

UKD 550.8:550.36]:550.36.015"312":553.98.061.3"74":551.248.1+552.11+552.16:551.73/76(438 Niż Polski)

Jacek MAJOROWICZ, Sylwester MAREK, Jerzy ZNOSKO

## Paleogeotermika centralnego i południowo-wschodniego Niżu Polskiego i jej wpływ na generowanie i zachowanie węglowodorów

Paleogradyenty geotermiczne, określone na podstawie refleksyjności wityryny oraz krzywych subsydencji i erozji osadów macierzystych dla węglowodorów, są ogólnie wyższe od gradientów temperatury obserwowanych współcześnie. Szczególnie drastycznie jest to widoczne na Lubelszczyźnie oraz w strefie brzeżnej monokliny przedsudeckiej. Wysokie paleogradyenty geotermiczne, spowodowane głównie zjawiskami termicznymi orogenezy waryscyjskiej (przeżranie waryscyjskie i powaryscyjskie), mogły mieć istotne znaczenie dla generowania węglowodorów.

### WSTĘP

Stopień metamorfizmu materii organicznej zależy od temperatury, na co wskazują m.in. prace J. Karweila (1955), N. Łopatina (1971), N. Bosticka (1970, 1979), A. Hooda, J. Castano (1974). Rozpoznanie rozwoju paleotektoniki skał osadowych, zawierających materię organiczną, oraz znajomość stopnia jej zmetamorfizowania, głównie na podstawie refleksyjności wityryny, pozwala na określenie paleotemperatur. Celem niniejszego artykułu jest określenie stosunków paleogeotermicznych centralnego i południowo-wschodniego Niżu Polskiego i porównanie ich ze współczesnym polem geotermicznym.

Rozpoznanie pola paleogeotermicznego i jego relacji do pola obserwowanego współcześnie ma znaczenie zarówno dla określenia możliwości generowania węglowodorów z określonych kompleksów skalnych, jak i dla prognozowania możliwości ich zachowania lub zniszczenia na tle ewolucji geologicznej analizowanych kompleksów skalnych. Prace N. Wassojewicza i in. (1969), W.C. Puseya (1973) i D.W. Waplesa (1980) wskazują na znaczny wpływ temperatury, powodującej główną fazę generacji ropy oraz warunkującej możliwości jej zachowania.

## POZYCJA GEOTEKTONICZNA

Analizą paleogeotermiczną objęto centralną i południowo-wschodnią część Nizy Polskiego wyznaczoną miejscowościami: Toruń, Łuków, Hrubieszów, Krasnystaw, Piotrków Trybunalski, Wieluń, Kalisz, Września i Toruń. Obszar ten zaj-

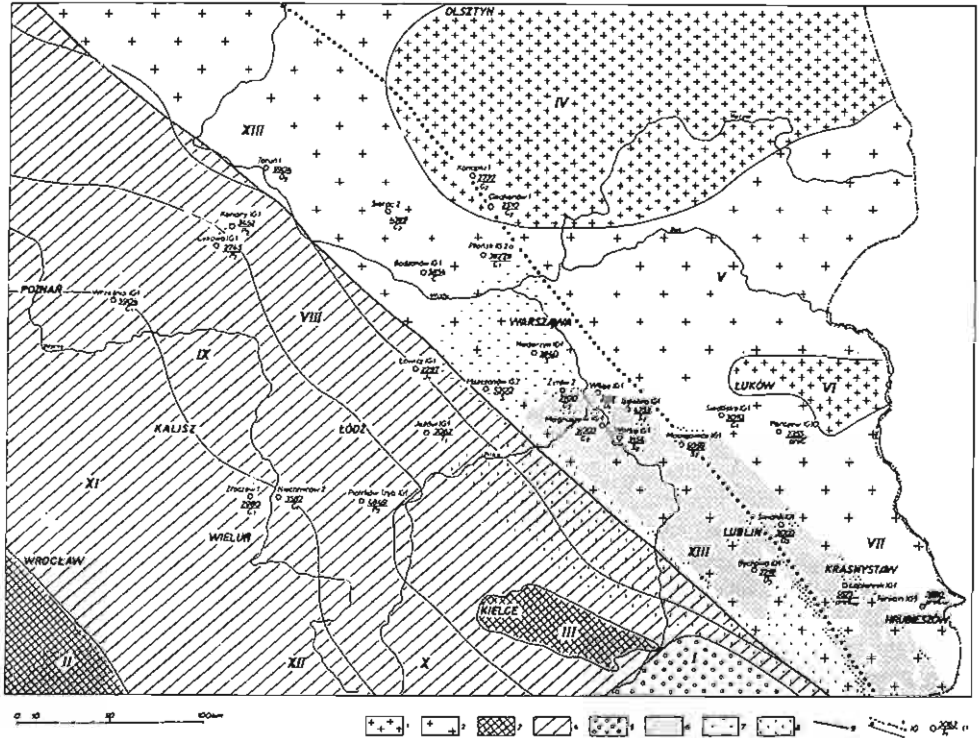


Fig. 1. Podział tektoniczny centralnego i południowo-wschodniego Nizy Polskiego  
Tectonic subdivision of central and south-western Polish Lowlands

1 – wypiętrzone podłoże krystaliczne prewendyjskiej platformy pod cienką pokrywą osadową; 2 – obniżone podłoże krystaliczne prewendyjskiej platformy pod grubą pokrywą; 3 – paleozooidy (kaledonidy i waryscydy) na powierzchni lub pod bardzo cienką pokrywą osadową; 4 – platforma paleozoiczna; 5 – alpejskie zapadisko przedgórskie; 6 – rów lubelski (według A.M. Żelichowskiego, 1979); 7 – blok Grodziska Mazowieckiego; 8 – wypiętrzenie radomsko-kraśnickie (według A.M. Żelichowskiego, 1979); 9 – granica platform prewendyjskiej i paleozoicznej; 10 – granice jednostek tektonicznych w pokrywie osadowej; a – faktyczne, b – umowne; 11 – otwory wiertnicze, głębokość w metrach i indeks stratygraficzny osiągniętych skal; 1 – zapadisko przedkarpackie; 11 – Sudety Wschodnie; 111 – Góry Świętokrzyskie; 114 – wyniesienie mazursko-suwałskie; 115 – obniżenie podlaskie; 116 – zrąb łukowski (wisznicki); 117 – obniżenie nadbużańskie (zrębowe obniżenie hrubieszowskie); 118 – bruzda środkowopolska, po inwersji tektonicznej wał kujawsko-gielniowski; 119 – niecka mogileńsko-łódzka; 120 – niecka miechowska (nidziańska); 121 – monoklina przedsudecka; 122 – monoklina śląsko-krakowska; 123 – niecka brzeźna (plocko-lubelska)

1 – uplifted crystalline basement of the pre-Vendian Platform under thin sedimentary cover; 2 – depressed crystalline basement of the platform under thick sedimentary cover; 3 – Paleozooids (Caledonides and Variscides) at the surface or under very thin sedimentary cover; 4 – Paleozoic platform; 5 – Alpine foredeep; 6 – Lublin Trough (after A.M. Żelichowski, 1979); 7 – Grodzisk Mazowiecki block; 8 – Radom – Kraśnik elevation (after A.M. Żelichowski, 1979); 9 – boundary of the pre-Vendian and Paleozoic platforms; 10 – boundary of tectonic units in sedimentary cover: a – controlled, b – conventional; 11 – boreholes, depth in meters and stratigraphic symbol of encountered rocks; 1 – Carpathian Foredeep; 11 – Eastern Sudety Mts; 111 – Góry Świętokrzyskie Mts; 114 – Mazury-Suwałki Elevation; 115 – Podlasie Depression; 116 – Łuków (Wisznice) Horst; 117 – Bug Depression (Hrubieszów Horst Depression); 118 – Mid-Polish Furrow, Kujawy-Gielniów Swell after tectonic inversion; 119 – Mogilno – Łódź Basin; 120 – Mogilno-Łódź Basin; 121 – Fore-Sudetic Monocline; 122 – Silesian-Cracow Monocline; 123 – Marginał (Plock-Lublin) Basin

muje platformę paleozoiczną o podłożu kaledońskim w centrum i o podłożu waryscyjskim w części zachodniej oraz w obrębie młodszej pokrywy osadowej brzeżną część monokliny przedsudeckiej, nieckę mogileńsko-łódzką, wał kujawsko-gielniowski oraz płocko-lubelski odcinek niecki brzeżnej (fig. 1).

Ważną rolę w rozwoju geotektonicznym omawianego obszaru odegrała strefa Teisseyre'a-Tornquista (J. Znosko, 1969, 1978), w której przebiega, ogólnie rzecz biorąc, granica między platformami przewendyjską i paleozoiczną. W obrębie tej strefy i na jej bliskim południowo-zachodnim przedpolu rozwinęła się permsko-mezozoiczna bruzda środkowopolska, a po jej inwersji wał kujawsko-gielniowski. W południowo-wschodnim segmencie tej strefy wyodrębnia się dewońsko-karboński rów lubelski, który od północnego wschodu ograniczony jest blokiem łukowsko-hrubieszowskim o podłożu przewendyjskim, a od południowego zachodu blokiem radomsko-krańskim o podłożu kaledońskim:

## ROZWÓJ PALEOTEKTONICZNY KOMPLEKSÓW SKALNYCH I PRZEJAWY MAGMATYZMU

Kompleksy skalne na analizowanym obszarze rozwijały się w warunkach zmiennych czasowo. Uzależnione to było od sukcesywnego wygasania procesów rozwoju geosynklinalnego i ostatecznej konsolidacji poszczególnych stref, które przyrastając do obszarów o starszej konsolidacji powiększały stopniowo kraton wschodniej Europy, a następnie platformę paleozoiczną w jej kaledońskim, a następnie waryscyjskim wymiarze.

Wyrazem zmiennych czasowo warunków sedymentacji i erozji poszczególnych ogniw pokrywy osadowej są diagramy dla wybranych otworów (fig. 2–4). Obrazują one wielkość subsydencji podłoża, intensywność narastania osadów oraz akty wypiętrzania podłoża i związanej z nimi wielkości ścięcia erozyjnego osadów. Konstrukcja diagramów oparta jest na regionalnej analizie paleotektonicznej profilów poszczególnych otworów wiertniczych. Należy podkreślić, że w analizie miąższości nie uwzględniono wpływu kompaktacji osadów z powodu braku odpowiednich badań. Jednakże ogólny charakter analizy oraz zastosowana na diagramach skala pozwalają przyjąć, że nieuwzględnienie kompaktacji osadów nie spowodowało znaczącego skażenia obrazu.

Blok łukowsko-hrubieszowski oraz podłoże niecki brzeżnej<sup>1</sup> na jej płockim i wschodnio-lubelskim odcinku zostały skratonizowane w epoce svekofeno-karpackiej, a ostatnie małe intruzje gabrowe typu platformowego przejawiały się w czasie dalslandzkim (K. Karaczun i in., 1975). Po głębokim ścięciu fundamentu krystalicznego rozwinął się na bloku łukowsko-hrubieszowskim rozległy wołyński trap bazaltowy. Wend rozpoczął się na obu blokach sedymentacją typu epikontynentalnego. W wendzie, kambrze i tremadoku wyraziła się ona sedymentacją terygeniczną, ilasto-piaszczystą, która w arenigu zmieniła się na krótko w glaukonitową, a następnie węglanową i ilastą trwającą przez sylur. Przejawy wulkanizmu zmanifestowały się pyłem tufowym, który opadając do zbiornika zaakcentował się w łupkach dictyonemowych (A. Jęczalik, 1979), a także uformował cienką, powszechnie rozprzestrzenioną warstwę glaukonitytową (J. Znosko, R. Chlebowski, 1976). Pyły wulkaniczne występują w zasadzie w całym ordowiku i sylurze, ale szczególne ich nagromadzenie zaznacza się w karadoku dolnym (Z. Mo-

<sup>1</sup> Dla różnych planów strukturalnych podłoża i pokrywy osadowej zastosowano nazwy jednostek tektonicznych przyjęte ogólnie na mapach tektonicznych, a wynikające z aktu ostatecznej, dużej przebudowy strukturalnej.

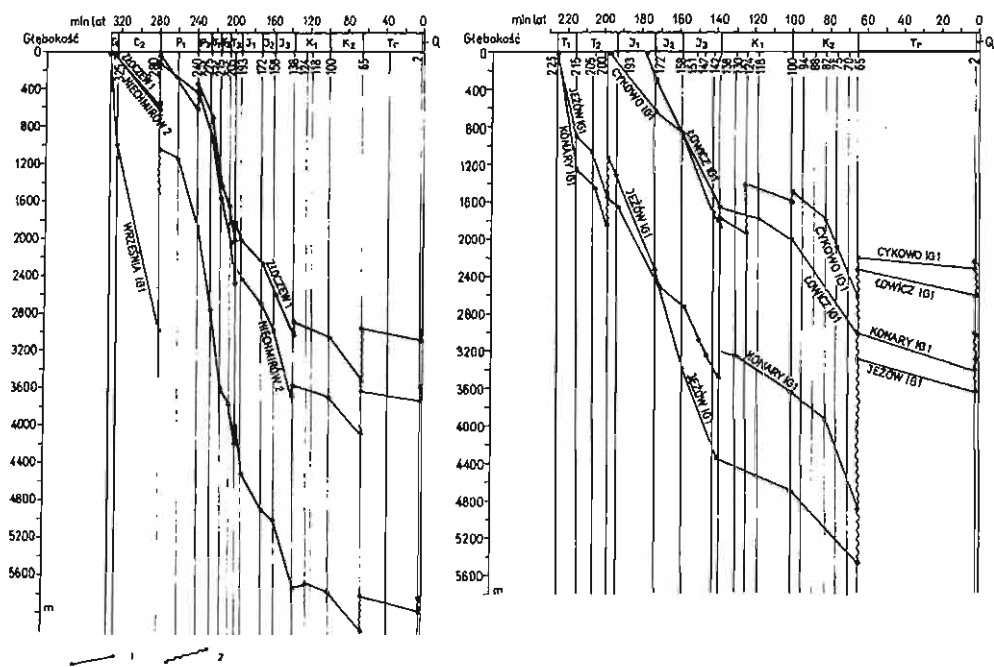


Fig. 2. Krzywe subsydencji i erozji w profilach otworów wiertniczych: Złoczew 1, Niechmierz 2 i Września IG 1 (północno-wschodni stok monokliny przedsudeckiej) oraz Cykowo IG 1 (niecka mogileńska), Łowicz IG 1, Konary IG 1 i Jeżów IG 1 (wał kujawski)

Curves of subsidence and erosion in borehole columns: Złoczew 1, Niechmierz 2, Września IG 1 (north-eastern slope of the Fore-Sudetic Monocline) and Cykowo IG 1 (Mogilno Basin), Łowicz IG 1, Konary IG 1 and Jeżów IG 1 (Kujawy Swell)

1 - stadium pograżenia; 2 - stadium wypiętrzenia i erozji

1 - downwarp stage; 2 - uplift and erosion stage

dliński, 1982) i w warstwach siedleckich dolnych (H. Tomczyk, praca w druku). Podkreślić trzeba, że objawy piroklastyczne wyraźnie nasilają się w kierunku zachodnim.

Na sąsiadującym od zachodu obszarze o konsolidacji staropaleozoicznej, obejmującym blok Kraśnika-Radomska, wał kujawsko-gielniowski i nieckę mogileńsko-łódzką, panowały w wendzie, kambro-sylurze i żedynie warunki sedymentacji charakterystyczne dla brzeźnego rowu geosynklinalnego. Uformowały się grube kompleksy skał terygeniczych, głównie ilasto-mułowcowych z przewarstwieniami piaskowców, kwarcytów i szarogłazów. Te kompleksy skalne poddane zostały kilkakrotnym, intensywnym procesom fałdowym w fazach: małopolskiej, sandomierskiej, krakowskiej i młodokaledońskiej, którym z reguły towarzyszyły procesy wulkaniczne.

Godne uwagi są skutki fazy fałdowej krakowskiej, która w rowie brzeźnym geosynkliny kaledońskiej uruchomiła sedymentację fliszową ujawnioną przez K. Jaworowskiego (1971) w habitusie warstw wydryszowskich, niewachlowskich i siedleckich ludlowu górnego. Zaznaczyć trzeba, że prądy zawiesinowe i sedymentacja fliszowa zaznaczyły się także poza brzeźnym rowem geosynklinalnym – na krawędziowej strefie platformy przewendyjskiej, na której zbiornik górnego

ludlowu musiał być dostatecznie głęboki. Produkty tej sedimentacji według wszelkiego prawdopodobieństwa zostały następnie, przynajmniej w części, nasunięte na strefę krawędziową przewendyjskiej platformy, jak na to może wskazywać profil otworu Toruń 1 (J. Znosko, 1970; S. Marek, J. Znosko, praca w druku).

Młodokaledońska działalność orogeniczna doprowadziła do dźwignięcia całego obszaru i silnej erozji, której produkty gromadziły się na przedpołu górotworu i w jego tektoniczno-morfologicznych obniżeniach zapełnianych osadami żedynu i zigeny.

Na bloku łukowsko-hrubieszowskim i w niecce lubelskiej żedyn i zigen zapoczątkowały sedimentację utworów brakiczo-limnicznych – terygenicznych, które w emsie przekształcają się już zdecydowanie w faunę old redu z łuskami ryb pancernych. Ten sam typ sedimentacji panował na bloku radomsko-kraśnickim i w Łysogórach oraz w obrębie bruzdy kujawsko-giełniowskiej i w całej niecce płockiej (fig. 3, 4).

Żywet i fran rozpoczynają sedimentację morską węglanowo-piaszczystą, która w faunie ujednocila się jako sedimentacja węglanowo-ilasta, zastąpiona jedynie na południowo-wschodniej Lubelszczyźnie sedimentacją pstrą, terygeniczo-węglanową (L. Miłaczewski, 1981, praca w druku).

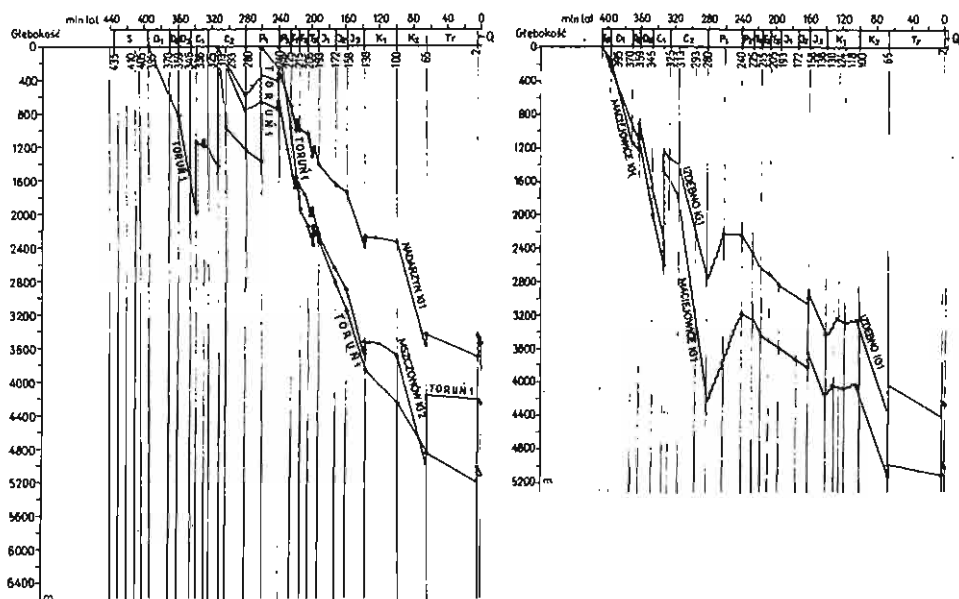


Fig. 3. Krzywe subsydencji i erozji w profilach otworów wiertniczych: Nadarzyn IG 1, Mszczonów IG 2, Toruń 1 (niecka płocka) oraz Izdeбно IG 1, Maciejowice IG 1 (rów lubelski – część północna)

Curves of subsidence and erosion in borehole columns: Nadarzyn IG 1, Mszczonów IG 2 and Toruń 1 (Plock Basin) and Izdeбно IG 1, Maciejowice IG 1 (Lublin Trough – northern part)

Objaśnienia jak na fig. 2; uwaga: mimo przewiercenia w otworze Toruń 1 osadów syluru, analizę subsydencji i erozji rozpoczęto od dewonu ze względu na niemożliwość odtworzenia pierwotnej miąższości z powodu mocnego przefalowania i zruszkowania skał sylurskich

Explanations as given in Fig. 2; note: the borehole Toruń 1 penetrated Silurian rocks but the analysis of subsidence and erosion had to be limited to Devonian and younger rocks as intense refolding and slicing of Silurian ones preclude reconstruction of their original thickness



Podłoże platformy postwaryscyjskiej na monoklinie przedsudeckiej budują różnego rodzaju metałupki, skały ilasto-mułowcowe, łupki epimetamorficzne, fylity kwarcowe i serycytowe oraz szarogłazy proterozoiczne, kambro-sylurskie, dewońskie i dolnokarbońskie. Wśród nich znane są skały zieleńcowe oraz granitoidy (Ługowo).

W fazie sudeckiej dochodzi do uformowania górotworu waryscyjskiego i powstania orogenicznych zapadlisk śródgórskich i przedgórskich, które wypełniane są molasą powstającą z niszczonego łańcucha górskiego. Molassa waryscydyd tworzyła się przez cały namur, westfal i stefan. W fazie asturyjskiej nastąpiło doładowanie górotworu. Przebieły się wówczas późnoorogeniczne intruzje granitoidowe stwierdzone w bloku przedsudeckim i na monoklinie przedsudeckiej.

Faza ta zapoczątkowała na całym obszarze starych i młodych platform ożywiony diastrofizm oraz najintensywniejszy wulkanizm w fanerozoiku Europy. Produkty tego wulkanizmu jako porfiry i bazalty oraz ich tufy rozprzestrzenione są w podłożu monokliny przedsudeckiej, w strefie zawierciańsko-krakowskiej oraz na północno-zachodnim Pomorzu. Porfiry tego wulkanizmu stwierdzono również na starej platformie w otworze Konopki I i Ciechanów I, a syenity w otworze Olsztyn IG 1 (W. Ryka, J. Pokorski, 1978).

Ożywiony diastrofizm dolnopermiski uruchomił poszczególne bloki podłoża i pogłębił górnokarbońską erozję usuwając niekiedy całkowicie złożone poprzednio osady karbonu dolnego i dewonu, jak np. w niecce plockiej i na zrębie łukowskim, a lokalnie na wypiętrzeniu radomsko-kraśnickim i w rowie lubelskim (fig. 2–4). Z tym paroksyzmem tektonicznym i erozją sprzęgnięta była charakterystyczna sedymentacja pstrych, pselitowo-psamitowych i pelitowych utworów autunu i saksonu, które wypełniły wszelkie obniżenia tektoniczne i wespół z procesem erozji doprowadziły do powszechnej penplenizacji, poprzedzającej transgresję górnego permu. Sedymentacją tą nie był objęty jedynie zrąb łukowsko-hrubieszowski, rów lubelski i wyniesienie kraśnicko-radomskie (J. Pokorski, 1978).

Transgresja cechsztyńska rozpoczęła nowy cykl sedymentacyjny – ewaporatowy, który był wyrazem cyklicznego kurczenia się poszczególnych zbiorników wypełnianych utworami terygenicznymi i chemicznymi w asocjacji z utworami węglanowymi. Rozległa panew cechsztyńska, nie obejmująca jednak wypiętrzenia kraśnicko-radomskiego, rowu lubelskiego i zrębu łukowsko-hrubieszowskiego, została wypełniona utworami czterech cyklotemów (R. Wagner, 1978). Najpełniejsza stratygraficznie i najintensywniejsza sedymentacja permska zaznaczyła się w bruzdzie kujawsko-gielniowskiej, w której tendencja ta utrzymywać się będzie przez cały mezozoik.

Rozpoczęta na młodej i starej platformie w cechsztynie powszechna sedymentacja epikontynentalna trwała nadal w triasie, jurze, kredzie i trzeciorzędzie. Mezozoiczna część pokrywy osadowej wykształcona jest jako kompleks osadów terygenicznych, które cechują głównie trias dolny i górny, jurę dolną i środkową oraz kredę dolną, a także kompleksów skał węglanowych rozpowszechnionych głównie w recie i wapieniu muszlowym, w jurze górnej oraz kredzie górnej. Odnotać trzeba epizody sedymentacji ewaporatowej, która wyraziła się wtrąceniami i przewarstwieniami gipsowymi w całym triasie oraz lokalnie kompleksem soli kamiennej w kajprze górnym jak również pokładami gipsu i anhydrytu w purbeku i beriasie dolnym (*Atlas litologiczno-paleogeograficzny...*, 1975).

Kompleks cechsztyńsko-mezozoiczny wykazuje najpełniejszy rozwój i maksymalne miąższości do 6–7 km w bruzdzie środkowopolskiej. W jednostkach leżących na zewnątrz niej kompleks ten ujawnia redukcję miąższości i luki stratygraficzno-erozyjne o zwiększającym się diapazonie w miarę oddalania się od bruzdy

środkowopolskiej, w związku z czym dochodzi nawet do całkowitej erozji poszczególnych oddziałów lub pięter. Proces ten zaznacza się szczególnie intensywnie w jurze dolnej i środkowej oraz w kredzie dolnej.

Bruzda środkowopolska odznaczała się przez cały cechsztyn i mezozoik wzmoczoną labilnością, która zapoczątkowała w późnym triasie formowanie i częściowe przebiecie się struktur solnych, a w najstarszym trzeciorzędzie spowodowała całkowitą jej inwersję tektoniczną. Tej inwersji towarzyszyła intensywna tektonika solna i ostateczne uformowanie się struktur solnych (S. Marek, J. Znosko, 1974; R. Dadlez, S. Marek, 1974).

Rozwój labilności poszczególnych obszarów przedstawiony na podstawie wybranych profili geologicznych i obrazujący wielkość subsydencji – głównie akty inwersji tektonicznej i wielkość wcięcia erozyjnego, a zatem w sumie warunki paleotektoniczne dla każdego wybranego kompleksu skalnego pokrywy osadowej w określonych otworach wiertniczych – przedstawiony jest na fig. 2–4. Można z nich wyrobić sobie pogląd na paleotemperature uzależnione od stopnia geotermicznego oraz od głębokości, na jakiej znajdowały się wybrane kompleksy skalne w dowolnie wybranym czasie.

## OBRAZ POLA GEOTERMICZNEGO

Centralna i południowo-wschodnia część Niżu Polskiego charakteryzuje się bardzo istotnym zróżnicowaniem gradientu geotermicznego (*Grad T*) i strumienia ciepłego (*Q*). Strumień ciepły zmienia się od wartości bardzo niskich, rzędu 30–40 mW/m<sup>2</sup> głównie na wyniesieniu mazursko-suwalskim i wyniesieniu łukowsko-hrubieszowskim, do 80 mW/m<sup>2</sup> i powyżej na zachodzie Polski. Rozkład wartości strumienia ciepłego na Niżu Polskim dla rejonu lubelskiego został szczegółowo omówiony w publikacjach J. Majorowicza, S. Plewy (1979), J. Majorowicza (1975, 1982) i Z. Drwięgi, A. Myśko (1980). Z danych tych wynika, że istnieje istotne zróżnicowanie *Q* w obrębie starej i młodej platformy. Na platformie prewendyjskiej *Q* w granicach 30–80 mW/m<sup>2</sup> obserwuje się na bloku łukowsko-hrubieszowskim i w rowie lubelskim. Najwięcej danych istnieje dla rowu lubelskiego, gdzie średnia wartość strumienia ciepłego, określona na podstawie 16 pomiarów, wynosi 50 mW/m<sup>2</sup>. Na bloku łukowsko-hrubieszowskim brak dostatecznych informacji dla określenia średniej wartości tego parametru. W obniżeniu podlaskim i niecce płockiej strumień ciepły jest ogólnie niższy i zawiera się w przedziale 30–50 mW/m<sup>2</sup>.

W obrębie młodej platformy zróżnicowanie *Q* jest również znaczne. Główną anomalią geotermiczną w Polsce centralnej, na zachód od linii Teisseyre'a-Tornquista, jest strefa bardzo wysokich wartości *Q* na osi Gorzowa Wlkp. – Poznań – Wrześni – Kalisz – Radomska ( $Q \geq 80$  mW/m<sup>2</sup>). Na północ i północny zachód od niej, tj. na Pomorzu, wartości *Q* są wyraźnie niższe i wahają się w granicach 40–60 mW/m<sup>2</sup>, nie różniąc się istotnie od stwierdzonych w niecce brzeźnej na starej platformie. Wysokie wartości strumienia ciepłego strefy Gorzowa Wlkp. – Poznań – Wrześni – Kalisz – Radomska należy uznać za charakterystyczne dla anomalnego stanu tych części litosfery, które były objęte waryscyjską działalnością orogeniczną. Stwierdzenie to dotyczy również i przedpola waryscyjskich środkowej i zachodniej Europy. Wartości *Q* rejestrowane w tych strefach są w wielu przypadkach równe lub wyższe od obserwowanych na obszarach orogenezy alpejskiej, co jest widoczne na mapie strumienia ciepłego Europy (*Heat Flow Map of Europe*, 1979).



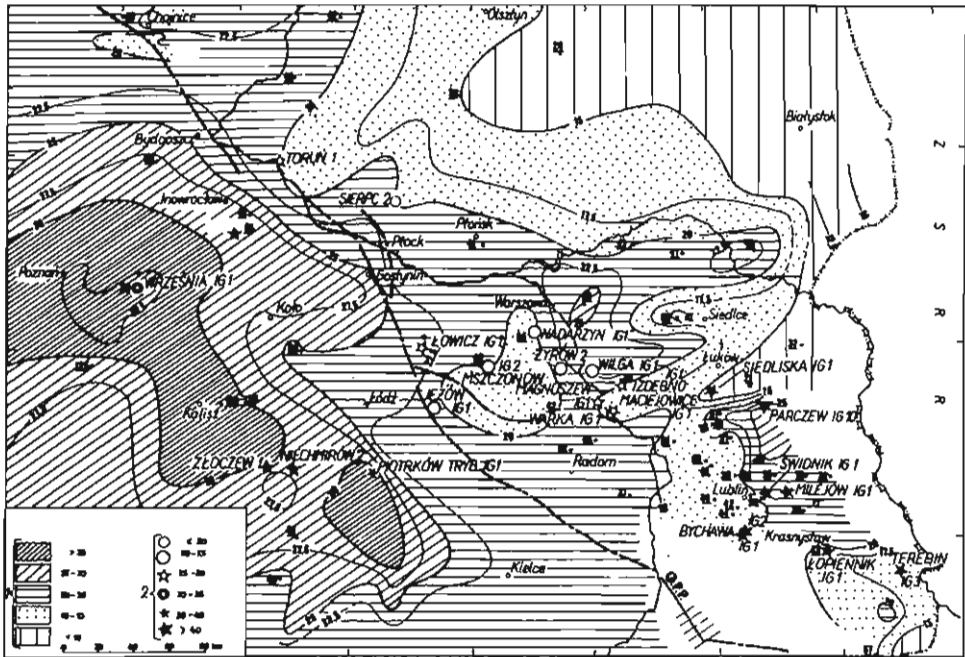


Fig. 5. Rozkład wartości strumienia ciepłego (podkreślone; dane o strumieniu ciepłym według J. Majorowicza, S. Plewy, 1979; J. Majorowicza, dane niepublikowane; Z. Drwięgi, A. Myśko, 1980; oraz M. Węsierskiej, 1973), średnich wartości gradientu geotermicznego oraz wartości gradientu paleotermicznego

Distribution of heat flow values (underlined; heat flow data after J. Majorowicz and S. Plewa, 1979; J. Majorowicz, unpublished report; Z. Drwięga and A. Myśko, 1980; and M. Węsierska, 1973), mean values of geothermic gradient and values of paleo-thermic gradient

1 – gradient geotermiczny (°C/km); 2 – gradient paleogeotermiczny (°C/km); G.P.P. – głębokie załamanie podłoża krystalicznego o charakterze schodowym na styku platformy przewendyjskiej i paleozoicznej według A. Dąbrowskiego i in. (1981)

1 – geothermic gradient (°C/km); 2 – paleogeothermic gradient (°C/km); G.P.P. – deep step-like break in crystalline basement at the contact of the pre-Vendian and Paleozoic platforms after A. Dąbrowski et al. (1981)

Regionalny rozkład  $Q$  i zróżnicowanie przewodności cieplnej skał determinują rozkład gradientu geotermicznego ( $Grad T$ ) i temperatury na danych głębokościach. Mapę średnich wartości  $Grad T$  w °C/km (mK/m) przedstawiono na fig. 5. W obrębie młodej platformy przyrosty temperatury z głębokością, charakteryzowane średnimi wartościami  $Grad T$ , są wysokie i w większości przypadków  $Grad T \geq 25^\circ\text{C/km}$ , a w strefie Gorzowa Wlkp. – Poznań – Września – Kalisz – Radomska osiąga nawet  $>30^\circ\text{C/km}$ .

W starej platformie jedynie w niektórych miejscach Lubelszczyzny  $Grad T$  wynosi  $\geq 25^\circ\text{C/km}$ . Większa część niecki brzeżnej i północnej części obniżenia podlaskiego charakteryzuje się  $Grad T$  w przedziale  $20 - 25^\circ\text{C/km}$ , jednakże istnieją tu punkty o wartościach  $< 20^\circ\text{C/km}$ . Najniższe  $Grad T$  stwierdza się na wyniesieniu mazursko-suwańskim i łukowsko-hrubieszowskim, gdzie w większości przypadków wynoszą  $< 20^\circ\text{C/km}$ , a niejednokrotnie obniżają się do  $< 15^\circ\text{C/km}$ .

$Grad T$  i  $Q$  w pokrywie osadowej północno-wschodniej Polski są wyraźnie niższe od zmierzonych w obrębie skał krystalicznych (J. Majorowicz, 1982). Wskazy-

wałoby to na istotną rolę, jaką w transporcie ciepła z głębi skorupy ziemskiej odgrywa krążenie wód w przepuszczalnych utworach osadowych oraz w strefach rozłamowych. Podobne zjawisko obserwuje się w skałach osadowych nadkładu karbonu Lubelskiego Zagłębia Węglowego (J. Majorowicz, 1975; Z. Drwięga, 1979). Ogólnie niższe wartości strumienia ciepłego i  $Grad T$  w północno-wschodniej Polsce (wyniesienie mazursko-suwalskie) tłumaczy się niskimi wartościami ciepła radiogenicznego w skałach krystalicznych. Wskazują na to badania zawartości izotopów uranu, toru i potasu (J. Majorowicz, 1982) oraz niskie wartości podskorupowego strumienia ciepła (J. Majorowicz, 1978a, b).

Wyjaśnienie wysokich wartości  $Q$  i  $Grad T$  na młodej platformie nie jest proste ze względu na brak informacji pomiarowych na temat zawartości izotopów uranu, toru i potasu w górnych partiach podłoża krystalicznego. Powoduje to trudności w określeniu ciepła radiogenicznego. Jednakże analiza danych sejsmicznych dotyczących struktury skorupy ziemskiej oraz istniejące dane geotermiczne sugerują podwyższone wartości podskorupowego strumienia ciepłego na tym obszarze (J. Majorowicz, 1978a, b), co jak się wydaje można wiązać z ciepłem remanentnym pochodzącym z głębokich niestacjonarnych źródeł ciepła w górnym płaszczu. Jego wyzwolenie wiązałoby się z zaburzeniami tektonicznymi w okresie karbońsko-permskim. Efektem potężnego warwycyjskiego procesu termicznego jest według J. Znoski (1979) autuński wulkanizm w warwycyjskich internidach i eksternidach. Dla wytłumaczenia wysokich wartości strumienia ciepłego w tej strefie była brana pod uwagę przez A. Dąbrowskiego, J. Majorowicza (1977) również hipoteza, że w podłożu młodej platformy występują bloki skał krystalicznych o słabej podatności magnetycznej, charakteryzujące się anomalnie wysoką generacją ciepła radiogenicznego.

#### INTERPRETACJA POŁA PALEOGEOTERMICZNEGO W ŚWIETLE METAMORFIZMU MATERII ORGANICZNEJ

Na wielkość metamorfizmu materii węglistej istotny wpływ ma temperatura i czas jej działania. Wskazują na to opracowania J. Karweila (1955), M. Teichmüller, R. Teichmüllera (1966) oraz N. Bosticka (1979). Prace eksperymentalne N. Bosticka (1970) i G. Hucka, K. Pateisky'ego (1964) dowiodły, że ciśnienie nie powoduje zaawansowania uwęglenia, a wręcz przeciwnie opóźnia je. Najistotniejszym wskaźnikiem metamorfizmu materii organicznej jest refleksyjność wityrnytu  $R$  (N. Bostick, 1970), który jest częścią składową węgla humusowych. Występuje on również w wielu skałach osadowych, głównie ilastych, w stanie rozproszenia.

W literaturze jest opublikowanych wiele diagramów wskazujących na związek między stopniem przeobrażenia materii organicznej – określanym na podstawie refleksyjności wityrnytu – a temperaturą i czasem jej działania (J. Karweil, 1955; N. Łopatin, N. Bostick, 1973; A. Hood, J. Castano, 1974). W większości rozważań nad tą zależnością przyjmuje się, że prędkość reakcji chemicznej pierwszego stopnia podwaja się z każdym wzrostem temperatury o  $10^{\circ}\text{C}$  (N. Łopatin, 1971; A. Hood i in., 1975). Na przykład, określony poziom metamorfizmu można osiągnąć zarówno w czasie 100 mln lat w temperaturze  $100^{\circ}\text{C}$ , jak i w czasie 50 mln lat, ale w temperaturze  $110^{\circ}\text{C}$ . Przykład ten wskazuje na decydujące znaczenie maksymalnej temperatury, której została poddana skała zawierająca substancję węglistą.

Znajomość stopnia uwęglenia i historii rozwoju formacji, w której występuje materia organiczna, pozwala na określenie maksymalnej paleotemperatury i maksy-

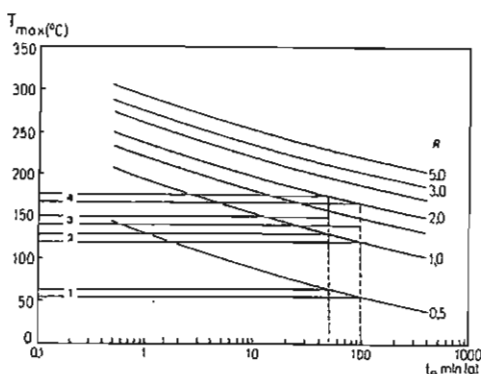
malnego paleogradientu geotermicznego. Dla określenia maksymalnych temperatur w niniejszym opracowaniu posłużono się metodą A. Hooda, J. Castano (1974). Diagram obrazujący zależność refleksyjności wityryny ( $R$ ) od maksymalnej temperatury ( $T_{max}$ ) i efektywnego czasu grzania<sup>2</sup> ( $t_e$ ) przedstawiono na fig. 6. A. Hood, J. Castano (1974) oraz A. Hood i in. (1975) wykazali, że dla przeobrażenia materii organicznej najistotniejszy jest czas jej przebywania w strefie maksymalnej temperatury ( $T_{max}$ ) z możliwością jej odchyżeń w granicach  $\pm 15^\circ\text{C}$ .

Fig. 6. Temperatury faz generacji ropy i jej zachowania na tle zależności między refleksyjnością wityryny ( $R$ ), maksymalną temperaturą ( $T_{max}$ ) oraz efektywnym czasem grzania ( $t_e$ ) według A. Hooda, J. Castano (1974)

Temperatures of phases of oil generation and its preservation at the background of interdependences of vitrinite reflectivity ( $R$ ), maximum temperature ( $T_{max}$ ) and effective heating time ( $t_e$ ) after A. Hood, J. Castano (1974)

1 – początek generacji ropy naftowej; 2 – maksimum generacji ropy naftowej; 3 – koniec generacji ropy naftowej; 4 – górna granica zachowania ropy naftowej; pionowe linie przerywane ograniczają wartości krzywych dla Polski centralnej

1 – beginning of oil generation; 2 – peak in oil generation; 3 – end of oil generation; 4 – upper limit of preservation of oil; broken vertical lines delineate values of curves for central Poland



Badania refleksyjności wityryny w rozproszonej materii węglistej (J. Calikowski, praca w druku; I. Grotek, E. Klimuszko, 1978; K. Tokarska, 1979; T. Wilczek, 1980; I. Grotek, J. Majorowicz, 1982) oraz informacje z krzywych subsydencji i erozji osadów zawierających badaną substancję wityrynitową (fig. 2–4) pozwalają na określenie maksymalnych paleogradientów geotermicznych i porównanie ich ze współcześnie rejestrowanym obrazem pola geotermicznego. Na fig. 7–9 przedstawiono refleksyjność wityryny ( $R$ ) jako funkcję maksymalnych głębokości pograżania utworów ( $H_{max}$ ) w historii geologicznego rozwoju. Ponadto porównano ją z krzywymi zmian  $R$  jako funkcją głębokości przy różnych wartościach  $Grad T$  oraz efektywnego czasu grzania ( $t_e$ ). Krzywe skonstruowano na podstawie diagramu A. Hooda, J. Castano (1974) dobierając wartości  $Grad T$  i  $t_e$  tak, aby uzyskać jak najlepszą zgodność z wartościami obserwowanymi. Jednocześnie efektywny czas grzania ( $t_e$ ) odczytywano z krzywych subsydencji i erozji (fig. 2–4).

Porównanie pomierzonych refleksyjności wityryny ( $R$ ) z utworów karbońskich obszaru lubelskiego i warszawskiego z krzywymi wzorcowymi zależności  $R$  od  $H_{max}$  (fig. 7) pozwala na wyciągnięcie wniosków o paleogradientach geotermicznych. Wysokie paleogradienty ( $>40^\circ\text{C}/\text{km}$ ) cechują południową część rowu lubelskiego oraz wyniesienie lukowsko-hrubieszowskie (fig. 5), natomiast mniejsze ( $20\text{--}30^\circ\text{C}/\text{km}$ ) północną część rowu lubelskiego. Zależności  $R$  od  $H_{max}$  z bloku Grodziska Mazowieckiego wykazują wartości w granicach  $20\text{--}25^\circ\text{C}/\text{km}$ .

Refleksyjność wityryny z utworów karbonu młodej platformy, badana przez J. Calikowskiego (praca w druku) oraz T. Wilczka (1980) w otworach Września IG 1, Złoczew 1 i Niechmirów 2, wskazuje na wysoki stopień zmetamorfizowania odpowiadający antracytyzacji. Z zestawienia wartości  $R$  z tych otworów jako

<sup>2</sup> Efektywnym czasem grzania (effective heating time) jest czas przebywania skały w strefie termicznej.

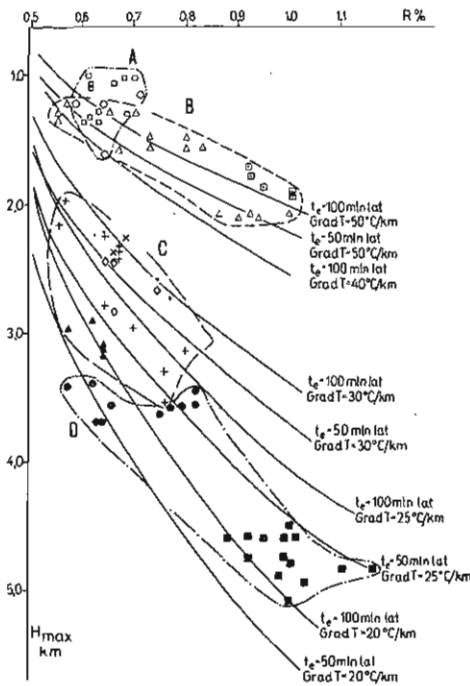


Fig. 7. Zależność refleksyjności wityryny ( $R$ ) z utworów karbońskich od maksymalnego pograżenia ( $H_{max}$ ) dla wybranych wartości efektywnego czasu grzania ( $t_e$ ) i gradientu geotermicznego ( $Grad T$ ) według A. Hooda, J. Castano (1974); dane refleksyjności wityryny według J. Calikowskiego (praca w druku), I. Grotke, E. Klimuszko (1978) oraz T. Wilczka (1980)

Dependence of reflectivity ( $R$ ) of vitrinite from Carboniferous rocks on maximum downwarp ( $H_{max}$ ) for selected values of effective heating time ( $t_e$ ) and geothermic gradient ( $Grad T$ ) after A. Hood, J. Castano (1974); data on vitrinite reflectivity after J. Calikowski (in press), I. Grotke, E. Klimuszko (1978) and T. Wilczek (1980)

A – blok Łukowa; B – południowa część rowu lubelskiego; C – północna część rowu lubelskiego; D – blok Grodziska Mazowieckiego  
A – Łuków Block; B – southern part of Lublin Trough; C – northern part of Lublin Trough; D – Grodzisk Mazowiecki Block

funkcji maksymalnej głębokości ich pograżenia (fig. 8) wynika, że ten wysoki stopień metamorfizmu nie zależy w sposób prosty od głębokości maksymalnego pograżenia, do którego doszło w końcu kredy (fig. 2). Porównanie pomierzonych wartości  $R$  z wartościami  $R$  krzywych wzorcowych w stosunku do  $H_{max}$  sugerowałoby, że paleogradienty geotermiczne powinny być pod koniec kredy wyższe od  $45^\circ\text{C}/\text{km}$  dla otworów Złoczew 1 i Niechmirów 2 oraz wahać się w granicach  $30 - 35^\circ\text{C}/\text{km}$  dla otworu Września IG 1. W przypadku Września IG 1 są to wartości podobne do obserwowanych współcześnie, natomiast w przypadku Złoczewa 1 i Niechmirowa 2 są one dużo wyższe od regionalnego paleogradientu geotermicznego, który jest bliski  $30^\circ\text{C}/\text{km}$ .

Refleksyjność wityryny z utworów mezozoicznych, badaną przez K. Tokarską (1979) w otworach Jeżów IG 1, Łowicz IG 1 i Cykowo IG 1, zestawiono jako funkcję głębokości maksymalnego zalegania utworów i porównano z krzywymi wzorcowymi zmian  $R$  jako funkcji  $H_{max}$  dla wartości  $Grad T$  od  $20^\circ\text{C}/\text{km}$  do  $50^\circ\text{C}/\text{km}$  i efektywnego czasu grzania ( $t_e$ ) od 50 do 100 mln lat (fig. 9). Maksymalne pograżenie utworów mezozoiku w rozważanych otworach nastąpiło z końcem kredy górnej (fig. 2). Porównanie wartości  $R$  z krzywymi wzorcowymi wykazuje, że paleogradient geotermiczny w profilu Cykowa IG 1 był najprawdopodobniej bardzo wysoki ( $>40^\circ\text{C}/\text{km}$ );  $Grad T$  w tym otworze wynosi blisko  $30^\circ\text{C}/\text{km}$ . Niższe paleogradienty geotermiczne w granicach  $20 - 30^\circ\text{C}/\text{km}$  obserwujemy w profilach otworów zlokalizowanych na starej platformie.

Należy zaznaczyć, że paleogradienty są określane przy założeniu, że maksymalnej głębokości zalegania utworów – z których pochodzi zbadany wityrynit – odpowiadają maksymalne temperatury. Możliwe są jednakże przypadki, że temperatura wyższa zaznaczy się w okresie wcześniejszym, przy mniejszej głębokości

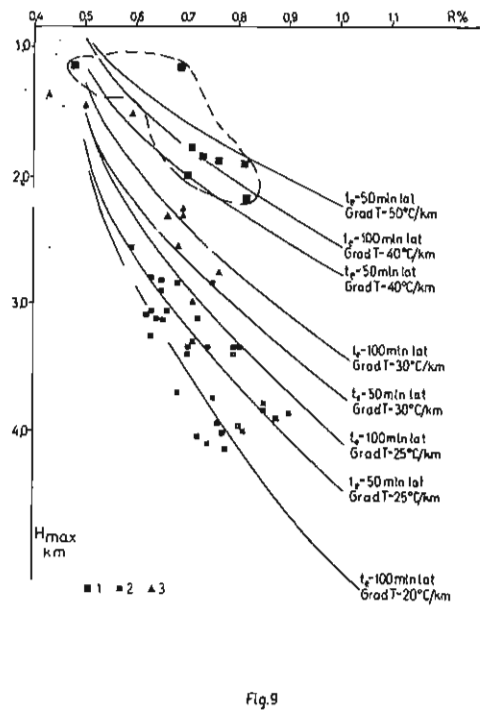
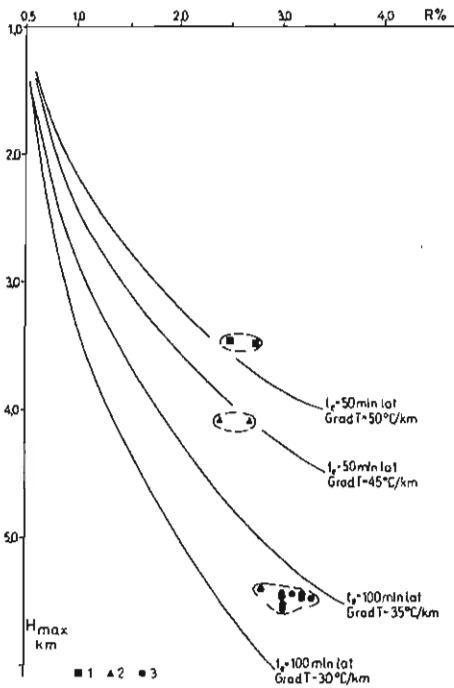


Fig. 8. Refleksyjność wityrynytu ( $R$ ) z utworów karbońskich dla wybranych otworów monokliny przed-sudeckiej według J. Calikowskiego (praca w druku) oraz T. Wilczka (1980)

Reflectivity ( $R$ ) of vitrinite from Carboniferous rocks for selected boreholes in the Fore-Sudetic Monocline after J. Calikowski (in press) and T. Wilczek (1980)

1 - Złoczew 1; 2 - Niechmirów 2; 3 - Września IG 1; pozostałe objaśnienia jak na fig. 7

1 - Złoczew 1; 2 - Niechmirów 2; 3 - Września IG 1; other explanations as given in Fig. 7

Fig. 9. Refleksyjność wityrynytu ( $R$ ) z utworów mezozoicznych dla wybranych otworów Niziu Polskiego według K. Tokarskiej (1979)

Reflectivity ( $R$ ) of vitrinite from Mesozoic rocks for selected boreholes in the Polish Lowlands after K. Tokarska (1979)

1 - Cykowo IG 1; 2 - Jeżów IG 1; 3 - Łowicz IG 1; pozostałe objaśnienia jak na fig. 7

1 - Cykowo IG 1; 2 - Jeżów IG 1; 3 - Łowicz IG 1; other explanations as given in Fig. 7

pograżenia utworów. Może się to zdarzyć w bezpośrednim sąsiedztwie ognisk magmowych. Paleogradienty geotermiczne będą wówczas dużo wyższe. Znanym i często cytowanym tego przykładem jest silny metamorfizm powodujący antracytyzację materii organicznej w bliskim otoczeniu „geofizycznego masywu” Bramsche (M. Teichmüller, R. Teichmüller, 1966).

Oprócz danych o refleksyjności wityrynytu z utworów karbońskich i mezozoicznych uzyskano ostatnio również informacje o refleksyjności wityrynytu z utworów triasu w otworze Piotrków Tryb. IG 1 (I. Grotek, J. Majorowicz, 1982) oraz z utworów syluru w otworze Toruń 1 (J. Calikowski, praca w druku).

Porównanie paleogradientów geotermicznych ze współcześnie obserwowanym rozkładem średniego gradientu geotermicznego (fig. 5) ujawnia wyższe paleogradienty od współczesnych wartości  $Grad T$  zarówno w centralnej, południowej i południowo-wschodniej Lubelszczyźnie, jak i południowej części rowu lubelskiego oraz na wyniesieniu łukowsko-hrubieszowskim. Drugim obszarem, na

którym paleogradienty są znacznie wyższe od współczesnych wartości *Grad T*, jest platforma paleozoiczna. Aby wytłumaczyć wysoki stopień zmetamorfizowania materii organicznej, paleogradienty geotermiczne w mezozoicznych kompleksach skalnych otworów Cykowo IG 1 i Piotrków Tryb. IG 1 oraz w mezo-paleozoicznych kompleksach skalnych otworów Złoczew 1 i Niechmirów 2 powinny być co najmniej wyższe od  $40^{\circ}\text{C}/\text{km}$ .

Paleogradienty bliskie współcześnie obserwowanym i wahające się w przedziale  $20-25^{\circ}\text{C}/\text{km}$  zaznaczają się w utworach paleo-mezozoicznych północnej części rowu lubelskiego (otwory Wilga IG 1, Żyrów 2) i niecki płockiej (otwory Nadarzyn IG 1, Mszczonów IG 1 i 2) oraz w utworach mezozoicznych wału kujawskiego (otwór Jeżów IG 1), wchodzącego już jednakże w skład pokrywy platformy paleozoicznej. Również w niecce brzeźnej znane są przypadki, że paleogradienty geotermiczne przewyższają wartości obserwowane współcześnie. Stwierdza się to w utworach mezozoicznych otworu Łowicz IG 1 oraz w utworach mezozoicznych i paleozoicznych otworu Toruń 1, w których paleogradient geotermiczny waha się w przedziale  $25-30^{\circ}\text{C}/\text{km}$ , a obserwowany współcześnie *Grad T* wynosi  $20-22,5^{\circ}\text{C}/\text{km}$ .

Porównanie paleogradientów z wartościami *Grad T* obserwowanymi współcześnie doprowadza zatem do wniosku, że paleogradienty były wyższe od współczesnych gradientów termicznych. Jak wynika z prezentowanych danych (fig. 5), szczególnie wyraźne rozbieżności notuje się na Lubelszczyźnie. Podobne wnioski dla Lubelskiego Zagłębia Węglowego wynikają z analizy danych o metamorfizmie węgla oraz danych geotermicznych (J. Majorowicz, 1978a, b).

Zjawiska termiczne są ściśle związane z procesami orogenicznymi i magmowymi. Świadczenia tego obserwuje się zarówno na obszarach, na których współcześnie zachodzą procesy subdukcji, jak i na obszarach, na których procesy górotwórcze zachodziły we wcześniejszych epokach geologicznych. Wielkość zjawisk termicznych rejestruje się przez pomiary strumienia ciepłego, na który obok ciepła radioogenicznego – związanego z rozpadem izotopów uranu, toru i potasu w skorupie i górnym płaszczu – składa się także ciepło remanentne procesów tektonofizycznych w skorupie i górnym płaszczu, manifestujących się w procesach metamorfizmu, magmatyzmu oraz deformacji skał. W skali globalnej i regionalnej znana jest zależność między strumieniem ciepłym a wiekiem ostatnich zjawisk orogenicznych (B. Poliak, J. Smirnow, 1968). Czynnikiem, który w znacznym stopniu tłumaczy zmniejszanie się intensywności strumienia ciepłego w zależności od wieku ostatnich zjawisk orogenicznych, są związane z nimi zaburzenia termiczne w górnym płaszczu. Teoretyczne krzywe zmian wielkości strumienia ciepłego w czasie (I. Vitorello, H. Pollack, 1980) wskazują, że w przypadku głębokich zaburzeń termicznych przy temperaturze  $350-1300^{\circ}\text{C}$  na głęb.  $40-140$  km, ilości ciepła remanentnego, szczególnie w okresie pierwszych 200 mln lat po zakończeniu zaburzeń tektonicznych, są jeszcze znaczne i mogą mieć poważny wpływ na wielkość powierzchniowego strumienia ciepła.

Przedstawione wartości paleogradientów geotermicznych wskazują, że na wielu obszarach, a głównie na Lubelszczyźnie i na młodej platformie paleozoicznej, paleogradient geotermiczny jest wyraźnie wyższy od gradientu termicznego rejestrowanego obecnie. Odzwierciedla to wyższy stopień metamorfizmu materii węglistej niż wynikałoby to z faktu jej maksymalnego pograżenia przy założeniu temperatur współczesnych. Wynika z tego, że strumień ciepły musiałby być rzeczywiście wyższy. Można to tłumaczyć waryscyjskim przegrzaniem, które objęło omawiane obszary, a efekty jego manifestowały się m.in. wulkanizmem permskim o szerokim zasięgu regionalnym w zachodniej Polsce (wulkanizm autuński). Wa-

ryscyjskie przegrzanie spowodowało potężny wulkanizm autuński w Europie zachodniej i środkowej, odmłodzenie starych granitoidów i gnejsów masywu czeskiego oraz młode intruzje plutoniczne i wulkaniczne na starej platformie wschodniej Europy. Należy również przypuszczać, że procesy termiczne tego okresu miały wpływ na formowanie się strefy przejściowej między skorupą ziemską a górnym płaszczem, która przez A. Gutercha (1977) jest uznana na monoklinie przedsudeckiej za anomalną. Względnie niewielką miąższość „strefy przejściowej” w tym rejonie A. Guterch (1977) wyjaśnia podwyższonym strumieniem ciepłym, a zatem anomalnymi warunkami temperaturowymi wpływającymi na zmniejszenie przestrzennych rozmiarów dwufazowej transformacji bazalt – eklogit. Szerze omówienie tektonicznych implikacji tego zagadnienia zawiera praca J. Znoski (1979).

Wysoki metamorfizm materii organicznej, który świadczy o podwyższonym paleogradiencie geotermicznym, można wiązać właśnie z efektami termicznymi spowodowanymi potężnym waryscyjskim przegrzaniem. Wyraziło się ono podwyższonym strumieniem ciepłym również w okresie postwaryscyjskim, w mezozoiku, kiedy osady osiągały wielokilometrowe miąższości w wyniku subsydencji podłoża. Działanie tych podwyższonych, anomalnych warunków termicznych mogło być długotrwałe, jeśli wiązać je z bardzo głębokimi, rzędu 100 km źródłami ciepła, na co wskazują teoretyczne modele I. Vitorello, H. Pollacka (1980). Te głębokie źródła anomalnych ilości ciepła sprzężone były z tektonicznymi procesami waryscyjskimi. Ich efektem był m.in. wulkanizm permski.

Należy rozważyć, czy znaczny metamorfizm wityrnytu obserwowany w utworach karbońskich Złoczewa 1 i Niechmirowa 2 nie wiąże się z wysokimi temperaturami rzędu 200°C i wyższymi, które powinny panować na niewielkich głębokościach rzędu setek metrów, jeśli się uwzględni, że miąższości osadów nadkładu były z końcem permu jeszcze niewielkie (fig. 2). Te wysokie temperatury na tak niewielkich głębokościach wymagałyby jednakże potężnych źródeł ciepła pochodzącego z procesów wulkanicznych w rejonie Złoczewa – Niechmirowa. Brak dostatecznej ilości danych o metamorfizmie materii węglistej na tym obszarze oraz brak danych o występowaniu ciał wylewnych w bliskim otoczeniu tych otworów pozostawia tę sprawę nadal otwartą. Można by jednak uznać, że dostatecznym powodem silnego metamorfizmu materii organicznej – bez konieczności uciekania się do nieodzownej obecności wulkanitów w najbliższym otoczeniu – może być silne działanie termiczne przemieszczającego się frontu waryscyjskiego przegrzania.

Innym obszarem, na którym zaznaczają się szczególnie wyraźne różnice między paleotemperaturami, oszacowanymi na podstawie refleksyjności wityrnytu, a temperaturami obserwowanymi współcześnie jest region lubelski, a szczególnie centralna i południowa część rowu lubelskiego oraz południowa część wyniesienia łukowsko-hrubieszowskiego. I tutaj, podobnie jak dla monokliny przedsudeckiej, aby wytłumaczyć podwyższone uwęglenie, które dokonało się najprawdopodobniej w okresach maksymalnego pogrążania utworów, źródeł wysokich paleotemperatur należałoby szukać głęboko, a czas ich działania określać na dziesiątki i setki milionów lat. Ciepło działające w okresie waryscyjskim, a szczególnie na przełomie dewonu i karbonu oraz w karbonie dolnym, a więc przed osadzeniem się utworów węglonośnych westfału, musiało mieć duży zasięg w przestrzeni i w czasie, ponieważ wpływ tego przegrzania zaznaczył się jeszcze w okresach późniejszych. Manifestacją waryscyjskiego przegrzania w obrębie pokrywy osadowej Lubelszczyzny są objawy wulkanizmu waryscyjskiego (A.M. Żelichowski, 1972). Zasięg i natężenie tego wulkanizmu są dużo mniejsze niż wulkanizmu autuń-

skiego w zachodniej Polsce. Głębokie źródła ciepła w górnym płaszczu były jednakże na tyle potężne, że aureola ich działania mogła objąć duży obszar centralnej i południowej Lubelszczyzny, który charakteryzuje się wysokimi paleogradientami geotermicznymi przekraczającymi co najmniej dwukrotnie wartości obserwowane współcześnie.

Północna część rowu lubelskiego oraz blok Grodziska Mazowieckiego nie uległy żadnemu lub tylko nieznaczniemu przegrzaniu, na co wskazują mniejsze paleogradienty. Obszar ten niejako rozdziela strefy podwyższonych paleogradientów geotermicznych południowo-wschodniej i wschodniej Lubelszczyzny od monokliny przedsudeckiej, gdzie paleogradienty są wyższe (fig. 5).

## PALEOTEMPERATURY I FAZY GENEROWANIA WĘGLOWODORÓW

Już od czasu pionierskich prac C. White'a (1915) znane są związki między katalizacją materii organicznej a złożami węglowodorów. Późniejsze prace wykazały, że w głębokościowym rozkładzie złóż ropy i gazu istnieje strefowość i że zarówno stopień metamorfizmu węglowodorów płynnych i gazowych, jak i materii organicznej w stanie stałym jest bardzo wyraźnie powiązany z temperaturą węgelną. Pierwszym autorem, który zauważył, że większość dużych złóż ropy naftowej na świecie mieści się w pewnym określonym przedziale temperatury (65–150°C) był W.C. Pusey (1973), według którego powyżej temperatury 150°C istnieją głównie złoża gazu termicznego.

Związek rozkładu temperatur węglnych i stanu przeobrażenia materii organicznej, na podstawie pomiarów refleksyjności wityryny oraz faz generowania węglowodorów, przedstawili N. Wassojewicz i in. (1969). Według tego badacza z główną fazą generowania ropy naftowej związane jest przeobrażenie materii organicznej, które wyraża się refleksyjnością wityryny w przedziale 0,5–1,3% i temperaturą 60–130°C. Powyżej temperatury 130°C następuje już generowanie kondensatów i gazów mokrych, a w jeszcze wyższych temperaturach generowanie metanu. Dużą rolę w procesie generowania węglowodorów ciekłych lub gazowych odgrywa typ materii organicznej. Dla przykładu – materia humusowa, wityrynitowa lub „węglowy kerogen” generuje głównie skrajnie głęboko suchy gaz (N. Bostick, 1979).

Prace ostatnich lat wskazują na istotną rolę, jaką odgrywa w procesie metamorfizmu materii organicznej i w generowaniu węglowodorów efektywny czas grzania (A. Hood, J. Castano, 1974; A. Hood, i in., 1975). Na diagramie temperatury, efektywnego czasu grzania i refleksyjności wityryny (według A. Hooda, J. Castano, 1974) zaznaczone są strefy temperatur dla efektywnych czasów grzania (50–100 mln lat) typowych dla Niżu Polskiego, odpowiadające poszczególnym fazom generowania węglowodorów (fig. 6). Posłużono się tutaj refleksyjnościami wityryny odpowiadającymi tym fazom (N. Wassojewicz i in., 1969; D.W. Waples, 1980). Według D.W. Waplesa (1980) maksimum generowania ropy następuje przy metamorfizmie materii organicznej, która wykazuje refleksyjność ( $R$ ) ok. 1%. Koniec głównej fazy generowania przypada przy  $R$  1,3%, natomiast granicę zachowania się złóż ropy o ciężarze właściwym mniejszym od 0,78 g/cm<sup>3</sup> wyznacza 2% refleksyjności wityryny.

Efektywny czas grzania 50–100 mln lat typowy dla Niżu Polskiego wyznacza jednocześnie granicę temperaturową ok. 170°C, przy której istnieją możliwości występowania i zachowania się złóż lekkich rop. Górna granica termiczna głównej fazy generowania ropy będzie bliska 150°C, a dolna granica tej fazy bliska 60°C. Maksimum generowania ropy następuje więc przy temperaturze 120–130°C (fig. 6).



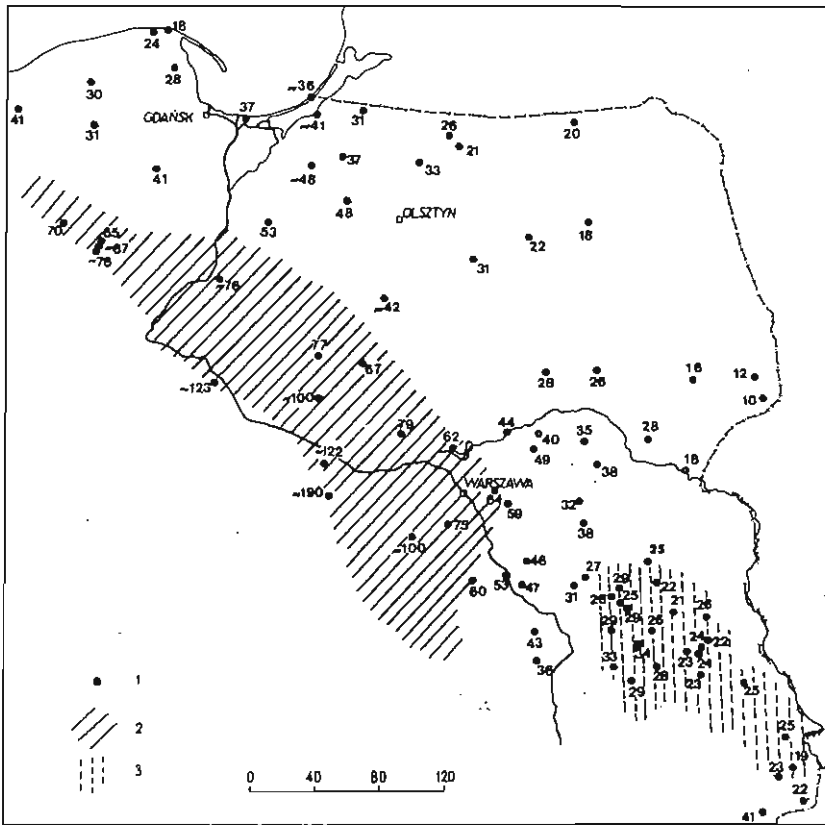


Fig. 10. Mapa rozkładu temperatury w spągu permo-mezozoicznego kompleksu osadowego w polskiej części platformy przewendyjskiej

Map of distribution of temperature values at the base of the Permo-Mesozoic sedimentary complex in Polish part of the pre-Vendian platform

1 – lokalizacja otworów wiertniczych, w których wykonano pomiary temperatury; 2 – obszar, w którym wartości temperatury przekraczają  $60^{\circ}\text{C}$ , dogodne dla osiągnięcia fazy generacji węglowodorów; 3 – obszar, w którym wartości oszacowane na podstawie danych o metamorfizmie materii organicznej przewyższają ponad dwukrotnie wartości obserwowane współcześnie

1 – location of boreholes in which temperature measurements were taken; 2 – area in which temperature values exceed  $60^{\circ}\text{C}$ , i.e. those suitable for reaching the phase of hydrocarbon generation; 3 – area in which temperature values estimated on the basis of data on metamorphism of organic matter are two times higher than those recorded at present

Na fig. 10 przedstawiono rozkład temperatury w spągu kompleksu permo-mezozoicznego na platformie przewendyjskiej. Zaznaczono strefę występowania temperatur powyżej  $60^{\circ}\text{C}$ , a więc odpowiadających początkowi głównej fazy generowania węglowodorów. Zaznaczono również tę strefę na Lubelszczyźnie, gdzie mimo niskich obecnie temperatur, wynoszących tylko  $20\text{--}35^{\circ}\text{C}$ , istniały jednak warunki dla metamorfizmu węgla odpowiadające głównej fazie generowania węglowodorów. Z danych geotermicznych przedstawionych na fig. 5 wynika, że podwyższone gradienty i paleogradienty termiczne na Lubelszczyźnie są w kilku przypadkach wyższe od  $40^{\circ}\text{C}/\text{km}$ . Determinują one tym samym stosunkowo niewielkie głębokości rzędu  $3\text{--}4\text{ km}$  dla przejścia z fazy generowania ropy w fazę generowania gazu, a więc dużo mniejsze niż na obszarach, gdzie istniały i istnieją

niskie gradienty termiczne (20–25°/km). W tych ostatnich przypadkach przekształcenie płynnych, potencjalnych złóż węglowodorów w węglowodory gazowe mogło nastąpić na głębokościach większych od 7 km. Na Niżu Polskim dotyczy to głównie obszarów starej platformy, z wyłączeniem rowu lubelskiego oraz obszarów północnej części Niżu w obrębie młodej platformy.

Na młodej platformie w strefie podwyższonych paleogradientów oraz na starej platformie w rejonie lubelskim istniały również warunki temperaturowe dla uruchomienia głównej fazy generowania ropy na stosunkowo niewielkich głębokościach rzędu od kilkuset metrów do kilometra, a maksimum tej fazy sytuowało się najprawdopodobniej na głębokościach bliskich 2 km.

Historia pogrążenia się warstw potencjalnych dla generowania węglowodorów płynnych, dane geotermiczne oraz dane o metamorfizmie materii węglistej pozwalają określać warunki sprzyjające tworzeniu się i zachowaniu złóż węglowodorów oraz prognozować obszary do poszukiwań.

## WNIOSKI

1. Zasadniczą rolę w generowaniu płynnych węglowodorów z kompleksów skał macierzystych odgrywają: typ materii organicznej, temperatura i efektywny czas grzania. Generowanie węglowodorów następuje w przedziale temperatury 60–150°C, przy czym główna faza zachodzi w temperaturze 120–130°C. Wyraża to refleksyjność wityrnytu w granicach 0,5–1,3%, a w głównej fazie 1%. Efektywny czas grzania na Niżu Polskim określa się na 50–100 mln lat.

2. Ciśnienie (a więc pośrednio duże głębokości) nie ma decydującego znaczenia w procesie generowania węglowodorów, aczkolwiek zbyt wielkie ciśnienia opóźniają ten proces.

3. W temperaturze powyżej 150°C węglowodory przechodzą ze stanu ciekłego w lekkie ropy, kondensaty i gazy mokre, a powyżej 180°C w metan. W pierwszym przypadku refleksyjność wityrnytu jest większa od 1,3%, a w drugim przypadku wzrasta nawet ponad 2%.

4. Źródłami ciepła, które za pośrednictwem procesów magmowych, metamorficznych i tektonicznych uruchamiają generowanie węglowodorów, są procesy konwekcyjne oraz zmiany fazowe w górnym płaszczu i w dolnej części litosfery oraz rozpad pierwiastków promieniotwórczych.

5. Ciepło to rozprzestrzenia się w skorupie ziemskiej m.in. również jako fronty przegrzania.

6. Na obszarach platformowych efektywne ciepło frontów przegrzania wyraża się płytkim wulkanizmem i tzw. chłodnym plutonizmem. Ciepło to przemieszczało się głównie strefami głęboko zakorzenionych dyslokacji oraz drogą normalnego przewodnictwa skał.

7. Szczególnie pozytywną rolę dla generowania węglowodorów mogło odgrywać w niektórych przypadkach ciepło remanentne z ubiegłych epok geologicznych.

8. Waryscyjskie przegrzanie spowodowało generowanie węglowodorów z kompleksów skalnych paleozoiku, a jako ciepło remanentne warunkowało w mezozoiku podwyższenie stopnia geotermicznego i również mogło uruchomić generowanie węglowodorów.

9. Analiza paleogradientów geotermicznych i współczesnego gradientu termicznego *Grad T* oraz stopnia zmetamorfizowania materii organicznej w utworach paleozoiku i mezozoiku na badanym obszarze wskazuje na to, że:

– utwory paleozoiku południowo-wschodniej Lubelszczyzny (rów lubelski,

wypiętrzenie łukowsko-hrubieszowskie), a także brzeżnej strefy monokliny przed-sudeckiej i jej bezpośredniego przedpoła w ich ewolucji geologicznej w większości przypadków przeszły przez etap przekształcenia węglowodorów płynnych w węglowodory gazowe, a zatem perspektywy poszukiwawcze istnieją tu głównie dla gazu;

– utwory paleozoiku i starszego mezozoiku niecki płockiej i północno-zachodniej Lubelszczyzny przynajmniej częściowo znajdują się na etapie generowania głównie węglowodorów płynnych;

– utwory paleozoiku wału kujawsko-gielniowskiego i stref do niego przyległych przeszły w ewolucji geologicznej przez etap destrukcji płynnych węglowodorów, natomiast w etap generowania węglowodorów płynnych weszły utwory mezozoiku, zwłaszcza jury i kredy dolnej.

Zakład Geofizyki  
Zakład Geologii Regionalnej  
Obszarów Platformowych  
Zakład Stratygrafii, Tektoniki i Paleogeografii  
Instytutu Geologicznego  
Warszawa, ul. Rakowiecka 4  
Nadesłano dnia 21 czerwca 1982 r.

#### PIŚMIENNICTWO

- ATLAS LITOLOGICZNO-PALEOGEOGRAFICZNY OBSZARÓW PLATFORMOWYCH POLSKI 1:2 000 000 (1975) – Cz. II – Mezozoik (bez kredy górnej), red. J. Czermiński, M. Pajchłowa. Inst. Geol. Warszawa.
- BOSTICK N. (1970) – Thermal alteration of clastic organic particles as an indicator of contact and burial metamorphism in sedimentary rocks. Stanford Univ. Ph. D. dissertation.
- BOSTICK N. (1979) – Microscopic measurement of the level of catagenesis of solid organic matter in sedimentary rocks to aid exploration for petroleum and to determine former burial temperatures – a review. *SEPM Spec. Publ.*, 26, p. 17–43.
- CALIKOWSKI J. (praca w druku) – Badania geochemiczne, ogólna charakterystyka bituminów i substancji kerogenowej. W: Budowa geologiczna niecki warszawskiej (płockiej) i jej podłoża. Praca zbiorowa pod red. S. Marka. Pr. Inst. Geol., 103.
- DADLEZ R., MAREK S. (1974) – General outline of the tectonics of the Zechstein-Mesozoic complex in Central and Northwestern Poland. *Biul. Inst. Geol.*, 274, p. 111–144.
- DADLEZ R., MAREK S. (1977) – Tektonika. W: Budowa geologiczna wschodniej części niecki mogileńsko-łódzkiej (strefa Gopło–Ponętów–Pabianice). Pr. Inst. Geol., 80, p. 121–127.
- DĄBROWSKI A., MAJOROWICZ J. (1977) – Rozkład głębokościowy temperatury Curie i jego wpływ na pole magnetyczne w Polsce. *Kwart. Geol.*, 21, p. 691–704, nr 4.
- DĄBROWSKI A., KARACZUN K., KARACZUN M. (1981) – Południowo-zachodni brzeg platformy wschodnioeuropejskiej w świetle wyników badań magnetycznych. *Prz. Geol.*, 29, p. 415–419, nr 8.
- DEPCIUCH T. (1974) – Badania geochronologiczne skał magmowych. W: Skały platformy prekambryjskiej w Polsce. Cz. 2 – Pokrywa osadowa. Pr. Inst. Geol., 74, p. 81–83.
- DRWIĘGA Z. (1979) – Charakterystyka geotermiczna Lubelskiego Zagłębia Węglowego. *Tech. Poszuk. Geol.*, 18, p. 1–10, nr 5.
- DRWIĘGA Z., MYŚKO A. (1980) – Wyniki badań ziemskiego strumienia ciepła obszaru lubelskiego na tle jego tektoniki. *Publ. Inst. Geoph. PAN*, nr A-8, p. 169–180.

- GUTERCH A. (1977) – Structure and physical properties of the earth's crust in Poland in the light of new data of DSS. Publ. Inst. Geoph. PAN, nr A-4, p. 347–357.
- GROTEK I., KLIMUSZKO E. (1978) – Badania kerogenu. W: Ustalenie związków pomiędzy budową tektoniczną a zaawansowaniem przemian substancji organicznej w różnowiekowych skałach obszaru lubelskiego. Praca zbiorowa pod red. J. Calikowskiego. Arch. Inst. Geol. Warszawa.
- GROTEK I., MAJOROWICZ J. (1982) – Wyniki badań stopnia przeobrażeń substancji organicznej oraz badań geotermicznych w aspekcie generowania węglowodorów. Dokumentacja wynikowa otworu Piotrków Trybunalski IG I. Praca zbiorowa pod red. S. Marka. Arch. Inst. Geol. Warszawa.
- HEAT FLOW MAP OF EUROPE 1:6 000 000 (1979) – Red. V. Čermak, E. Hurting. Springer Verlag. Berlin. Heidelberg.
- HOOD A., CASTANO J. (1974) – Organic metamorphism: Its relationship to petroleum generation and application to studies of authigenic minerals. Coord. Comm. Offshore Prosp. Tech. Bull., 8, p. 85–118.
- HOOD A., GUTJAHR C., HEACOCK L. (1975) – Organic metamorphism and the generation of petroleum. Am. Ass. Petrol. Geol. Bull. 59, p. 986–996, nr 6.
- HUCK G., PATEISKY K. (1964) – Inkohlensreaktionen unter Bruck. Fortsch. Geol. Rheinland Westfalen, 12, p. 551–558.
- JAWOROWSKI K. (1971) – Sedimentary structures of the Upper Silurian siltstones in the Polish Lowland. Acta Geol. Pol., 21, p. 519–571, nr 4.
- JĘCZALIK A. (1979) – Parametry rozkładu pierwiastków rzadkich i śladowych w łupkach dictyonowych Polski północno-wschodniej jako wskaźnik formowania się złóż. Biul. Inst. Geol., 316, p. 155–197.
- KARWEIL J. (1955) – Die metamorphose der Kohlen vom Standpunkt der physikalischen Chemie. Z. Dtsch. Geol. Ges., 107, p. 132–139.
- KARACZUN K., KUBICKI S., RYKA W. (1975) – Mapa geologiczna podłoża krystalicznego platformy wschodnioeuropejskiej w Polsce, 1:500 000. Inst. Geol. Warszawa.
- ŁOPATIN N., BOSTICK N. (1973) – Geologic factors in the catagenesis of coals. Nature of the organic matter of modern and fossil sediments, p. 79–90. Izd. Nauka. Moskwa.
- MAJOROWICZ J. (1975) – Warunki geotermiczne Lubelskiego Zagłębia Węglowego w rejonie Łęcznej. Prz. Geol., 23, p. 614–620, nr 12.
- MAJOROWICZ J. (1978a) – Mantle heat flow and geotherms for major tectonic units in Central Europe. Pageoph., 117, p. 109–123.
- MAJOROWICZ J. (1978b) – Związki pola geotermicznego z uwęgleniem w polskich basenach węglowych. Kwart. Geol., 22, p. 497–510, nr 3.
- MAJOROWICZ J. (1982) – Wieloznacznosc tektonicznej interpretacji rozkładu pola geotermicznego na obszarach platformowych Polski. Prz. Geol., 30, p. 86–93, nr 2.
- MAJOROWICZ J., PLEWA S. (1979) – Study of heat flow in Poland with special regard to tectono-physical problems. Terrestrial heat flow in Europe (ed. V. Čermak, W. Rybach), p. 240–252. Springer Verlag. Berlin, Heidelberg.
- MAREK S., ZNOSKO J. (1974) – Tectonic position of Kujawy and Wielkopolska (Central Poland) prior to the Upper Permian. Biul. Inst. Geol., 274, p. 89–110.
- MAREK S., ZNOSKO J. (praca w druku) – Rozwój sedymentacyjno-paleotektoniczny niecki warszawskiej. W: Budowa geologiczna niecki warszawskiej (płockiej) i jej podłoża. Praca zbiorowa pod red. S. Marka. Pr. Inst. Geol., 103.
- MILACZEWSKI L. (praca w druku) – Devon. Stratygrafia i paleogeografia. W: Budowa geologiczna niecki warszawskiej (płockiej) i jej podłoża. Praca zbiorowa pod red. S. Marka. Pr. Inst. Geol., 103.
- MILACZEWSKI L. (1981) – Devon południowo-wschodniej Lubelszczyzny. Pr. Inst. Geol., 101.
- MODLIŃSKI Z. (1982) – Rozwój litofacjalny i paleotektoniczny ordowiku na obszarze platformy prekambryjskiej w Polsce. Pr. Inst. Geol., 102, p. 1–59.

- POKORSKI J. (1978) — Mapa paleogeograficzna schyłku saksonu 1 : 1 000 000. W: Atlas litofacjalno-paleogeograficzny permu obszarów platformowych Polski. Praca zbiorowa pod red. S. Depowskiego. Inst. Geol. Warszawa.
- PUSEY W.C. (1973) — The ESR method: A new technique of estimating the organic maturity of sedimentary rocks. *Petrol. Times*, January 12, p. 21–24.
- RYKA W. (praca w druku) — Prekambr krystaliczny. Stratygrafia i paleogeografia. W: Budowa geologiczna niecki warszawskiej (płockiej) i jej podłoża. Praca zbiorowa pod red. S. Marka. Pr. Inst. Geol., 103.
- RYKA W., POKORSKI J. (1978) — Mapa skał efuzywnych autunu 1 : 1 000 000. W: Atlas litofacjalno-paleogeograficzny permu obszarów platformowych Polski. Praca zbiorowa pod red. S. Depowskiego. Inst. Geol. Warszawa.
- TEICHMÜLLER M., TEICHMÜLLER R. (1966) — Geological causes of coalification. *Coal. Sc. — Advances in Chemistry Series*, 55, p. 133–155.
- TOKARSKA K. (1979) — Metody badań nierozpuszczalnej substancji organicznej rozproszonej w osadach mezozoicznych. *Biul. Inst. Geol.*, 315, p. 119–149.
- TOMCZYK H. (praca w druku) — Sylur. Stratygrafia i paleogeografia. W: Budowa geologiczna niecki warszawskiej (płockiej) i jej podłoża. Praca zbiorowa pod red. S. Marka. Pr. Inst. Geol., 103.
- VITORELLO I., POLLACK H. (1980) — On the variation of continental heat flow with age and the thermal evolution of continents. *Jour. Geoph. Res.*, 85, p. 983–995, B 2.
- WAGNER R. (1978) — Tabl. 4–8. W: Atlas litofacjalno-paleogeograficzny permu obszarów platformowych Polski. Praca zbiorowa pod red. S. Depowskiego. Inst. Geol. Warszawa.
- WAPLES D.W. (1980) — Time and temperature in petroleum formation: Application of Lopatin's method to petroleum exploration. *Am. Ass. Petrol. Geol. Bull.*, 64, p. 916–926, nr 6.
- WĘSIERSKA M. (1973) — A study of terrestrial heat flux density in Poland. *Publ. Inst. Geoph. PAN*, 60, p. 135–144.
- WHITE C. (1915) — Some relations in origin between coal and petroleum — *Washington Acad. Sc. Jour.*, 5, p. 189–212.
- WILCZEK T. (1980) — Badania stopnia refleksyjności wityritu jako wskaźnika paleotemperaturowych przeobrażeń substancji organicznej. *Arch. ZGGNiG Geonaf. Warszawa*.
- ZNOSKO J. (1969) — Geologia Kujaw i wschodniej Wielkopolski. *Przew. XLI Zjazdu PTG — Konin*, 1969, p. 5–48.
- ZNOSKO J. (1970) — Pozycja tektoniczna obszaru Polski na tle Europy. *Biul. Inst. Geol.*, 251, p. 45–70.
- ZNOSKO J. (1978) — Tectonic framework of the Permian events in the Polish area. *International Symposium Central European Permian*. Jabłonna, April 27–29, 1978. *Warsaw 1981*, p. 127–154.
- ZNOSKO J. (1979) — Teisseyre-Tornquist tectonic zone: some interpretative implications of recent geological and geophysical investigation. *Acta Geol. Pol.*, 29, p. 365–382, nr 4.
- ZNOSKO J., CHLEBOWSKI R. (1976) — Rewizja stratygrafii dolnego ordowiku w Górach Świętokrzyskich. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 46, p. 135–155, z. 1–2.
- ŻELICHOWSKI A.M. (1972) — Rozwój budowy geologicznej obszaru między Górami Świętokrzyskimi i Bugiem. *Biul. Inst. Geol.*, 263.
- ŻELICHOWSKI A.M. (1979) — Przekrój geologiczny przez brzeżną część platformy prekambryjskiej na obszarze lubelsko-podlaskim (bez kenozoiku). *Kwart. Geol.*, 23, p. 291–305, nr 2.
- ŻELICHOWSKI A.M. (praca w druku) — Karbon. Stratygrafia i paleogeografia. W: Budowa geologiczna niecki warszawskiej (płockiej) i jej podłoża. Praca zbiorowa pod red. S. Marka. Pr. Inst. Geol., 103.
- ЛОПАТИН Н. (1971) — Температура и геологическое время как факторы углефикации. *Изв. АН СССР, Сер. геол.*, 3.
- ПОЛЯК Б., СМІРНОВ Я. (1968) — Тепловой поток на континентах. *Докл. АН СССР*, 168, № 1.
- ВАССОЕВИЧ Н., КОРЧАГИНА Ю., ЛОПАТИН Н., ЧЕРНЫШЕВ В. (1969) — Главная фаза нефтеобразования. *Вест. Моск. Университета*, № 6, стр. 3–27.

Яцек МАЙОРОВИЧ, Сильвестер МАРЕК, Ежи ЗНОСКО

## ПАЛЕОГЕОТЕРМИЯ ЦЕНТРАЛЬНОГО И ЮГО-ВОСТОЧНОГО РАЙОНА ПОЛЬСКОЙ НИЗМЕННОСТИ И ЕЁ ВЛИЯНИЕ НА ГЕНЕРАЦИЮ И СОХРАННОСТЬ УГЛЕВОДОРОДОВ

### Резюме

В статье описаны палеогеографические условия в центральной и юго-восточной части Польской низменности и дано их сравнение с современным геотермическим полем. Было установлено, что величины геотермических палеоградиентов, определённых по рефлексивности витринита, а также кривые субсиденции и эрозии (фиг. 2—4) пород, в частности, материнских для углеводородов, обычно выше величины градиента температуры, измеренной в настоящее время.

Анализ палеотектонического развития пород и проявлений магматизма на фоне геотектоники Польши подтвердил, что принципиальную роль в генерации жидких углеводородов из материнских пород играют: тип органического вещества, температура и эффективное время нагрева. Генерация углеводородов происходит в пределе температур 60—150°C, причём апогей процесса приходится в температурном пределе 60—130°C. Это выражено величиной  $R = 0,5—1,3\%$ , а в апогее генерации величиной  $R = 1\%$ . Эффективное время нагрева на Польской низменности составляет 50—100 млн. лет.

Давление (а тем самым большая глубина) не имеет решающего значения в процессе генерации углеводородов, хотя слишком большое давление тормозит этот процесс.

Углеводороды при температуре свыше 150°C переходят из текучего состояния в лёгкую нефть, конденсаты и мокрые газы. При температуре свыше 180°C они переходят в метан. В первом случае показатель  $R$  больше 1,3%, во втором — он возрастает до 2% и даже бывает больше 2%.

Считается, что источниками тепла, которые посредством магмовых, метаморфических и тектонических процессов дают толчок генерации углеводородов, являются процессы конвекции и фазовые изменения в верхней мантии и в нижней части литосферы, а также распад радиоактивных элементов. Это тепло распространяется в коре, в частности как фронт перегрева. На платформенных площадях тепло фронтов перегрева проявляется в форме „мелкого” вулканизма и т.н. „холодного” плутонизма. Это тепло перемещалось главным образом по зонам глубоких дислокаций и путём нормальной проводимости пород.

В некоторых случаях особенно положительную роль в генерации углеводородов могло играть реманентное тепло нинувших геологических эпох. Вариссийский перегрев на изучаемой территории обусловил генерацию углеводородов палеозойских комплексов и как излишнее тепло привёл в мезозое к повышению геотермической ступени и мог также дать толчок генерации углеводородов.

Анализ градиентов температур и современного термического градиента  $Grad T$ , а также степени метаморфизации органического вещества в породах палеозоя и мезозоя на рассматриваемой территории показал, что:

а — палеозойские породы юго-востока Люблинщины (Люблинский грабен, Луковско-Грубешовское поднятие), а также краевая зона Предсудетской моноклинали и её непосредственный форленд в геологической эволюции в большинстве своём прошли этап преобразования жидких углеводородов в газовые и тем самым здесь перспективны главным образом поиски газа;

б — породы палеозоя и нижнего мезозоя Плоцкой впадины и юго-запада Люблинщины по крайней мере частично находятся на этапе генерации главным образом жидких углеводородов;

с — палеозойские породы Куявско-Гельнёвского вала и прилегающих к нему зон в геологической эволюции прошли этап деструкции жидких углеводородов, а в этап генерации жидких углеводородов вступили породы мезозоя, а особенно юры и нижнего мела.

Jacek MAJOROWICZ, Sylwester MAREK, Jerzy ZNOSKO

## THE PALEOGEOTHERMICS OF CENTRAL AND SOUTH-EASTERN POLISH LOWLANDS AND ITS INFLUENCE ON GENERATION AND PRESERVATION OF HYDROCARBONS

### Summary

Paleogeothermic conditions are reconstructed in the central and south-eastern Polish Lowlands and compared with the present geothermic field. The values of geothermic paleogradients estimated on the basis of data on vitrinite reflectivity and curves of subsidence and erosion of rocks (Figs. 2–4), including parent rocks for hydrocarbons, were found to be generally higher than recently measured temperature gradients.

The analysis of paleotectonic development of rock complexes and magmatic events, carried out taking into account geological setting of the area of Poland, gave further support to essential influence of the type of organic matter, temperature, and effective time of heating on generation of liquid hydrocarbons in parent rock series. Generation of hydrocarbons proceeds at temperatures ranging from 60 to 150°C, with a peak at temperatures from 120 to 130°C. This is expressed by the value  $R = 0.5 - 1.3\%$  for the former temperature range and  $R = 1\%$  for the latter. In the Polish Lowlands, the time of effective heating is estimated at 50–100 m. y.

Pressure (and, therefore, indirectly large depths) is of secondary importance for generation of hydrocarbons. However, it should be remembered that too high pressure results in delay in hydrocarbon generation.

At temperatures over 150°C, liquid hydrocarbons are transformed into light oils, condensates and wet gases, and at temperatures over 180°C they pass into methane. In the former case the index  $R$  exceeds 1.3% and in the latter it increases to 2% or even more.

Convection processes, phase changes in the upper mantle and lower part of the crust, and decay of radioactive elements are the sources of heat which activate hydrocarbon generation processes through the action of igneous, metamorphic and tectonic ones. The heat also spreads in the crust in the form of overheating fronts. In the platform areas, effective heat of overheating fronts is manifested by „shallow” volcanic events and so-called „cool” plutonism. The heat was mainly migrating along deep crustal fracture zones and by normal rock conductivity.

In some cases, remnant heat from previous geological epochs could be of special importance for hydrocarbon generation. In the studied area, Variscan overheating resulted in generation of hydrocarbons in Paleozoic rock complexes and, as a remnant heat, in increase of geothermic gradient in the Mesozoic time and, therefore, also in activation of that process.

The analysis of paleotemperature gradients, the present thermic gradient *Grad T* and the degree of metamorphism of organic matter in Paleozoic and Mesozoic rocks in the studied area shows that:

a – the bulk of Paleozoic rocks of south-eastern Lublin region (Lublin Trough and Łuków–Hrubieszów Uplift) and marginal part of the Fore-Sudetic Monocline and its direct foreland passed the stage of transformation of liquid hydrocarbons into the gaseous in their geological evolution so the hydrocarbon potential is there mainly connected with Permian rocks;

b – at least a part of Paleozoic and Lower Mesozoic rocks of the Płock Basin and north-western Lublin region are nowadays at the stage of generation of mainly liquid hydrocarbons;

c – Paleozoic rocks of the Kujawy–Gielniów Swell and adjoining zones passed through the stage of destruction of liquid hydrocarbons in their geological evolution whereas Mesozoic, especially Jurassic and Lower Cretaceous rocks entered the stage of generation of liquid hydrocarbons.