

## Modelowanie warunków generacji węglowodorów w utworach starszego paleozoiku na obszarze zachodniej części basenu bałtyckiego

Paweł Henryk Karnkowski\*, \*\*

**Modelling of hydrocarbon generating conditions within Lower Palaeozoic strata in the western part of the Baltic Basin.** Prz. Geol., 51: 756–763.

*Summary.* The western part of the Palaeozoic Baltic Basin is a potential area of petroleum exploration. Most perspective are here the Cambrian deposits because source and reservoir rocks have the best properties. On the basis of structural, subsidence and present/past thermal analysis, the modeling of hydrocarbon formation along five geological cross-sections using the PetroMod software was carried out. The spatial range of the modeled “oil window” in the Cambrian deposits is relatively narrow and runs from the Leba Elevation through the Gdańsk Bay southwards. The Cambrian rocks in the Warmia region — adjacent to with the Kaliningrad District where Russian geologists discovered oil fields in the Cambrian deposits — are in the first phase of hydrocarbon generation. Present thermal field in Lithuania and the Kaliningrad District indicate on the existence of strong positive geothermal anomaly which probably heated up not deeply lying Palaeozoic rocks to the “oil window” phase. This optimistic circumstance permits to suppose that along the Polish side of state border, from the Warmia region eastwards, the “oil window” parameters are improved. If the other factors of the petroleum play will be affirmative, then the area of northern Warmia may produce expect new oil field discoveries.

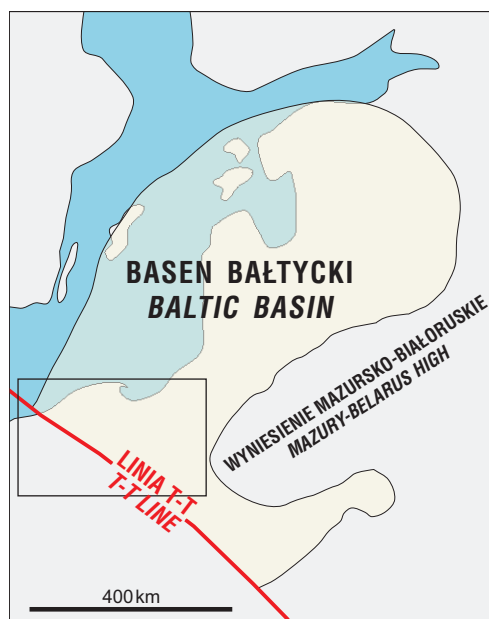
**Key words:** basin analysis, petroleum play, hydrocarbon formation modelling, Baltic Basin

Poszukiwania złóż węglowodorów w utworach starszego paleozoiku w północnej Polsce ma już bogatą historię. Badania geologiczne w strefie Koszalin–Chojnice, czy eksploracja na obszarze syneklizy perybałtyckiej rozpoczęły się już w latach pięćdziesiątych ubiegłego stulecia. Szczególne nasilenie prac nastąpiło w latach sześćdziesiątych i początkach lat siedemdziesiątych. Odkrycie złoża ropy naftowej Żarnowiec–Dębki (1972) było uwiecznieniem kilkuletnich wysiłków poszukiwawczych, ale natura okazała się mało łaskawa: złożo było małe, a dalsze prace przyniosły raczej niewielki efekt w postaci odkrycia złoża ropy naftowej Białogóra i złoża gazowo-kondensatowego Żarnowiec (Karnkowski, 1993).

Zachęcające wyniki uzyskane w utworach starszego paleozoiku na lądzie oraz sukcesy poszukiwawcze w obwodzie kaliningradzkim były podstawą do poszukiwań na Morzu Bałtyckim. Powołana w 1975 r. do eksploracji podmorskiej międzynarodowa firma „Petrobaltic”, postawiła sobie za cel badań również utwory starszego paleozoiku. Zaprojektowane wiercenia potwierdziły ropo-gazoność osadów dolnego paleozoiku na szelfie bałtyckim w polskiej strefie ekonomicznej. Dzisiaj „Petrobaltic” (od 1990 r. już tylko jako firma polska) może poszczycić się sukcesami ekonomicznymi. Również geofizycy i geolodzy rosyjscy mają znaczące osiągnięcia w obwodzie kaliningradzkim.

Zarówno powyższe przesłanki, jak i znaczący postęp technologiczny w poszukiwaniach naftowych jaki nastąpił w ostatnim okresie, pozwala z pewnym optymizmem powrócić do tematów sprzed trzydziestu lat. Wtedy, wśród geofizyków i geologów, używało się powszechnie terminu „synekliza perybałtycka” na określenie obszaru poszukiwań w utworach dolnego paleozoiku Polski północnej. Termin „synekliza perybałtycka” wywodzi się z podziału na

jednostki geologiczne Polski i jest również powszechnie stosowany dzisiaj. W badaniach naftowych staramy się ustalać wszystkie czynniki wpływające na powstanie złóż węglowodorów, stąd zainteresowanie geologów — według dzisiejszej metodologii, czyli analizy basenów sedymentacyjnych — skupia się na szerokim spektrum zagadnień: od genezy powstania basenu sedymentacyjnego, poprzez jego ewolucję aż do inwersji i wejścia w kolejny etap rozwoju, który trwa aż do dzisiaj. W takim ujęciu osady dolnego paleozoiku Polski północnej należy rozpatrywać jako efekt rozwoju basenu bałtyckiego. Basen ten zaczął formować się w późnym wendzie w zachodniej części platformy wschodnioeuropejskiej (Areń & Lendzin, 1978; Jaworowski, 1979, 1982; Dadlez, 1987). Jego główny etap rozwoju przypada na starszy paleozoik. Północne, wschodnie i południowe ramy tego basenu są dobrze dokumentowane przez płytko-

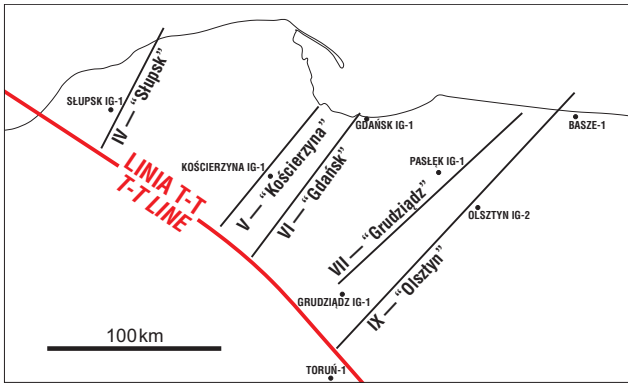


**Ryc. 1.** Lokalizacja terenu badań (zarys basenu bałtyckiego według Poprawa i in., 1999)

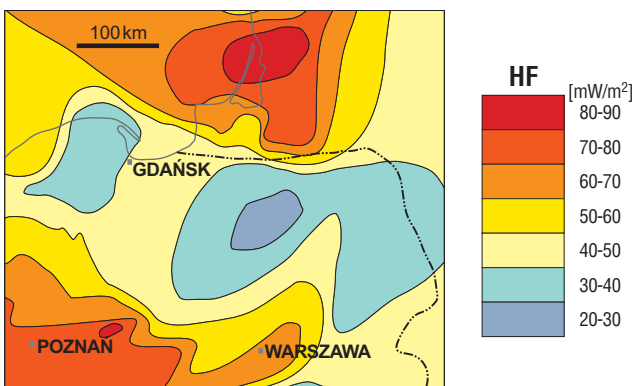
**Fig. 1.** Location of the study area (outline of the Baltic Basin after Poprawa et al., 1999)

\*Wydział Geologii Uniwersytetu Warszawskiego, ul. Żwirki i Wigury 93, 02-089 Warszawa; karnkowski@uw.edu.pl

\*\*PGNiG S.A, Oddział Górnictwo Naftowe — Biuro Geologiczne Geonafta, ul. Jagiellońska 76, 03-301 Warszawa



wodne litofacje znane z rejonu Tallina i Wilna (Poprawa i in., 1997, 1999). Największe miąższości osady dolnego paleozoiku osiągają w krawędzowej strefie platformy wschodnioeuropejskiej, gdzie w sylurze była pasywna krawędź basenu ugięta wskutek obciążenia nasuwającym się orogenezem kaledońskim. Średnie miąższości osadów dolnego paleozoiku w strefie krawędzowej basenu bałtyckiego przekraczają kilka tysięcy metrów, a na obszarze państw bałtyckich, czy środkowego Bałtyku osiągają wartości kilkusetmetrowe (Modliński i in., 1999). W okresie dewonu i karbonu istotnie zmniejszyła się wielkość subsydencji w basenie bałtyckim, a znaczny jego obszar uległ erozji. Wtedy to już zaznaczyło się wyniesienie mazurskie jako element paleogeograficzny i paleotektoniczny. W późnym karbonie cały omawiany obszar był lądem i dopiero rozwój basenu polskiego w permie wytworzył przestrzeń akomodacyjną, na peryferiach której znalazł się obszar byłego basenu bałtyckiego (Narkiewicz i in., 1998). W typowym profilu z zachodniej części obszaru bałtyckiego występują więc skały dolnego paleozoiku przykryte kompleksem utworów permomezozoicznych. Forma strukturalna w jakiej utwory dolnopaleozoiczne są zachowane ma kształt nieckowaty, który na mapach geologicznych jest wyróżniany jako synekliza perybałtycka. Po części ten kształt jest odziedziczoną formą basenu paleozoicznego, a po części efektem intensywnej przebudowy waryscyjskiej. Obecnie ramy strukturalne omawianego obszaru są wyznaczone od zachodu przez zasięg kaledonidów niemiecko-polskich, a



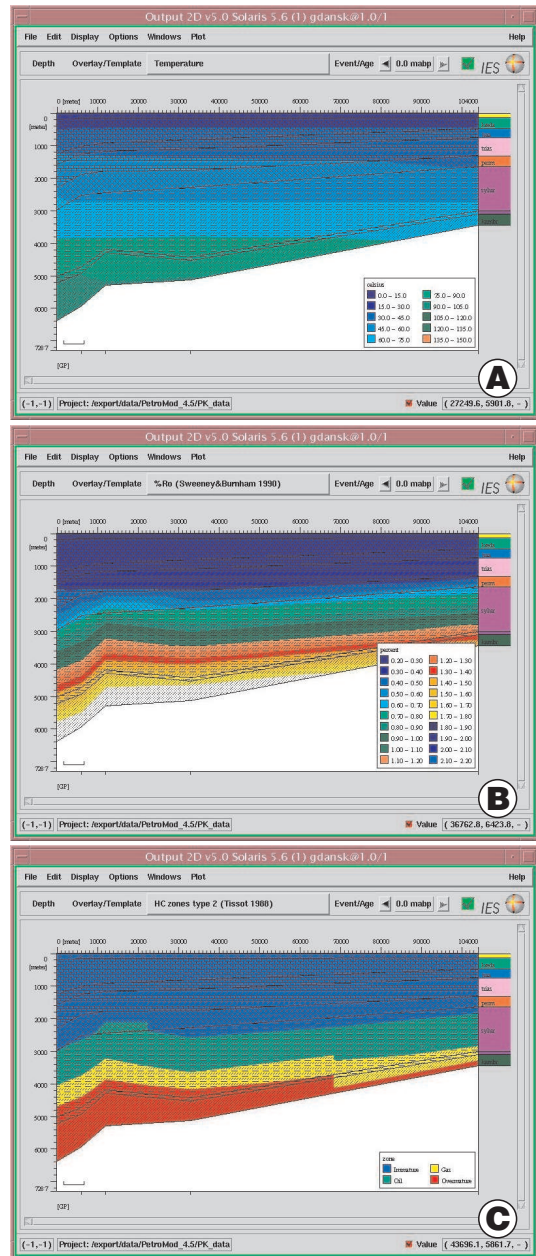
Ryc. 3. Strumień ciepły w północno-wschodniej Polsce (według Plewa i in., 1992; Karwasiecka & Bruszezwska, 1997)

Fig. 3. Heat flow in the NE Poland (after Plewa et al., 1992; Karwasiecka & Bruszezwska, 1997)



Ryc. 2. Lokalizacja przekrojów geologicznych (Karnkowski, 1979) wykorzystanych do modelowań 2D

Fig. 2. Location of the geological cross-sections (Karnkowski, 1979) used by the author for 2D modelling



Ryc. 4. Wybrane przykłady wyników modelowań (PetroMod) na przekroju VI „Gdańsk”: A — rozkład temperatury, B — refleksyjność wityritu ( $R_0$ ), C — dojrzałość materii organicznej-strefy generacji węglowodorów

Fig. 4. Selected results of computer-aided simulation (PetroMod) along line VI "Gdańsk": A — temperature pattern, B — vitrinite reflectance ( $R_0$ ), C — organic matter maturity-hydrocarbon zones

od wschodu przez wyniesienie mazurskie, które całkowicie jest pozbawione paleozoicznej pokrywy osadowej.

### Analiza strukturalna

Pierwszym etapem przygotowań do modeli geologicznych jest zawsze analiza strukturalna. Wybór profili regionalnych został dokonany na podstawie przekrojów przez Niż Polski (Karnkowski, 1979). Pięć profili, zlokalizowanych w kierunku SW–NE, przecina omawiany obszar dobrze charakteryzując regionalny układ strukturalny (ryc. 2). Wszędzie utwory paleozoiczne są przykryte przez kompleks osadów permomezozoicznych. Podpermska powierzchnia niezgodności zapada w kierunku południowo-zachodnim: od wyniesienia Łeby i rejonu Bartoszyce na Warmii w kierunku Grudziądz i Tucholi, gdzie głębokość jej występowania nieznacznie przekracza 2000 m p.p.m. Najpłycej utwory paleozoiczne występują na wyniesieniu Łeby i w północnym obrzeżeniu wyniesienia mazurskiego, gdzie głębokość ich nie przekracza 1000 m p.p.m. Przykrycie kompleksu paleozoicznego przez cechsztyński kompleks ewaporatowy powoduje występowanie problemów interpretacyjnych w wykrywaniu pułapek strukturalnych. Stosunkowo więc prosta budowa geologiczna syneklizy perybałtyckiej nie jest łatwym obszarem poszukiwawczym. Rozpoznanie wiertnicze utworów podpermskich (kambr, ordowik i sylur) jest nierównomierne: najwięcej wierceń zlokalizowano na wyniesieniu Łeby i w rejonie Bartoszyce. Głębsze części syneklizy są dokumentowane tylko nielicznymi wierceniami, jak np. Słupski IG–1, Kościerzyna IG–1, Gdańsk IG–1 czy Prabuty IG–1. Wybrane do analizy przekroje geologiczne (ryc. 2) reprezentują więc wszystkie najważniejsze części syneklizy perybałtyckiej, a dane uzyskane z głębszych, nielicznych wierceń muszą wystarczyć do konstruowania pełnego obrazu strukturalnego i miąższościowego zachodniej części basenu bałtyckiego oraz do rozważań o historii jego subsydencji.

### Analiza subsydencji

Do analizy subsydencji wykorzystano indywidualne profile wszystkich wierceń na badanym obszarze oraz publikowane mapy miąższościowe i przekroje geologiczne (Karnkowski, 1979; Narkiewicz i in., 1998; Modliński i in., 1999; Poprawa i in., 1999). Na podłożu krystalicznym spoczywają utwory wendy i w ciągłości z nimi osady najniższego kambru (Jaworowski, 1979). Ich miąższość wynosi na Warmii ok. 100 m i zwiększa się stopniowo w kierunku zachodnim osiągając w rejonie Słupska ok. 400–450 m (Witkowski, 1989). Na uwagę zasługuje zróżnicowanie miąższościowe na Warmii, gdzie wyróżniono wyraźny element paleomorfologiczny (elewacja Zaręb). Umieszczenie w obrębie stosunkowo mało zróżnicowanej przestrzeni basenowej wyraźnego elementu paleotektonicznego wskazuje na wewnętrzne zróżnicowanie zachodniej części basenu bałtyckiego na lokalne depresje (np. depresja Gołdapi) i elewacje. Duży przyrost miąższości utworów wendy i najniższego kambru świadczy o wcześnie zarysowanych tendencjach w strefie pasywnej krawędzi basenu.

W kambrze środkowym omawiany obszar był wyraźnie zróżnicowany na dwie części: na Warmii było aktywnych kilka lokalnych podniesień i obniżen wpływających na zróżnicowanie miąższościowe osadów w granicach 50–150 m. Natomiast pomiędzy Gdańskiem a Słupskiem rozciągała się szeroka zatoka o zwiększonej subsydencji przekraczającej 300 m (Lendzion, 1983; Modliński i in., 1999).

Osady górnego kambru i najniższego ordowiku na analizowanym obszarze wynoszą tylko kilka metrów, a we wschodniej części Warmii w ogóle ich brak (Jaworowski, 1979; Modliński i in., 1999). Jest to spowodowane erozją jaka miała miejsce w czasie wczesnego ordowiku. Miąższość dolnego ordowiku wynosi zaledwie 10–30 m, a środkowego i górnego mieści się w przedziale 30–70 m. Sumaryczna miąższość utworów ordowickich oscyluje wokół wartości 100 m (por. Modliński i in., 1999). Dzięki precyzyjnej stratygrafii udało się dobrze rozpoznać profil ordowiku i wskazać na aktywność lokalnych elementów paleotektonicznych.

Miąższość dolnego syluru wskazuje jeszcze na porównywalny rząd wielkości subsydencji, podobnie jak we wcześniejszych etapach rozwoju basenu. W rejonie elewacji Pasłęka i elewacji Lęborka utwory wczesnego syluru osiągają tylko 100–150 m, podczas gdy średnie wartości regionalne wahają się w przedziale 150–300 m. Dopiero na zachód od Słupska obserwuje się wyraźny wzrost subsydencji wyrażający się kilkusetmetrowymi wartościami (Witkowski, 1989; Modliński i in., 1999). W późnym sylurze nastąpił gwałtowny i znaczący wzrost subsydencji kompensowanej przez sedymentację (Jaworowski, 1971; Witkowski, 1989). Ścisła ocena ilościowa tego zjawiska jest jednak utrudniona z powodu niepełnych profili górnego syluru. Odtworzenie pierwotnych miąższości jest w znacznej mierze hipotetyczne. Obecnie nawiercone utwory syluru przekraczają miąższość 2000 m (Jaworowski, 1971; Teller, 1974; Karnkowski, 1979; Tomczykowa, 1988) i szacuje się, że pełny ich profil w brzeżnej, zachodniej części basenu bałtyckiego przekraczał 3500 m (Modliński i in., 1999). Na obszarze Warmii miąższości górnego syluru mieszczą się w przedziale 1000–1500 m.

Litologicznie — utwory dolnego paleozoiku na omawianym obszarze — to w większości osady klastyczne, głównie ilasto-mułowcowe, a tylko w kambrze występują piaskowce. Facje węglanowe znane są ze środkowej i wschodniej części basenu bałtyckiego (Poprawa i in., 1999). Ta regionalizacja litofacjalno-miąższościowa, na część zachodnią oraz środkową i wschodnią basenu była uwarunkowana czynnikami tektonicznymi, a głównie lokalizacją części zachodniej basenu w strefie silnego oddziaływania orogenu kaledońskiego, którego nasuwający się front powodował fleksuralne ugięcie przedpola, co stwarzało powstanie dużej przestrzeni akomodacyjnej o silnej subsydencji kompensowanej sedymentacją (Maletz i in., 1997; McCann, 1998; Poprawa i in., 1999). Jednak z końcem syluru cały analizowany obszar został wyniesiony i podlegał erozji. Zmianę paleogeografii i paleotektoniki wyznacza pojawienie się m.in. wyniesienia mazurskiego,

które w dewonie, a przypuszczalnie i w karbonie było obszarem permanentnie wynoszonym i erodowanym.

Odtworzone miąższości dewonu w północnej Polsce wykorzystane do modelowań przyjęto według opracowań Świdrowskiej i Hakenberga (1996) oraz Miłaczewskiego i Narkiewicza (Narkiewicz i in., 1998). Pierwotne miąższości karbonu autor ustalił samodzielnie wykorzystując rozkład miąższości dewonu jako wzorzec regionalny, ale wartości w karbonie przyjęto prawie o rząd wielkości mniejsze niż w dewonie. Pożnokrakońsko-wczesnopermska erozja usunęła z analizowanego obszaru wszystkie utwory karboniczne, dewońskie i część sylurskich.

Do analizy subsydencji zawsze wykorzystuje się skalę geochronologiczną: w tym przypadku stosowano opracowanie Harlanda i in. (1990). Nie zanedbano również poprawki paleobatymetrycznej. W rejonie Warmii i wyniesienia Łeby przyjmowano zazwyczaj głębokości wody rzędu 100 m, a w strefie najgłębszej — do 400–500 m.

### Analiza pola cieplnego

Do modelowań geologicznych próbujących odtworzyć warunki generacji węglowodorów niezbędne są wiadomości odnośnie minionego i obecnego pola cieplnego. O ile współczesny, wgłębny rozkład temperatur jest stosunkowo prosty do ustalenia, o tyle do epok minionych musimy stosować tylko wskaźniki pośrednie w postaci zapisu maksymalnych temperatur, wyrażonych stopniem przeobrażenia materii organicznej lub nieodwracalnych zmian mineralnych.

Do ustalenia współczesnego pola cieplnego wykorzystuje się pomiary temperatur wykonane w otworach wiertniczych oraz pomiary współczynnika przewodności cieplnej skał występujących w tychże wierceniach. Niedokładność samego pomiaru temperatury (warunki ustalonej i nieustalonej równowagi cieplnej w kolumnie wiercenia), a w szczególności rozbieżności w precyzyjnym ustaleniu współczynnika przewodności cieplnej wzdłuż całego profilu wiercenia powodują, że mapy strumienia cieplnego dla obszaru Polski różnią się nawet o 20 mW/m<sup>2</sup> (Plewa, 1994; Plewa i in., 1992; Gordienko & Zavgorodnaya, 1996; Karwasiecka & Bruszevska, 1997 — tutaj ryc. 3).

Krytyczną analizę danych termicznych z północnej Polski przedstawili ostatnio Majorowicz i in. (2002), gdzie wykazano, że warunki w górnych częściach profili są najbardziej anomalne i dalekie od stanu równowagi pomiędzy płuczką w otworze a rzeczywistą temperaturą otaczających je skał. Jak konstatują autorzy (Majorowicz i in., 2002) dotyczy to ponad 90% polskich pomiarów termicznych. Ponadto zwrócili oni uwagę na fakt, że w większości przypadków średnia temperatura gruntu z ekstrapolacji powierzchniowych gradientów geotermicznych jest wyższa niż 10°C, a znana długookresowa temperatura gruntu (temperatura powierzchni neutralnej) nie przekracza 10°C, co wskazuje, że górne części profilowań termicznych są w stanie równowagi nieustalonej (stąd mogą się rodzić błędy i rozbieżności w ocenie gradientu geotermicznego i strumienia cieplnego).

Wpływ czynnika paleoklimatycznego na pomiary geotermiczne wskazywał już Majorowicz (1976). Głębokościowe inwersje temperaturowe w rejonie Krzemianki i Udrynia uznał on za efekt zlodowaceń czwartorzędowych. Przełomowy charakter miało jednak w tym względzie zastosowanie opracowanej w ostatnim okresie metody geofizycznej ciągłej estymacji wartości przewodności cieplnej (Szewczyk, 2001). Zastosowanie niniejszej metody pozwoliło stwierdzić, że w profilach termicznych dla głębokości mniejszych niż 1500–2500 m występuje zdecydowana rozbieżność między temperaturą pomierzoną, a wynikami syntetycznego profilowania termicznego (Szewczyk, 2002), co tłumaczy się wpływem czynnika paleoklimatycznego, związanego ze zlodowaczeniem wisły. Autor do kalibracji swoich modelowań musi używać map rozkładu temperatur na różnych głębokościach. Aby uniknąć komplikacji wynikających z ostatnio wykazanych implikacji paleoklimatycznych autor wykorzystywał mapy rozkładu temperatur na głębokościach większych niż 1500 m (Jaworski, 1986). Takie założenie metodologiczne z pewnością wpłynęło na zmniejszenie błędu przy kalibracji modelowań. W programie PetroMod, którym posługiwano się w niniejszym opracowaniu, wartości przewodności cieplnej są przypisane poszczególnym typom litologicznym jako parametry uśrednione. Rozbieżności pomiędzy wymodelowanymi przez autora wartościami strumienia cieplnego, a wartościami obliczonymi na podstawie bezpośrednich danych otworowych z wykorzystaniem, np. metody ciągłej estymacji wartości przewodności cieplnej są więc nieuniknione. Ważne, aby zdawać sobie sprawę z zakresu popełnianych błędów, gdyż oszacowanie błędów systematycznych — wynikających z ograniczeń metody, bądź konieczności przyjmowania danych szacunkowych (np. wielkości erozji) — umożliwia przyjęcie uzyskanego wyniku z określonym przedziałem niepewności.

Drugim istotnym parametrem kalibrującym modelowania warunków generacji są wskaźniki maksymalnych temperatur w poszczególnych kompleksach skalnych. Najczęściej do tej oceny używa się badań refleksyjności wityritu, które w miarę możliwości potwierdzane są innymi wskaźnikami, np. CAI. Do weryfikacji wyników modelowań w zakresie ustalania paleotemperatur autor korzystał z zestawień refleksyjności wityritu działu geochemii Biura Geologicznego „Geonafta” oraz z danych publikowanych (Nehring-Lefeld i in., 1997; Swadowska & Sikorska, 1998; Grotek, 1999). Na analizowanym obszarze najwyższe wartości  $R_0$  w skałach paleozoicznych notowane są w jego zachodniej części ( $R_0 = 2,3-1,7\%$ ) i stopniowo ku wschodowi maleją do  $R_0 = 0,5\%$ . Oczywiście obserwuje się stratyfikację wartości refleksyjności wityritu (por. Grotek, 1999 — Fig. 3), gdzie zależność stopnia uwęglenia materii organicznej od głębokości układu się proporcjonalnie (wziąwszy pod uwagę próbki z całego obszaru syneklizy perybałtyckiej). Już ta prawidłowość wskazuje na małe regionalne zróżnicowanie strumienia cieplnego, który kształtował rozkład gradientu geotermicznego w paleozoiku. Warto tu podkreślić również pewne spostrzeżenie odnotowane w pracy Swadowskiej i Sikorskiej (1998), że w otworze Gołdap IG 1, położonym we wschodniej części

syneklizy perybałtyckiej, gdzie osady kambru znajdują się na małej głębokości, stwierdza się dość wysokie średnie wartości wskaźnika refleksyjności  $R_0 = 0,91\%$ . To stwierdzenie potwierdzone jest obserwacjami wskaźnika CAI (por. Nehring-Lefeld i in., 1997 — Fig. 2), gdzie wysokie wartości tego wskaźnika w rejonie Gołdapi powodują na mapie powstanie anomalii w rozkładzie zmienności zabarwienia konodontów. Ponieważ do modelowań wybrano przekroje, z których żaden nie sięga już w rejon Gołdapi, to jednak cytowany tutaj wynik  $R_0$  i CAI jest na tyle interesujący, że nie zaniedbano i Suwalszczyzny w późniejszych analizach. Liczba wierceń, z których pobierano próbki i oznaczano macerały wityrnytu jest niewielka. Te kilkanaście otworów, wykonanych przeważnie ponad dwadzieścia lat temu, dostarczyło jednak cennych informacji, czego dowodem są cytowane powyżej artykuły, w których nie tylko omawia się dane geochemiczne, ale przedstawia się próby rekonstrukcji ewolucji termicznej osadów paleozoicznych w zachodniej części basenu bałtyckiego.

### Modelowanie historii termicznej

Mając przygotowane dane miąższościowe, litologiczne, paleobatymetryczne, geochronologiczne, strukturalne, paleotektoniczne (wielkość erozji), termiczne (w tym również paleotermiczne) przystąpiono do komputerowych modelowań z wykorzystaniem programu PetroMod. Procedura przewiduje wielokrotne uruchamianie procesu symulacji rozwoju paleotektonicznego wzdłuż przygotowanych przekrojów geologicznych, aż do momentu, gdy osiągnięte się zgodność uzyskanego obrazu (modelu) z rozkładem wgłębnym obecnie pomierzonych temperatur (por. ryc. 4). Parametrem, który na tym etapie musi zostać empirycznie dobrany jest uśredniony współczesny strumień ciepły. Jeżeli osiągnięte się we wspomnianym zakresie zadawalającą zgodność można uznać pierwszy etap za zakończony. W procesie modelowania równolegle liczone są zmiany wartości refleksyjności wityrnytu w funkcji założonego strumienia ciepłego. W pierwszy etapie modelowania geologicznego przyjmuje się wartość strumienia ciepłego za stały w czasie. Jeżeli przy takim założeniu wyniki modelowania będą się pokrywały nie tylko ze współczesnymi wartościami rozkładu temperatur, ale i pomierzonymi i obliczonymi wartościami współczynnika refleksyjności wityrnytu w badanym przekroju geologicznym, można uznać, że strumień ciepły był stały w czasie. W przypadku omawianych modelowań taka okoliczność nie wystąpiła. Przyjęte do modelowań wartości strumienia ciepłego (które można przyjąć jako uśrednione wartości współczesnego strumienia ciepłego) okazały się zbyt niskie, aby otrzymać obserwowane wartości refleksyjności wityrnytu w skałach paleozoicznych. Pomiędzy współczesnym a paleozoicznym polem ciepłym trzeba postawić cezurę, która wyznacza zmianę reżymu ciepłego na obszarze zachodniej części basenu bałtyckiego.

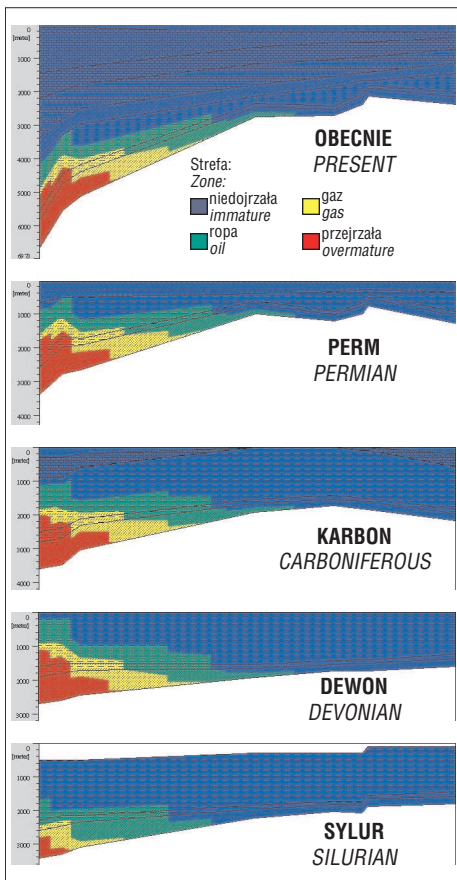
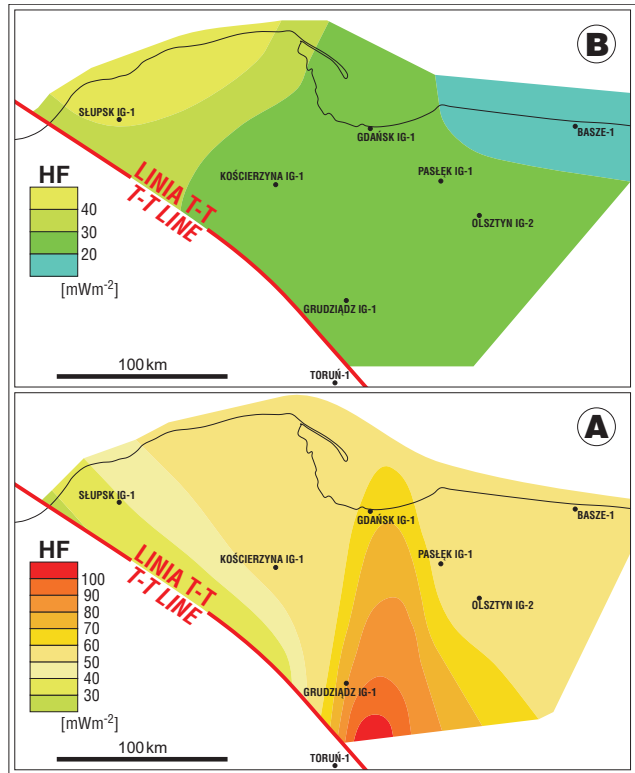
Kilka lat temu autor zajmował się warunkami generacji węglowodorów i odtwarzaniem historii termicznej w rejonie Dobrzyca (obszar bezpośredni przylegający do syneklizy perybałtyckiej), gdzie wykazano, że drastyczna

zmiana warunków paleotermicznych wystąpiła na przełomie karbonu i permu (Karnkowski, 1996, 1999, 2000). W związku z tym, również i tutaj z dużym prawdopodobieństwem można przyjąć podobne założenie. W takim przypadku obraz zmienności pola ciepłego w czasie geologicznym został podzielony na dwie części: od wendu do końca karbonu — jako jeden epizod i od permu do dziś — jako drugi. Aby otrzymać wymodelowane wartości refleksyjności wityrnytu zgodne z pomierzonymi trzeba było przyjąć inne, wyższe parametry strumienia ciepłego dla paleozoiku (bez permu). Uzyskane wyniki na pięciu przekrojach geologicznych zestawiono na mapach uśrednionego strumienia ciepłego (HF) dla epizodu paleozoicznego ( $HF = 40\text{--}100 \text{ mWm}^2$ ) i epizodu permsko-mezozoicznego-kenozoicznego ( $HF = 20\text{--}50 \text{ mWm}^2$ , ryc. 5). Rozkład strumienia ciepłego dla paleozoiku na większości omawianego obszaru charakteryzuje się przedziałem wartości od 50 do 60  $\text{mWm}^2$  z wyjątkiem anomalii układającej się na linii Gdańsk–Toruń, gdzie wartości HF są znacznie wyższe. Obraz rozkładu uśrednionego strumienia ciepłego dla okresu permsko-mezozoicznego-kenozoicznego ma nie tylko inny plan strukturalny niż obraz poprzedni, ale również niższe wartości HF (por. ryc. 5A, B).

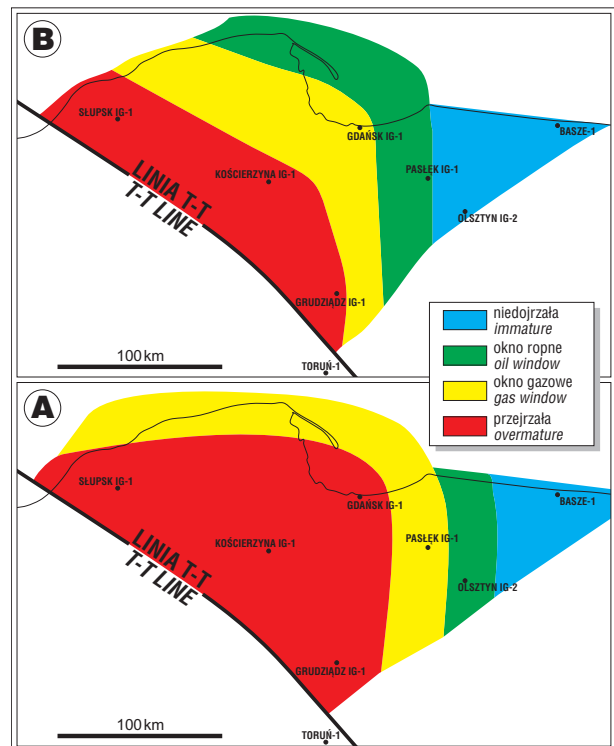
### Modelowanie generacji węglowodorów

Głównym celem niniejszej pracy jest odtworzenie warunków generacji węglowodorów w skałach paleozoicznych zachodniej części basenu bałtyckiego. Trzeba więc próbować odpowiedzieć na pytanie: kiedy i gdzie rozpoczął się potencjalny proces generacji ropy naftowej oraz gdzie mogły się zachować złoża ropy (nie ulec destrukcji wskutek przegrzania, „oil window”). Zakres okna ropnego jest wyznaczany wartościami refleksyjności wityrnytu w przedziale  $R_0 = 0,7\text{--}1,2\%$ . Program PetroMod licząc stopień przeobrażenia materii organicznej pod wpływem temperatury i czasu określa jednocześnie przedziały okna ropnego, stref gazowych oraz obszarów, które nie weszły jeszcze w etap generacji ropy naftowej (por. ryc. 4). Na podstawie uzyskanych wyników modelowań można więc nie tylko określić strefy faz generacyjnych węglowodorów, ale śledzić to zjawisko w czasie. Analizując wyniki modelowań wybranych przekrojów geologicznych (ryc. 4, 6) widać, że główna faza generacji węglowodorów w utworach paleozoicznych nastąpiła nie później niż z końcem karbonu. Persko-mezozoiczne wydarzenia paleotektoniczne (wyniesienie, erozja, zmiana planu strukturalnego) na omawianym obszarze przyczyniały się głównie już tylko do migracji i akumulacji ewentualnie wygenerowanych węglowodorów. Ponieważ najlepsze właściwości kolektorskie występują w utworach kambru (Sikorska & Paczeńska, 1997), toteż one są pierwszoplanowym obiektem zainteresowań poszukiwawczych. Na podstawie wymodelowanych obrazów zasięgów stref dojrzałości materii organicznej zestawiono mapy rozkładu tych stref dla stropu i spągu utworów kambru (ryc. 7). Z przedstawionych map wynika, że przestrzenny zakres okna ropnego w utworach kambru jest stosunkowo wąski. Na większości obszaru syneklizy perybałtyckiej utwory kambru są w stre-

Ryc. 5. Wymodelowany rozkład strumienia ciepłego: A — w okresie wend–karbon, B — od permu do dziś  
 Fig. 5. Maps of average heat flow values obtained from the computer-aided simulations (PetroMod): A — Vendian–Carboniferous time, B — during Permian to present time



Ryc. 6. Model ewolucji generacji węglowodorów wzdłuż przekroju IX „Olsztyn” uzyskany w wyniku modelowań 2D (PetroMod)  
 Fig. 6. Evolution of the hydrocarbon formation along line IX “Olsztyn” based on the computer-aided simulations (PetroMod)



Ryc. 7. Mapy dojrzałości materii organicznej: A — w spągu kambru, B — w stropie kambru  
 Fig. 7. Maps of the organic matter maturity: A — at the bottom of Cambrian, B — in the top of Cambrian

fie przejrzalej ( $R_o > 2\%$ ) lub w oknie gazowym  $R_o = 1,2-2,0\%$ ). Tylko stosunkowo wąski pas okna ropnego w utworach kambru biegnie od wyniesienia Łeby przez zatokę gdańską w kierunku południowym. Wschodnia część Warmii pozostaje w obszarze, wstępnej fazy generacji węglowodorów (ryc. 7a, b).

W wyniku przeprowadzonej analizy zwrócono również uwagę na przestrzenny układ okna ropnego w stropowych partiach utworów sylurskich w strefie krawędziowej linii T–T. Liczne objawy węglowodorów stwierdzone w wykonanych tutaj wierceniach (szczególnie w osadach cechsztyńskich) dobrze dają się wytłumaczyć jako efekt migracji z dojrzałych termicznie skał sylurskich do bezpośrednio wyżej leżących skał zbiornikowych cechsztynu uszczelnionych solami permskimi.

### Analiza stref dojrzałości materii organicznej

Przedstawiony powyżej wynik modelowań geologicznych w aspekcie generacji węglowodorów wymaga jednak szerszego spojrzenia. Szczególnie ważny jest tutaj fakt odkrycia złóż ropy naftowej w obwodzie kaliningradzkim w bezpośrednim sąsiedztwie granicy z Polską. To zderzenie wyników modelowań i występowania złóż ropy naftowej tuż za granicą zmobilizowały autora do poszukiwań dodatkowych wyjaśnień takiej sytuacji. Wydaje się, że wstępną odpowiedź na powyższe pytania daje mapa współczesnego strumienia ciepłego na obszarze Europy Środkowej, w tym i obwodu kaliningradzkiego (ryc. 3; Plewa i in., 1992; Karwasiecka & Bruszezewska, 1997). Na północ od naszej granicy państwowej w rejonie Warmii i Mazur zaznacza się silna dodatnia anomalia geotermiczna, i której zasięg obejmuje nie tylko obwód kaliningradzki, ale całą Litwę (ryc. 3). Na zjawisko relatywnie wysokich wartości dojrzałości termicznej w litewskiej części basenu bałtyckiego w stosunku do stopnia pogażenia zwrócili ostatnio uwagę Lazauskiene i Marshall (2002). Natomiast na terenie Polski, na obszarze wyniesienia mazurskiego, notowana jest silna ujemna anomalia geotermiczna. Północny skłon wyniesienia mazurskiego w analizie pola ciepłego charakteryzuje się szybkim przejściem od niskich wartości strumienia ciepłego do wartości wysokich (ryc. 3). Pomiędzy centralną częścią wyniesienia mazurskiego a rejonem Gołdapi jest ponad dwu-trzykrotny wzrost wartości strumienia ciepłego. Występowanie geotermalnej anomalii litewskiej, z jej przedłużeniem na obwód kaliningradzki, może tłumaczyć istnienie korzystnych warunków paleogeotermicznych do generacji węglowodorów w utworach paleozoicznych, pomimo ich niewielkiego pogażenia. Z drugiej strony, znajomość powyższych uwarunkowań daje nadzieję na dalsze poszukiwania w rejonie Warmii. Przyjęte do modelowań dane są obciążone pewnym zakresem błędów wynikającego z konieczności przyjęcia w niektórych przypadkach wartości szacunkowych (np. wielkość erozji, paleobatymetria). Jednak świadomość, że w kierunku ku północnej granicy państwowej z obwodem Kaliningradzkim oraz wzdłuż tej granicy w kierunku wschodnim — z punktu widzenia warunków generacji węglowodorów — rysujący się coraz

lepszy zestaw cech paleotermicznych jest jasnym punktem w rozważaniach o elementach układu naftowego w Polsce północno-wschodniej (por. Karnkowski, 1997).

W ostatnich latach opublikowano kilka prac odnoszących się do zagadnienia generacji węglowodorów na obszarze syneklizy perybałtyckiej (Nehring-Lefeld i in., 1997; Swadowska & Sikorska, 1998; Grotek, 1999). Wszystkie wymienione powyżej opracowania opierały się w swej analizie na zróżnicowaniu stopnia refleksyjności wityrynit. Uogólnione wnioski można sprowadzić do stwierdzenia, że paleozoiczny gradient termiczny był wyższy niż obecny, a głównym czynnikiem kontrolującym przemianę materii organicznej była wielkość pogażenia: stąd w krawędziowej strefie T–T relatywnie wysokie wskaźniki  $R_o$  w skałach dolnopaleozoicznych, a na obszarze Warmii, gdzie subsydencja wczesnopaleozoiczna była mała — niskie wartości  $R_o$  wskazujące dopiero na początek procesu generacji węglowodorów.

### Podsumowanie i wnioski

1. Rozpoznanie strukturalne syneklizy perybałtyckiej wskazuje na stosunkowo prostą budowę geologiczną, ale odszukanie pułapek strukturalnych w poziomach kambru (wskutek niekorzystnego wpływu ewaporatów cechsztyńskich na zapis sejsmiczny) nastęrcza sporo trudności.
2. Synekliza perybałtycka, będąca pozostałością zachodniej części paleozoicznego basenu bałtyckiego, jest obszarem stosunkowo słabo rozpoznany geologicznie. Dotychczasowe prace poszukiwawcze koncentrowały się tutaj głównie w latach sześćdziesiątych i siedemdziesiątych.
3. Wielkość subsydencji w zachodniej części basenu bałtyckiego była zróżnicowana: stosunkowo mała w części warmińsko-gdańskiej i duża w części przylegającej do krawędzi platformy wschodnioeuropejskiej. Obecnie — wskutek erozji — brak jest górnej części osadów sylurskich oraz całkowicie brak jest osadów dewońskich i karbońskich. Hipotetyczne odtworzenie pierwotnej miąższości tych osadów może mieć wpływ na zakres błędów w modelowaniach generacji węglowodorów.
4. Współczesne pole ciepłe na obszarze syneklizy jest obciążone wpływem ostatniego zlodowacenia i poprawność pomiarów może być obciążona błędem, co może mieć wpływ na jakość wyników modelowań geologicznych.
5. Liczba i jakość pomiarów refleksyjności wityrynit ( $R_o$ ) oraz innych wskaźników (np. CAI) w osadach paleozoicznych jest dostateczna.
6. Zaproponowana w niniejszym artykule historia termiczna zachodniej części basenu bałtyckiego zredukowana jest do dwóch etapów: paleozoicznego i mezozoicznego. Takie uproszczenie wynika z niedostatków parametrów kalibrujących, ale jednocześnie pozwala na ogólną ocenę ilościową pola ciepłego na obszarze syneklizy perybałtyckiej w fanerozoiku.
7. Wyniki modelowań generacji węglowodorów na obszarze badań wskazują, że główny etap miał miejsce od końca syluru i w dewonie. Wydaje się, że późniejsze prze-

obrażenia miały tylko niewielki zasięg i znikomy wpływ na stan ostateczny.

8. Strefy generacji węglowodorów wyinterpretowane na podstawie wyników modelowań wskazują na stosunkowo wąski zakres przestrzenny „okna ropnego” w utworach kambru.

9. Na obszarze warmińskim — biorąc pod uwagę pewien zakres błędów modelowań geologicznych, wynikający z jakości danych wejściowych i kalibrujących — można dopuszczać bardziej optymistyczne scenariusze zasięgu przestrzennego okna ropnego.

10. Warunki generacji węglowodorów na obszarze warmińskim mieszczą się w wąskim, ale pozytywnym przedziale wartości układu naftowego (*petroleum play*). Dodatkowym efektem modelowań jest zwrócenie uwagi na położenie „okna ropnego” w utworach sylurskich w strefie przykrawędziowej platformy wschodnioeuropejskiej. Liczne, znaczące objawy węglowodorów w utworach perm-skich, kontaktujących tutaj bezpośrednio z kompleksem sylurskim wskazują na możliwość poszukiwań w strefie linii T–T, ale w układzie: sylur–skały macierzyste; perm–skały zbiornikowe. Utwory permskie na tym obszarze nie osiągnęły dojrzałości okna ropnego.

### Literatura

- AREŃ B. & LENDZION K. 1978 — Charakterystyka stratygraficzno-litologiczna wendy i kambru dolnego [W:] Areń B. (ed.) — Wybrane problemy stratygrafii i litologii wendy oraz dolnego kambru na platformie prekambryjskiej w Polsce. Pr. Inst. Geol., 40: 1–49.
- DADLEZ R. 1987 — Phanerozoic basinal evolution along the Teisseyre–Tornquist Zone. Kwart. Geol., 31: 263–278.
- GORDIENKO V.V. & ZAVGORODNYAYA O.V. 1996 — Estimation of heat flow in Poland. Acta Geoph. Pol., 44: 173–181.
- GROTEK I. 1999 — Origin and thermal maturity of the organic matter in the Lower Palaeozoic rocks of the Pomeranian Caledonides and their foreland (northern Poland). Geol. Quarter., 43: 297–312.
- HARLAND W.B., COX A.V., LLEWELLYN A.V., PICKTON C.A.G., SMITH A.G. & WALTERS R. 1990 — A Geological Time Scale. Cambridge University Press, Cambridge.
- JAWOROWSKI K. 1971. Sedimentary structures of the Upper Silurian siltstones in the Polish Lowlands. Acta Geol. Pol., 21: 519–571.
- JAWOROWSKI K. 1979 — Transgresja morza kambryjskiego w północnej Polsce. Pr. Inst. Geol., 94: 5–80.
- JAWOROWSKI K. 1982 — Warunki sedymentacji osadów prekambry i kambru w północnej Polsce. Pr. Geol., 30: 220–224.
- JAWORSKI K. 1986 — Mapy temperatur i gradientów geotermicznych na głębokościach –1500 m, 2500 m, 3500 m dla obszaru Niżu Polskiego, 1: 500 000. Arch. B.G. Geonafte.
- KARNKOWSKI P. 1979 — Względne przekroje geologiczne przez Niż Polski. Wyd. Geol. Warszawa.
- KARNKOWSKI P. 1993 — Złoża gazu ziemnego i ropy naftowej w Polsce, T.1. Niż Polski. Towarzystwo Geosynoptyków „Geos”, Kraków.
- KARNKOWSKI P. H. 1996 — Historia termiczna a generacja węglowodorów w rejonie struktury Dobrzyca (Pomorze Zachodnie). Pr. Geol., 44: 349–357.
- KARNKOWSKI P. H. 1997 — Baseny sedymentacyjne a prowincje naftowe Polski — zarys problematyki. Pr. Geol., 45: 989–995.
- KARNKOWSKI P. H. 1999 — Origin and evolution of the Polish Rotliegend Basin. Polish Geological Institute Special Papers, 3: 1–93.
- KARNKOWSKI P. H. 2000 — Ewolucja termiczna a modelowanie procesów generacji i ekspulsji węglowodorów na obszarze Pomorza Zachodniego. Nafta–Gaz, 56: 271–287.
- KARWASIECKA M. & BRUSZEWSKA B. 1997 — Gęstość powierzchniowego strumienia ciepłego ziemi na obszarze Polski. CAG Państw. Inst. Geol., nr 060 21/98.
- LAZAUSKIENE J. & MARSHALL J. 2002 — Chitinozoan reflectance and the thermal history of the Lower Palaeozoic sediments of the Baltic Basin. The Fifth Baltic Stratigraphic Conference, Wilno: 93–97.
- LENDZION K. 1983 — Biostratygrafia osadów kambru w polskiej części platformy wschodnioeuropejskiej. Geol. Quarter., 27: 669–694.
- MAJOROWICZ J. A. 1976 — Parametry geotermiczne rejonu Krzemianki i Udrynia na tle ziemskiego pola ciepłego NE Polski. Pr. Geol., 26: 607–613.
- MAJOROWICZ J., WRÓBLEWSKA M. & KRZYWIEC P. 2002 — Interpretacja i modelowanie ziemskiego strumienia ciepłego w obszarze eksperymentu sejsmicznego POLONAISE’97 — analiza krytyczna. Pr. Geol., 50: 1082–1091.
- MALETZ J., BEIER H., KATZUNG G. & NIED WIED A. 1997 — A Lower Palaeozoic (Ordovician–Silurian) foreland basin at the south–western rim of Baltica. Terra Nostra, 11: 81–84.
- McCANN T., 1998 — Lower palaeozoic evolution of the northeast German Basin/Baltica borderland. Geol. Mag. 135: 129–142.
- MODLIŃSKI Z., JACYNA J., KANEV S., KHUBLDIKOV A., LASKOVA L., LASKOVAS J., LENDZION K., MIKAZANE I. & POMERANCEVA R. 1999 — Paleotectonic evolution of the Baltic Syncline during the Early Palaeozoic as documented by palaeothickness maps. Geol. Quarter., 43: 285–269.
- NARKIEWICZ M., POPRAWA P., LIPIEC M., MATYJA H. & MIŁACZEWSKI L. 1998 — Pozycja paleogeograficzna i tektoniczna a rozwój subsydencji dewońsko-karbońskiejsz obszaru pomorskiego i radomsko-lubelskiego. Pr. Państw. Inst. Geol., 165: 31–46.
- NEHRING-LEFELD M., MODLIŃSKI Z. & SWADOWSKA E. 1997 — Thermal evolution of the Ordovician in the western margin of the East-European Platform: CAI and Ro data. Geol. Quarter., 41: 129–138.
- PLEWA S. 1994 — Rozkład parametrów geotermalnych na obszarze Polski. Wydawnictwo CPPGSMiE Kraków.
- PLEWA M., PLEWA S., POPRAWA D. & TOMAŚ A. 1992 — Poland. [In:] Geothermal Atlas of Europe. Gotha.
- POPRAWA P., NARKIEWICZ M., SLIAUPA S., STEPHENSON R.A. & LAZAUSKIENE J. 1997 — Caledonian accretion along the TESZ (Baltic region to SE Poland). Terra Nostra, 11: 110–117.
- POPRAWA P., SLIAUPA S., STEPHENSON R. A. & LAZAUSKIENE J. 1999 — Late–Vendian–Early Paleozoic tectonic evolution of the Baltic Basin: regional tectonic implications from subsidence analysis. Tectonophysics, 314: 219–239.
- SIKORSKA M. & PACZEŚNA J. 1997 — Quartz cementation in Cambrian sandstones on the background of their burial history. (Polish part of the East European Craton). Geol. Quarter., 41: 265–272.
- SWADOWSKA E. & SIKORSKA M. 1998 — Historia pogrzebania skał kambru na podstawie refleksyjności macerałów wityrinitopodobnych w polskiej części platformy wschodnioeuropejskiej. Pr. Geol., 46: 699–706.
- SZEWCZYK J. 2001 — Estymacja gęstości strumienia ciepłego metodą modelowań własności termicznych ośrodka. Pr. Geol., 49: 1083–1088.
- SZEWCZYK J. 2002 — Ślady zmian klinacyjnych plejstocenu oraz holocenu w profilach temperatury w głębokich otworach wiertniczych na Niżu Polskim. Pr. Geol., 50: 1109–1114.
- ŚWIDROWSKA J., HAKENBERG M. 1996 — Paleotectonic evolution of the Koszalin–Chojnice Late Devonian basin (Western Pomerania, Northern Poland). Bull. Pol. Acad. Sc. Earth Sc., 44: 17–36.
- TELLER L. 1974 — The Silurian of the margin of the East European platform in the region of Miastko–Chojnice (NW Poland). Acta Geol. Pol., 24: 563–579.
- TOMCZYKOWA E. 1988 — Silurian and Lower Devonian biostratigraphy and palaeoecology in Poland. Biul. Inst. Geol., 359: 21–41.
- WITKOWSKI A. 1989 — Atlas geologiczno-strukturalny południowej części Morza Bałtyckiego. Wyd. Geol. Warszawa.