

Stanisław SZAFRAN  
Marian WAGNER  
Akademia Górniczo-Hutnicza, Kraków

## GEOTEKTONICZNE PRZYCZYNY ZMIAN ŚREDNIEJ REFLEKSYJNOŚCI HUMINITU/WITRYNITU UWĘGLONEGO MATERIAŁU ORGANICZNEGO W OSADACH MIOCENU WSCHODNIEJ CZĘŚCI ZAPADLIKA PRZEDKARPACKIEGO

**Streszczenie.** Wieloletnie badania refleksyjności huminitu/witrynitów substancji organicznej występującej w osadach miocenu autochtonicznego zapadliska przedkarpacciego wykazały znaczną rozbieżność wyników, szczególnie prób pobranych z mniejszych stref głębościowych. Próby interpretacji tego zjawiska wykazały, że jedną z możliwości wyjaśnienia rozbieżności wyników refleksyjności, osiągających 0,28%, jest przyjęcie istnienia zróżnicowanych geotektonicznych ruchów pionowych poszczególnych stref zapadliska przedkarpacciego.

## GEOTECTONIC CAUSES OF CHANGES IN MEAN REFLECTANCE OF HUMINIT/VITRINIT COALIFIED ORGANIC MATERIAL IN MIOCENE SEDIMENTS OF EASTERN PART OF CARPATHIAN FOREDEPTH

**Summary.** Studies on reflectance of huminit/vitrinit of organic matter in autochthonous Miocene sediments of Carpathian Foredepth revealed discrepancy between results of reflectance particularly of probes taken from lower depth. The possible explanation of this phenomenon (differences of reflectance reaching 0.28 %) is occurrence of differentiated geotectonic vertical movements of particular zones of Carpathian Foredepth.

## Wstęp

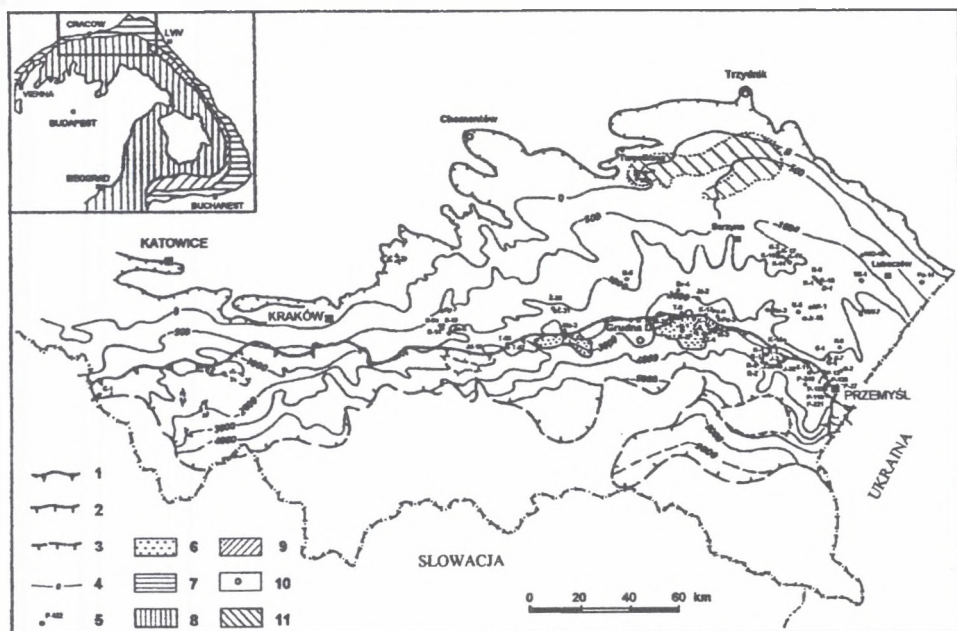
Zapadlisko przedkarpackie jest jednostką geotektoniczną ściśle związaną z Karpatami i towarzyszy im po zewnętrznej stronie łuku na całej ich długości. Jego rozwój, forma przestrzenna, typ wypełniających go osadów i ich wzajemne stosunki warunkowane są dynamiką nasuwającego się górotworu karpackiego oraz ukształtowaniem i przebiegiem subsydencji platformowego przedpola Karpat. Ewolucja geotektoniczna zapadliska przedkarpackiego warunkowana była przebiegiem kolizji płyt litosferycznych zachodzącej w tej strefie globu ziemskiego, a ściślej z końcowym etapem tego procesu. Następstwem tego procesu było formowanie kształtu zapadliska i warunków sedymentacji i deformacji wypełniających go osadów miocenu. Wieloletnie badania prowadzone na terenie zapadliska przedkarpackiego zaowocowały licznymi publikacjami precyzującymi budowę geologiczną i rozwój tego regionu [np. 24, 15, 26, 25, 16, 11, 6, 21, 19 i in.]. Jednak poglądy na temat przebiegu i zakresu przemieszczeń poszczególnych elementów strukturalnych tej strefy są zróżnicowane, a procesy ruchów poszczególnych części skorupy ziemskiej są w różny sposób opisywane.

Badania uwęglonej substancji organicznej występującej w osadach miocenu autochtonicznego wypełniających zapadlisko, a także w starszych utworach ujawniły znaczną rozbieżność wyników refleksyjności wityrnytu. Wielokrotna analiza zakresu zmienności tego parametru substancji organicznej wykazała, że odstępstwa wielkości refleksyjności od normalnego trendu jej zmian z głębokością mogą być uwarunkowane tektonicznymi ruchami pionowymi zachodzącymi w strefie zapadliska przedkarpackiego w końcowych fazach jego rozwoju. Celem badań niniejszej pracy jest określenie wielkości przemieszczeń pionowych zachodzących w strefie basenu zapadliska na podstawie interpretacji badań refleksyjności huminitu/wityrnytu substancji organicznej zawartej w osadach miocenu autochtonicznego. Badania te wykonane zostały w ramach tematu badań własnych AGH nr 10.10.190.248 oraz grantu nr 9 T12B 01816 finansowanych przez KBN.

## Zarys budowy geologicznej

Zapadlisko przedkarpackie jest basenem przedgórskim rozwiniętym u czoła łańcucha Karpat, stanowiącego element zbiornika Centralnej Paratetydy [5]. W obrębie zapadliska wy-

różnia się część wewnętrzną ukrytą pod Karpatami oraz część zewnętrzną, rozciągającą się na powierzchni na północ od orograficznego brzegu Karpat, aż do południowych obrzeży Roztocza, Gór Świętokrzyskich i Wyżyny Krakowsko-Śląskiej.



Rys. 1. Poglądowa mapa geologiczna polskiego obszaru zapadliska przedkarpackiego oraz lokalizacja otworów wiertniczych objętych badaniami materii organicznej: 1- brzeg nasunięcia Karpat fliszowych, 2-północny zasięg utworów miocenu, 3-przypuszczalny południowy zasięg utworów miocenu, 4-izobaty spągu utworów miocenu [m], 5-badane odwierty, 6-utwory miocenu na fliszu Karpat, 7-zewnętrzna część zapadliska przedkarpackiego, 8-Karpaty, 9-wewnętrzna część zapadliska przedkarpackiego, 10-złóża węgla, 11-zasięg formacji brunatnowęglowej badanu dolnego

Fig. 1. Geological sketch-map of the part of the Polish Carpathian Foredeep and location of studied boreholes. 1-margin of the Carpathian overthrust, 2-northern range of Miocene strata, 3-inferred southern range of Miocene strata, 4-isobaths of the basal surface of Miocene strata, 5-studied boreholes, 6-Miocene strata on the Carpathians, 7-outer part of the Carpathian Foredeep, 8-the Carpathians, 9-inner part of the Carpathian Foredeep, 10-coal deposits, 11-inferred range of the Brown-coal Formations of Lower Badenian

O budowie strukturalnej zapadliska przedkarpackiego decydują trzy główne piętra strukturalne posiadające odmienną historię, charakterystykę litostratygraficzną i styl tektoniczny (rys. 1):

- heterogeniczne podłoże Karpat fliszowych i miocenu zapadliska przedkarpackiego, stanowiące południowo-wschodnie przedłużenie struktur zachodnioeuropejskiej platformy epiwarwaryjskiej i jej pokrywy permsko-mezozoicznej;
- fliszowy kompleks strukturalny Karpat,
- molasowy kompleks strukturalny zapadliska przedkarpackiego.

Podłoże miocenu zapadliska przedkarpackiego reprezentuje złożoną architekturę geologiczną południowo-wschodnich peryferii jednostek strukturalnych depresji wewnętrznej i struktury śląsko-morawskiej, przykrytych przez nasunięte od południa utwory fliszowe Karpat oraz osadzone u ich czoła miocenijskie utwory molasowe. Rygiel krakowski różnicuje ten kompleks strukturalny na dwie części: zachodnią zbudowaną z utworów prekambryjskich i paleozoicznych oraz wschodnią, którą budują utwory prekambryjskie i zalegające na nich dwa kompleksy strukturalne: paleozoiczny i mezozoiczny.

Fundament basenu tworzą nieizomorficzne i anchimetamorficzne utwory prekambryjskie, które w strefie wyniesienia Dolnego Sanu na znacznym obszarze bezpośrednio kontaktują się z utworami miocenu autochtonicznego.

Niezgodnie na różnych zespołach skonsolidowanego prekambru zalega transgresyjna sekwencja osadów klastycznych kambru o miąższości od 0 - 1100 m, sięgająca we wschodniej części zapadliska za strefę zrębu Ryszkowej Woli, opływając od północy wyniesienie rzeszowskie. Utwory młodszych systemów paleozoicznych występują w niepełnych profilach i bardzo zmiennych miąższościach (niekiedy w postaci izolowanych płatów erozyjnych) w strefie miechowsko-rzeszowskiej, często całkowicie zredukowane procesami erozyjno-denudacyjnymi.

Budowa strukturalna podłoża wykazuje styl tektoniki blokowej z wyraźnie zaznaczającym się (szczególnie w części wschodniej) strukturami erozyjnymi. Powierzchnia podłoża platformowego osiąga w zewnętrznej strefie zapadliska głębokość 3500 m, pod Karpatami stwierdzono wierceniami jej obniżenie się do 7500 m (Kuźmina 1). Natomiast sondowaniami magnetotellurycznymi stwierdzono w profilu utworów zapadliska wysokooporowy poziom, identyfikowany ze stropem podłoża, który w strefie brzegu Karpat występuje na głębokości 3 do 5 km, następnie ku południowi obniża się do głębokości 15 - 20 km, po czym ponownie podnosi się do ok. 8 -10 km. W ujęciu ogólnym można stwierdzić, że powierzchnia ta obniża się z północnego zachodu na południowy wschód, przy czym obniżenie to ma charakter nieciągły [20].

Fliszowy kompleks strukturalny Karpat zewnętrznych obejmuje rozległy region określony warunkami sedymentacyjno-strukturalnymi. W jego strukturze uformowało się kilka jednostek tektonicznych, które fazowo nasuwały się ku północy na przedpole platformowe pokrywane przez kolejne serie molas mioceńskich.

Molasowy kompleks zapadliska tworzy pokrywa osadowa wypełniająca peryferyczny rów przedgórski alpejskiego systemu strukturalnego Karpat. Jego granice pokrywają się z sedymentacyjno-strukturalnymi granicami zapadliska przedkarpackiego wypełnionego głównie badeńskimi i sarmackimi utworami molasowymi, przykrywającymi zdeniwelowaną erozyjnie i tektonicznie powierzchnię jednostek platformowych, zanurzających się pod Karpaty. Łagodny układ strukturalny miocenu autochtonicznego zapadliska przedkarpackiego uwarunkowany jest nasuwającym się od południa orogenezem Karpat, procesem rozwoju deniwelacji podłoża i warunkami kompaktacji tej grubej serii ilasto-piaskowcowej. Warunki paleomorfolologiczne przedpola Karpat zdecydowały o podziale zapadliska przedkarpackiego na dwie części: zachodnią i wschodnią. Granicą tych części jest paleomorfolologiczne wyniesienie utworów paleozoiczno-mezozoicznych podłoża zapadliska zwane "rygłem krakowskim" [11]. Strefa rygla krakowskiego oraz rowu krzeszowickiego ostatnio nazywana jest segmentem środkowym [np.18].

Zmienne warunki sedymentacyjne sprawiły, że dolnomioceńskie utwory zapadliska są wykształcone głównie w środowisku lądowym, natomiast osady środkowomioceńskie są genetycznie związane ze środowiskami morskimi i deltowymi. Rozpoczęte w morawianie przemieszczanie się orogenu karpackiego spowodowało odkorzenie, sfałdowanie i przesunięcie ku północy utworów dolnomioceńskich i utworzenie jednostek allochtonicznych: stebnickiej i zgłobickiej [8, 11, 17]. Stopniowy ruch orogenu karpackiego ku północy i deformacja podłoża spowodowały, że w środkowym badeniu utworzył się zewnętrzny basen zapadliska, wypełniany osadami badenu i sarmatu dolnego. W strefie współczesnego położenia brzegu Karpat miąższość utworów badenu i sarmatu dolnego dochodzi do 2600 m, wzrasta do 3500 m w obszarze rowu Wielkich Oczu i redukuje się całkowicie na peryferiach północnych. Nasuwające się jednostki tektoniczne Karpat redukują utwory molas środkowomioceńskich do kilkudziesięciu metrów, natomiast miąższość utworów dolnomioceńskich osiąga maksymalne wartości w strefie jednostki stebnickiej, redukując się do kilkudziesięciu metrów w obrębie występowania jednostki zgłobickiej. Zróżnicowane tempo subsydencji, a tym samym zmienne warunki sedymentacji spowodowały znaczne różnice w miąższości molas w poszczególnych strefach zapadliska. We wschodniej części basenu zewnętrznego miąższość

podpięter opolianu i bochenianu osiąga wartości od 0 do 300 m. Miąższość grabowianu zmienia się w granicach od 0 do 1700 m, natomiast utwory sarmatu dolnego osiągają wartości przekraczające 3000 m.

## **Ewolucja geotektoniczna wschodniej części zapadliska przedkarpackiego**

Historia rozwoju zapadliska przedkarpackiego była wielokrotnie dyskutowana w literaturze, a liczni autorzy wypowiadali swoje poglądy na temat procesu tworzenia obecnego stanu budowy geologicznej tego regionu [np. 2, 13, 26, 8, 9 i in.]. Z dociekań nad paleogeografią i mechanizmami przemieszczeń poszczególnych elementów strukturalnych w obrębie szeroko pojętej geosynkliny karpackiej wynika, że proces deformacji eksternidów odznaczał się ukierunkowaną migracją faz tektonicznych, wynikającą przede wszystkim z subsydencji tektonicznej związanej z kolizją płyt litosferycznych. W miarę rozwoju kolizji następuje w strefie subdukcji pograżanie płyty dolnej, a obszar maksymalnej subsydencji przemieszcza się wraz z nasuwającym się orogেনem w kierunku przedpola. Skutkiem tego w końcowym stadium rozwoju systemu geosynklinalnego tworzy się u czoła nasuwanego orogenu zapadlisko przedgórskie o wybitnie asymetrycznym kształcie, charakterystycznym dla grupy basenów osadowych wiążących się z kolizją litosferycznych płyt kontynentalnych, których typowym przykładem jest zapadlisko przedkarpackie [7, 3, 4, 1, 10]. Model subdukcji podłoża południowej strefy zapadliska może być utożsamiany z aktywnym podsuwaniem się platformy europejskiej połączonym z prawoskrętnym rotowaniem obramowania platformowego zachodzącym w młodszym trzeciorzędzie. Obszar zapadliska przed wejściem w strefę zwiększonej subsydencji był intensywnie erodowany i denudowany, co doprowadziło do powstania penepleny przedmiocenińskiej, rozciętej dolinami rzek spływających w kierunku zbiornika fliszowego Karpat. Transgresja badeńska opanowała znaczny obszar zapadliska, przynosząc dość wyrównaną facjalnie serię osadów, która na obszarze prawie całego zapadliska zewnętrznego zachowuje zbliżone miąższości, co świadczy o wyrównanej dynamice sedymentacji w tym zbiorniku. Po depozycji serii ewaporatowej zmieniają się warunki powodujące zmianę facji osadów na ilasto-mułowcową. W początkowej fazie badenu górnego w wyniku postępującego pograżania się południowych stref płyty przedpola Karpat zachodząca ekstensja ugięciowa spowodowała spękanie przedpola systemem uskoków normalnych o kierunku NW-SE, których zaistnienie i przebieg zapewne były związane ze starszymi założeniami pojurajskimi. Bloki zewnętrzne ulegały przy tym ruchu pewnemu prawoskrętnemu zrotowaniu. Równocze-

śnie nastąpiła reaktywacja starych założeń systemów uskokowych formujących struktury platformy europejskiej, których kierunek był w ogólności poprzeczny do osi struktur platformowych. Ta przebudowa przedpola Karpat spowodowała zmiany linii brzegowej morza górnobadańskiego, wyniesienie wielu obszarów, a w szczególności masywu małopolskiego i północno-wschodnich peryferii zapadliska [12]. Jednak nasuwające się jeszcze Karpaty, ich intensywna denudacja i związane z nią wypełnianie zapadliska osadami spowodowały subsydencję obszaru zapadliska, kompensowaną nanoszonymi sedymentami. Niektóre zaistniałe wcześniej uskoki wykazywały jeszcze aktywność powodując tworzenie się w ich strefie synsedymencyjnych uskoków potomnych. Wygaśnięcie procesów nasuwających orogen karpacki, znaczne rozmiary jego denudacji i wielkie rozmiary przeniesionych mas skalnych spowodowały wynoszące ruchy izostatyczne, które precyzują obecny stan budowy zapadliska przedkarpackiego.

### **Węglony materiał organiczny w profilu miocenu autochtonicznego zapadliska przedkarpackiego**

Węglona materia organiczna występuje w całym profilu utworów miocenu autochtonicznego. Węgloność utworów miocenijskich jest zjawiskiem regionalnym, wiążącym się z paleogeografią strefy morza miocenijskiego i panującymi w nim warunkami sedymentacyjnymi. Najbogatsze nagromadzenia utworów węglowych stwierdzono w spągu badenu dolnego na długim odcinku obrzeżenia Gór Świętokrzyskich, od Chomentowa na zachodzie, przez Męcennice, aż do Trzydnika. Kompleks osadów brunatnowęglowych stwierdzono również w utworach podścielających złoża siarki w Tarnobrzegu, a także wierceniami naftowymi w strefie Księżpola. Znacznie mniejsze nagromadzenia węglonej materii organicznej zanotowano w profilu utworów nadanhydrotowych. Charakteryzują się one dużą zmiennością wielkości, formy i typu oraz otoczenia skalnego.

Węglony materiał organiczny w profilu osadów autochtonicznych miocenu zapadliska przedkarpackiego występuje w dwóch formach: rozproszonej i skupionej [23].

Rozproszony detrytus węglowy tzw. "sieczenka roślinna" jest składnikiem węglowym warstewek piaszczystych i mułowcowych lub rzadziej ilastych. Przedstawia on urozmaicony materiał złożony głównie z kolinitowych drobnych ułamków ksyłitów (o długości od kilku

$\mu\text{m}$  do 0.1 mm), pozostałości liści i igieł drzew, które zbudowane są z kolinitu w otoczce kutytnitu, a także mniejszych ilości sporynitu, rezynitu, amorfinitu i inertynitu (fuzynitu). Materiał ten jest składnikiem lamin wzbogaconych w materiał ilowy, a jego zawartość w warstwach piaszczysto-ilastych nie przekracza 5%.

Badania makroskopowe prowadzone podczas profilowania rdzeni wiertniczych pozwoliły na wyróżnienie 5 odmian skupień osadów węglistych: utworów węglowo-bitumicznych typu huminokerytów lub kerytów, węgla, łupków węglowych, łupków węglistych oraz żył węglowych (tabela 1).

Keryty i humokeryty występują w postaci regularnych warstwek o grubości 6-10 mm na wyraźnej powierzchni erozyjnego ścięcia, pokrytej powłoką iłu (0.5 mm), także w postaci wydłużonych intraklastów o grubości do 6 mm. Barwa tych utworów jest czarna, a zabarwienie rysy jest brunatnoczarne. Wykazują one połysk półmatowy, smugowany, tj. złożone są z naprzemianległych warstwek matowych i błyszczących z ilościową przewagą matowych. Warstewki witryny (błyszczące), o grubości od ułamka mm do około 1 mm, wykazują kostkowaty rozpad pod wpływem nacisku mechanicznego, natomiast warstewki matowe (do 3 mm grubości) rozpadają się nieregularnie.

Tabela 1

Klasyfikacja morfologiczna skupień węgla w osadach miocenu zapadliska przedkarpackiego i ich przybliżona charakterystyka sedimentologiczna [23]

Lp.	Typ litologiczny	Forma skupień (w rdzeniu wiertniczym)	Grubość warstwy lub pakietu (mm)	Stosunek do tekstury skały otaczającej	Pochodzenie
1	keryty i humokeryty	warstwy i intraklasty	5-10	spąg na powierzchni erozyjnej, strop ostro zarysowany	osady jezior asfaltowych lub iniekcyjne wypełnienie szczelin i pustek
2	węgiel humusowy i humosapropelowy	warstwy i intraklasty, rzadko fragmenty karczki drzew	10- 30	spąg i strop erozyjny	osady jeziorne i lagunowe (głównie napławione drewno)
3	łupek węglowy piaszczysty lub ilasty	warstwy z soczewkami węgla o grubości do 3 mm	od 30 do 100	zgodny z laminacją	fragmenty napławionego drewna w osadach jeziornych i morskich
4	łupek węglisty, głównie piaszczysty	detrytus węglowy, także z nielicznymi soczewkami węgla	od 5 do 50	składnik laminacji skały, rzadkie soczewki węgla na ogół zgodne z laminacją	jw
5	żyły węglowe	żyły pionowe i ukośne	od 2 do 6	niezgodne z laminacją	żyły iniekcyjne



Wśród węgla wyróżniono dwie formy: warstwy i rozległe soczewy węgla błyszczącego oraz warstwowe nagromadzenia detrytycznych okruchów węgla błyszczącego i matowego o charakterze intraklastów i egzotyków. Warstwy lub rozległe soczewy węgla mają miąższość od 10 do 30 mm. Skupienia te ostro odcinają się od otaczających skał, a spąg warstewek położony jest na wyraźnej powierzchni erozyjnej. Barwa węgla jest czarna, zabarwienie rysy zaś brunatnoczarne. Ma on połysk błyszczący (smolistoszklisty), przełam muszlowaty i słabo wyraźną laminację. Skupienia błyszczące wykazują także spękania kontrakcyjne, bardziej intensywne w przystropowej i przyspągowej części warstw, niekiedy impregnowane kalcytem.

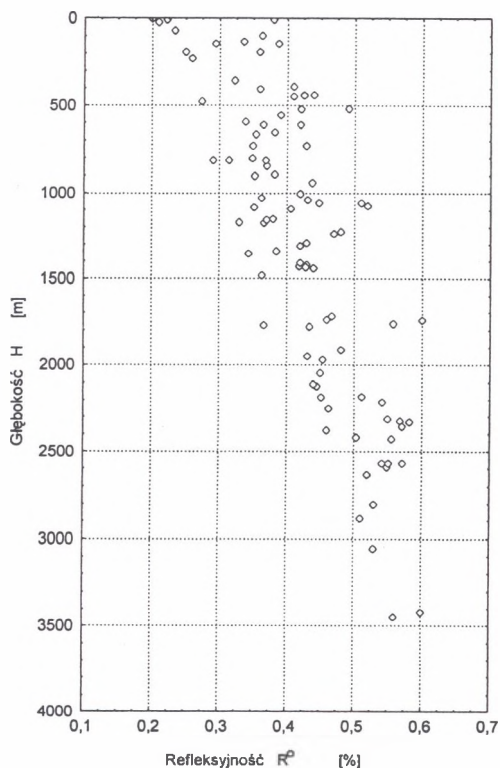
Łupki węglowe piaszczyste i rzadziej ilaste zbudowane są z naprzemianległych warstewek węgla o miąższości mniejszej od minimalnej grubości litotypu (5 mm) oraz piaskowca (iłowca), niekiedy węglistego (tj. z rozproszonym detrytusem lub pyłem węglowym), o porównywalnej z węglem grubości. Węgiel w obrębie tej odmiany łupków wykazuje barwę czarną, połysk błyszczący, przełam muszlowy i barwę rysy od brunatnoczarnej do czarnej, co wskazuje na jego zmienny stopień uwęglenia, w przedziale od brunatnego węgla twardego do niskouwęglonego węgla kamiennego.

Występujące w osadach miocenu łupki węgliste to skały o ciemnych odcieniach wskutek obecności w ich składzie rozproszonego uwęglonego materiału organicznego, który niekiedy skoncentrowany jest w laminach. Skały te tworzą warstwy lub zestawy warstw o grubości od kilku do kilkunastu centymetrów wśród piaskowców i iłowców. Składnikiem organicznym tych osadów jest uwęglony detrytus organiczny. W piaskowcach przeważnie jest to detrytus średnio- i gruboziarnisty (od 1 do 5 mm), natomiast w iłowcach detrytus drobnoziarnisty (< 1 mm).

Żyłki węglowe są rzadkie wśród osadów zapadliska przedkarpackiego. Pod względem genetycznym można wyróżnić: żyłki węglowe, będące uwęglinami korzeni karczwy - mają one charakter "apofiz węglowych" wnikających w otaczający piaskowiec od strony uwęgliny osiowej karczwy oraz dajki węglowe o charakterze iniekcyjnym.

## Zmienność refleksyjności humusowego materiału węglowego jako przejaw pionowych przemieszczeń serii skalnych w zapadlisku przedkarpackim

Zebrany zbiór 96 próbek uwęglonej materii organicznej z wierceń i przypowierzchniowych odsłoneń węgla o charakterze złożowym z obszaru zapadliska przedkarpackiego (rys. 1) wskazuje, że średnia refleksyjność ulminitu B i telokolinitu w warstwach węglowych i w rozproszonym materiale wityrynitowym zawiera się w przedziale od 0.203% (węgiel brunatny złoża "Chomentów" - próbki z głębokości 5-10 m) i 0.205% (złożo "Trzydnik"- próbki z głębokości 25-35 m) do 0.680% (odwiert Z-4 - próbka z głębokości 3055 m). Odnosząc te wartości do zmian refleksyjności w szeregu węglowym widać, że materiał węglowy osadów miocenijskich w zapadlisku przedkarpackim reprezentuje szeroką gamę uwęglenia, bo od niskouwęglonego miękkiego węgla brunatnego po węgiel kamienny.



Rys. 2. Rozkład głębokościowy refleksyjności wityrynitów uwęglonej substancji organicznej z osadów miocenu zapadliska przedkarpackiego

Fig. 2. Vitrinite reflectance for coalifacate organic matter from the Miocene sediments versus depth

Uzyskane wartości średniej refleksyjności ( $R^{\circ}$ ) naniesiono na prostokątny wykres głębokościowy (rys. 2). Zanedbano rzędne wysokości otworów, których różnice nie przekraczają kilkudziesięciu metrów, ponieważ nie wpływa to w znaczący sposób na położenie punktów na wykresie. Rozkład refleksyjności wykazuje bardzo szerokie spektrum zmian. Jakkolwiek istnieje wyraźny trend wzrostu refleksyjności z głębokością próbek, to jednak dla różnych przedziałów głębokościowych wartość refleksyjności zmienia się od 0,08% do 0,28%. Generalnie większą zmienność refleksyjności wykazują próbki z mniejszych głębokości, natomiast refleksyjność próbek z głębokości poniżej 1800 m zmienia się w zakresie do 0,08%.

Charakterystyczne są duże przedziały zmienności tego parametru dla prób pobranych z odsłoneń powierzchniowych lub przypowierzchniowych (próbki z Chomentowa i Trzydnika w stosunku do próbek z Grudny Dolnej -  $\Delta R^{\circ} = 0,18\%$ ).

Podobnie duże rozbieżności wyników utrzymują się na większych głębokościach (np. w interwałach 1000 do 1200 m, 1700 do 1800 m i in.). Charakterystyczna jest tendencja wzrostu wartości refleksyjności próbek pochodzących z odwiertów położonych w pobliżu nasunięcia karpackiego oraz w strefach dyslokacyjnych. Obserwuje się również przypadki spadku refleksyjności w profilu pojedynczego odwiertu, które są wyraźnie zauważalne również w badaniach innych autorów [14]. Wartości refleksyjności uwarunkowane są reżimem cieplnym ziemskiego pola termicznego, w którym badane osady się znalazły, natomiast zmienność tych wartości w profilu badanego obszaru zdeterminowana jest przede wszystkim głębokością położenia próbki, choć niektórzy autorzy widzą możliwość wpływu innych przyczyn [14]. Ujęcie zależności regresyjnej pomiędzy wartością refleksyjności i głębokością umożliwia z jednej strony ocenę paleotemperatur środowiska skalnego [22], a z drugiej pozwala na prognozowanie pierwotnych głębokości występowania badanej substancji organicznej. Wyniki badań refleksyjności wityrnytu  $R^{\circ}$  uwęglonej substancji organicznej z osadów mioceńskich zapadliska przedkarpackiego ujęto w zależności regresyjnej od głębokości  $H$ , uzyskując liniowe równanie regresji o następującej postaci:

$$H = - 1886 + 7547,5 \times R^{\circ} \quad (1)$$

Porównując wyliczone głębokości pierwotne badanych próbek z głębokościami ich obecnego występowania można ocenić wielkość pionowych geotektonicznych przemieszczeń osadów zawierających badaną materię organiczną. Przemieszczenia te na obszarze zapadliska przedkarpackiego mogą być spowodowane trzema rodzajami przyczyn:

- z górnobadańską przebudową zapadliska przedkarpackiego,

- ze strefami uskoków antytetycznych w utworach miocenu, związanych z czynnymi dyslokacjami w podłożu lub nasuwającymi się Karpatami,
- oraz izostatycznym unoszeniem strefy przykarpackiej wynikającym z denudacji górotworu karpackiego.

Współdziałanie tego zespołu przyczyn może prowadzić do efektu dodatniego objawiającego się wzrostem wartości refleksyjności, lub rzadziej ujemnego, niwelującego wartości refleksyjności.

Prognozowane wielkości przemieszczeń pionowych przekraczają niekiedy 1000 m. Najmocniej przemieszczenia te zarysowują się w strefie przykarpackiej (rejon Przemyśla), w strefie zrębu Ryszkowej Woli i innych większych dyslokacjach podłoża oraz w strefie północnej (rejon Baszni, Księżpola i Tarnobrzega).

## Podsumowanie

Zapadlisko przedkarpackie jest jednostką geotektoniczną, której powstanie i rozwój jest ściśle związany z ostatnimi fazami tektogenezy Karpat. Struktura osadów badenu i sarmatu wypełniających ten rozległy rów przedgórski jest odwzorowaniem procesów sedymentacyjnych oraz warunków geodynamicznych prowadzących do nasuwania orogenu karpackiego i formowania podłoża miocenu. Gruba seria molas środkowomiocenijskich przyjęła na siebie gasnące przemieszczenia zachodzące w podłożu i naciski ze strony nasuwających się Karpat, generujące tworzenie się w niej różnego rodzaju uskoków. Intensywna erozja i denudacja górotworu karpackiego spowodowała usunięcie ogromnej ilości mas skalnych, co spowodowało odciążenie tej strefy i uruchomienie wynoszących ruchów izostatycznych. Skutkiem tych zjawisk geotektonicznych znaczne obszary zapadliska przedkarpackiego ulegały pionowym przemieszczeniom, wprowadzając serie osadów miocenu w inne warunki termiczne, powodujące podnoszenie poziomu uwęglenia materii organicznej zawartej w utworach miocenu lub wyprowadzając ku górze osady w strefy o łagodniejszym reżimie termicznym.

Materia organiczna zawarta w osadach jest czułym wskaźnikiem zmian termicznych, osiągając w miarę wzrostu temperatury jej nagrzania odpowiedni poziom uwęglenia, objawiający się określonymi własnościami optycznymi, a m.in. średnią zdolnością odbicia światła wityrytu. Każda skała w jednorodnym ziemskim polu termicznym na określonej głębokości osiąga temperaturę wymuszającą w efekcie określoną refleksyjność wityrytu zawartej w niej

substancji organicznej. Stąd też wartość refleksyjności jest miarą głębokości pograżenia sedymentu. Badania refleksyjności wityrytu uwęglonej substancji organicznej zawartej w osadach miocenu zapadliska przedkarpackiego wykazały szerokie spektrum zmian refleksyjności z głębokością (od 0,08 % do 0,28 %). Wielokrotna analiza zakresu zmienności tego parametru substancji organicznej wykazała, że odstępstwa wielkości refleksyjności od normalnego trendu jej zmian z głębokością mogą być uwarunkowane tektonicznymi ruchami pionowymi zachodzącymi w strefie zapadliska przedkarpackiego w końcowych fazach jego rozwoju, których rozmiar może przekraczać 1000 m. Przemieszczenia te mogą być związane z:

- reaktywacją starszych uskoków podłoża, generujących systemy uskoków potomnych w utworach miocenu,
- nasuwaniem górotworu karpackiego wymuszającym uskoki w kontaktujących utworach miocenu,
- izostatycznym wynoszeniem strefy przykarpackiej.

## LITERATURA

1. Allen P.A., Allen J.R.: Basin analysis – principles and applications. Blackwell. Oxford 1990.
2. Alexandrowicz S.W.: Rozwój zapadliska przedkarpackiego w świetle wyników badań nad stratygrafią miocenu Południowej Polski. Geol. i Geofiz. Naft; nr 7-9. 1965; s. 243-247.
3. Bally A.W., Snelson S.: Realms of subsidence. W: Facts and Principles of World Petroleum Occurrence (Red. A.D. Miall). Can. Soc. Petrol. Geol. Mem; v. 6. 1980; s. 9-75.
4. Einsele G.: Sedimentary Basins: Evolution, Facies, and Sediment Budget. Springer-Verlag. Berlin Heidelberg 1992.
5. Hamor G.: Neogene Palaeogeograph Atlas of Central Europe and Eastern Europe. Hungarian Geol. Inst. Budapest 1988.
6. Karnkowski P.: Zapadlisko przedkarpackie – część wschodnia (na wschód od Krakowa). W: Budowa geologiczna Polski (Red. W.Pozaryski); t. IV, cz. 1. Wyd. Geol. Warszawa 1974.
7. Kingston D.R., Dishroon C.P., Williams P.A.: Global basin classification system. Am. Assoc. Petrol.Geol. Bull; v. 67. 1983; s. 2175-2193.

8. Kotlarczyk J.: Ewolucja tektogenu karpackiego w miocenie. Przew. 59 Zjazdu Pol. Tow. Geol. Karpaty Przemyskie. Kraków 1988; s. 273-284.
9. Krzywiec P.: Large-scale tectono-sedimentary Middle Miocene history of the central and eastern Polish Carpathian Foredeep Basin – result of seismic data interpretation. Pr. Geol. r. 45, nr 10. 1997; s. 1039 – 1053.
10. Kuśmierk J.: Evolution of the central Carpathian oil basin: a quantitative interpretation. Proceedings of the International Symposium; Geodynamic evolution of sedimentary basins. Editions Technip. Paris 1996; s. 281 – 303.
11. Ney R.: Rola rygla krakowskiego w geologii zapadliska przedkarpackiego i rozmieszczenie złóż ropy i gazu. Pr. Geol. Kom. Nauk. Geol. PAN; nr 45. Warszawa 1968.
12. Ney R.: Piętra strukturalne w północno-wschodnim obramowaniu zapadliska przedkarpackiego. Pr. Geol. Kom. Nauk Geol. PAN, Oddz. w Krakowie; nr 53. Warszawa 1969.
13. Ney R., Burzewski W., Bachleda T., Górecki W., Jakubczak K., Słupczyński K.: Zarys paleogeografii i rozwoju litologiczno-facjalnego utworów miocenu zapadliska przedkarpackiego. Pr. Geol. Komis. Nauk. Geol. PAN Oddz. w Krakowie; nr 82: Warszawa 1974.
14. Nowak G. J.: Dojrzałość termiczna materii organicznej w osadach miocenu zapadliska przedkarpackiego w świetle badań optycznych. Pr. Państw. Inst. Geol. T. 168. 1999; s. 297 –306.
15. Nowak J.: Zarys tektoniki Polski. II Zjazd Stow. Geogr. i Etnogr. Kraków 1927; s. 1 – 160.
16. Obuchowicz Z., Tokarski A., Wdowiarz S.: Struktura Lubaczowa. Nafta; nr 4, 1958; s. 89-97.
17. Oszczypko N.: The Early-Middle Miocene Carpathian peripheral foreland basin (Western Carpathians, Poland). Pr. Geol; r. 45, nr 10/2. 1997; s. 1054-1063.
18. Oszczypko N.: Przebieg miocenińskiej subsyduencji w polskiej części zapadliska przedkarpackiego. Pr. Państw. Inst. Geol. T. 168. 1999; s. 209 – 230.
19. Oszczypko N., Ślącza A.: An attempt to palinspastic reconstruction of Neogene basins in the Carpathians Foredeep. Roczn. Pol. Tow. Geol. T. 55, z. 1 – 2: 1986; s. 55-56.
20. Ryłko W., Tomasz A.: Obraz skonsolidowanego podłoża Karpat Polskich w świetle badań magnetotellurycznych. Pr. Państw. Inst. Geol. T. 168. 1999; s. 195 – 208.
21. Szafran S.: Rozwój facjalny i układ przestrzenny oraz gazonośność utworów miocenu autochtonicznego we wschodniej części zapadliska przedkarpackiego na podstawie korelacji profilowań geofizycznych. Prace Geol. Kom. Nauk Geol. PAN, Oddz. w Krakowie; nr 120. Warszawa 1980.

22. Szafran S.: Warunki paleotemperaturowe utworów miocenu autochtonicznego zapadliska przedkarpackiego w Polsce. Spraw. z Pos. Komis. Nauk Geol. PAN Oddz. w Krakowie. T. 32/1. Kraków 1990; s. 162-164.
23. Szafran S., Wagner M.: Charakter petrograficzny uwęglonego materiału organicznego w miocęńskich osadach wschodniej części zapadliska przedkarpackiego. Zesz. Nauk. Pol. Śl. Górnictwo; z. 243. 1999; s. 131-138.
24. Teisseyre W.: Zarys tektoniki porównawczej Podkarpacia. Kosmos; nr 46. 1922. s. 242-474.
25. Tołwiński K.: Główne elementy tektoniczne Karpat z uwzględnieniem górotworu salidów. Acta Geol. Pol.; v. 6, z. 2. 1956; s. 75-226.
26. Wdowiarz S.: O stosunku Karpat do zapadliska przedkarpackiego w Polsce. Prz. Geol. r. 24, nr 6. 1976; s. 350 – 357.

Recenzent: Prof. dr hab. inż. Wiesław Gabzdyl

## Abstract

The Carpathian Foredeep is a geotectonic unit, the origin and development of which is closely connected with the final phases of tectonic origin of the Carpathians. The structure of the Badenian and Sarmatian sediments, filling this large basin, represents the sedimentary processes and geodynamic conditions responsible for the overthrusting of the Carpathian orogen and the formation of the Miocene basement. A thick series of the Middle Miocene molasse overtook the vanishing movements in the basin and loads exerted by the overthrusting Carpathians. This created conditions for the formation of various faults. The intensive erosion and denuding of the Carpathian rock mass caused the removal of a huge portion of the rock mass, which in turn, exerted a load on the zone and started the isostatic movements. Owing to the geotectonic movements, considerable areas of the Carpathian Foredeep underwent vertical dislocations, exposing series of the Miocene sediments to different thermal conditions. This resulted in the increased carbon content of the organic matter in the Miocene strata and caused that the sediments were pushed up to the zones with more lenient thermal conditions.

The organic matter in the sediments is a sensitive indicator of thermal changes. With a growing temperature, the carbon content reaches a suitable level. This manifests in specific

visual properties, e.g. average vitrinite reflectance. Every rock in a homogeneous thermal field at a definite depth reaches a temperature that finally induces a definite value of vitrinite reflectance of the enclosed organic matter. Hence, the organic matter with carbon content in the Miocene sediments of the Carpathian Foredeep changes with depth (from 0.08% to 0.28%) over a vast range of values. The multiple analysis of the variability of this parameter in organic matter showed that other than normal reflectances can be conditioned by the vertical tectonic movements in the Carpathian Foredeep in the final phases of its development (more than 1000 m of magnitude). Such dislocations may be related to:

- reactivation of older faults of the basement, generating systems of younger faults in the Miocene strata;
- overthrusting of the Carpathian rock mass, causing faults in the contacting Miocene strata;
- isostatic uplifting of the about Carpathian zone.