

Estymacja gęstości strumienia ciepłego metodą modelowań właściwości termicznych ośrodka

Jan Szewczyk*

Estimation of the heat flow density using thermal parameter modeling. Prz. Geol., 49: 1083–1088.

S u m m a r y. The thermal field of the Earth and particularly the heat flow density (Q) is a valuable source of information on geodynamic processes that occur in the Crust, conditions for hydrocarbon generation, and areas and formations promising for geothermal energy. The uniqueness of geothermal data that are impossible to be verified, and high costs of geothermal investigations, are the main reason why exploration and reprocessing of old data is the best way to obtain new interesting information. The setup of geophysical and geological database for most of the Polish research boreholes is the principal justification for the proposal of a new method for heat flow determination. This method will be more effective for determination of spatial distribution of heat flow in the Polish Lowlands, as well as subsequently the entire Polish area.

Key words: Geothermics, heat flow, thermal conductivity, well logging, boreholes

Pole termiczne Ziemi, a szczególnie powierzchniowy rozkład gęstości strumienia ciepłego (Q) może być źródłem istotnych informacji o głębokiej budowie struktur tektonicznych, warunkach generacji węglowodorów, jak również o obszarach i formacjach perspektywicznych dla wykorzystania energii geotermalnej.

W przeciwieństwie do wyników metod geofizycznych opartych na pomiarach wykonywanych na powierzchni Ziemi takich jak: metoda sejsmiczna, grawimetryczna, magnetyczna czy elektrooporowa badanie pola ciepłego może być niemal wyłącznie oparte na danych pomiarowych pochodzących z otworów wiertniczych.

Pomimo wykonania na obszarze Polski w okresie powojennym pomiarów temperatury, w warunkach uznawanych formalnie za stabilne, w kilkuset otworach wiertniczych, wartość strumienia została wyznaczona dotychczas zaledwie w 97 spośród tych otworów (Plewa, 1994; Plewa i in., 1995). Wartości strumienia były obliczane na przestrzeni wielu lat przez wielu autorów stosujących zróżnicowane, często autorskie metody wyznaczania tego parametru. Opracowywane na podstawie tych danych mapy strumienia ciepłego mogą być z tego powodu w sposób istotny zniekształcone lub w pewnych fragmentach mało wiarygodne.

Unikatowość badań geotermicznych, wynikająca z braku możliwości ich zweryfikowania czy powtórzenia, wpływa na to, że mimo powszechnych wątpliwości co do wiarygodności znacznej części wyników, odrzucenie tych danych jest z oczywistych powodów niemożliwą do przyjęcia alternatywą. Znaczne koszty badań geotermicznych, jak i coraz mniejsza liczba wykonywanych w Polsce głębokich otworów wiertniczych wpływa na to, że nie należy spodziewać się istotniejszego wzrostu nowych danych pomiarowych dotyczących rozkładu pola temperatur na obszarze Polski. Eksploracja istniejących danych, mimo wspomnianych zastrzeżeń co do ich jakości, wydaje się jedyną drogą pozyskania nowych informacji w tym względzie.

Utworzenie w ostatnich latach cyfrowych baz danych geofizycznych oraz geologicznych dla większości otworów badawczych z obszaru Polski, a także rozwój metod interpretacji danych, w tym opracowanie w Państwowym Instytucie Geologicznym systemu interpretacyjnego GEOFLOG (Szewczyk, 1994, 1998), stworzyło warunki do zaproponowania alternatywnego w stosunku do dotychczas stosowanego, sposobu określenia wartości strumienia.

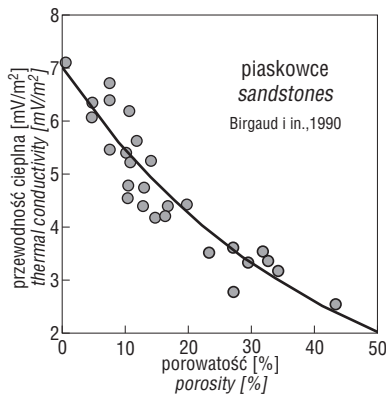
Zintegrowana interpretacja danych geofizycznych oraz geologicznych realizowana w wymienionym systemie umożliwia nie tylko estymację takich ważnych parametrów skał jak ich gęstość objętościowa, czy prędkość fal akustycznych, ale również przewodność cieplną K , a w konsekwencji również obliczenie wielkości strumienia ciepłego (Szewczyk, 1998, 2000, 2001). Zastosowanie proponowanej metody badań może doprowadzić do dokładniejszego poznania rozkładu przestrzennego strumienia ciepłego na obszarze Niżu Polskiego, a w dalszej kolejności na obszarze całej Polski.

Obserwowany w ostatnim okresie rozwój głębokich badań geofizycznych mających na celu rozpoznania budowy skorupy ziemskiej na obszarze Polski, związanych głównie z realizacją międzynarodowych sejsmicznych projektów badawczych POLONAISE'97 oraz CELEBRATION 2000 (Guterch i in., 2001) wpływa na to, że pojawia się potrzeba uwzględnienia w procesie interpretacji, również danych dotyczących badań pola ciepłego (Majorowicz i in., 2001). Efekty realizacji proponowanych badań z zakresu geotermiki mogą mieć istotne znaczenie w wymienionych pracach interpretacyjnych.

Wyznaczanie wielkości strumienia ciepłego Q

Najpowszechniej stosowanym sposobem określania wielkości strumienia ciepłego (Q) jest jego obliczanie na podstawie pomiarów temperatury mierzonych w otworach wiertniczych w warunkach ich stabilności termicznej (T_u) oraz określanym na podstawie laboratoryjnych badań rdzeni wiertniczych wartościach współczynników przewodności cieplnej (K). Dla przypadku strumienia stacjonarnego ($Q = \text{const}$), dla układu płaskorównoległych warstw przewodzących, przy istnieniu jedynie składowej konduktywnej strumienia, relacja między tymi parametra-

*Państwowy Instytut Geologiczny, ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa



Ryc. 1. Zależność określonej laboratoryjnie przewodności cieplnej od porowatości całkowitej dla piaskowców (Birgaud i in., 1990)

Fig. 1. The relationship between laboratory determined thermal conductivity and total porosity for sandstones (after Birgaud et al., 1990)

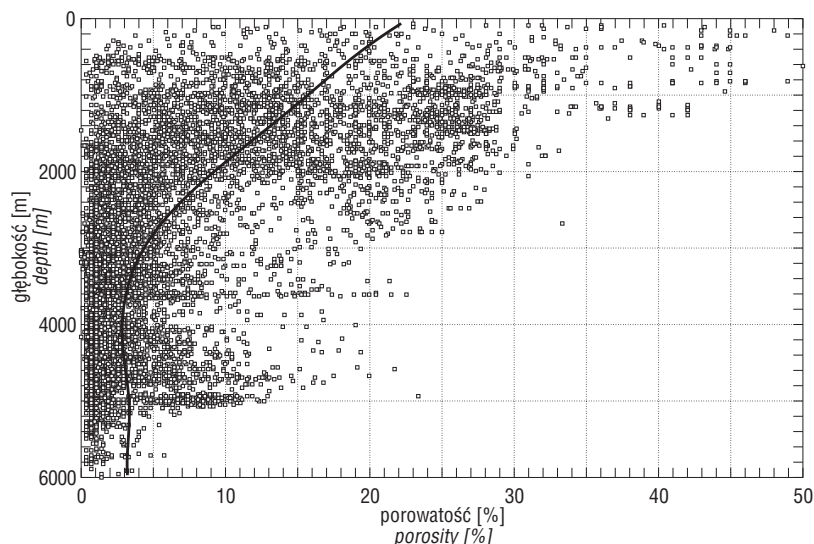
mi dla dowolnej głębokości wzdłuż osi otworu ma postać równania Fouriera:

$$Q = -K \cdot \partial T / \partial h \quad [1]$$

Wyznaczając na podstawie pomiarów na rdzeniach wartości przewodności cieplnej $K(h_i)$ oraz obliczając na podstawie pomiarów temperatury odpowiadającą tym głębokościom wielkość jej gradientu ($G = \partial T / \partial h$) możemy uzyskać informacje o wartości strumienia Q na danej głębokości (Haenel i in., 1988):

$$Q = K(h_1) \cdot G(h_1) = \dots = K(h_n) \cdot G(h_n) = \text{const} \quad [2]$$

W praktyce realizacja tej operacji ze względu na błędy wyznaczania obydwu występujących w tej zależności parametrów prowadzi zazwyczaj do bardzo rozbieżnych wyników, co w dużej części przypadków może w sposób znaczący przekraczać oczekiwany dopuszczalny maksymalny błąd oceny wielkości strumienia. Uważa się, że głównym źródłem błędów jest niezachowany stan równowagi termicznej w otworze, w trakcie realizacji pomiarów. Brak praktycznej możliwości weryfikacji wyników



Ryc. 2. Zależność porowatości całkowitej określonej na podstawie badań laboratoryjnych od głębokości dla utworów osadowych Niziny Polskiej (Szewczyk, 2000)

Fig. 2. The relationship between laboratory determined total porosity and depth for sedimentary rocks from the Polish Lowlands (after Szewczyk, 2000)

wpływa na to, że uzyskiwane dane budzą od lat poważne wątpliwości co do swojej wiarygodności (Plewa, 1994).

różła błędów pomiarów temperatury oraz ocena ich wielkości

Błąd w określeniach zarówno gradientu temperatury, jak i wielkości współczynnika przewodności cieplnej prowadzi do błędnego szacowania wielkości strumienia:

$$\Delta Q = \pm [\Delta K(h_i) \cdot G(h_i) + \Delta G(h_i) \cdot K(h_i)] \quad [3]$$

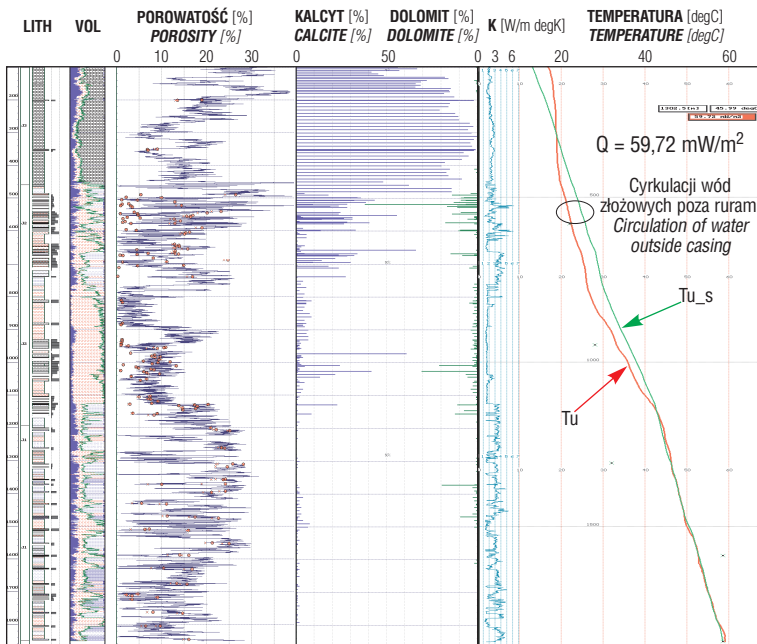
gdzie: ΔK , ΔG — błędy określeń, odpowiednio wartości K oraz G dla głębokości h_i .

Wielkość błędu w wyznaczeniu wartości strumienia ma swoje źródło w występowaniu dwu sprzecznych warunków, tj. pomiar K jest tym dokładniejszy im mniejszy jest badany interwał profilu, odwrotna sytuacja ma miejsce przy oznaczeniach wartości gradientu. Wybór właściwego rozwiązania tego problemu ma zazwyczaj charakter bardzo subiektywny.

różła błędów obydwu omawianych wielkości mają w najogólniejszym ujęciu charakter pomiarowy, bądź przyrodniczy. Zdecydowaną większość pomiarów geotermicznych w Polsce wykonano w latach 1966–1985 z zastosowaniem prostych, lecz mało dokładnych termometrów elektrycznych typu ETMI lub TEG-2. Większość tych pomiarów wykonano w otworach badawczych Państwowego Instytutu Geologicznego. W wielu przypadkach — szczególnie, gdy zakres mierzonych temperatur przekraczał 100°C mierzone wartości temperatur wykraczały poza obszar liniowej pracy sond pomiarowych. Innym najczęściej wymienianym i dyskutowanym źródłem błędów pomiarów były warunki ich wykonywania odbiegające w sposób znaczący od zakładanych warunków stacjonarnych. Obszerne omówienie źródeł błędów pomiarów temperatur uwzględniającym realia pomiarów wykonywanych w Polsce przedstawione zostało w monograficznej pracy Plewy (1994).

W praktyce pomiarowej stosowanej w Polsce przyjęto, że dla ustabilizowania się warunków termicznych w otworze wiertniczym czas stabilizacji powinien sięgać 10–12 dni. Często, rzeczywistym powodem braku równowagi termicznej w otworze wiertniczym mogło być nie ujawniane przez obsługę wiercenia wznowienie, przed wykonaniem pomiarów temperatury, cyrkulacji płuczki wiertniczej.

Niestacjonarność strumienia cieplnego może mieć również swoje przyczyny w istnieniu przepływu wód złożowych w poziomach wodonośnych lub też cyrkulacja wód w przestrzeni pozarurowej związana z niedostatecznym zacementowaniem rur okładzinowych (vide ryc.3). Szczególnie niepożądanymi i trudnymi do uwzględnienia są błędy pomiarowe związane z niewłaściwą kalibracją przyrządów pomiarowych. Przedstawiana w artykule metoda badań, ze względu na możliwość aktywne-



Ryc. 3. Zestawienie głębokościowe danych litologicznych oraz petrofizycznych dla otworu Brześć Kujawski IG-2 służących do obliczeń przewodności cieplnej (K). Pokazano zestawienie obliczonych (Tu_s) oraz mierzonych (Tu) wartości temperatury w warunkach uznawanych za stabilne (nominalny czas stabilizacji — 11 dni). Wskazano strefę prawdopodobnej cyrkulacji wód złożowych. LITH — wiertniczy profil litologiczny wraz z odcinkami rdzeniowanymi, VOL — obliczony objętościowy profil litologiczny, Φ — porowatość całkowita obliczona (krzywa ciągła) oraz na podstawie badań laboratoryjnych (punkty)

Fig. 3. Lithologic and petrophysical data from well Brześć Kujawski IG-2 as input data for calculating thermal conductivity (K). The synthetic (Tu_s) and observed (Tu) thermal logs for thermal stable conditions (stability time — 11 days) are shown. Zone of probable circulation of water outside casing is shown. LITH — lithologic profile with cored intervals, VOL — calculated bulk lithologic profile, F — total porosity calculated (line) and laboratory determined (points)

go szukania najbardziej prawdopodobnych rozwiązań, może być bardzo użyteczna przy rozwiązywaniu wymienionych problemów.

Wyznaczenia wartości współczynnika przewodności cieplnej K

Drugim parametrem niezbędnym dla obliczenia strumienia cieplnego, poza pomiarem temperatury, są informacje dotyczące przewodności cieplnej skał (K). Badania takie są zazwyczaj wykonywane na próbkach pobranych z rdzeni wiertniczych o wymiarach 30 x 15 mm. Pomijając niebagatelną sprawę wątpliwej porównywalności pomiarów wykonywanych przez różne laboratoria (informacja ustna — Karwasiecka, 2001) czy też relacji wyników uzyskiwanych w warunkach laboratoryjnych w stosunku do wyników w warunkach *in situ* — najważniejszym problemem badawczym pozostaje niedostateczna na ogół reprezentatywność wyników badań (Griffiths i in., 1992). Niejednorodność składu petrograficznego oraz właściwości petrofizycznych większości skał wpływa na to, że nieliczne oznaczenia wartości K są z reguły niereprezentatywne dla badanych rdzeni wiertniczych, a tym bardziej dla większych odcinków profilu, dla których dokonywane jest obliczenie gradientu temperatury G.

Zdecydowanie różna skala obserwacji wielkości występujących w relacji [2] wpływa na to, że zakładana stałość tej relacji, na ogół odbiega od przyjmowanego założenia w tym względzie. Innym bardzo znaczącym czynnikiem jest fakt istnienia bardzo niewielkiej liczby wiarygodnych wyników określeń wartości współczynnika K. Zazwyczaj liczba takich oznaczeń dla analizowanych otworów sięga od kilku do kilkunastu, a bardzo rzadko kilkudziesięciu oznaczeń. Ponadto większość takich oznaczeń została dokonana dla obszarów zagłębii górniczych — dla obszaru Niżu Polskiego liczba takich badań jest zdecydowanie mniejsza.

Obliczenie syntetycznego profilowania temperatury (Tu_s)

Obserwowany w warunkach stacjonarnych głębokościowy rozkład temperatury jest, jak to wynika z zależności [1], funkcją wielkości strumienia Q oraz wartości współczynnika przewodności cieplnej K skał tworzących profil. Ze względu na zakładaną stacjonarną wartość strumienia Q w danym otworze wiertniczym temperatura na głębokości h może być określona na podstawie zależności Bullarda (1954):

$$T(h) = T(h_0) + Q \cdot \sum_{i=1}^n \frac{\Delta h_i}{K_i} \quad [4]$$

gdzie: $T(h_0)$ — znana temperatura początkowa na głębokości h_0 ,

K_i — wartość współczynnika przewodności na głębokości h_i ,

Δh_i — miąższość warstwy o określonych parametrach przewodności cieplnej na głębokości h_i .

Określenie głębokościowego rozkładu wartości K dla całego profilu w danym otworze wiertniczym pozwala na obliczenie wartości temperatury na dowolnej głębokości.

Porównując obliczone tym sposobem temperatury z temperaturami bezpośrednio mierzonymi w otworze wiertniczym możemy metodą iteracyjną szukać wartości strumienia Q, dla której występuje najlepsza zgodność wartości obliczonych z obserwowanymi.

Jak wynika z zależności [4] posiadanie wiarygodnych informacji o rzeczywistych wartościach temperatury w dwóch dowolnych punktach profilu oraz głębokościowej zmienności współczynnika K pozwala na oszacowanie wartości strumienia Q. Informacje dotyczące temperatur mogą pochodzić, np. z pomiarów temperatur maksymalnych (ang. *BHT*), temperatur, tzw. przypowierzchniowej strefy neutralnej (ang. *GST*), bądź też temperatur płynów złożowych mierzonych w trakcie opróbowań poziomów

zbiornikowych (ang. DST) Dla najbardziej obiektywnej oceny temperatur powinny być brane pod uwagę informacje pochodzące ze wszystkich wymienionych źródeł.

Ażeby uzyskać możliwość prowadzenia powyższych modeli niezbędne jest określenie zmienności głębokościowej wartości współczynnika przewodności cieplnej K dla skał występujących w całym badanym profilu.

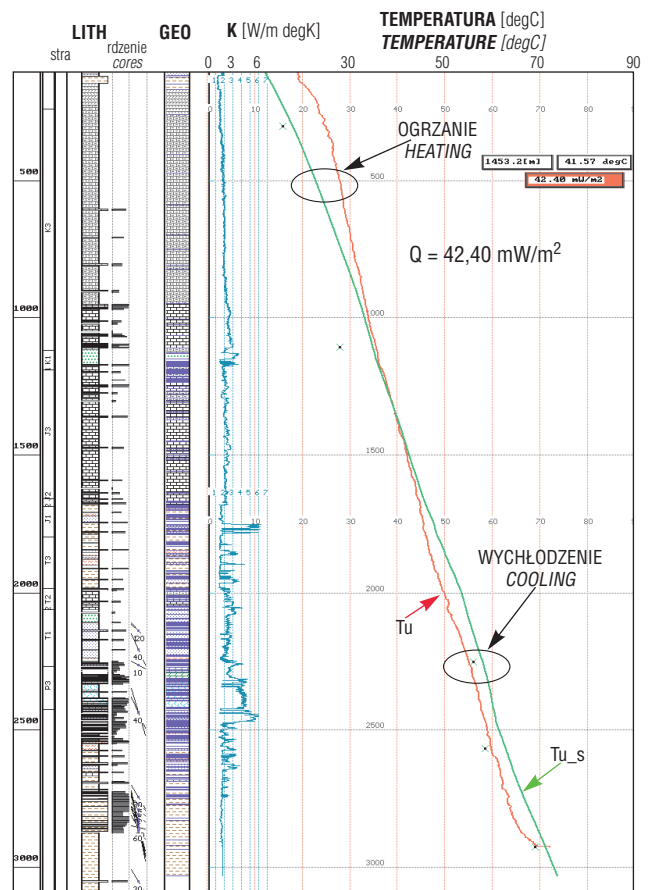
Estymacja wartości współczynnika przewodności cieplnego K

Wartość współczynnika K jest funkcją składu mineralnego skał oraz ich cech strukturalnych oraz teksturalnych. W tab. 1 podano informacje o wartościach współczynnika K dla wybranych minerałów skałotwórczych oraz najpowszechniej występujących skał osadowych oraz krystalicznych. Czynnikiem, który w sposób najsilniejszy wpływa na wielkość przewodności skał jest ich porowatość całkowita F (Griffiths i in., 1992, Barker 1996). Na ryc. 1 został przedstawiony zaczerpnięty z pracy Brigauda i in. (1990) przykład zestawienia, uzyskanych na podstawie pomiarów laboratoryjnych, wartości współczynników przewodności cieplnej z porowatością całkowitą piaszczowców.

Wysoka porowatość skał osadowych w utworach zalegających do głębokości ok. 3000 m jest podstawowym czynnikiem różnicującym wartość współczynnika K dla tych utworów. Na ryc. 2 została przedstawiona zmienność porowatości całkowitej utworów piętra osadowego na obszarze Niżu Polskiego (Szewczyk, 2000). W tym też przedziale głębokości występują największe zróżnicowanie wartości współczynnika K związane z tym czynnikiem. Kolejnym składnikiem skał wpływającym w sposób istotny na wartość tego współczynnika jest obecność minerałów ilastych. Obydwa wymienione składniki w sposób bardzo znaczący wpływają na obniżenie wartości współczynnika K .

Znając udział objętościowy poszczególnych składników litologicznych w badanej skale można określić efektywną wartość współczynnika przewodności cieplnej K .

Stosowane są różne modele ośrodka pozwalające na dokonanie takich obliczeń (Brigaud i in., 1990; Griffiths i in., 1992). Liczne empiryczne jak i teoretyczne badania związków między składem mineralnym skał osadowych, ich strukturą a także wielkością i charakterem przestrzeni doprowadziły do określenia modeli matematycznych pozwalających na estymację przewodności cieplnej skał na podstawie danych dotyczących ich modelu objętościowego porowej (Brigaud i in., 1990; Griffiths i in., 1992; Barker C., 1996). W opracowanym w Państwowym Instytucie Geologicznym systemie GEOFLOG istnieje możliwość określenia objętościowej zawartości większości podstawowych składników skał w badanych profilach wierceń uwzględniającej również ich cechy strukturalne, jak i teksturalne (Gientka i in., 1996). Tak opracowane modele skał są wykorzystywane dla estymacji profilowań prędkości akustycznych oraz gęstości objętościowych (Szewczyk, 1998, 2000). Modele te mogą być również stosowane dla obliczeń wartości K *in situ* na podstawie dowolnych formuł interpretacyjnych uwzględniających zarówno typy litologiczne badanych skał, ich przynależność stratygraficzną, jak też zakres temperatur oraz ciśnień, dla których mogą być estymowane wartości określeń współczynnika



Ryc. 4. Zestawienie wyników obliczonego syntetycznego profilowania temperatury oraz strumienia ciepłego (Q) z wynikami pomiarów temperatury w warunkach uznawanych za ustabilizowane (otwór Warka IG-1, czas stabilizacji — 14 dni). GEO — profil geofizyczny. Pokazano strefy ogrzania oraz wychłodzenia otworu

Fig. 4. The relationship between calculated synthetic thermal log and heat flow (Q) and observed thermal log (well: Warka IG-1, stability time — 14 days). GEO — geophysical profile. Heating and cooling zones of profile are shown

przewodności. Obliczone tym sposobem wartości odnoszą się do całego profilu reprezentując równocześnie objętość skał o kilka rzędów wielkości większą od objętości próbek badanych w warunkach laboratoryjnych. Na ryc. 3 został przedstawiony przykład obliczeń współczynników K oraz wygenerowane na tej podstawie syntetyczne profilowanie temperatury. Dla porównania został przedstawiony pomiar temperatury zarejestrowany bezpośrednio w badanym otworze w warunkach uznawanych za stacjonarne (czas stójki 12 dni). Rozbieżności obu krzywych obserwowane w interwale 250–1150 m są prawdopodobnie wynikiem cyrkulacji wód złożowych w odcinku z niewłaściwie zacementowanymi rurami okładzinowymi.

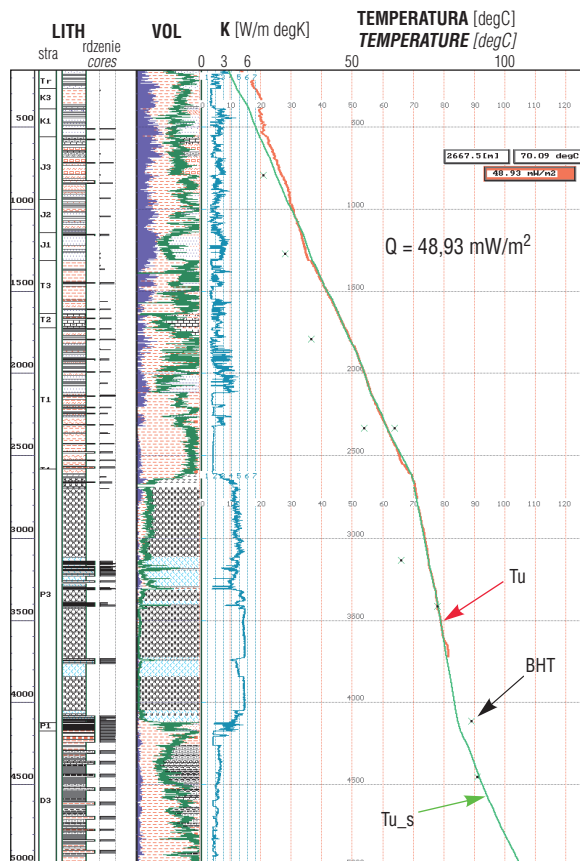
Obliczenie strumienia ciepłego (Q)

Obliczając wartości przewodności K dla badanego profilu oraz zakładając stacjonarny charakter strumienia ciepłego Q możemy w przypadku znajomości temperatury w

Tab. 1. Przewodność cieplna wybranych minerałów i skał (Brigauda i in., 1990)
Table 1. Heat conductivity in selected minerals and rocks (Brigauda i in., 1990)

Minerał	W/m/ deg K	Skała	W/M/deg K
Kwarc	7,8	Piaskowiec	1,9–7,4
Kalcyt	3,4	Łowiec	1,8
Halit	5,9	Mułowiec	1,5–2,3
Anhydryt	5,1	Kreda	2,9
Gips	1,1	Margiel	0,9–2,8
Woda	0,6	Wapień	1,9–3,0
Ropa	0,2	Dolomit	1,9–5,4
Gaz	0,1	Granit	2,2–3,4

dowolnym punkcie „startowym” profilu obliczyć na podstawie zależności [4] wartość temperatury dla całego profilu. Obliczenia te mogą dotyczyć zarówno odcinka znajdującego się poniżej, jak powyżej głębokości punktu początkowego. Najlepiej, gdy wybór temperatury „startowej” następuje w odcinku profilu w najmniejszym stopniu zaburzonym procesem wiercenia. Nie powinien to być

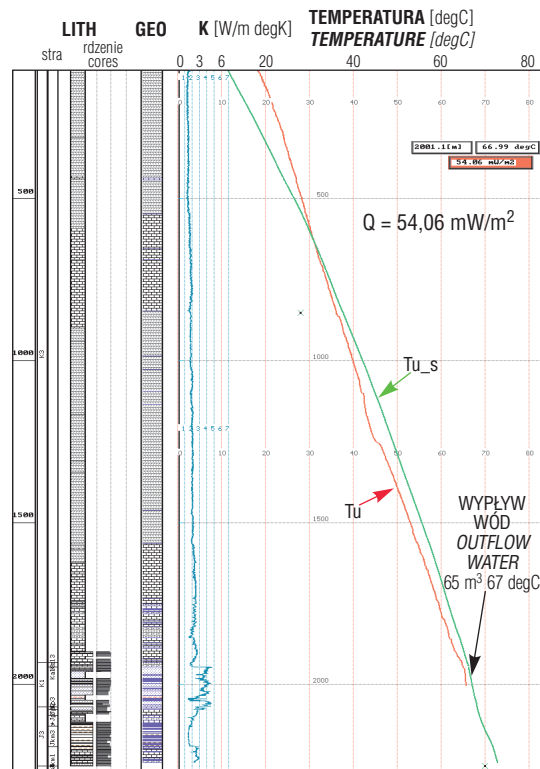


Ryc. 5. Zestawienie wyników obliczonych oraz obserwowanych wartości temperatur w warunkach bliskich zachowania stanu równowagi termicznej (Debrzno IG-1, czas stabilizacji — 14 dni). Powyżej głębokości 1000 m widoczne niewielkie ogrzanie otworu

Fig. 5. The depth distribution of synthetic and observed thermal logs for near steady-state thermal conditions (well: Debrzno IG-1, stability time — 14 days). Above 1000 m deep a small temperature increase is observed

odecinek w górnej części profilu „ogrzany” w wyniku cyrkulacji płuczki, ani też odcinek dolny „oziębiony” w wyniku działania tego czynnika. Przykład takiej sytuacji został zaprezentowany na ryc. 4, na którym przedstawiono zarówno wykres temperatury obliczony omawianą metodą, jak i temperatury bezpośrednio mierzonej w warunkach uznawanych formalnie za stacjonarne (czas stójki 14 dni). Zestawienia temperatur obliczonych (T_{u_s}) z wartościami obserwowanymi w otworze wiertniczym (T_u), a także obliczoną w powyższy sposób wartością strumienia Q — ilustruje m.in. ryc. 5. Jest tu obserwowana bardzo wysoka zgodność obydwu omawianych wielkości. Ze względu na długą stójkę otworu był on drożny jedynie w górnej części badanego profilu.

Porównując obliczone wartości temperatur z wynikami bezpośrednich pomiarów temperatury — możemy metodą iteracyjną z dużą dokładnością określić wielkości strumienia cieplnego w danym otworze wiertniczym. W przeciwieństwie do klasycznej metody obliczenia Q , polegającej na jego określeniu dla wydzielonych odcinków profilu na podstawie przewodności termicznej oraz gradientu temperatury, jest stosowane iteracyjne dopasowanie analizowanych danych dla całego analizowanego profilu wiercenia. Warto zwrócić uwagę, że w przeciwieństwie do metody opartej na danych laboratoryjnych obydwie parametry decydujące o dokładności wyznaczenia wartości Q mają zbliżoną reprezentatywność (gdyż są obliczane na podstawie danych karotażowych). Uzyskiwane dane pozwalają



Ryc. 6. Porównanie obliczonych oraz obserwowanych wartości temperatur dla otworu Uniejów IGH-1 (czas stabilizacji — 11 dni). Kalibracja obliczonych wartości temperatury na podstawie mierzonej w trakcie próbowań temperatury wód złożowych w interwale 1927–2079 m

Fig. 6. The relationship between synthetic and observed thermal logs in well Uniejów IGH-1 (stability time — 11 days). Calibration of synthetic log based on the temperature of water observed in steam test carried out within an interval of 1927—2079 m

równocześnie na jednoznaczny ocenę poprawności wykonanych bezpośrednich pomiarów temperatury. Ważnym punktem kontrolnym poprawności obliczanych wartości temperatur są wartości temperatur dla tzw. przypowierzchniowej neutralnej strefy temperatur (GST). Informacje o rozkładzie temperatur w tej warstwie na obszarze Polski można znaleźć w pracy Królikowskiego i Stajniaka (1994).

Źródłem informacji o rzeczywistych temperaturach ośrodka, mogą być — jak już wspomniano — zarówno bezpośrednie pomiary temperatury w warunkach ustalonej równowagi (ograniczone np. do fragmentów profilu, w którym są one uznawane za wiarygodne), pomiary temperatury mediów złożowych dopływających do otworu w trakcie opróbowań poziomów zbiornikowych, pomiary wykonywane termometrami maksymalnymi, jak również pomiary termiczne w warunkach nieustalonych (z zastrzeżeniami ograniczeń związanymi z charakterem pomiarów).

Na ryc. 6 przedstawiono przykład zestawienia obliczonego profilowania temperatury z bezpośrednim pomiarem temperatury. Jako punkt „kalibrujący” została wybrana wartość temperatury wód zarejestrowana w trakcie opróbowania utworów kredy dolnej w interwale 1927–2079 m (wypływ 65 m³/h o temperaturze 67°C). Bezpośredni pomiar temperatury jest wyraźnie zaburzony w górnej części profilu (H<600 m), co może świadczyć o braku równowagi termicznej w otworze w chwili jego wykonywania.

Zakres zastosowań metody

Istnienie modelu litologiczno-objętościowego skały pozwala na obliczenie m.in. wartości współczynnika *K in situ* dla dowolnego punktu profilu. Pozwala to, po przyjęciu odpowiednich warunków brzegowych, zarówno na obliczenie syntetycznego profilowania termicznego, jak i wielkości strumienia cieplnego.

Zbliżony, lecz uproszczony wariant omówionej metody określenia wartości strumienia *Q* stosowany był wcześniej m.in. przez Jonesa i Majorowicza (1989), Majorowicza i in. (1986, 1990), Griffithsa i in. (1992), Gordienkę i in. (1996), Clausera (1999), a także Bruszewską i in. (2000). Prezentowana metoda ze względu na ilościowe rozpoznanie litologiczno-petrofizyczne skał profilu pozwala na znacznie dokładniejsze określanie wartości współczynnika przewodności cieplnej, a w konsekwencji również wartości strumienia cieplnego.

Zastosowanie powyższej metody modelowań geotermicznych pozwoli na:

□ Podniesienie dokładności określenia wartości współczynnika *K* oraz przyjęcie jednakowych kryteriów jego określania, prowadzi do ujednoczenia sposobu określania wielkości strumienia cieplnego;

□ Możliwość aktywnej weryfikacji poprawności pomiarów temperatury wykonanych w otworach archiwalnych;

□ Uzyskiwanie możliwości określania wielkości strumienia dla otworów, w których nie wykonano pomiarów termicznych w warunkach ustalonej równowagi cieplnej;

□ Prowadzenie modelowań z zakresu wpływu czynników hydrogeologicznych oraz paleoklimatycznych na wielkość strumienia cieplnego;

Zastosowanie omówionej metody dla interpretacji archiwalnych danych geotermicznych stwarza szansę na konstrukcję mapy strumienia cieplnego dla obszaru Polski opartą na jednakowych i spójnych danych wejściowych. W

związku z realizowanymi obecnie pracami związanymi z interpretacją wyników badań sejsmologicznych wykonanych w międzynarodowych projektach badawczych POLONAISE'97 oraz CELEBRATION 2000 (Guterch i in., 2001) dane geotermiczne będą istotnym elementem poznawczym przy kompleksowej interpretacji wszystkich wyników badań. Powyższa koncepcja badawcza została przedstawiona ostatnio przez Majorowicza i in. (2001).

Autor chciałby równocześnie podziękować dr. J.A. Majorowiczowi za zachętę do prowadzenia powyższych badań, jak również za twórcze dyskusje, które w sposób istotny przyczyniły się do efektywności uzyskanych rozwiązań.

Literatura

- BARKER C. 1996 — Thermal Modeling of Petroleum Generation: Theory and Applications. Elsevier.
- BRIGAUD, E.C. CHAPMAN, D.S. & LE DOURAN S. 1990 — Estimating thermal conductivity in sedimentary basins using lithological data and geophysical well logs. AAPG Bull., 74: 1459–1477.
- BRUSZEWSKA B. & KUCIŃSKI T. 2000 — Geotermika — pakiet programów do archiwizacji i interpretacji danych termicznych w otworach wiertniczych. Prz. Geol., 48: 59–61.
- BULLARD E.C. 1954 — The flow of heat through the floor of the Atlantic Ocean. Proc. Royal Soc. London A., 222: 408–429.
- CLAUSER C. 1999 — Thermal Signatures of Heat Transfer Processes in the Earth's Crust. Springer.
- GIENTKA D. & SZEWCZYK J. 1996 — Opis profilu litologicznego w systemie GEOFLOG. Prz. Geol., 44: 555–556.
- GORDIENKO V.V. & ZAVGORODNYAYA O.V. 1996 — Estimation of heat flow in Poland. Acta Geoph. Pol., 44: 173–180.
- GRIFFITHS C.M., BRERETON N.R., BEAUSILLON R. & CASTILLO D. 1992 — Thermal conductivity prediction from petrophysical data: a case study. W: Geological Applications of Wireline Logs II. GSSP Spec. Publ., 65: 299–315.
- GUTERCH A. & GRAD M. 2001 — Nowa generacja programów badań głębokich struktur litosfery; eksperymenty POLONAISE'97 i CELEBRATION 2000 w Europie Środkowej. Prz. Geol., 48: 1085–1095.
- HAENEL R., RYBACH L. & STEGNA L. 1988 — Handbook of Terrestrial Heat-Flow Density Determination. Kluwer AP.
- JONES F. W., MAJOROWICZ J. A. & EMBRY A. F. 1989 — A heat flow profile across the Svedrup Basin, Canadian Arctic Islands, Geophysics, 54: 171–180.
- KRÓLIKOWSKI C. & STAJNIAK J. 1994 — Przypowierzchniowe zmiany temperatury Ziemi. Prz. Geol., 42: 498–501.
- MAJOROWICZ J. A., JONES F. W. & JESSOP A. M. 1986 — Geothermics of the Williston basin in Canada in relation to hydrodynamics and hydrocarbon occurrences. Geophysics, 51: 767–779.
- MAJOROWICZ J. A., JONES F. W. & JUDGE A. S. 1990 — Deep subpermafrost thermal regime in the Mackenzie Delta basin, northern Canada — Analysis from petroleum bottom-hole temperature data. Geophysics, 55: 362–371.
- MAJOROWICZ J.A., WRÓBLEWSKA M., SZEWCZYK J. & KRZYWIEC P. 2000 — Heat models across the Trans-European Suture Zone in the area of the Polonaise 97 International Seismic Experiment — Polish Lowland. Int. Conf. "Heat flow and the structure of the lithosphere" Prague.
- PLEWA S. 1994 — Rozkład parametrów geotermicznych na obszarze Polski. Wyd. CPPGSMiE PAN, Kraków.
- PLEWA M., PLEWA S., SROKA K. & ŚMISZEK R. 1995 — New Determinations of the Terrestrial Heat Flow in Poland. Bull. Pol. Acad. Sci., 43: 207–223.
- SZEWCZYK J. 2001 — Estymacja prędkości fal akustycznych metodą składowych głównych na przykładzie utworów miocenu z obszaru Biszcza-Księżpol. Mat. Konf. „50 lat Wydziału Geologii, Geofizyki i Ochrony Środowiska AGH”, Kraków: 163–167.
- SZEWCZYK J. 2000 — Gęstość objętościowa a syntetyczne profilowanie gęstości. Biul. Państw. Inst. Geol., 392: 153–172.
- SZEWCZYK J. 1998 — Syntetyczne profilowania gęstości oraz prędkości fal akustycznych w systemie GEOFLOG. [W:] Najnowsze osiągnięcia metodyczno-interpretacyjne w geofizyce wiertniczej: Konf. AGH i PGNiG, Koninki. Wyd. PGNiG S.A. i AGH: 322–333.
- SZEWCZYK J. 1994 — System baz danych dla głębokich otworów badawczych. Prz. Geol., 42: 663–666.