese C.R.: *Phanerozoic Paleoclimate: An Atlas of Lithologic Indicators of Climate*. SEPM (Society for Sedimentary Geology) Concepts in Sedimentology and Paleontology 2013, nr 11, s. 478.
- [5] Calvert S.E.: *Composition and origin of North Atlantic deep sea cherts*. Contributions to Mineralogy and Petrology 1971, vol. 33, s. 273–288.
- [6] Casey H., Voordouw G.: *Oil Field Souring Control by Nitrate-Reducing Sulfurospirillum ss. That Outcompete Sulfate-Reducing Bacteria for Organic Electron Donors*. Appl. Environ. Microbiol. 2007, vol. 73, s. 2644–2652.
- [7] Dott R.H. Jr., Bourgeois J.: *Hummocky stratification: significance of its variable bedding sequences*. Geological Society of America Bulletin 1982, vol. 93, s. 663–680.
- [8] Duke W.L., Arnott R.W., Cheel R.J.: *Shelf sandstones and hummocky cross stratification; new insights on a stormy debate*. Geology 1991, vol. 19, s. 625–628.
- [9] Dziadzio P.S.: *Relacje genetyczne warstw menilitowych z obrębu jednostek: dukielskiej, śląskiej i magurskiej*. Praca statutowa INiG – PIB, Kraków 2016, nr zlecenia: 0012/SG/2016, nr archiwalny: SG-4101-12/16, s. 1–81.
- [10] Dziadzio P.S.: *Relacje genetyczne warstw menilitowych z obrębu okien tektonicznych Ropy i Grybowa*. Praca statutowa INiG – PIB, Kraków 2017, nr zlecenia: 0041/SG/2017, nr archiwalny: SG-4101-28/17, s. 1–79.
- [11] Dziadzio P.S.: *Śródmenilitowe piaskowce magdaleńskie jako przykład płytkowodnej sedymentacji deltowej w Karpatach*. Nafta-Gaz 2015, nr 9, s. 624–631.
- [12] Dziadzio P.S., Jankowski L., Kopciowski R., Maksym A., Matyasik I.: *Geologia jednostki dukielskiej (wybrane elementy) – potencjalnej strefy do przyszłych poszukiwań naftowych. Elementy systemu naftowego od skały macierzystej do pułapki – wybrane przykłady z obrębu jednostki dukielskiej*. [W:] Dziadzio P., Uchman A. (red.): *Poszukiwanie węglowodorów jako źródło postępu w rozpoznawaniu budowy geologicznej Karpat, zapadliska przedkarpackiego i podłoża*. Materiały konferencyjne LXXV Zjazdu Naukowego PTG, Iwonicz Zdrój 22–25.09.2004, Państwowy Instytut Geologiczny, Jasło, Kraków, s. 147–152.

- [13] Dziadzio P.S., Matyasik I.: *Rekonstrukcja systemu naftowego i jego znaczenie na wybranych przykładach z jednostek dukielskiej i śląskiej*. [W:] Dziadzio P., Uchman A. (red.): *Poszukiwanie węglowodorów jako źródło postępu w rozpoznawaniu budowy geologicznej Karpat, zapadliska przedkarpaccy i podłoża*. Materiały konferencyjne LXXV Zjazdu Naukowego PTG, Iwonicz Zdrój 22–25.09.2004, Państwowy Instytut Geologiczny, Jasło, Kraków, s. 55–67.
- [14] Dziadzio P.S., Matyasik I., Garecka M., Szydło A.: *Lower Oligocene Menilite Beds, Polish Outer Carpathians: supposed deep-sea flysch locally reinterpreted as shelfal, based on new sedimentological, micropalaeontological and organic-geochemical data*. Prace Naukowe INiG – PIB 2016, nr 213, DOI: 10.18668/PN2016.213.
- [15] Einsele G.: *Sedimentary Basins, Evolution, Facies and Sediment Budget*. Springer-Verlag, Berlin Heidelberg 1992.
- [16] Garecka M., Szydło A.: *Wykonanie analiz mikropaleontologicznych (otwornice, nanoplankton wapienny) próbek ze wschodniej części polskich Karpat zewnętrznych (j. dukielska)*. Dokumentacja INiG – PIB, Kraków 2016, umowa z dnia 8.03.2016.
- [17] Garecka M., Szydło A.: *Wykonanie analiz mikropaleontologicznych (otwornice, nanoplankton wapienny) próbek ze wschodniej części polskich Karpat zewnętrznych (j. śląskiej i dukielsko-grybowskiej)*. Dokumentacja INiG – PIB, Kraków 2017, nr umowy: 8/SG/17.
- [18] Gucik S., Ślącza A., Żytko K.: *Przewodnik geologiczny po wschodnich Karpatach fliszowych*. Wydawnictwo Geologiczne, Warszawa 1973.
- [19] Haczewski G.: *Poziomy wapieni kokkolitowych w serii menilitowo-krośnieńskiej – rozróżnianie, korelacja i geneza*. Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego 1989, vol. 59, s. 435–523.
- [20] Hein J.R., Vallier T.L., Allan M.A.: *Chert Petrology and Geochemistry, Mid-Pacific Mountains and Hess Rise, Deep Sea Drilling Project Leg 62*. Deep Sea Drilling Project Reports and Publications 1981, vol. 62, s. 711–748.
- [21] Hesse R.: *Silica Diagenesis: Origin of Inorganic and Replacement Cherts*. Earth-Science Reviews 1989, vol. 26, s. 253–284.
- [22] Jenkyns H.C.: *Pelagic Environments*. [W:] Reading H.G. (ed.): *Sedimentary Environments and Facies*. Blackwell Scientific Publication, Oxford 1886, s. 343–397.
- [23] Jenkyns H.C., Winterer E.L.: *Paleoenvironment of Mesozoic ribbon radiolarites*. Earth and Planetary Science Letters 1882, vol. 60, nr 3, s. 351–375.
- [24] Koráb T., Kotlarczyk J.: *Młodszy paleogen jednostki dukielskiej w Karpatach słowackich i próba jego powiązania z paleogenem polskim*. Rocznik PTG 1977, vol. 47, z. 1, s. 93–114.
- [25] Koszarski L. (red.): *Geology of the Middle Carpathians and Carpathian Foredeeps*. Guide to Exc. 3. Cars.-Balkan Geol. Assoc., XIII Congress, Kraków 1985.
- [26] Kozikowski H.: *Budowa geologiczna okolic Kłęczan–Pisarzowej*. Biuletyn Instytutu Geologicznego 1953, nr 85.
- [27] Kozikowski H.: *Geologia płaszczowiny magurskiej i jej okien tektonicznych na południowy zachód od Gorlic*. Biuletyn Instytutu Geologicznego 1956, nr 110, s. 47–77.
- [28] Kozikowski H.: *Jednostka Ropy–Pisarzowej, nowa jednostka tektoniczna polskich Karpat fliszowych*. Biuletyn Instytutu Geologicznego 1956, nr 110, s. 93–119.
- [29] Kozikowski H., Jednorowska A.: *Problem wieku warstw grybowskich i tzw. „szarej kredy” okolic Gorlic*. Przegląd Geologiczny 1957, vol. 5, nr 3, s. 106–110.
- [30] Leśniak G., Matyasik I., Such P., Jankowski L.: *Outcrops as one of the keys in reconstruction of petroleum system of the Polish outer Carpathians*. Annales Societatis Geologorum Poloniae 2010, vol. 80, s. 105–114.
- [31] MacEachern J.A., Bann K.L., Pemberton S.G., Gingras M.K.: *The ichnofacies paradigm: high-resolution paleoenvironmental interpretation of the rock record*. [W:] MacEachern J.A., Bann K.L., Gingras M.K., Pemberton S.G. (eds.): *Applied Ichnology*. SEPM Short Course Notes 52 (CD Edition), 2005, s. 27–64.
- [32] Matyasik I.: *Biomarkery w charakterystyce genetycznej systemów naftowych*. Prace INiG 2011, nr 147.
- [33] Matyasik I.: *System naftowy jednostki śląskiej i dukielskiej w rejonie Jasło–Krosno–Sanok*. Nafta-Gaz 2009, nr 3, s. 201–206.
- [34] Matyasik I., Bieleń W., Janiga M., Jankowski L.: *Correlation of crude oils reservoirs in the Polish Carpathian oilfields (the Silesian and Skole Units)*. The 25th International Meeting on Organic Geochemistry, Interlaken 2011, Switzerland, Book of Abstracts, s. 422.
- [35] Matyasik I., Leśniak G., Such P.: *Wychodnie jako klucz do rozpoznawania struktur wglębnych w Karpatach*. I Polski Kongres Geologiczny, Kraków 26–28.06.2008.
- [36] Myrow S.M.: *Bypass-zone tempestite facies model and proximity trends for an ancient muddy shoreline and shelf*. Journal of Sedimentary Petrology 1992, vol. 62, s. 992–1007.
- [37] Nichols G.: *Sedimentology and Stratigraphy*. Wiley-Blackwell, second ed., 2009.
- [38] Oldershaw A.E.: *Electron-microscopic examination of namurian bedded cherts in North Wales (Great Britain)*. Sedimentology 1968, vol. 10, s. 255–272.
- [39] Oszczytko N., Oszczytko-Clowes M.: *Rozwój basenu magurskiego*. [W:] Oszczytko N., Uchman A., Malata E. (red.): *Rozwój paleotektoniczny basenów Karpat zewnętrznych i pienińskiego pasa skałkowego*. Instytut Nauk Geologicznych Uniwersytetu Jagiellońskiego 2006, s. 133–164.
- [40] Paul Z.: *Budowa geologiczna okolic Grybowa*. Materiały konferencyjne z Konferencji Naukowo-Technicznej pt. „Dzień dzisiejszy przemysłu naftowego”. 50-lecie Oddziału Gorlice SITPNiG, Wysowa 27–30.05.1998, s. 47–50.
- [41] Paul Z.: *Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, arkusz Grybów*. Wyd. Kartograficzne Polskiej Agencji Ekologicznej S.A., Warszawa 1993.
- [42] Paul Z., Rączkowski W., Ryłko W., Tomasz A.: *Budowa geologiczna zachodniej części Karpat polskich*. [W:] Poprawa D., Rączkowski W. (red.): *Przewodnik LXVII Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego „Beskidy Zachodnie – nowe spojrzenie na budowę geologiczną i surowce mineralne”*. Szczyrk, 6–9.06.1996, Kraków 1996, s. 8–31.
- [43] Paul Z., Ryłko W., Tomasz A.: *Zarys budowy geologicznej zachodniej części Karpat polskich (bez utworów czwartorzędowych)*. Przegląd Geologiczny 1996, vol. 44, nr 5, s. 469–475.
- [44] Pisciotto K.A.: *Diagenetic trends in the siliceous facies of the Monterey Shale in the Santa Maria region, California*. Sedimentology 1981, vol. 28, s. 547–571.
- [45] Rousseaux G., Stegner A., Wesfreid J.E.: *Wavelength selection of rolling-grain ripples in the laboratory*. Physical Review E 2004, 69, s. 1–5.
- [46] Rousseaux G., Yoshikawa H.: *Dynamics of transient eddy above rolling-grain ripples*. Physics of Fluids 2004, vol. 14, s. 1049–1058.
- [47] Sikora W.: *Budowa geologiczna płaszczowiny magurskiej między Szymbarkiem Ruskim a Nawojową*. Biuletyn Instytutu Geologicznego 1970, nr 235, s. 5–121.
- [48] Sikora W.: *O stratygrafii serii okiennej w Ropie koło Gorlic*. Kwartalnik Geologiczny 1960, vol. 4, nr 1, s. 153–172.
- [49] Sikora W.: *Uwagi o stratygrafii serii magurskiej w okolicy Szymbarku Ruskiego*. Kwartalnik Geologiczny 1963, vol. 7, nr 2, s. 269–281.
- [50] Sugitani K., Yamamoto K., Adachi M., Kawabe I., Sugisaki R.: *Archean cherts derived from chemical, biogenic and clastic sedimentation in a shallow restricted basin: examples from the Gorge Creek Group in the Pilbara Block*. Sedimentology 1998, vol. 45, s. 1045–1062.
- [51] Ślącza A.: *Budowa brzeżnej części jednostki dukielskiej*. Kwartalnik Geologiczny 1966, vol. 10, nr 4, s. 1161–1163.
- [52] Ślącza A.: *Geologia jednostki dukielskiej*. Prace Instytutu Geologicznego 1971, nr 63.

- [53] Ślącza A.: *O możliwości występowania złóż bituminów w zachodniej części jednostki dukielskiej w polskich Karpatach Wschodnich*. Kwartalnik Geologiczny 1970, vol. 14, nr 2, s. 344–349.
- [54] Ślącza A.: *Problem IA – Rozwój facjalny i problemy paleogeograficzne młodszego paleogenu jednostki dukielskiej*. [W:] Ślącza A. (red.): *Przewodnik XLIX Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego: Krosno, 22–25 września 1977*. Wydawnictwo Geologiczne, Warszawa 1977.
- [55] Ślącza A.: *Problemy południowego obrzeżenia centralnego synklinorium oraz jednostki dukielskiej*. [W:] Wdowiarz S. (red.): *Przewodnik XXXIV Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego, Sankt Petersburg 25–28 czerwca 1961*. Wydawnictwo Geologiczne, Warszawa 1961, s. 37–48.
- [56] Ślącza A.: *Stratygrafia fałdów dukielskich okolic Komańczy–Wielka Wielka*. Kwartalnik Geologiczny 1959, vol. 3, s. 583–604.
- [57] Ślącza A.: *Uwagi o budowie geologicznej Ziemi Krośnieńskiej*. [W:] Ślącza A. (red.): *Przewodnik XLIX Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego: Krosno, 22–25 września 1977*. Wydawnictwo Geologiczne, Warszawa 1977.
- [58] Ślącza A., Unrug R.: *Zmienność cech teksturalnych i strukturalnych w obrębie litosomu piaskowców cergowskich (oligocen)*. [W:] Ślącza A. (red.): *Przewodnik XLIX Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego: Krosno, 22–25 września 1977*. Wydawnictwo Geologiczne, Warszawa 1977.
- [59] Świdziński H.: *Karpaty fliszowe między Dunajcem a Sanem*. [W:] M. Książkiewicz (red. t. 1): *Regionalna geologia Polski, t. 1. Karpaty, z. 2. Tektonika*. Polskie Towarzystwo Geologiczne, Kraków 1953, s. 362–422.
- [60] Świdziński H.: *Luska Stróż koło Grybowa*. Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego 1950, nr 59, s. 1–70.
- [61] Świdziński H.: *Z badań geologicznych w Karpatach*. Prace Geologiczne 1973, nr 80, Kom. Nauk. Geol. PAN, Oddz. Kraków.
- [62] Teisseyre H.: *Sprawozdanie z badań geologicznych wykonanych w roku 1929 w okolicy Dukli (arkusz Jasło–Dukla)*. Sprawozdanie Państwowego Instytutu Geologicznego 1930, nr 5, s. 3–4.
- [63] Uchman A.: *Taxonomy and ethology of flysch trace fossils: Revision of the Karian Książkiewicz collection and studies of complementary material*. Annales Societatis Geologorum Poloniae 1998, vol. 68, s. 105–218.



Dr Piotr S. DZIADZIO
Główny Specjalista Badawczo-Techniczny
w Zakładzie Geologii i Geochemii.
Instytut Nafty i Gazu – Państwowy Instytut Badawczy
ul. Lubicz 25 A
31-503 Kraków
E-mail: dziadzio@inig.pl



Prof. nzw. dr hab. inż. Irena MATYASIK
Adiunkt, kierownik Laboratorium Nafty i Gazu
w Zakładzie Geologii i Geochemii.
Instytut Nafty i Gazu – Państwowy Instytut Badawczy
ul. Lubicz 25 A
31-503 Kraków
E-mail: irena.matyasik@inig.pl

OFERTA

ZAKŁAD GEOLOGII I GEOCHEMII

Zakres działania:

- analiza systemów naftowych (badania skał macierzystych, modelowanie generacji, ekspulsji i migracji węglowodorów, analiza dróg migracji, analiza parametrów zbiornikowych pułapek złożowych);
- badania prospekcyjne (trendy przestrzennego rozwoju parametrów zbiornikowych i filtracyjnych, analiza macierzystości, ranking stref zbiornikowych);
- konstrukcja statycznych modeli geologiczno-złożowych 3D;
- analiza procesów diagenetycznych i ich wpływu na parametry zbiornikowe skał;
- genetyczna korelacja płynów złożowych ze skałami macierzystymi;
- obliczanie zasobów złóż węglowodorów z analizą niepewności;
- modele przepływu płynów złożowych w skałach zbiornikowych;
- badania ekshalacji gazu;
- badania złóż typu *tight/shale gas*;
- specjalistyczne analizy: przestrzeni porowej, petrograficzne, geochemiczne RSO, płynów złożowych, analizy: biomarkerów, chromatograficzne, GC/MS, GC/MS/MS, składu izotopowego GC-IRMS;
- interpretacja danych geofizyki wiertniczej.



Kierownik: dr inż. Grzegorz Leśniak
Adres: ul. Lubicz 25 A, 31-503 Kraków
Telefon: 12 617 76 87
Faks: 12 430 38 85
E-mail: grzegorz.lesniak@inig.pl

