

REKONSTRUKCJA TEMPA DEPOZYCJI, WARUNKÓW POGRZEBANIA ORAZ HISTORII TERMICZNEJ

Metody badań

Dla otworu wiertniczego Piła 1/IG 1 przeprowadzono rekonstrukcję tempa depozycji, warunków pograżania oraz historii termicznej utworów górnego paleozoiku, mezozoiku i kenozoiku. Modelowanie to wykonano przy pomocy oprogramowania PetroMod™ firmy Schlumberger. Analizy wykonano metodą *forward modeling* – na podstawie danych pomierzonych w otworze określono stan wyjściowy, który następnie poddano modelowaniu, uzyskując zmianę dojrzałości materii organicznej, temperatur i porowatości. W przypadku niezgodności wspomnianych parametrów ze współczesnymi wynikami pomierzonymi w otworze procedura była powtarzana aż do optymalnej kalibracji modelu. Analizowano również alternatywne modele, pozwalające uzyskać podobne wartości końcowe. Dane wejściowe – stratygrafię i litologię – oparto na podziale zaproponowanym w niniejszym tomie, zweryfikowanym dodatkowo wyliczeniami na krzywych geofizycznych. W modelowaniu założono erozję w utworach górnego karbonu w czasie odpowiadającym fazie asturyjskiej, w utworach permu w czasie odpowiadającym fazie saalskiej oraz w czasie inwersji bruzdy środkowopolskiej na przełomie kredy i paleogenu. Miąższość zerodowanych kompleksów założono na podstawie pobliskich otworów, gdzie zachował się pełniejszy ich profil oraz publikacji Leszczyńskiego (1997b, 1998), Karnkowskiego (1999), Dadleza (2003), Batora i in. (2013). Erozja permska w porównaniu do pozostałych dwóch była najprawdopodobniej niewielka i ograniczała się do erozji górnych partii warstwy wulkanicznej. Z krzywych geofizycznych, za pomocą programu Techlog firmy Schlumberger, wyliczono rozkład porowatości, przepuszczalności i zawartości węgla organicznego w skale (TOC), weryfikując go z punktowymi pomiarami laboratoryjnymi (fig. 50), co pozwoliło wyliczyć średnią wartość dla danego modelowanego kompleksu. W modelu uwzględniono zmiany średniej temperatury powierzchniowej w historii geologicznej basenu, której wartość znajdują się w bibliotece programu i są oparte na pracy Wygrala (1989).

Paleobatymetria

Na podstawie analizy sedimentologicznej, paleontologicznej, środowiskowej i dostępnych publikacji odtwarzających paleobatymetrię w danych jednostkach geologicznych

w basenie polskim (Matyja, Wierzbowski, 1996; Leszczyński, 1997a, b; Marek, Pajchłowa, 1997; Wagner, Peryt 1997; Karnkowski, 1999; Uffmann i in., 2012; Leonowicz, 2015; Machalski, Malchuk, 2019) oraz na podstawie lokalnych i globalnej krzywej eustatycznej (Haq i in., 1988; Hallam, 1992; Harrison, 2002) sporządzono profil paleobatymetryczny dla otworu Piła 1/IG 1 (fig. 51).

Modelowanie zmiany strumienia ciepłego

Do modelowania paleostrumienia ciepłego wykorzystano – jako wejściową – współczesną wartość strumienia ciepłego (Górecki i in., 2006; Szewczyk, Gientka, 2009; Botor i in., 2013). W celu wymodelowania zmian strumienia ciepłego

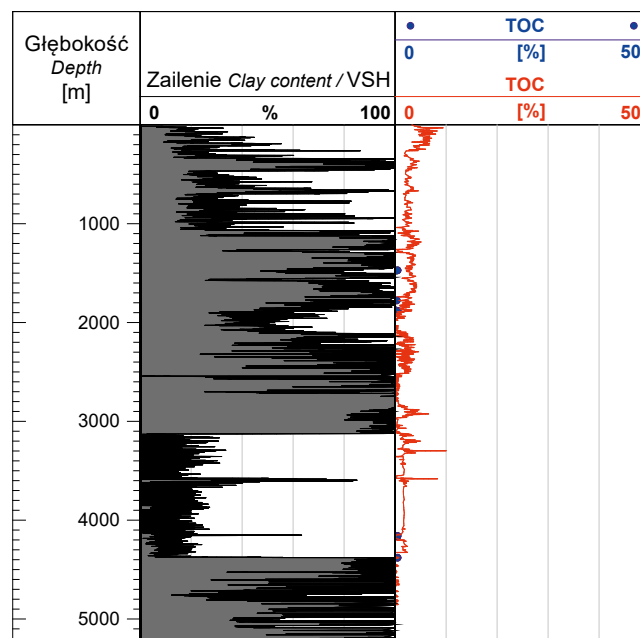


Fig. 50. Wyniki interpretacji zailenia i zawartości węgla organicznego (TOC) na podstawie krzywych geofizycznych w otworze Piła 1/IG 1

Niebieskie kropki – zawartość TOC pomierzona laboratoryjnie

The results of log interpretation for clay content (VSH) and total organic carbon in the Piła 1/IG 1 borehole

Blue dots – TOC volume measured in the lab

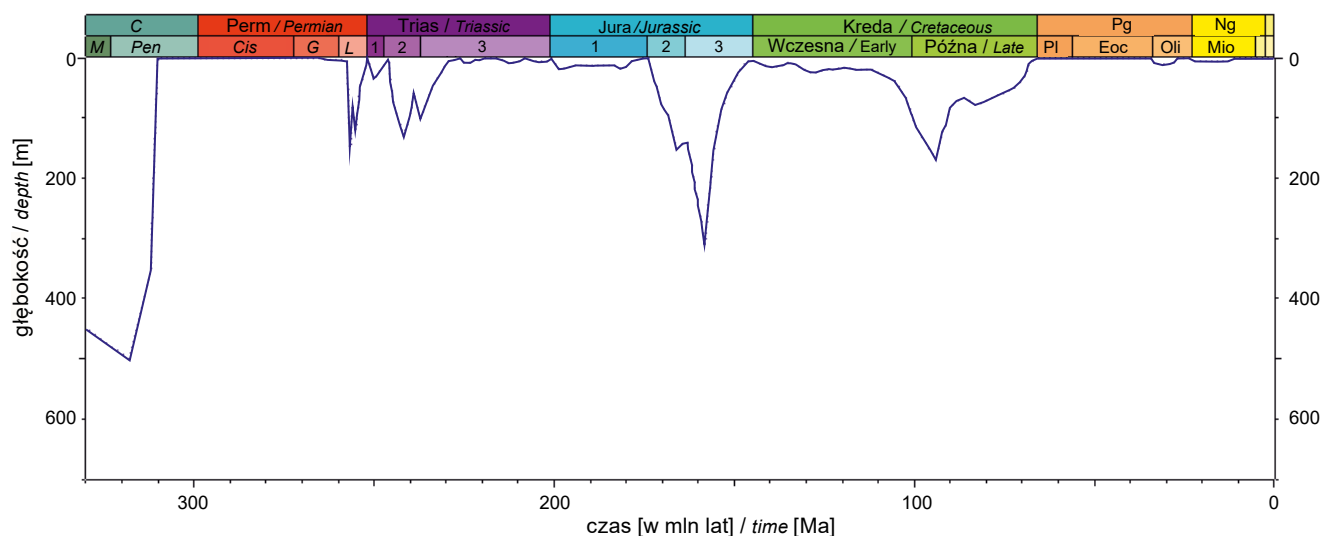


Fig. 51. Profil paleobatymetryczny dla otworu Piła 1/IG 1

Ng – neogen; Mio – miocen; Pg – paleogen; Oli – oligocen; Eoc – eocen; Pl – paleocen; 1, 2, 3 – dolny(a), środkowy(a), górny(a) (trias, jura); Cis – cisural; G – gwadelup; L – loping; C – karbon; Pen – pensylwan; M – missisip. Korelacja wydzieleni litostratigraficznych permu ze skalą chronostratigraficzną wg Wagnera (2008)

Paleobathymetric profile for the Piła 1/IG 1 borehole

Ng – Neogene; Mio – Miocene; Pg – Paleogene; Oli – Oligocene; Eoc – Eocene; Pl – Paleocene; 1, 2, 3 – lower, middle, upper (Triassic, Jurassic); Cis – Cisuralian; G – Guadelupian; L – Lopingian; C – Carboniferous; Pen – Pennsylvanian; M – Mississippian. Correlation of Permian lithostratigraphic units with chronostratigraphic scale after Wagner (2008)

wykorzystano zakładkę w bibliotece programu, umożliwiającą modelowanie zmiany na podstawie określenia czasu ryftowania w basenie: przyjęto okres proponowany przez Karnkowskiego (1999). Założono również przedryftowe miąższości skorupy i górnego płaszcza na podstawie publikacji Gutercha i Grada (2006), Grada i in. (2016), Mazura i in. (2018). Zakładka w programie PetroMod pozwala modelować taki schemat jedynie dla ryftowania symetrycznego (model McKenziego, 1978), a ryft w basenie polskim wykazuje cechy bardziej zbliżone do modelu Wernickiego (Karnkowski, 1999). W rezultacie założono, że strumień nie będzie charakteryzował się pojedynczym krótkotrwałym wysokimi pikami wartości strumienia ciepłego (jak w modelu McKenziego), lecz będzie on bardziej wypłaszczony i przypadnie on w okresie odpowiadającym wiekowi skał wylewnych z tego rejonu, tj. 293–307,9 mln lat (Maliszewska i in., 2016). Wymodelowaną krzywą prezentuje figura 52. Osiągnięty model jest zbliżony do modelu strumienia ciepłego zaproponowanego dla otworu Piła 1/IG 1 przez Batora (2011).

Poprawki dodatkowe

Wykorzystano również w programie PetroMod narzędzia pozwalające modelować dodatkowe czynniki. W modelowaniu założono skład i miąższość poszczególnych kompleksów górnej i dolnej skorupy oraz górnego płaszcza (miąższość: Guterch, Grad, 2006; Grad i in., 2016; Grad, Tiira, 2012; litologia: Cymerman, 2004; Mazur, Jarosiński, 2004; Puziewicz, 2006). W modelu uwzględniono wpływ wulkanizmu na skały otoczenia

(w otworze występują ponad 100-metrowej miąższości warstwy bazaltowe, a nad nimi niewielkiej miąższości riodacyty). W modelu wprowadzono standardowe dla tych skał temperatury krystalizacji, gęstości, przewodności cieplnej magmy (Tatsumi i in., 1983; Riker i in., 2015; Polacci i in., 2018; Zeb i in., 2020; Yang, Faccenda, 2020; Philpotts, Ague, 2022). W modelu uwzględniono również tektonikę solną. Otwór Piła 1/IG 1 znajduje się na południowo-zachodnim skrzydle poduszki solnej Piły (Dadlez, 1980). Poduszka ta tworzy szerokopromienną antyklinę w utworach permio-mezozoicznych. Na profilu sejsmicznym T0040182 (Kiersnowski i in., 2017) w utworach jury dolnej i triasu nie ma widocznych wyklinowań horyzontów sejsmicznych na osi struktury, co sugeruje, że powstawała ona później, między jurą środkową a kenozoikiem. Podobne przesłanki dają pozostałe profile sejsmiczne, przechodzące przez poduszkę Piły (Wnuk, Świerczewska, 1995). Bazując na innych strukturach solnych w okolicy, które mają zachowane utwory kredowe, i analizach regionalnych (Dadlez, 1980; Marek, 1998; Leszczyński, 1998), można przypuszczać, że ruch soli nastąpił na pograniczu jury i kredy oraz w najmłodszej kredzie. W modelowaniu założono rozpoczęcie ruchu soli na przełomie jury i kredy z niewielkim tempem halokinetycznego przemieszczenia oraz znaczącą intensyfikacją procesu pod koniec kredy w trakcie inwersji bruzdy środkowopolskiej (fig. 53). Ruch soli wymodelowano tylko dla cyklotemów PZ 2–4, ponieważ w centralnej Polsce to drugi i trzeci cyklotem są odpowiedzialne za tworzenie struktur solnych (Dadlez, 1980; Tarka, 1992).

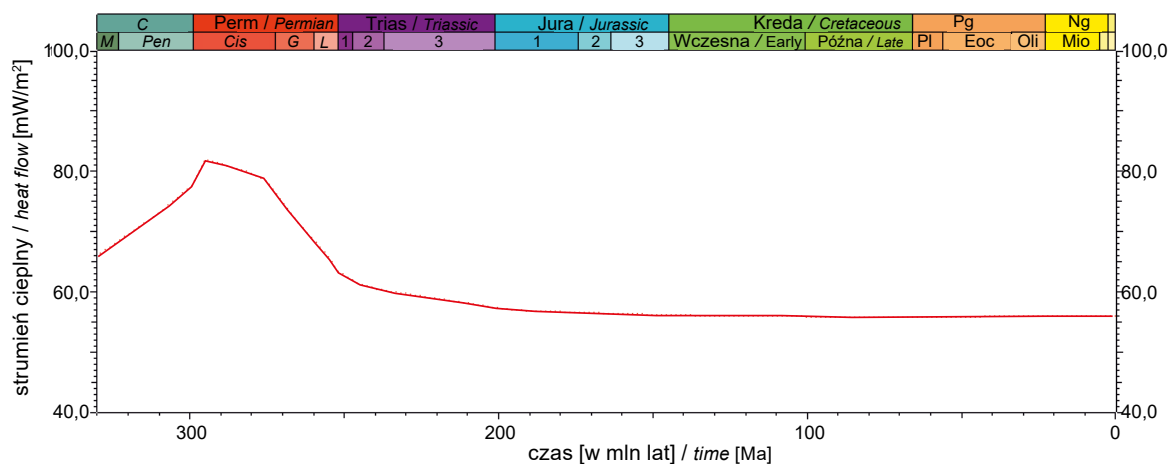


Fig. 52. Profil paleostrumienia ciepłego dla otworu Piła 1/IG 1

Objaśnienia jak na figurze 51

Paleo heat flow profile for the Piła 1/IG 1 borehole

For explanations see Figure 51

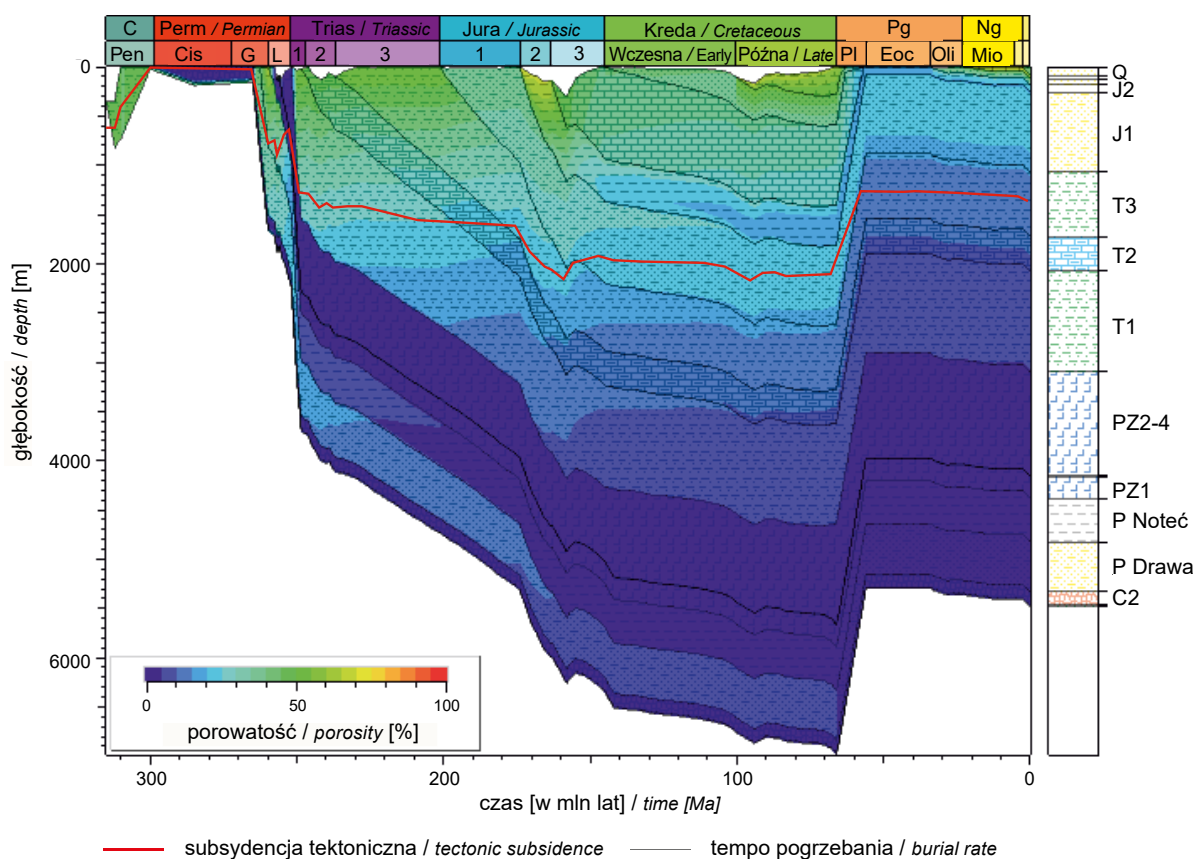


Fig. 53. Historia pogrzebania oraz zmiany porowatości w otworze Piła 1/IG 1

Q – czwartorzęd; J2 – środkowa jura; J1 – dolna jura; T3 – górny trias; T2 – środkowy trias; T1 – dolny trias; PZ2–4 – perm, cechsztyń, cyklotomy PZ2–PZ4; PZ1 – perm, cechsztyń, cyklotomy PZ1; P Noteć – perm, czerwony spągowiec, formacja Noteć; P Drawa – perm, czerwony spągowiec, formacja Drawy; C2 – górny karbon; Pozostałe objaśnienia jak na figurze 51

Burial history and porosity changes in the Piła 1/IG 1 borehole

Q – Quaternary; J2 – Middle Jurassic; J1 – Lower Jurassic; T3 – Upper Triassic; T2 – Middle Triassic; T1 – Lower Triassic; PZ2–4 – Permian Zechstein Cyclothems PZ2–PZ4; PZ 1 – Permian Zechstein Cyclothem PZ1; P Noteć – Permian Rotliegend Noteć Formation; P Drawa – Permian Rotliegend Drawa Formation; C2 – Upper Carboniferous. Other explanations see Figure 51

Wyniki

Otwór Piła 1/IG 1 jest zlokalizowany w obrębie mega-jednostki tektonicznej platformy zachodnioeuropejskiej (Żelaźniewicz i in., 2011). Pokrywa skał osadowych dzieli się na cztery główne jednostki o odmiennym od siebie charakterze deformacji: pasmo fałdowe pomorsko-kujawskie (poddewońskie), piętro dewońsko-karbońskie (podperm-skie), antyklinalium śródpolskie (podkenozoiczne), pokrywę kenozoiczną (Żelaźniewicz i in., 2011). W otworze nawiercono jedynie trzy najpłytsze jednostki.

Kalibracja modelu

Do weryfikacji założonych modeli, w szczególności zmian strumienia ciepłego, miąższości zerodowanych kompleksów, wykorzystano pomiary wykonane w otworze, takie jak: dojrzałość materii organicznej (refleksyjność wityrynytu), temperatura, porowatość, ciśnienie denne (uzyskane w trakcie prób złożowych).

Podstawową metodą weryfikacji jest porównanie wymodelowanej krzywej refleksyjności wityrynytu z wartością refleksyjności wityrynytu pomierzoną w próbce (fig. 54). Z powodu niewielkiej ilości pomiarów jak na tak długi profil – 10 pomiarów (zebranych w tabeli 20) – oraz wspomnianej *niezbyst*

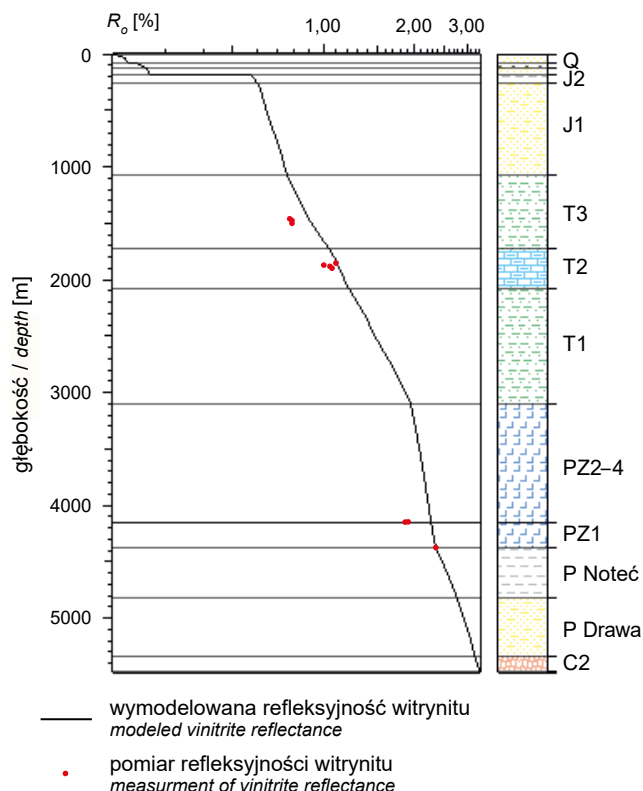


Fig. 54. Pomierzone wartości refleksyjności wityrynytu (R_o) oraz wartości wymodelowane dla otworu Piła 1/IG 1

Objaśnienia jak na figurach 51 i 53

Measured vs modeled vitrinite reflectance (R_o)
for the Piła 1/IG 1 borehole

For explanations see Figures 51 and 53

Tabela 20

Wyniki pomiarów refleksyjności wityrynytu (R_o) w otworze Piła 1/IG 1 (Kiersnowski i in., 2017)

The results of the vitrinite reflectance measurements (R_o)
in the Piła 1/IG 1 borehole (Kiersnowski et al., 2017)

Nr No.	Głębokość Depth [m]	R_o [%]
1	1473,0	0,77
2	1475,0	0,78
3	1476,0	0,78
4	1879,0	1,10
5	1880,5	1,00
6	1881,2	1,04
7	1882,0	1,05
8	4159,1	1,90
9	4163,6	1,87
10	4379,1	2,32

bogatej zawartości materii organicznej w rdzeniach (Kiersnowski i in., 2017) wyniki nie są łatwe do interpretacji. Model idealnie pokrywa się z wartościami maksymalnymi refleksyjności wityrynytu pomierzonymi w otworze (fig. 54). Wartości wymodelowanej refleksyjności odbiega od pomiarów w trzaskie górnej i cechszynie (dolomicie głównym). Różnicę tą łatwo można wytłumaczyć faktem, że *najbogatsze w substancję organiczną są utwory węglanowo-ilaste górnego permu oraz piaskowce stropowych partii triasu górnego* (Kiersnowski i in., 2017). Pomiary refleksyjności wityrynytu na oddzielnych/pojedynczych ziarnach dają zwykle wyższą wartość niż w ciągłej warstwie: wynika to z techniki pomiaru (Grotek, 2006). Krzywa refleksyjności wityrynytu otrzymana w PetroModzie prezentuje zawsze maksymalną wartość refleksyjności, jaką dana skała może osiągnąć na skutek modelowanego pograżenia.

Weryfikacja temperatury wymodelowanej dla otworu Piła 1/IG 1 z temperaturą pomierzoną w warunkach ustalonej równowagi termicznej prezentuje figura 55. Zbieżność wartości temperatury wymodelowanej a pomierzonej jest zadowalająca. Różnice wynikają głównie z uproszczonego modelu budowy litologicznej (np. model nie zakłada przeławień innych osadów w solach permu, co powoduje odchylenie krzywej). W górnej partii krzywa modelowa ma dużo niższe temperatury od rzeczywistej: jest to spowodowane wpływem warunków atmosferycznych (pomiar wykonano 22.06.1984 r.). W utworach mezozoicznych niedoszacowanie temperatury wynika z nieuwzględniania w modelowaniu zawodnienia skał. Model ten pozwala na weryfikację założonej wartości współczesnego strumienia ciepłego w otworze. Wartość 56 mW/m² wydaje się poprawna, taką wartość przyjęli również w swoim modelowaniu Botor (2011), Botor i in. (2013). Przy wyższych wartościach strumienia krzywe osiągają dużo gorszą zbieżność m.in. wartości wyliczone przez Góreckiego i in. (2006) – 68 mW/m², Szewczyka i Gientkę (2009) – 78 mW/m².

Krzywa porowatości została wyliczona z delty akustycznej pomierzonej w otworze zgodnie ze standardową formułą

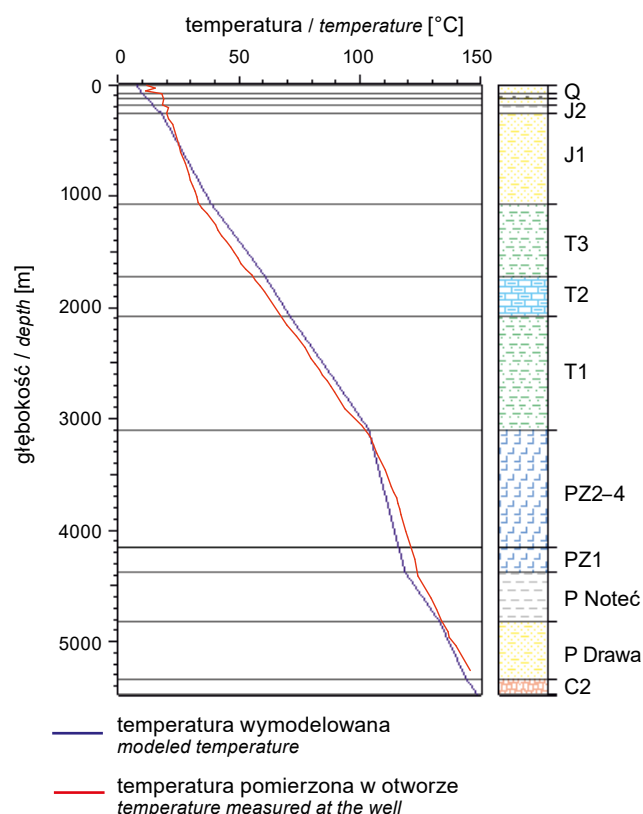


Fig. 55. Profil temperaturowy dla otworu wiertniczego Piła 1/IG 1
Objaśnienia jak na figurach 51 i 53

Temperature profile for the Piła 1/IG 1 borehole

For explanations see Figures 51 and 53

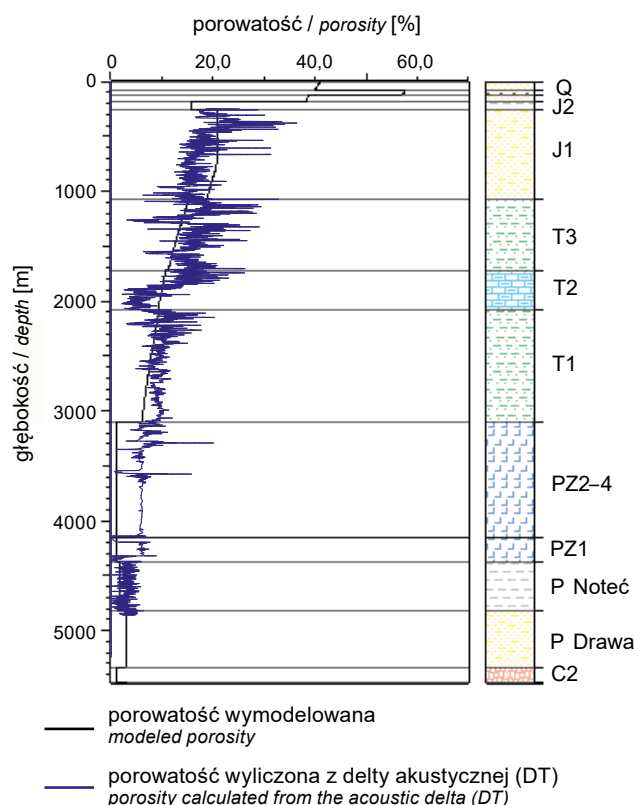


Fig. 56. Profil porowatości dla otworu wiertniczego Piła 1/IG 1
Objaśnienia jak na figurach 51 i 53

Porosity profile for the Piła 1/IG 1 borehole

For explanations see Figures 51 and 53

(Rider, 2002). Porowatość wyliczona z DT cechuje się ze swej natury zawyżonymi wartościami porowatości wyliczonymi dla soli, co jest widoczne na zestawieniu krzywej modelowej i wyliczonej (fig. 56). Dla pozostałych kompleksów cechsztynu (węglanów i anhydrytów) wartości spadają do rzeczywistych. W innych warstwach odchylenia wartości porowatości wynikają z prostoty założonego modelu litologicznego w programie PetroMod, jednak dają one zadowalającą korelację (fig. 56). Model ten potwierdza, że założona miąższość i późniejsza erozja z przełomu mezozoiku i kenozoiku (o wartości 1729 metrów) dobrze odzwierciedlają zmiany porowatości w skałach, wynikające z kompaktacji. Założone parametry potwierdzają również wyniki porównania wartości prędkości rozchodzenia się fali sejsmicznej w ośrodku (obliczonej na podstawie pomiarów prędkości średnich w otworze) i wymodelowanych w PetroMod, dają one zbieżne wyniki.

Ostatnim modelowaniem, pozwalającym zweryfikować założony model, była krzywa ciśnienia. Jest ona szczególnie przydatna dla modelowania kompleksów wewnątrzcechsztyńskich, jak dolomit główny, w którym w rejonie Wielkopolski, występują niewielkie złoża o ciśnieniach zbliżonych do litostatycznego (m.in. złożo Gaj). W takich przypadkach pozwala to na weryfikację miąższości nadkładu. Modelowanie ciśnień dla otworu i wyniki prób złożowych (tab. 21, fig. 57) dowodzą, że wszystkie kompleksy ponadcechsztyńskie mają ciśnienie rów-

ne ciśnieniu hydrostatycznemu, czyli nie podległy uszczelnieniu lub uległy kompletnemu rozszczelnieniu. Z modelowania w programie PetroMod wynika, że ciśnienie w utworach podcechsztyńskich permu dowodzi 92% rozszczelnienia. Licząc ciśnienie hydrostatyczne dla wód złożowych w permie, rozszczelnienie to osiąga wartość 94%. Oznacza to, że z pierwotnej ilości wygenerowanych tu węglowodorów ze skał podpermskich i zakumulowanych w czerwonym spągowcu jedynie 6% miało szansę się zachować. Osiągnięte wyniki pokrywają się z obserwacjami w innych rejonach basenu polskiego (Karnkowski, 1993; Łojek, 2013; Szpetnar-Skierniewska i in., 2015).

Tabela 21

Wyniki pomiarów ciśnienia w otworze wiertniczym Piła 1/IG 1 (Żelichowski, 1985a)

The results of pressure measurements in the Piła 1/IG 1 borehole (Żelichowski, 1985a)

Głębokość Depth [m]	Zmierzone ciśnienie dennie Measured bottom pressure [MPa]
997,0–1022,0	0,993
1496,0–1479,0	1,473
2690,0–2710,0	2,478
5345,0–5398,5	6,164

Analiza tempa depozycji

Najstarszymi utworami w profilu otworu Piła 1/IG 1 są mułowce i iłowce górnego karbonu. W otworze nawiercono jedynie 14 metrów tych utworów, przez co niemożliwe jest określenie tempa depozycji dla tych kompleksów, a z powodu braku wyników dojrzałości materii organicznej trudno również stwierdzić jak dużej erozji podległy one przed osadzeniem formacji wulkanicznej. Wyżej leżące warstwy wulkaniczne charakteryzują się niewielkim średnim tempem sedimentacji 15 m/mln lat (fig. 58). Zgodnie z uwagami badaczy (Karnkowski, 1999; Maliszewska i in., 2016) utwory te podległy częściowo erozji i ich miąższość pierwotnie mogła być większa. Brak pomiarów refleksyjności wityritu z osadów klastycznych międzywulkanicznych nie pozwala przeprowadzić żadnego wiarygodnego odtworzenia tempa ich depozycji. Nad nimi leży klastyczny kompleks czerwonego spągowca formacji Drawy o tempie depozycji powyżej 300 m/mln lat. Jest to etap związany z ryftowaniem, który przeciąga się na bardziej drobnoklastyczne utwory formacji Noteci, osiągające tempo ponad 450 m/mln lat. Z początkiem cechsztynu tempo to spada w pierwszym cyklotemie do 80 m/mln lat. Spowolnienie to może być efektem zmiany

bazy erozyjnej. Dostawy materiału klastycznego, które dominowały wcześniej, zostały zatrzymane przez dalekie odsunięcie stref lądowych od okolic Piły, a sedimentacja ewaporatowa jest z natury znacznie intensywniejsza w strefach płytszych basenu ewaporacyjnego (Bąbel, 2004; Bąbel, Schreiber, 2014). Dopiero od początku drugiego cyklotemu tempo depozycji ponownie przyspiesza, przekraczając 250 m/mln lat. Wynika to najprawdopodobniej z częściowego wyrównania morfologii basenu (ułatwiającego spływ wykryształizowanej soli w głębsze części basenu), powolnego spływania i zmniejszania zasięgu basenu i zmian klimatycznych, które od 4. cyklotemu spowodowały wzrost dostaw materiału klastycznego (Wagner, 1988, 1994). Największe tempo subsyduencji przypada na wczesny trias i przekracza ono 600 m/mln lat. Maksymalne tempo przypadło dla tego miejsca na środkowy pstry piaskowiec w czasie sedimentacji „formacji ilastej” (Marek, Pajchłowa, 1997). Wraz z transgresją morską retu poziom tempa depozycji znacznie spadł i utrzymywał się na poziomie 50 m/mln lat. Dobrze zaznacza się to na krzywej przedstawiającej subsyduencję tektoniczną dla stropu karbonu w porównaniu z ogólnym tempem subsyduencji (fig. 53). Subsycyduencja tektoniczna dominuje w środkowym i późnym permie oraz we wczesnym triasie. Po tym okresie czynnik tektoniczny miał niewielkie znaczenie, dominowała subsyduencja obciążeniowa wywołana ciężarem zgromadzonego osadu (fig. 53). Czynnik tektoniczny zaznaczył się wyraźnie pod koniec kredy, kiedy nastąpiło silne wyniesienie

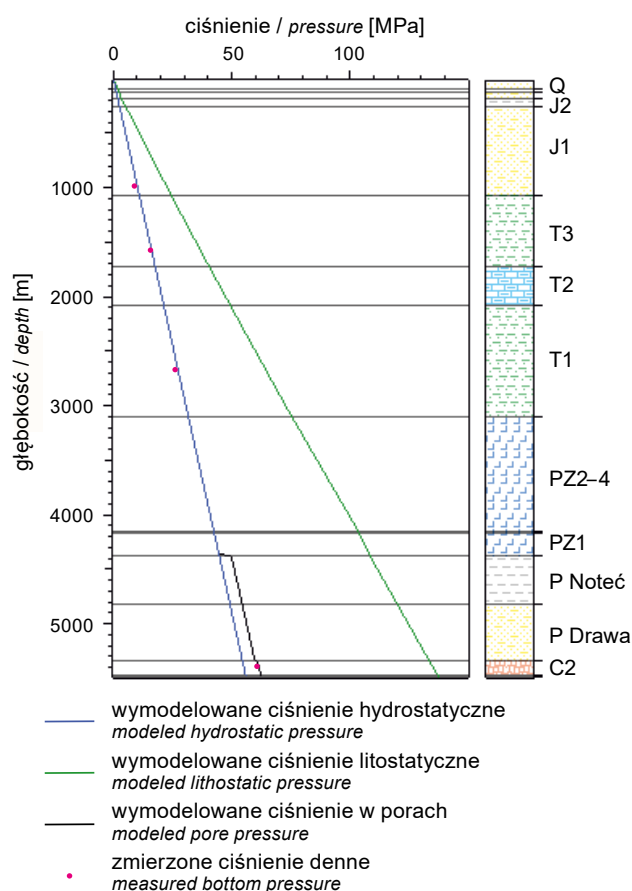


Fig. 57. Profil ciśnienia dla otworu wiertniczego Piła 1/IG 1

Objaśnienia jak na figurach 51 i 53

Pressure profile for the Piła 1/IG 1 borehole

For explanations see Figures 51 and 53

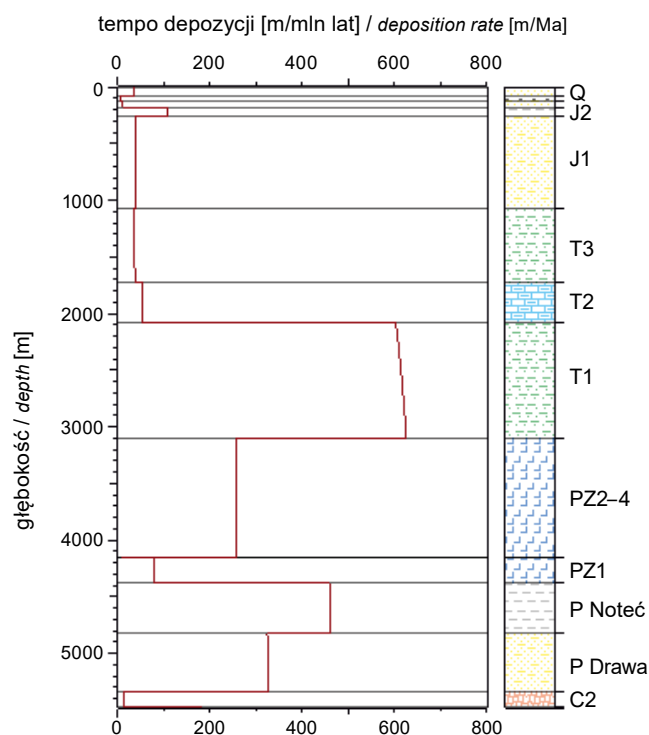


Fig. 58. Tempo depozycji osadów dla otworu wiertniczego Piła 1/IG 1

Objaśnienia jak na figurach 51 i 53

Sediment deposition rate for the Piła 1/IG 1 borehole

For explanations see Figures 51 and 53

obszaru i erozja osadzonych kompleksów. W modelu zauważalne jest również zwiększenie subsydencji tektonicznej w jurze środkowej i późnej, które może być związane z początkiem ruchu soli do poduszki Piły (brak osadów w profilu utrudnia weryfikację tych przypuszczeń). Znaczące zmniejszenie subsydencji tektonicznej potwierdza spadek tempa depozycji, które utrzymuje się na poziomie ok. 40 m/mln lat przez późny trias i wczesną jurę, z niewielkim przyspieszeniem w jurze środkowej do 100 m/mln lat (Dadlez, 2003). W późnej jurze tempo spadło do średniej wartości ok. 60 m/mln lat z maksymalnym tempem w kimerydzie, kiedy w okolicy Piły powstało lokalne depocentrum sedimentacji zwane depresją Kcyni (Niemczycka, Brochwicz-Lewiński, 1988). W trakcie sedimentacji kredy dolnej tempo depozycji spadło do najniższego w permio-mezozoiku poniżej 10 m/mln lat (Dadlez, 2003). W kredzie górnej wzrosło nieznacznie do 14 m/mln lat (Leszczyński, 1997b). Przez cały paleogen i neogen było niewielkie zróżnicowanie kilku metrów. W czwartorzędzie osiąga ponad 30 m/mln lat, jednak jest to wywołane działalnością łądolodów.

Analiza warunków pogrzebania oraz historii termicznej

Podstawowym celem wykonanej rekonstrukcji tempa depozycji (fig. 53) oraz historii termicznej w otworze Piła 1/IG 1 jest ocena i przebieg generacji, migracji i akumulacji węglowodorów. W celu odtworzenia historii generacji węglowodorów w zależności od typu kerogenu wykorzystano model zaproponowany przez Peppera i Corviego (1995 a, b) oraz Peppera i Dodda (1995). Dodatkowo wymodelowano również generację CO₂ (Braun, Burnham, 1993; Hildenbrand i in., 2004) i azotu (Krooss i in., 1993; Hildenbrand i in., 2004), które stają się znaczącym problemem w kompleksach bardzo mocno pograżonych i znajdujących się w fazie metagenezy. Problem ten jest kluczowy dla centralnej partii basenu polskiego (m.in. okolic Piły). Wszystkie wyżej wymienione modele opierają się jedynie na generacji węglowodorów metodą termiczną, czyli w procesie katagenezy. Podjęto również próbę sprawdzenia możliwości generacji gazu biogenicznego w fazie diagenety dla kompleksów kenozoicznych węgla brunatnych (Schneider i in., 2017).

Według modelu w profilu otworu Piła 1/IG 1, pięć kompleksów jest perspektywicznych dla znalezienia węglowodorów w obszarze modelowania. Są to: (I) karbon, który może być traktowany jako potencjalnie skała niekonwencjonalna, (II) dolomit główny, który może być tu traktowany jako potencjalny kolektor konwencjonalny lub niekonwencjonalny, (III) piaszczyste utwory czerwonego spągowca formacji Drawy, które wykazują niższe zailenie od formacji Noteci i są potencjalnie miejscem akumulacji złóż konwencjonalnych (fig. 50), (IV) piaskowce dolnojurajskie jako skała zbiornikowa dla złóż konwencjonalnych węglowodorów wygenerowanych z utworów jury środkowej (z powodu dowodów na pełne rozszczelnienie w danym miejscu potencjał ten jest niewielki), (V) jura środkowa – potencjalnie jako skała mogąca zawierać złoża niekonwencjonalne.

Generacja

W utworach pensylwanu na obszarze Pomorza dominuje III typ kerogenu (Kosakowski i in., 2015), utwory missisipu charakteryzują się mieszaniną II i III typu kerogenu i wykazują tendencję, że im starsze, tym wyższa zawartość II typu kerogenu (Kosakowski i in., 2015). Oba typy kerogenu w zbliżonym czasie osiągnęły dane fazy generacji węglowodorów w karbonie. Nawiercone w otworze Piła 1/IG 1 górnokarbońskie skały znalazły się w temperaturze odpowiadających oknu ropnemu od olenku do końca wczesnego triasu. Podczas triasu środkowego znalazły się w temperaturach odpowiadającym oknu mokrego gazu, a od późnego triasu w temperaturach generacji suchego gazu (fig. 59 i 60). Dla weryfikacji potencjalnego czasu generacji węglowodorów sporządzono model dla dodatkowej warstwy karbonu o miąższości 1000 m. Według niego, potencjalne skały missisipu znalazły się w oknie gazu mokrego od końca gwadelupu, w oknie suchego gazu od olenku. Skały karbońskie nawiercone w otworze Piła 1/IG 1 znalazły się w temperaturach przegrzania od kredy, spowodowało to rozpoczęcie generacji azotu (fig. 61). Przegrzanie skał karbońskich wymodelowane w programie potwierdzają próbki gazu pobrane z płuczki w trakcie przedwiercania czerwonego spągowca w otworze Piła 1/IG 1. Zawartość azotu w czystym gazie oscyluje między 34–73%. Próbką z najniższym stężeniem azotu jest najmocniej zanieczyszczona powietrzem powyżej 93% (Żelichowski, 1985a), przez co jej wyniki muszą być traktowane mniej wiarygodnie. Produkcja CO₂, według modelowania, była najintensywniejsza w czasie diagenety i szybko spadała w czasie katagenezy (fig. 62). Ze względu na duże porowatości (fig. 53) i przepuszczalności (fig. 63) w tym etapie pograżenia, gaz ten nie uległ zachowaniu. Tłumaczy to jego brak w złożach permskich w najbliższym rejonie. Według modelowania skały te nie osiągnęły wystarczających temperatury do produkcji CO₂ w czasie metagenezy.

W utworach dolomitu głównego dominuje II typ kerogenu, rzadziej typ III (Kotarba, Wagner, 2007). Materia organiczna zgromadzona w węglanach dolomitu głównego znalazła się w zakresach temperatur odpowiadających oknu ropnemu dla II typu kerogenu od anizyku (T2) do połowy noryku (T3), a dla III typu kerogenu od karniku (T3) do końca noryku (T3), a w oknie gazu suchego odpowiednio od symenuru lub od końca bajosu (fig. 59 i 60). Dolomit główny nigdy nie znalazł się w temperaturach przegrzania (fig. 61), przez co węglowodory nie powinny zawierać tam podwyższonej zawartości azotu. Zawartość CO₂ w dolomicie głównym podobnie jak w karbonie jest pomijalna (fig. 62).

W jurze środkowej dominuje III typ kerogenu, czasami mieszany typów II i III. Materia organiczna zgromadzona w kompleksach jury środkowej dla III typu kerogenu nie znalazła się w temperaturach odpowiadających oknu ropnemu, jest ona niedojrzała. W przypadku kerogenu typu II, spąg jury środkowej pokrywa się z początkiem okna generacji ropy. Dowodzi to braku perspektyw na znalezienie węglowodorów *in situ* w jurze środkowej.

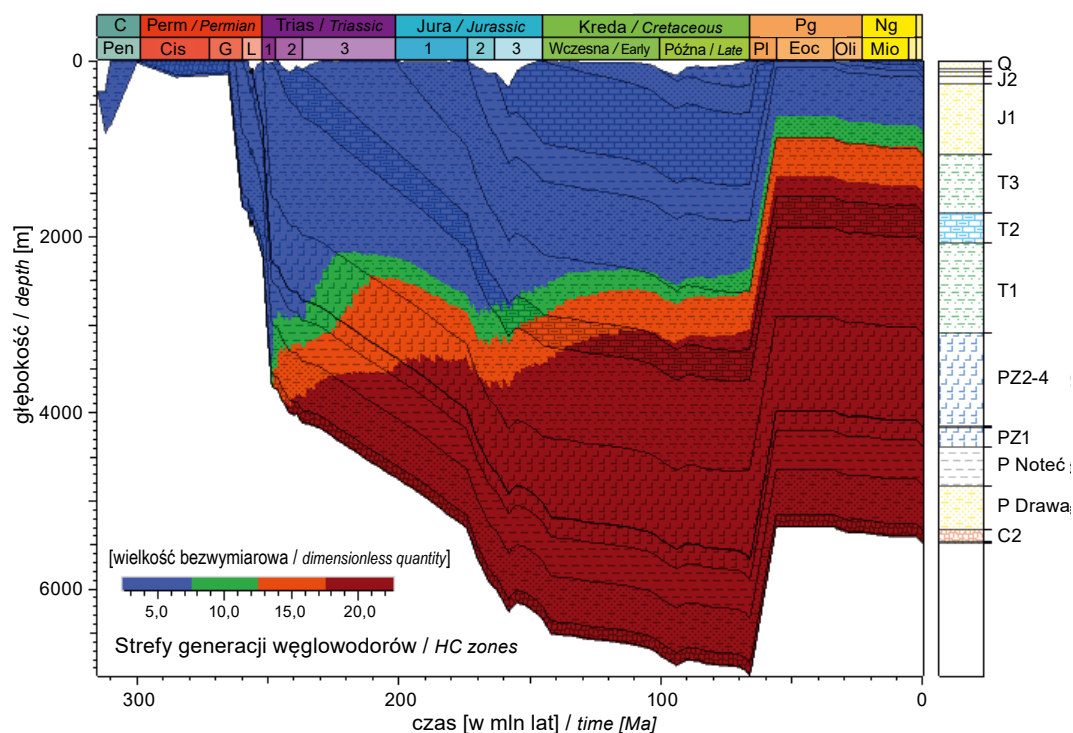


Fig. 59. Strefy generacji węglowodorów dla III typu kerogenu w otworze wiertniczym Piła 1/IG 1

Objaśnienia jak na figurach 51 i 53

Hydrocarbon generation zones for type III of kerogen in the Piła 1/IG 1 borehole

For explanations see Figures 51 and 53

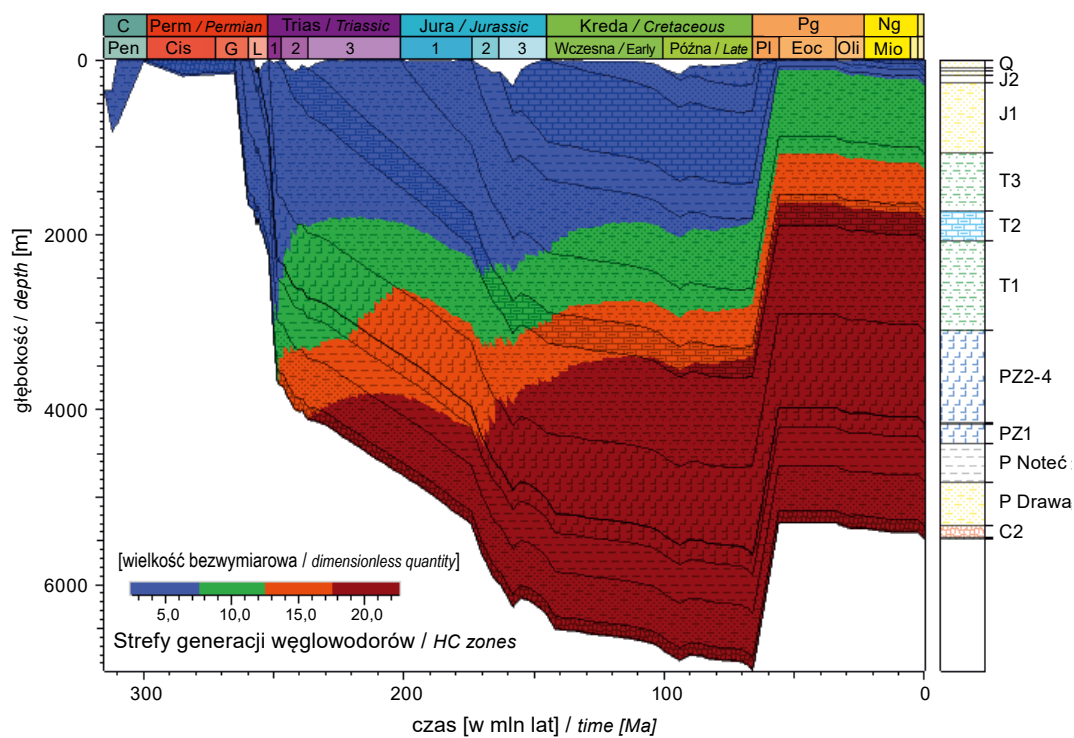


Fig. 60. Strefy generacji węglowodorów dla II typu kerogenu w otworze wiertniczym Piła 1/IG 1

Objaśnienia jak na figurach 51 i 53

Hydrocarbon generation zones for type II of kerogen in the Piła 1/IG 1 borehole

For explanations see Figures 51 and 53

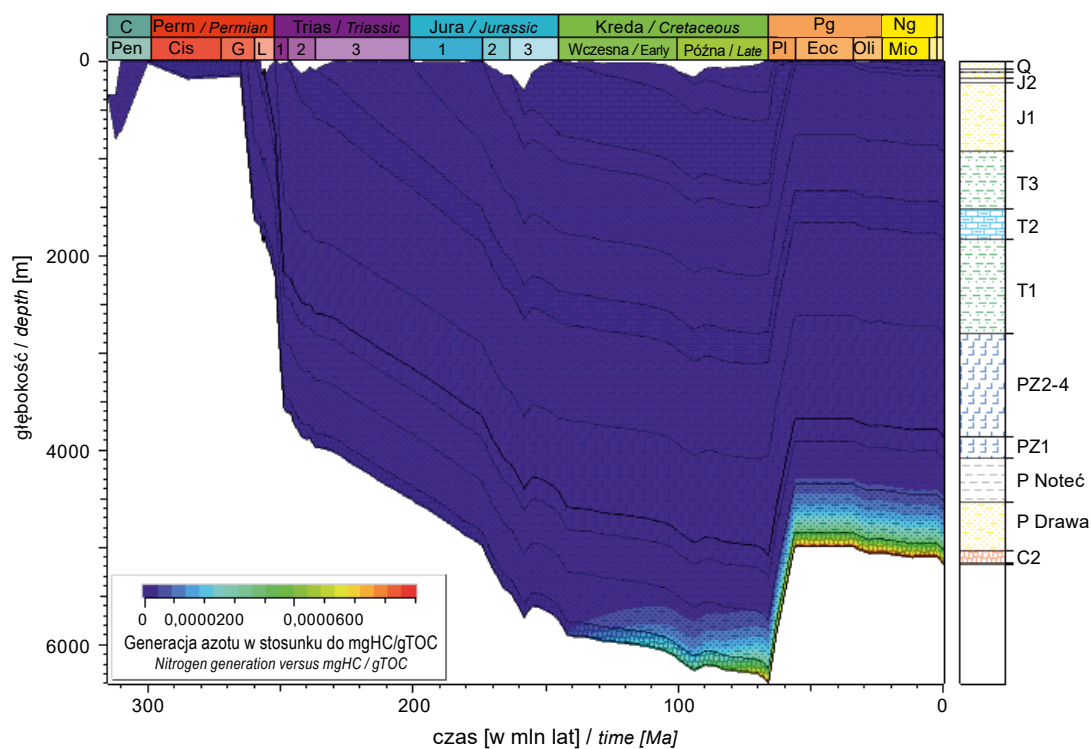


Fig. 61. Generacja azotu w otworze wiertniczym Piła 1/IG 1

Objaśnienia jak na figurach 51 i 53

Nitrogen generation in the Piła 1/IG 1 borehole

For explanations see Figures 51 and 53

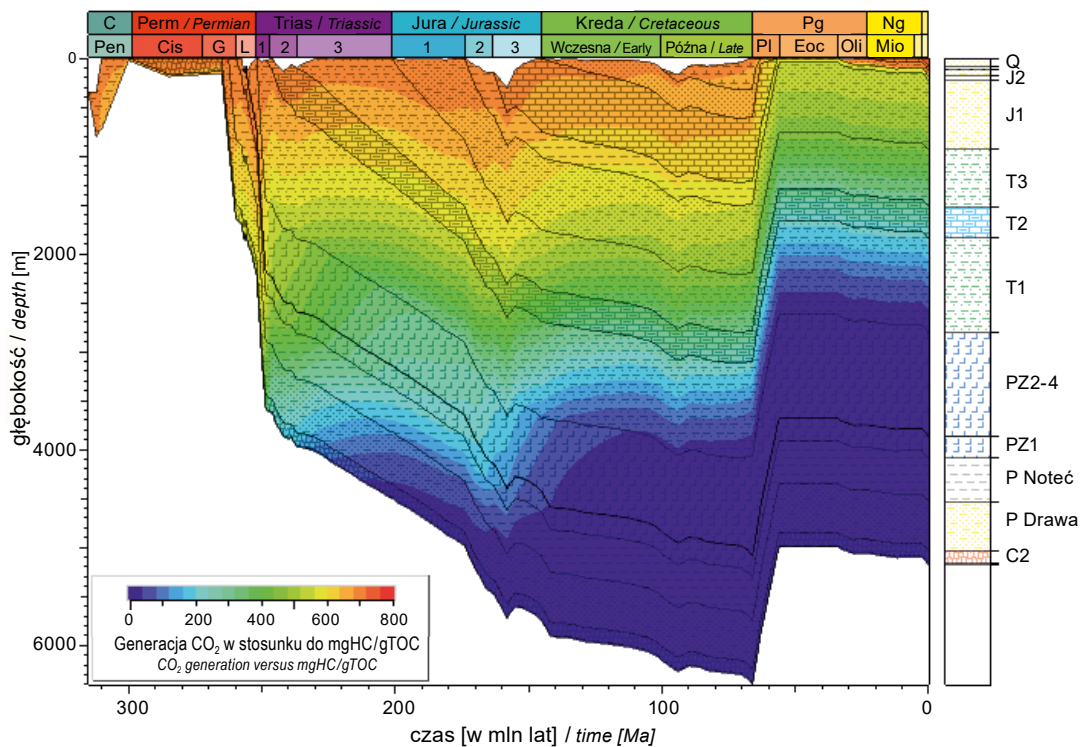


Fig. 62. Generacja CO₂ w otworze wiertniczym Piła 1/IG 1

Objaśnienia jak na figurach 51 i 53

CO₂ generation in the Piła 1/IG 1 borehole

For explanations see Figures 51 and 53

Kompleks kenozoicznych węgli brunatnych nie znalazł się w temperaturach umożliwiającą termiczną generację węglowodorów. Generacja biogeniczna metanu z tych utworów nie zaszła, ponieważ skały nie osiągnęły wystarczającego pogrzebania dla osiągnięcia temperatur idealnych dla rozwoju mikroorganizmów metanogenicznych. W takich temperaturach znalazły się dopiero spągowe partie kompleksów oligoceńskich (fig. 64). W warstwach tych możliwe jest nagromadzenie dwutlenku węgla na skutek przemian mikrobialnych (fig. 62). Zauważalne jest to w płytkich złożach mioceńskich w zapadlisku przedkarpackim, gdzie zawartość dwutlenku węgla jest podwyższona (Karnkowski, 1993). Dodatkowym czynnikiem niesprzyjającym zachowaniu potencjalnych węglowodorów i innych gazów jest brak dobrego uszczelnienia i glacygeniczna deformacja tych kompleksów.

Migracja i akumulacja

W celu zbadania potencjału migracyjnego węglowodorów przeprowadzono modelowanie przepuszczalności. Wartość współczesną przepuszczalności skał wyliczono na podstawie krzywych geofizycznych (z różnicy między porowatością całkowitą a efektywną, wynikającą z zasilenia skały – fig. 50) oraz

pomiarów laboratoryjnych wykonanych na próbkach z rdzenia. Wartości te uzyskały bardzo dobrą korelację. Następnie wykonano rekonstrukcję wsteczną zmian przepuszczalności. Między wynikami modelowania i wyliczonymi z krzywych jest widoczna duża zgodność. Odmienne wyniki występują jedynie w kompleksach cechsztyńskich, które według modelu powinny mieć przepuszczalność ok. 0,001 mD, a według krzywych 0,1 mD (fig. 63). Jak wspomniano wcześniej, ten błąd wynika z wyliczenia krzywych porowatości z krzywej DT, która w solach daje zawyżone wartości, co skutkowało błędem również w obliczeniu przepuszczalności. Pozostałe kompleksy wykazują bardzo wysoką zbieżność (fig. 63).

Rozpoczęcie generacji węglowodorów dla nawierconych utworów górnego karbonu już we wczesnym triasie sugeruje, że jeżeli w tym czasie nie istniała potencjalna struktura/pułapka, to większość gazu uciekła w strefy płytsze. Sugerują to wysokie wartości porowatości i przepuszczalność w piaskowcowych czerwonego spągowca w tym czasie (fig. 53 i 63). Według modelowania przepuszczalność w piaskowcach czerwonego spągowca nie przekroczyła nigdy wartości minimalnej dla złóż konwencjonalnych gazu, wynoszącej 0,1 mD. W związku z tym, nie powinny tu występować nagromadzenia złóż

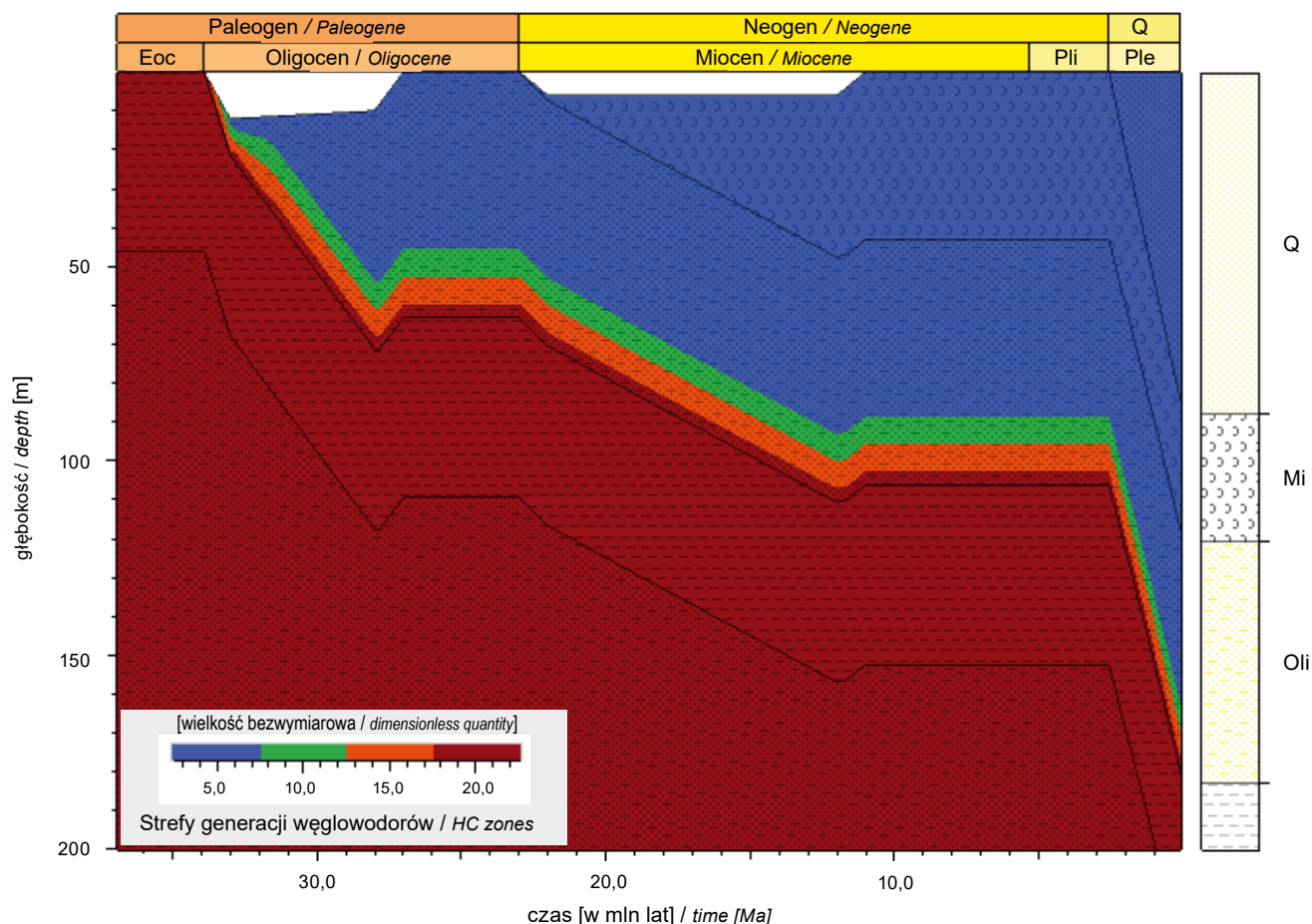


Fig. 63. Generacja biogenicznego gazu w otworze wiertniczym Piła 1/IG 1

Q – czwartorzęd; Ple – plejstocen; Pli – pliocen; Mi – miocen; Oli – oligocen; Eoc – eocen

Biogenic gas generation in the Piła 1/IG 1 borehole

Q – Quaternary; Ple – Pleistocene; Pli – Pliocene; Mi – Miocene; Oli – Oligocene; Eoc – Eocene

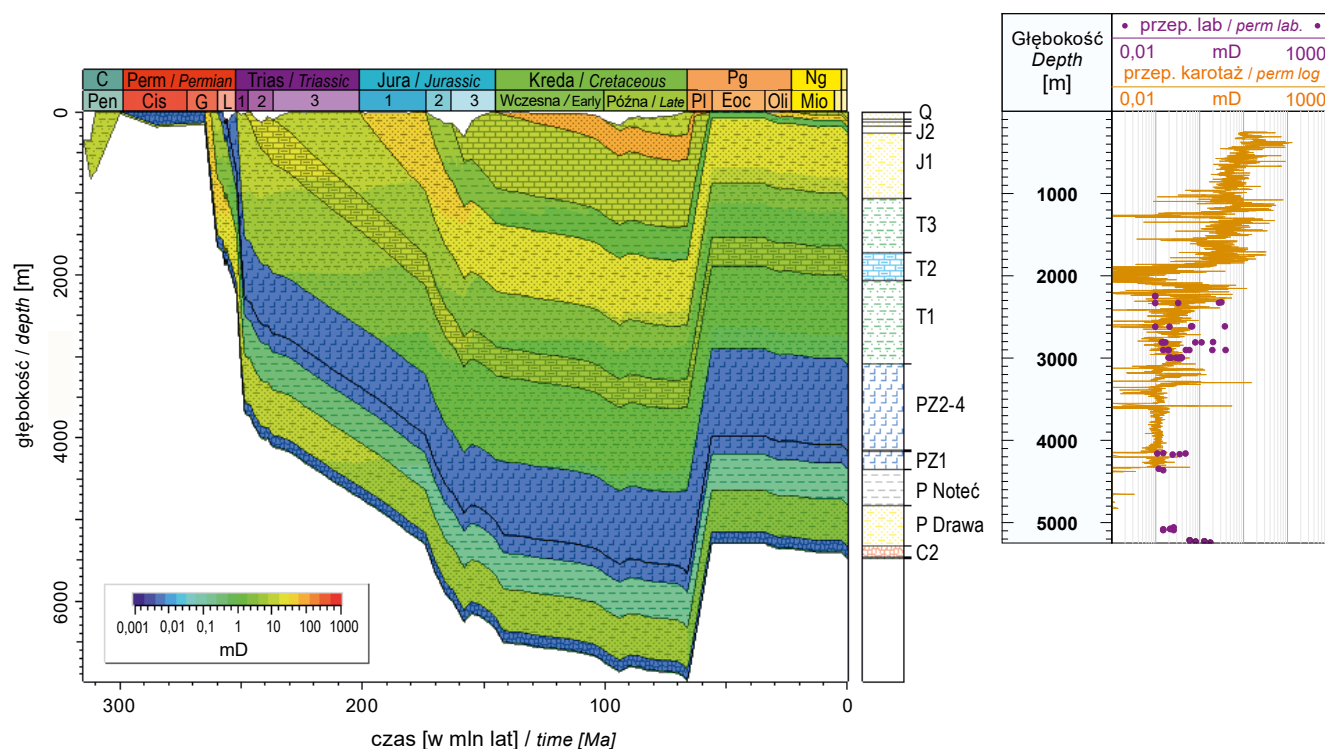


Fig. 64. Przepuszczalność w otworze wiertniczym Piła 1/IG 1

przep. lab. – przepuszczalność pomierzona laboratoryjnie

przep. karotaż – przepuszczalność wyliczona z karotaży

Pozostałe objaśnienia jak na figurach 51 i 53

Permeability in the Piła 1/IG 1 borehole

perm. lab. – permeability measured in the laboratory

perm. log. – permeability calculated from well logging

For explanations see Figures 51 and 53

gazu zamkniętego. Z powodu braku pułapki strukturalnej w tym miejscu w czerwonym spągowcu, jednym miejscem gdzie można spodziewać się akumulacji gazu, to wyklinowania ciał piaszczystych w kompleksach drobnoklastycznych.

Utwory dolomitu głównego, z powodu niekorzystnej litologii (dolomitu marglistego) i niewielkiej miąższości (ok. 6,5 metra), nie mają wielkiego potencjału jako skała zbiornikowa. Ich porowatość jest niewielka, podobnie jak w całym pobliskim rejonie. Możliwość występowania wtórnej porowatości wywołanej np. czynnikiem tektonicznym jest niewielka, ponieważ otwór nie znajduje się na przegubie antykliny Piły, gdzie można byłoby oczekiwać istnienia spękań (otwór Piła 1/IG 1 jest zlokalizowany na skrzydle tej struktury). Z kolei odwiercenie otworu w przegubie nie zawsze przynosi poprawę parametrów z powodu wtórnego ich wypełnienia np. solą.

Migracja i akumulacja węglowodorów z jury środkowej nie występuje *in situ*, jak napisano wcześniej. Jedynie w utworach jury dolnej można przewidywać pewien potencjał akumulacji mediów migrujących z głębszej partii basenu. Erozia prawie całego kompleksu jury środkowej w okolicy Piły, który miał charakter uszczelniający dla piaskowców dolnojurajskich, niweczy perspektywy akumulacji. Jednak parametry porowatości (fig. 53) i przepuszczalności (fig. 63) w jurze dolnej wskazują na potencjał tych skał jako źródła energii geo-

termalnej. Zauważalna jest prawidłowość, że wraz ze wzrostem głębokości w utworach dolnej jury spada jednak jej porowatość i przepuszczalność, w związku z czym najlepsze parametry petrofizyczne posiadają piaskowce formacji borucickiej.

Warianty alternatywne

Poniżej przeanalizowano również dwa alternatywne warianty modelowania historii termicznej otworu Piła 1/IG 1, zgodne z wyliczeniami współczesnego strumienia ciepłego według Góreckiego i in. (2006) oraz Szewczyka i Gientki (2009). Przy tych obliczeniach, podobnie jak poprzednio, wykorzystano zakładkę w bibliotece programu PetroMod, umożliwiającą modelowanie paleostrumienia. Założono ten sam czas ryftowania i te same miąższości poszczególnych jednostek litosfery. W rezultacie uzyskano dużo wyższą wymodelowaną refleksyjność witryny i współczesną temperaturę względem modelu przyjętego w niniejszej pracy (fig. 65), jak również względem wyników Batora (2011) oraz Batora i in. (2013). Jedynie zakładając gwałtowne obniżenie strumienia ciepłego przed początkiem kenozoiku, refleksyjność witryny osiągnęłyby wartości zbliżone do pomierzonych w rdzeniu, ale nadal temperatura w warunkach ustalonych pomierzona w otworze byłaby znacznie niższa od otrzymanych we wspo-

minanych modelowaniach (fig. 65). Można to wytłumaczyć wychłodzeniem skał wskutek wiercenia, jednak warunki ustalone powinny eliminować znacząco ten czynnik, szczególnie że w skrajnym przypadku model alternatywny wykazuje temperatury ponad 40°C wyższe. Powstaje zatem problem mechanizmu, który mógłby doprowadzić do tak gwał-

townego wzrostu strumienia ciepłego w kenozoiku. Zwłaszcza, że przy obecnych grubościach skorupy ziemskiej maksymalna wartość strumienia ciepłego odpowiada modelowym wartościom początku ryftowania. Założenie takie sugerowałoby, że obecnie pod Wielkopolską rozpoczyna się kolejny cykl Wilsona.

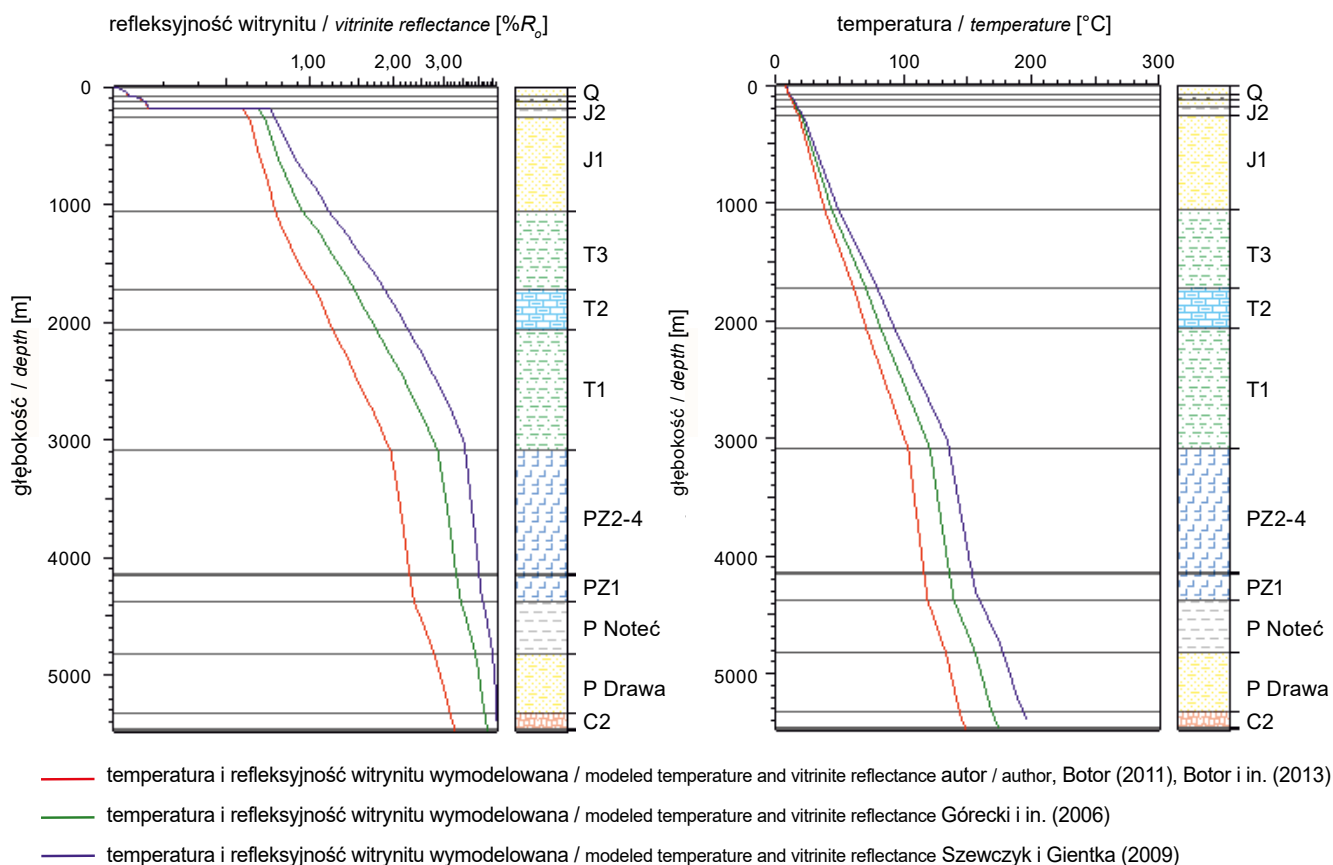


Fig. 65. Zestawienie wariantów alternatywnych modelowań w otworze wiertniczym Piła 1/IG 1

Compilation of alternative modeling in the Piła 1/IG 1 borehole