Geofizyczne oraz hydrogeologiczne warunki pozyskiwania energii geotermicznej w Polsce

Jan Szewczyk[1]

Geophysical and hydrogeological aspects of utilization of thermal energy in Poland. Prz. Geol., 58: 566–573.

A b s t r a c t . In result of drilling works carried out for over the past several decades in Poland, over 7,500 boreholes were completed to depths exceeding 1,000 m. The works were mainly connected with exploration for oil and gas and, therefore, the range and quality of the bulk of the obtained borehole data appear to be of very limited value and often even misleading in analyzing geothermal potential. This makes Polish Geological Institute's exploratory boreholes especially important for geothermal studies thanks to their relatively regular distribution, large cored intervals and numerous hydrogeological and petrophysical tests and analyses.

The Polish Geological Institute has been conducting long-term systematic studies aimed at obtaining uniform and the most detailed knowledge of environmental factors determining possibilities to use geothermal energy in Poland. Generation and compilation of uniform map of heat flow density in the area of Poland including southern Baltic Sea have been completed in 2009. The paper presents newly completed map of undisturbed temperature at the depth of 2,000 m for that area. This map along with the above mentioned uniform map of heat flow density provide important indices for evaluating perspectives of obtaining geothermal energy. The paper also presents hitherto obtained results of determinations of hydrogeological parameters of deep aquifers mainly extending throughout the Polish Lowlands.

Keywords: *geothermal energy, terrestrial heat flow density, paleoclimate, temperature logs, hydrogeology, groundwater mineralization, petrophysical parameters*

Na tle innych typów energii odnawialnej, takich jak siłownie wiatrowe czy ogniwa słoneczne, energia geotermalna wyróżnia się zdecydowanie największą stabilnością oraz stosunkowo najmniejszą uciążliwością dla środowiska naturalnego.

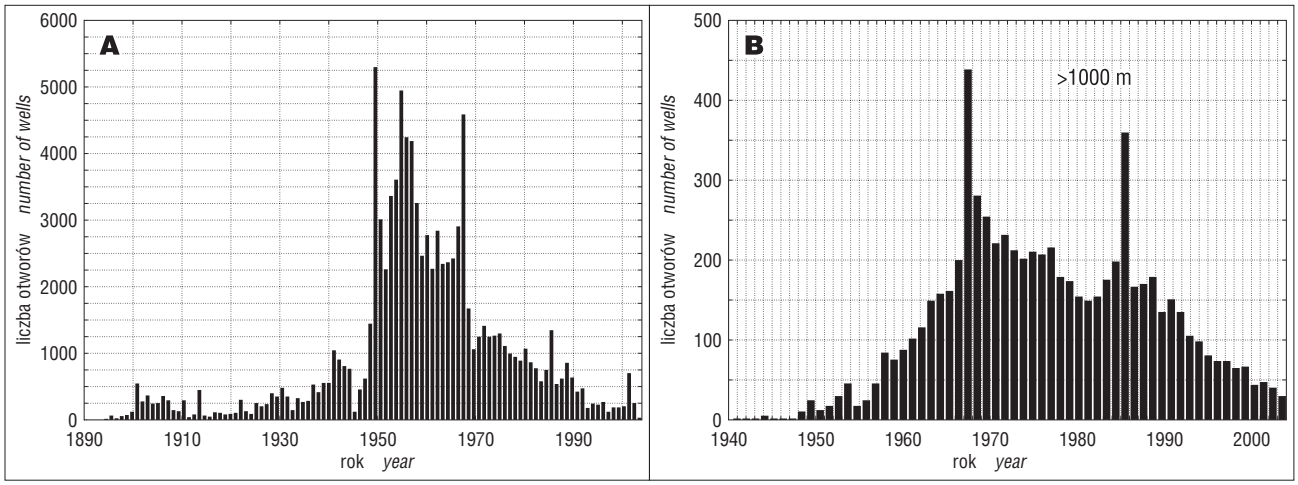
Możliwość pozyskiwania energii geotermicznej, niezależnie od formy jej występowania (wody termalne, suche gorące skały), zależy od trzech następujących czynników:

- ❏ naturalnych warunków przyrodniczych,
- ❏ technologii wykorzystania,
- ❏ warunków ekonomicznych.

O ile dwa ostatnie wymienione czynniki mają charakter nieprzewidywalny i zmienny w czasie, to warunki przyrodnicze, w skali istnienia cywilizacji, pozostają niezmienne. Zmianie ulega jedynie nasza wiedza o nich. Wiedza ta jest i będzie w przyszłości oparta głównie na danych pochodzących z już wykonanych na obszarze Polski ponad 7500 głębokich otworów wiertniczych. Można, z dużym prawdopodobieństwem, przewidywać, że przyrost liczby głębokich otworów wiertniczych, głównie ze względu na znaczny koszt ich wykonania, będzie w przyszłości bardzo ograniczony (ryc. 1). Dlatego też eksploracja już zgromadzonych danych geologiczno-geofizycznych będzie głównym źródłem przyrostu nowych informacji w zakresie m.in. wód termalnych.

Decyzje inwestycyjne związane z wykorzystaniem energii geotermalnej powinny być zawsze poprzedzone uzyskaniem możliwie wiarygodnej odpowiedzi na pytanie o przyrodnicze uwarunkowania występowania tej energii na rozpatrywanym obszarze.

Cel badawczy większości wspomnianych otworów wiertniczych, wykonanych głównie w latach 60. i 70. XX w.,



Ryc. 1. Liczba otworów wiertniczych wykonanych w Polsce (na podstawie danych Centralnej Bazy Danych Geologicznych); **A** – wszystkie wiercenia; **B** – wiercenia o głębokości większej niż 1000 m
Fig. 1. Number of boreholes drilled in Poland after Central Geological Database: **A** – all deep boreholes; **B** – with depth > 1000 m

[1]Zakład Hydrogeologii Regionalnej i Gospodarki Wodami Podziemnymi, Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa; jan.szewczyk@pgi.gov.pl

w tym szczególnie otworów wykonanych przez przemysł naftowy – związanych z poszukiwaniem bituminów – wpływa jednak na ograniczoną przydatność tych danych do ocen energii geotermicznej.

Występowanie wód termalnych stanowiących potencjalne źródło energii o użytecznym charakterze, zależy generalnie od dwóch podstawowych czynników:

- ❏ geofizycznego – ziemskiego strumienia ciepła oraz związanej z nim temperatury ośrodka skalnego,
- ❏ hydrogeologicznego – przewodności hydraulicznej poziomów wodonośnych oraz mineralizacji wód podziemnych.

Każdy z wymienionych czynników ma istotne znaczenie dla możliwości pozyskiwania tej energii. Bardzo zróżnicowany jest stopień rozpoznania omawianych parametrów dla poszczególnych formacji w odniesieniu do różnych obszarów Polski.

W Państwowym Instytucie Geologicznym, a także w innych instytucjach i uczelniach, od dawna prowadzone są systematyczne prace badawcze, których celem jest m.in. uzyskanie jednolitego i możliwie dokładnego rozpoznania czynników przyrodniczych zarówno geofizycznych, jak i hydrogeologicznych, warunkujących m.in. możliwości pozyskiwania energii geotermicznej (Górecki, 1995, 2006; Szewczyk & Gientka, 2005; Barbacki i in., 2006).

W ramach tych prac w Państwowym Instytucie Geologicznym opracowano ostatnio (2009) m.in. nową jednolitą mapę gęstości ziemskiego strumienia cieplnego dla obszaru Polski wraz z południowym Bałtykiem (Szewczyk & Gientka, 2009), a obecnie zakończono opracowanie mapy niezaburzonej temperatury na głębokości 2000 m. Ta ostatnia mapa jest prezentowana po raz pierwszy w niniejszym artykule. Obydwie wymienione mapy stanowią ważny wskaźnik geofizyczny perspektyw pozyskiwania energii geotermicznej.

Równolegle kontynuowane są, i zapewne będą w przyszłości, systematyczne prace nad rozpoznaniem parametrów hydrogeologicznych głębokich poziomów wodonośnych obejmujących głównie obszar Niżu Polskiego. Wyniki tych prac zostały m.in. wykorzystane w opublikowanym w 2006 r. *Atlasie zasobów geotermalnych formacji mezozoicznych i paleozoicznych dla Niżu Polskiego* (Górecki, 2006).

W przyszłości wzrastać będzie zapewne zainteresowanie wysokotemperaturowymi zasobami energii geotermicznej związanymi z tzw. suchymi gorącymi skałami (ang. *Hot Dry Rocks* – HDR) o temperaturze ponad 150°C. Ten ostatni rodzaj energii może stanowić w przyszłości potencjalne źródło energii elektrycznej. Mapa strumienia cieplnego będzie bardzo przydatnym narzędziem badawczym w analizach tego zagadnienia.

Warunki geotermiczne Polski

Naturalny wzrost temperatury ośrodka skalnego, obserwowany wraz ze zwiększeniem głębokości, powoduje, że zarówno skały, jak i wypełniające ich przestrzeń porową oraz szczelinową wody podziemne, wykazują wartość temperatury wyraźnie większą od średnich rocznych temperatur powietrza występujących na danym obszarze. Szybkość wzrostu temperatury z głębokością jest zależna przede wszystkim od wielkości strumienia energii cieplnej płynącego z wnętrza Ziemi ku jej powierzchni oraz od zróżnicowania właściwości termicznych skał występujących w profilu geologicznym, a zwłaszcza od ich przewodnictwa cieplnego.

Przepływ ciepła w ośrodku skalnym, w formie strumienia energii cieplnej, jest złożonym zjawiskiem fizycznym wywoływanym czynnikami geologicznymi, hydrogeologicznymi i klimatycznymi. Głębokościowy rozkład temperatury kształtowany jest zarówno przez wgłębne geologiczne źródła energii (ciepło remanentne oraz ciepło radiogeniczne), jak i przez zmieniającą się wraz z cyklami glacjalnymi temperaturę powietrza na powierzchni Ziemi. Wpływ obecnego klimatu ciepłego (holoceńskiego), który został zapoczątkowany przed około 14 300 laty, dotarł dopiero do głębokości 1500–2000 m. Skały występujące na większych głębokościach cechują nadal temperatury ukształtowane w warunkach panującego poprzednio klimatu zimnego, tj. zlodowacenia wisły (Szewczyk, 2002, 2005).

Głębokościowy rozkład temperatury (T) jest funkcją gęstości wgłębnego strumienia cieplnego (Q) oraz wartości współczynnika przewodności cieplnej (k) skał tworzących profil, a także składowej związanej z wpływem zmian klimatycznych na powierzchni Ziemi (Clauser, 1999):

$$T(z,t) = T(h) + Q\int_0^z \frac{dz}{k(z)} + Tp\,(z,t) \qquad (1)$$

gdzie:

- $T(h)$ – temperatura początkowa na głębokości h,
- dz – miąższość warstwy elementarnej o stałych właściwościach termicznych,
- $k(z)$ – wartość współczynnika przewodności cieplnej na głębokości z,
- $Tp\,(z, t)$ – zakłócenia związane z glacjalnymi zmianami klimatycznymi,
- Q – wgłębny strumień cieplny (bez uwzględnienia udziału ciepła radiogenicznego skał osadowych).

Powyższa formuła pozwala na prowadzenie analiz pola termicznego Ziemi. Warunkiem koniecznym jej efektywnego stosowania jest znajomość przewodności cieplnej skał tworzących profile analizowanych otworów wiertniczych (Szewczyk & Gientka, 2009).

Temperatura podpowierzchniowa

Źródłem informacji na temat wgłębnego reżimu cieplnego są pomiary temperatury wykonywane w głębokich otworach wiertniczych:

- ❏ w warunkach quasi-stacjonarnych po zakończeniu prac wiertniczych i dostatecznym ustabilizowaniu termicznym otworu,
- ❏ w warunkach nieustalonych po krótkim, okresowym wstrzymaniu prac wiertniczych; odmianą tej metody jest pomiar temperatury maksymalnej w otworze (pomiar temperatury na dnie otworu; ang. *Bottom Hole Temperature* – BHT),
- ❏ w trakcie badań hydrogeologicznych poziomów zbiornikowych.

Podstawowym źródłem informacji są pomiary wykonane w warunkach zbliżonych do stacjonarnych. Na obszarze Polski wykonano dotychczas takie pomiary temperatury w około 500 głębokich otworach wiertniczych. Większość tych badań wykonano w okresie 1960–1990, tj. w czasie, gdy koszty badań nie stanowiły (pozornie) poważniejszego problemu ekonomicznego.

Proces wiercenia otworu, trwający wiele miesięcy, a w przeszłości nawet kilka lat, jest źródłem znacznych zakłóceń naturalnego reżimu termicznego warstw skalnych. Temperatura obserwowana w otworze wiertniczym wyraźnie różni się od niezaburzonej temperatury tego ośrodka. Wielkość tego zaburzenia może sięgać od kilkunastu do nawet kilkudziesięciu stopni Celsjusza. W celu zmniejszenia wielkości zaburzeń temperatury spowodowanych procesem wiercenia, pomiar wykonywany jest po możliwie najdłuższym czasie od chwili zatrzymania wiercenia. Ze względu na znaczne koszty zatrzymania wiercenia przerwa, zwana „stójką otworu", trwa zwykle nie dłużej niż 10–14 dni. Zmniejsza to wielkość zaburzenia, ale go całkowicie nie eliminuje. Wykonanie otworu wiertniczego nieodwracalnie zmienia stan naturalnej równowagi termicznej mas skalnych. Otwór wiertniczy pozostaje, niezależnie od czasu, jaki upłynie od zakończenia prac, czynnikiem zakłócającym naturalną temperaturę w tym ośrodku.

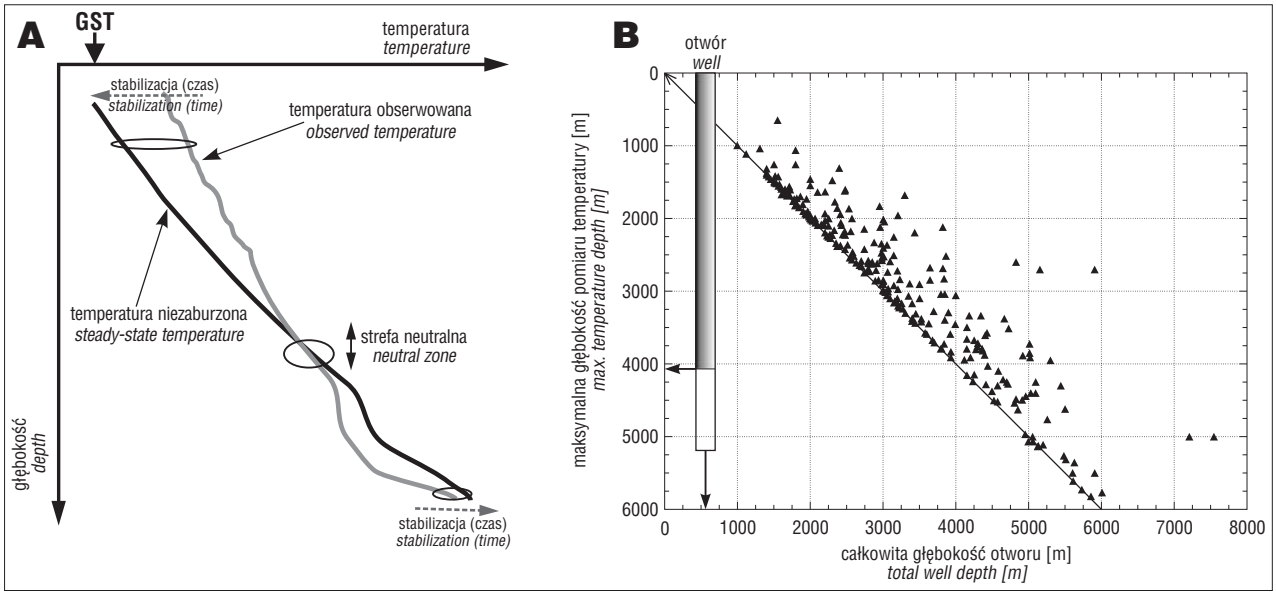
Zaburzenie równowagi termicznej manifestuje się w płytszych częściach otworu wyraźnym wzrostem wartości temperatury w stosunku do wartości niezaburzonej, a w głębszych fragmentach – obniżeniem. Na rycinie 2 pokazano w sposób schematyczny opisaną sytuację.

Najłatwiej zauważalnym wskaźnikiem braku stanu równowagi termicznej jest odstępstwo temperatury mierzonej w strefie przypowierzchniowej, nazywanej w literaturze GST (ang. *Ground Surface Temperature*), od średniej wieloletniej temperatury gleby na badanym obszarze. Dla obszaru Niżu Polskiego współczesna średnia wartość temperatury strefy przypowierzchniowej wynosi 8,0 ±2,0°C (Szewczyk, 2005). Wielkość odstępstwa od tej temperatury jest ilościową ogólną miarą oceny stopnia poprawności danych termicznych. Na rycinie 3 pokazano zestawienie wyników pomiarów temperatury z tego obszaru, zaznaczono jednocześnie zakres zmian temperatury strefy przypowierzchniowej (GST). Większość istniejących danych termicznych z otworów wiertniczych z obszaru Polski wykazuje, w strefie przypowierzchniowej, bardzo wyraźne odstępstwa od klimatycznej temperatury powietrza, co świadczy o istnieniu znacznych zaburzeń stanu równowagi termicznej.

Brak cyrkulacji w otworze prowadzi bardzo często do utraty jego drożności, a tym samym do ograniczenia możliwości dokonania pomiaru w całym profilu wiercenia. Na rycinie 2B przestawiono zestawienie głębokości badanych otworów wiertniczych z maksymalną głębokością, do której udało się wykonać pomiary temperatury. Utrudnia to w sposób znaczący możliwość uzyskania informacji na temat temperatury w profilu otworu w jego najgłębszej, przydennej części. W rzeczywistości, ze względu na dosyć powszechną utratę drożności otworów wiertniczych, głównie w ich głębszych fragmentach, spowodowaną okresowym wstrzymaniem cyrkulacji płuczki wiertniczej w okresie poprzedzającym wykonywanie badań geofizycznych, znaczna, najgłębsza cześć profilu jest często niedostępna. Komplikuje to w sposób istotny interpretację danych termicznych.

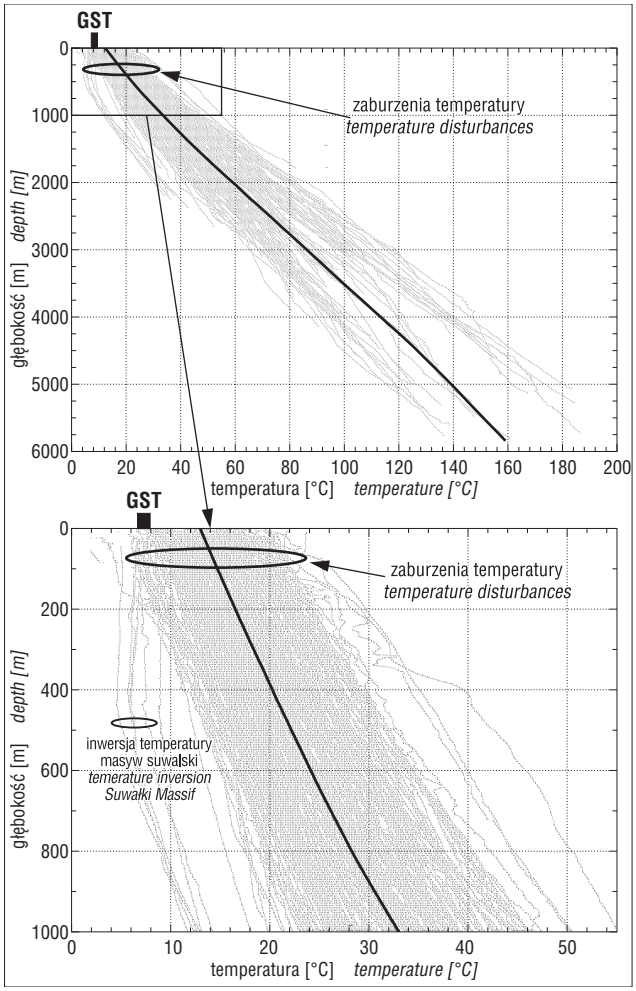
Uzyskanie wiarygodnych informacji o rzeczywistej, niezaburzonej temperaturze ośrodka jest trudnym zagadnieniem badawczym. Trudność badań eksperymentalnych w tym zakresie wynika z faktu, że już samo wykonanie otworu wiertniczego (a nawet wykonywanie samego pomiaru) wprowadza wspomniane wcześniej zaburzenie naturalnych warunków geotermicznych ośrodka.

Nie były to, co należy wyraźnie podkreślić, eksperymenty *stricte* naukowe, wykonywane w kontrolowanych warunkach pomiarowych, lecz rutynowe pomiary prowadzone w warunkach przemysłowych, przy zastosowaniu analogowych aparatur pomiarowych znacznie odbiegających od światowych standardów. Tak więc, obok omówionych wcześniej naturalnych czynników zakłócających wartość temperatury w otworze wiertniczym, związanych z wykonywaniem otworu wiertniczego, istotnym źródłem błędów jest niedostateczna dokładność samych pomiarów wynikająca głównie z błędów kalibracyjnych sond pomiarowych. Nie można tych eksperymentów powtórzyć, gdyż otwory wiertnicze, w których wykonywano pomiar, zostały dawno zlikwidowane. W tej sytuacji uzyskane



Ryc. 2. A – schematyczne przedstawienie wpływu wielkości zmiennego w czasie zaburzenia temperatury w otworach wiertniczych związanego z procesem wiercenia (Szewczyk & Gientka, 2009, zmieniony); **B** – rzeczywiste maksymalne głębokości pomiaru temperatury w stosunku do całkowitej głębokości otworów; GST – temperatura strefy przypowierzchniowej

Fig. 2. A – schematic influence of time changes of temperature recorded in boreholes, resulting from perturbations of the underground thermal regime by drilling mud circulation (Szewczyk & Gientka, 2009, modified); **B** – real maximum depth of temperature logs *vs* total well depth; GST – Ground Surface Temperature



Ryc. 3. Wartości temperatury zarejestrowane w warunkach zbliżonych do stanu równowagi w głębokich otworach wiertniczych w Polsce. Pokazany został zakres zmienności temperatury strefy przypowierzchniowej (GST) (Szewczyk, 2005)
Fig. 3. Steady-state temperature logs measured in deep wells in Poland and range of changes in ground subsurface temperature, GST (after Szewczyk, 2005)

w nich wyniki, nie tylko termiczne, pomimo ich niedoskonałości, są i pozostaną w przyszłości, podstawowym źródłem informacji o właściwościach formacji skalnych.

Drugim istotnym, lecz mniej dokładnym i jedynie punktowym, źródłem informacji, na temat temperatury w profilach otworów wiertniczych, są wyniki pomiarów maksymalnej wartości temperatury zarejestrowanej w badanym fragmencie profilu, niekiedy niefortunnie nazywanymi temperaturą dna otworu (BHT). W rzeczywistości, jak już wcześniej wspomniano, ze względu na utratę drożności przydennej części otworów wiertniczych, a także konstrukcję geofizycznych sond pomiarowych, pomiar ten jest wykonywany bezpośrednio ponad dnem otworu, lecz już w strefie znacznych zaburzeń temperatury (Semenova i in., 2008).

W okresie głębienia otworu wiertniczego, w trakcie wykonywania standardowych badań geofizycznych rejestruje się od jednej do kilkunastu wartości temperatury maksymalnej (BHT). Wartość tej temperatury jest zawsze niższa, od kilku do kilkunastu stopni Celsjusza, od rzeczywistej niezaburzonej temperatury ośrodka. W Polsce wykonano ponad 5000 pomiarów temperatury maksymalnej w blisko 1600 otworach wiertniczych. Na rycinie 4 przedstawiono zestawienie głębokościowe wartości temperatury maksymalnej zarejestrowanej w otworach wiertniczych na obszarze Polski. Zestawienie to pozwala m.in. na przybliżone określenie zakresu spodziewanej wartości temperatury na różnych głębokościach.

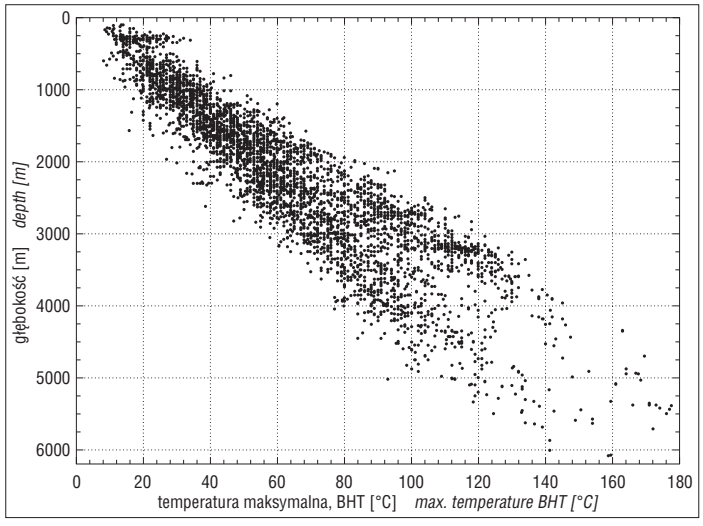
Mapa temperatury na głębokości 2000 m

Temperatura formacji skalnych jest ważnym parametrem nie tylko dla zagadnień związanych z energią geotermiczną. Ma też istotne znacznie dla wielu innych zagadnień m.in. właściwej metodyki interpretacji danych geofizycznych, oceny warunków powstawania i zachowania złóż bituminów, technologii prowadzenia wierceń czy też warunków sekwestracji CO_2.

Znaczna liczba czynników zaburzających poprawność rejestrowanych wartości temperatury wpływa na to, że określenie niezaburzonej temperatury formacji skalnej jest trudnym zagadnieniem badawczym, a uzyskiwane wyniki interpretacji jej wartości nie zawsze mają jednoznaczny charakter.

Przeprowadzone analizy strumienia cieplnego Ziemi na obszarze Polski i opracowane w trakcie ich realizacji bazy danych oraz procedury interpretacyjne stworzyły warunki do próby rekonstrukcji pola temperatur na obszarze Polski. W sposób istotny została też rozszerzona liczba otworów wiertniczych, w których na podstawie punktowych danych termicznych (BHT), uzyskano możliwość obliczeń temperatury dla pełnych profilów wierceń, a także ich ekstrapolacji na większe głębokości.

Szczególnie istotna przy ocenie warunków pozyskiwania energii wód termicznych jest informacja na temat temperatury w zakresie głębokości 2000–3000 m. Strumień cieplny i temperatura na tym poziomie nie są już zaburzone wpływem zmian paleoklimatycznych (Szewczyk, 2005). Pozwala to na bezpośrednie obliczanie wartości temperatury na podstawie przytoczonej formuły (1), a także jej wykorzystanie w celu weryfikacji wyników otworowych



Ryc. 4. Zestawienie głębokościowe wartości temperatury maksymalnej (BHT) w głębokich otworach wiertniczych na obszarze Polski
Fig. 4. Bottom hole temperature (BHT) *vs* depth for deep boreholes in Poland

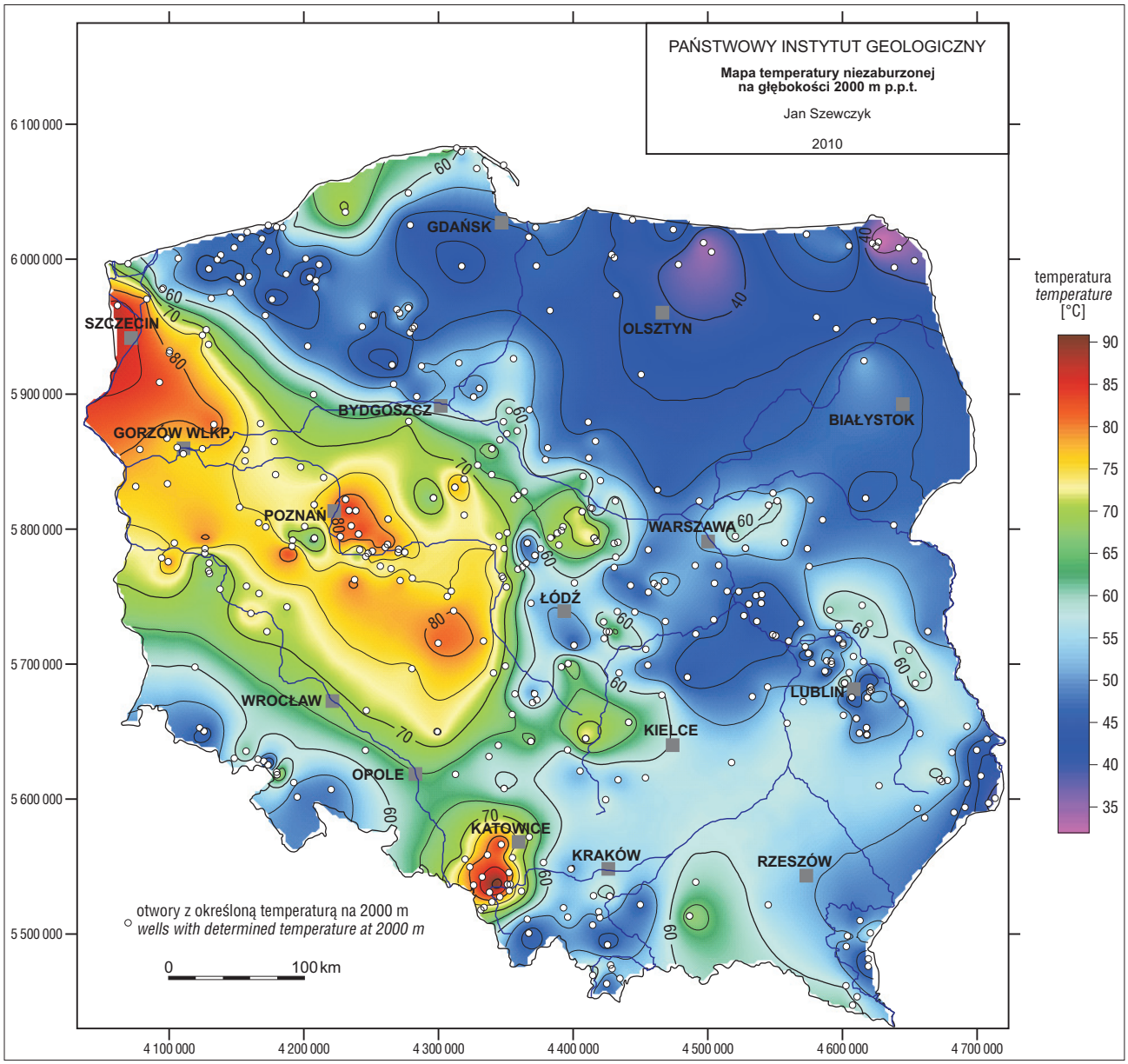
pomiarów temperatury (Szewczyk & Gientka, 2009). Ponadto stosunkowo liczna jest grupa otworów, dla których istnieją zarówno dostatecznie wiarygodne i liczne dane termiczne, jak i obliczone wartości strumienia cieplnego.

Na rycinie 5 przedstawiono mapę temperatury na głębokości 2000 m opracowaną na podstawie opisanej metody. Dane do konstrukcji mapy oparte zostały na skorygowanych danych termicznych, łącznie z 388 głębokich otworów wiertniczych. Wykorzystano tu zarówno wartości temperatury obliczone na podstawie gęstości strumienia cieplnego, jak i dobrze ustabilizowane wiarygodne wartości tego parametru odczytane bezpośrednio z profilowań temperatury (dotyczy to głównie pomiarów wykonanych w latach 60. i 70. XX w.). Jest to, co warto podkreślić, pierwsza tego typu mapa opisująca w jednolity sposób obszar całego kraju. Wartość temperatury na poziomie 2000 m zmienia się od około 30°C w północno-wschodniej części Polski w obrębie masywów anortozytowych do ponad 92°C w centralnej części monokliny przedsudeckiej. Wysoką temperaturą charakteryzuje się północno-zachodnia cześć Polski obejmująca, poza wspomnianą monokliną przedsudecką, obszar synklinorium szczecińskiego. Strefa ta ma swoją wyraźną kontynuację na terenie północno-wschodniej części Niemiec (Szewczyk & Gientka, 2009).

Wysokie wartości temperatury obserwowane są również w obrębie Górnośląskiego Zagłębia Węglowego, z tym, że ich istnienie związane jest nie tyle ze szczególnie wysoką wartością strumienia cieplnego, ile z niską przewodnością utworów karbonu, z licznymi warstwami węgli kamiennych, charakteryzujących się kilkakrotnie niższą przewodnością cieplną w stosunku do wartości tego parametru dla innych skał osadowych.

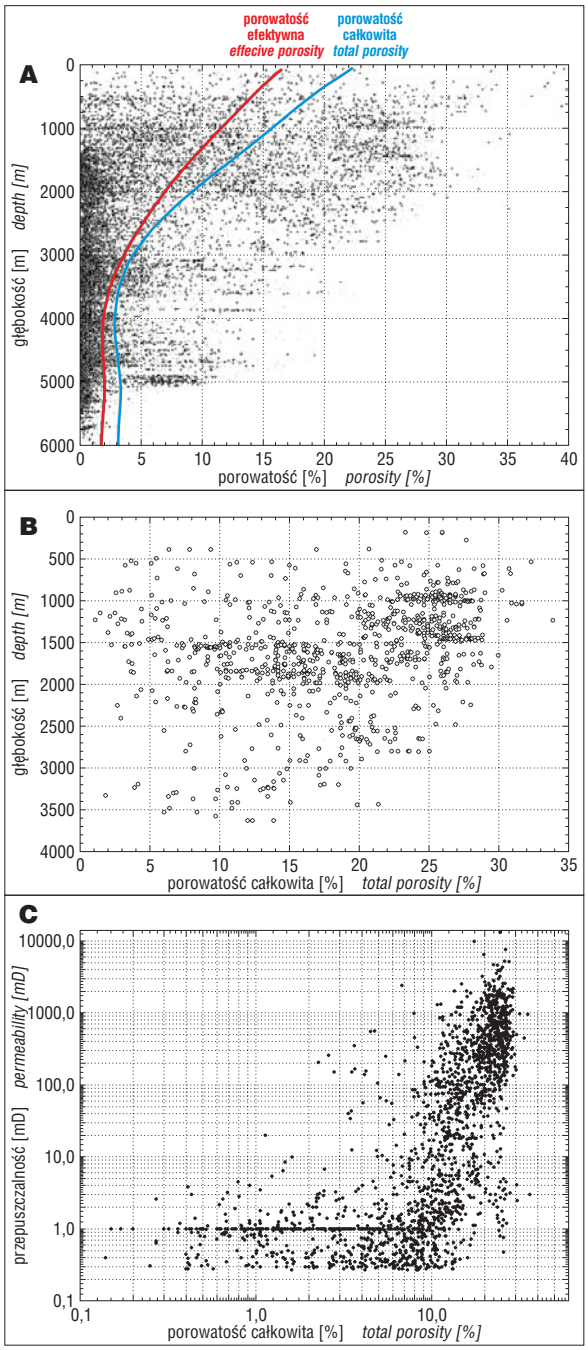
Amplituda temperatury na obszarze Polski na głębokości 2000 m wynosi ponad 60°C. Na większych głębokościach ta wartość będzie rosła. Temperatura jest więc bardzo istotnym czynnikiem w prognozowaniu warunków pozyskiwania energii geotermicznej.

Na tle bardzo zgeneralizowanej mapy temperatury Europy na głębokości 2000 m (Hurter & Haenel, 2002) Polska ma relatywnie dobre warunki geotermiczne jedynie



Ryc. 5. Mapa temperatury na głębokości 2000 m na obszarze Polski
Fig. 5. Map of temperature at 2,000 m depth for Poland

w swojej północno-zachodniej części, a na pozostałym obszarze – typowe dla większości krajów europejskich. Z kolei teren znajdujący się na platformie prekambryjskiej wykazuje typowe dla tego obszaru znaczne wychłodzenie. Zdecydowanie najlepsze warunki geotermiczne, na tle innych krajów Europy, mają Węgry i częściowo Francja oraz Włochy.



Ryc. 6. A – zależność określonej laboratoryjnie porowatości całkowitej oraz efektywnej od głębokości dla skał osadowych z Niżu Polskiego na podstawie bazy GEOFLOG; pokazano wartości średnie obliczone metodą najmniejszych kwadratów; **B** – głębokościowy rozkład porowatości całkowitej dla piaskowców jury środkowej i dolnej na obszarze Niżu Polskiego; **C** – przepuszczalności *vs* porowatość całkowita dla piaskowców jury środkowej i dolnej na Niżu Polskim

Fig. 6. A – depth distribution of total and effective porosity for sediments in the Polish Lowlands after laboratory results (GEOFLOG database) – averaged values of data calculated using the least squares method; **B** – depth distribution of total porosity for Lower and Middle Jurassic sandstones in the Polish Lowlands; **C** – relation of permeability to total porosity for Lower and Middle Jurassic sandstones in the Polish Lowlands

Omawiana mapa temperatury w bardzo dużym stopniu jest zbliżona do mapy gęstości strumienia cieplnego, wykazując przy tym nieco zwiększone zróżnicowanie. Wartość strumienia cieplnego jest w mniejszym stopniu „modyfikowana" przez budowę geologiczną danego obszaru (przewodność cieplną skał) w stosunku do oddziaływania tego czynnika na pole temperatury. Szczególnie wysokich wartości temperatury można się spodziewać na większych głębokościach, na obszarach o wysokiej wartości strumienia cieplnego w formacjach, w których nadkładzie zalegają miąższe formacje skał o relatywnie dużym udziale utworów ilastych (niska przewodność cieplna), takich jak np. sylur czy trias.

Dalsze prace badawcze powinny zmierzać zarówno do włączenia możliwie dużej liczby kolejnych punktów badawczych do bazy danych, jak i do opracowania map temperatury innych poziomów głębokościowych, w tym również dla głębokości z wartościami temperatury ponad 200°C pozwalających na prognozowanie możliwości stosowania metody HDR.

Warunki hydrogeologiczne

Temperatura jest jednym z parametrów decydujących o możliwości pozyskiwania energii geotermicznej. Nie mniej istotnym, a może nawet ważniejszym zagadnieniem, przynajmniej dla pozyskiwania energii z wód termalnych, są warunki hydrogeologiczne warstw wodonośnych poszczególnych formacji geologicznych. Pożądanym celem eksploatacji geotermicznej jest uzyskanie wód o możliwie największej temperaturze złożowej, o niskiej mineralizacji, dużej wydajności i to najlepiej w warunkach artezyjskich.

Właściwości filtracyjne

Profile głębokich otworów wiertniczych obejmują zazwyczaj wiele formacji stratygraficznych z występującymi w nich licznymi, niezależnymi warstwami wodonośnymi. Wraz z głębokością zmieniają się właściwości filtracyjne skał. Porowatość i przepuszczalność utworów piętra osadowego Niżu Polskiego wykazuje bardzo dużą zmienność. Na głębokości około 3000–3500 m następuje praktycznie zanik całkowitej i efektywnej porowatości osadów oraz przepuszczalności. Jest to jednocześnie naturalna granica głębokościowa wyznaczająca praktycznie możliwość pozyskiwania wód termalnych.

Na rycinie 6 zestawiono najważniejsze cechy zbiornikowe określone na podstawie wyników badań laboratoryjnych dla utworów osadowych z obszaru Niżu Polskiego. Uwagę zwraca bardzo duża zmienność omawianych parametrów, co wskazuje na zasadnicze znaczenie właściwego wyboru warstw wodonośnych w celu pozyskiwania wód termalnych (Szewczyk & Gientka, 2005).

W wykonanych otworach wiertniczych tylko nieliczne, spośród warstw wykazujących właściwości zbiornikowe, mogły być objęte bezpośrednimi badaniami hydrogeologicznymi. Na rycinie 7 pokazano przykład otworu wiertniczego z licznymi warstwami wodonośnymi, z relatywnie licznymi wynikami badań hydrogeologicznych. Badania te obejmują jednak bardzo niewielką cześć profilu wiercenia – niewystarczającą do wiarygodnej oceny perspektyw pozyskiwania wód termalnych.

Fragmentaryczność wykonanych dotychczas badań hydrogeologicznych głębokich poziomów wodonośnych i związana z tym niska reprezentatywność wyników tych

danych, znaczne zwiększa ryzyko niepowodzenia w uzyskaniu odpowiednio dużych zasobów wód geotermalnych. Właściwe rozpoznanie warunków hydrogeologicznych jest pierwszym koniecznym warunkiem podjęcia ryzyka inwestycyjnego opłacalnej eksploatacji energii geotermicznej.

Określenie parametrów hydrogeologicznych może być obarczone dużym błędem wynikającym zarówno ze znacznej zmienności przestrzennej występowania warstw wodonośnych w obrębie większości formacji stratygraficznych, jak i zmienności cech hydrochemicznych i hydrodynamicznych wód podziemnych.

Wspomniana fragmentaryczność opróbowań, odnosząca się praktycznie do wszystkich formacji wodonośnych, pozwala na uzyskanie jedynie informacji wskaźnikowych na temat warunków hydrogeologicznych tych formacji. Taka właśnie zgeneralizowana ocena oparta głównie na obserwacjach fragmentarycznych jest przedstawiona w pracach Bojarskiego (1996) oraz Bojarskiego & Sadurskiego (2000), Barbackiego (2004), jak również Góreckiego (1995, 2006). Istniejące ogólne rozpoznanie formacji wodonośnych w Polsce jest dostatecznie dokładne – największe znaczenie mają poziomy wodonośne jury dolnej i środkowej, a lokalnie również kredy dolnej. Zasoby tych zbiorników stanowią ponad 50% sumarycznych potencjalnych zasobów wód termalnych Niżu Polskiego (Górecki, 2006).

Mineralizacja wód podziemnych

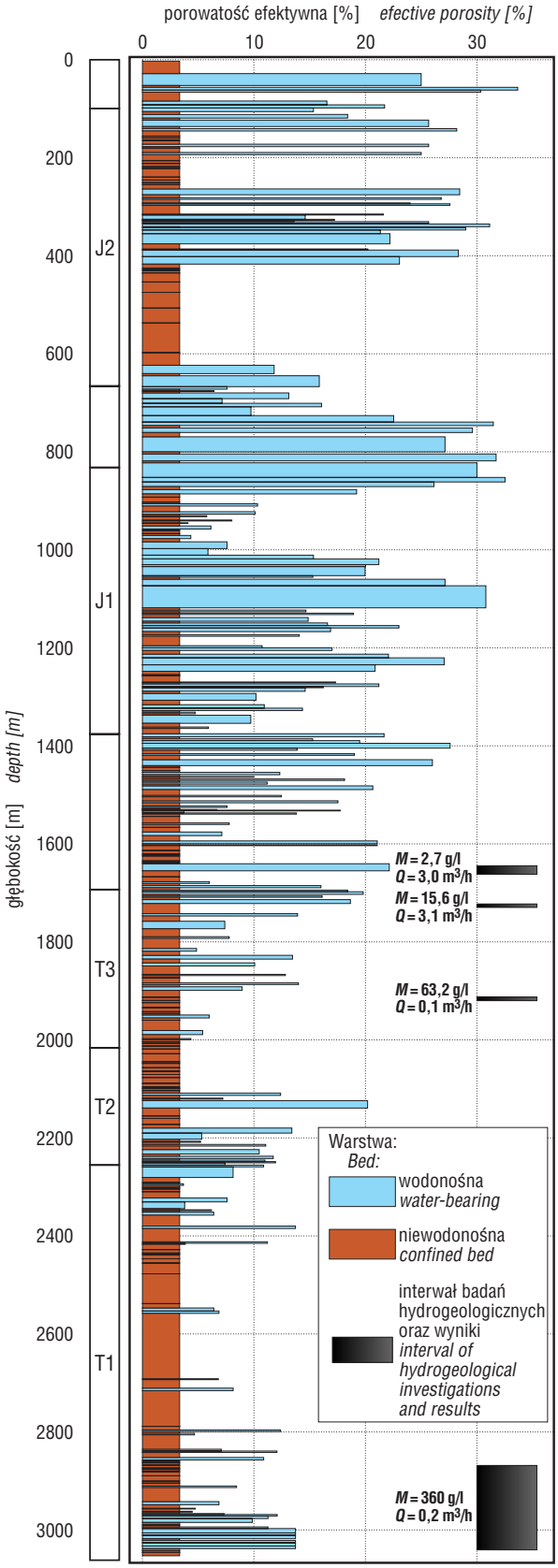
Wiedza na temat parametrów hydrogeologicznych formacji wodonośnych w Polsce jest bardzo uboga. Jest ona niewystarczająca zarówno w odniesieniu do mineralizacji wód, jak i parametrów filtracyjnych warstw wodonośnych, a przede wszystkim rzeczywistej wydajności badanych poziomów wodonośnych (Szewczyk, 2005). Zagadnienie to ma podstawowe, a nawet krytyczne znaczenie przy ocenie możliwości eksploatacyjnej wód termalnych, w tym przede wszystkim kosztów pozyskiwania energii geotermicznej.

Ogólnemu trendowi zaniku porowatości całkowitej i efektywnej oraz przewodności hydraulicznej utworów osadowych wraz z głębokością, towarzyszy generalny wzrost mineralizacji wód. Średni gradient geochemiczny dla Niżu Polskiego wynosi około 0,13 $gdm^{-3}m^{-1}$ (Szewczyk, 2006).

Na rycinie 8 pokazano zależność mineralizacji wód podziemnych od głębokości ich występowania na podstawie danych z bazy BOHYDRO (Bojarski, 1996).

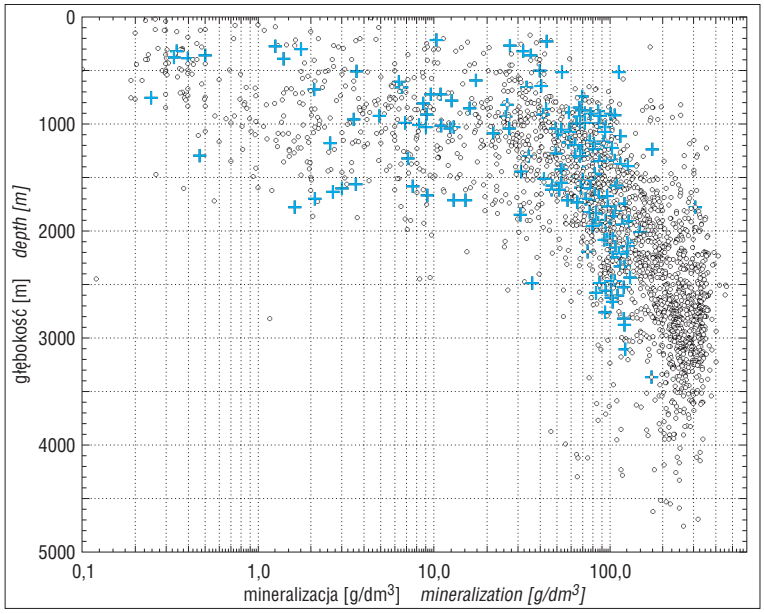
Odmienne warunki występowania wód termalnych w stosunku do obserwowanych na Niżu Polskim stwierdzono zarówno na obszarze Karpat, jak i Sudetów (Chowaniec, 2003; Dowgiałło, 2007). Są one związane na ogół z lokalnymi, rzadziej regionalnymi, systemami krążenia wód podziemnych, cechującymi się dużą dynamiką wód i związanymi z tym na ogół znacznie niższymi mineralizacjami wód podziemnych o umiarkowanych temperaturach.

Takim przykładem jest system geotermalny niecki podhalańskiej (Kępińska, 2009). Potencjalnie takim systemem może być znane ujęcie wód termalnych w Cieplicach (Dowgiałło, 2007). Niska mineralizacja wód będzie tu podstawowym czynnikiem wpływającym na atrakcyjność ekonomiczną pozyskiwania wód termalnych. Takimi systemami są ujęcia nisko zmineralizowanych wód termalnych kredy dolnej w Mszczonowie czy Uniejowie.



Ryc. 7. Profil hydrogeologiczny otworu Jeżów IG-1 wraz z obliczonymi wartościami porowatości efektywnej oraz wynikami badań hydrogeologicznych (Szewczyk, 2006, zmienione); *M* – mineralizacja wód podziemnych na podstawie opróbowania (g/l), *Q* – wielkość przypływu (m^3/h)

Fig. 7. Hydrogeological profile of the Jeżów IG-1 well and the obtained effective porosity values and results of hydrogeological tests (after Szewczyk, 2006, modified); *M* – total mineralization of underground water (g/l), *Q* – discharge (m^3/h)



Ryc. 8. Mineralizacja wód podziemnych na Niżu Polskim na podstawie danych bazy BOHYDRO. Wyróżniono mineralizację wód jury środkowej oraz dolnej (niebieskie krzyżyki)
Fig. 8. Total mineralization of underground waters in the Polish Lowlands after BOHYDRO database. Water mineralization values obtained for Lower and Middle Jurassic aquifers are emphasized (blue crosses)

Przykłady trudności technicznych z eksploatacją wód termalnych o wysokiej mineralizacji i wynikających z nich wysokich kosztów, w działających już instalacjach (Pyrzyce, Stargard Szczeciński), potwierdzają tę tezę. Tak wiec największe perspektywy pozyskiwania wód termalnych opłacalnych ekonomicznie można wiązać głównie ze strefami głębokiego wysłodzenia wód podziemnych. Na obszarze Niżu Polskiego takie warunki występują głównie w strefach brzeżnych bruzdy śródpolskiej w utworach nie tylko kredy dolnej, ale również jury dolnej i środkowej. Duże perspektywy ma m.in. rozległa strefa głębokiego, sięgającego ponad 2 km wysłodzenia wód mezozoiku na obszarze synklinorium łódzkiego.

Istniejący stopień rozpoznania wód podziemnych piętra osadowego na Niżu Polskim czy w Karpatach ma więc bardzo ograniczony charakter. Wyniki większości badań hydrogeologicznych w głębokich otworach wiertniczych dostarczają informacji o charakterze wskaźnikowym, a nie prognostycznym. Istnieje niewątpliwa potrzeba istotnego uszczegółowienia informacji hydrogeologicznych, zwłaszcza w zakresie pionowej zmienności mineralizacji wód.

Wobec zmniejszania się liczby wykonywanych nowych otworów (*vide* ryc. 1) wyczerpały się możliwości ekstensywnego poszerzania wiedzy na ten temat, wyłącznie na podstawie istniejących fragmentarycznych wyników opróbowań z wcześniej wykonanych otworów wiertniczych.

Warunkiem koniecznym pozyskania nowych informacji hydrogeologicznych z archiwalnych otworów wiertniczych jest m.in. systematyczny rozwój metodyki interpretacji danych geofizyki wiertniczej pod kątem uzyskiwania informacji o parametrach hydrogeologicznych.

Podsumowanie

Polska na tle innych krajów Europy posiada umiarkowane warunki przyrodnicze pozyskiwania energii wód termalnych. Trudno na obecnym etapie ich rozpoznania oceniać możliwość pozyskiwania energii suchych gorących skał (HDR). Nie znajduje uzasadnienia przesadny optymizm, dotyczący możliwości pozyskiwania energii geotermicznej na obszarze Polski w ilości znaczącej dla bilansu energetycznego kraju. Wymienione we wstępie zmienne w czasie czynniki ekonomiczne czy technologiczne mogą jednak w przyszłości tę sytuację zmienić.

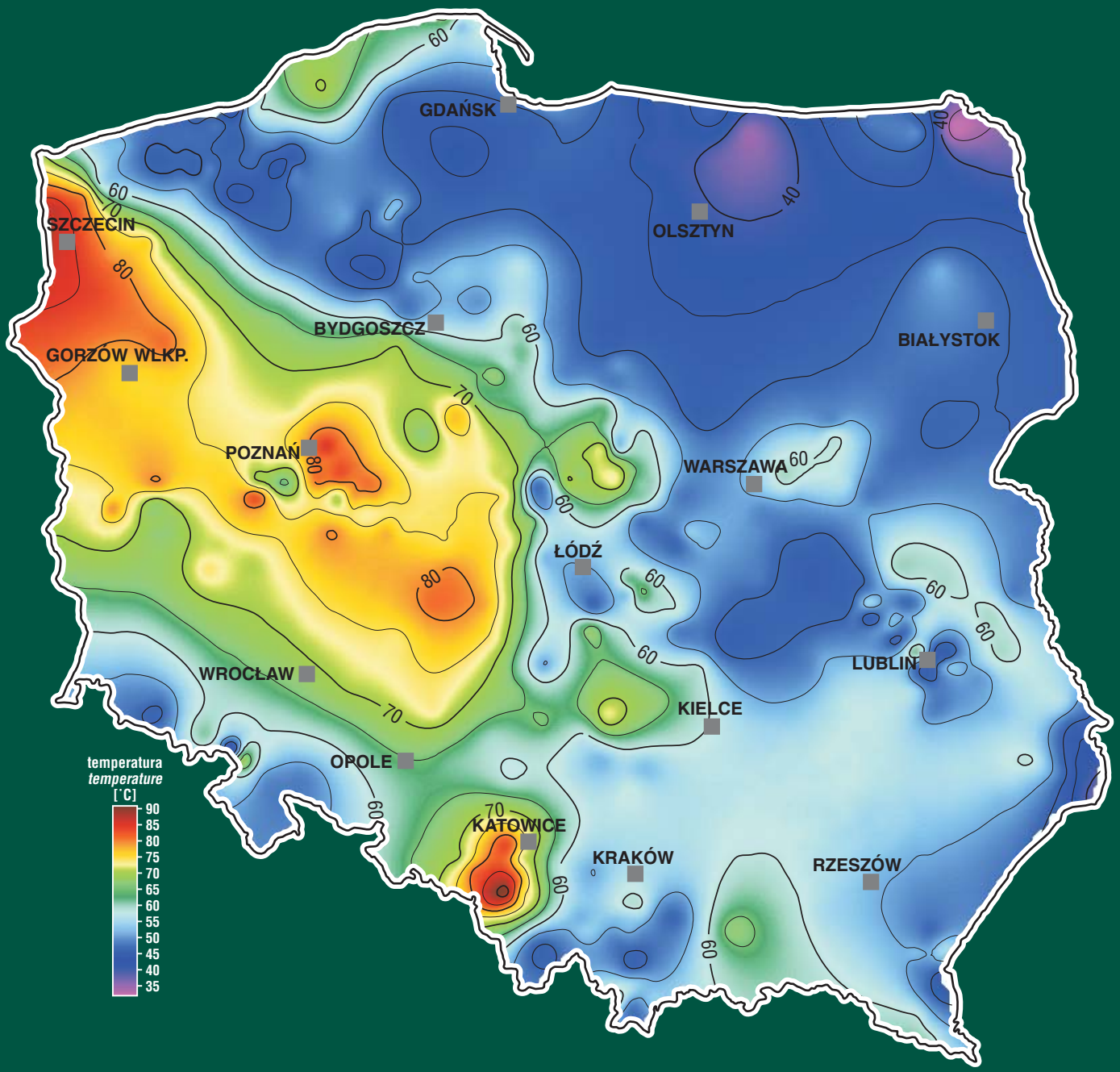
Literatura

BARBACKI A.P. 2004 – Zbiorniki paleozoiczne obszaru krakowsko-kieleckiego – możliwości wykorzystania energii geotermalnej. Prz. Geol., 52, 3: 243–252.
BARBACKI A.P., BUJAKOWSKI W. & PAJAK L. 2006 – Atlas zbiorników wód geotermalnych Małopolski. PAN, Kraków.
BOJARSKI L. (red.) 1996 – Atlas hydrochemiczny i hydrodynamiczny paleozoiku i mezozoiku oraz ascenzyjnego zasolenia wód podziemnych na Niżu Polskim. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
BOJARSKI L. & SADURSKI A. 2000 – Wody podziemne głębokich systemów krążenia na Niżu Polskim. Prz. Geol., 48, 7: 587–595.
CLAUSER CH. 1999 – Thermal signatures of heat transfer processes in the Earth's crust. Springer, Berlin.
CHOWANIEC J. 2003 – Wody podziemne niecki podhalańskiej. [W:] Współczesne problemy hydrogeologii, t. XI, cz. 1: 45–53. Gdańsk.
DOWGIAŁŁO J. 2007 – Stan rozpoznania zasobów wód termalnych regionu sudeckiego i perspektywy ich wykorzystania. [W:] I Ogólnopolski Kongres Geotermalny, Radziejowice: 32–34.
GÓRECKI W. (red.) 1995 – Atlas zasobów energii geotermalnej na Niżu Polskim. GEOS, Kraków.
GÓRECKI W. (red.) 2006 – Atlas zasobów geotermalnych na Niżu Polskim – formacje mezozoiczne i paleozoiczne. AGH, Kraków.
HURTER & HAENEL R. 2002 – Atlas of Geothermal Resources in Europe. European Commission. Leibniz Institute for Applied Geosciences (GGA), Hannover.
KĘPIŃSKA B. 2009 – Znaczenie badań podhalańskiego systemu geotermalnego dla eksploatacji wód termalnych. II Polski Kongres Geotermalny, Bukowina Tatrzańska.
SEMENOVA A., POPOV Y. & PIMENOV V. 2008 – Estimation of formation temperature from measurements in near bottom zone. IUGG XXIV Perugia.
SZEWCZYK J. 2002 – Ślady zmian klimatycznych plejstocenu oraz holocenu w profilach temperatury w głębokich otworach wiertniczych na Niżu Polskim. Prz. Geol., 50, 11: 1109–1114.
SZEWCZYK J. 2005 – Wpływ zmian klimatycznych na temperaturę podpowierzchniową Ziemi. Prz. Geol., 53, 1: 77–86.
SZEWCZYK J. 2006 – Strumień cieplny a temperatura i mineralizacja wód podziemnych. [W:] Sadurski A. (red.) Hydrogeologia regionalna Polski, t. II: 14–24.
SZEWCZYK J. & GIENTKA D. 2005 – Badania geofizyki wiertniczej w analizach hydrogeologicznych utworów mezozoicznych i paleozoicznym na Niżu Polskim. [W:] XII Ogólnopolskie Sympozjum: Współczesne Problemy Hydrogeologii. Toruń: 701–706.
SZEWCZYK J. & GIENTKA D. 2009 – Terrestrial heat flow density in Poland – a new approach. Geol. Quart., 53, 1: 125–140.

Praca wpłynęła do redakcji 11.03.2010 r.
Po recenzji akceptowano do druku 5.05.2010 r.

MINISTERSTWO ŚRODOWISKA

przegląd GEOLOGICZNY



GEOTERMIA W POLSCE

PAŃSTWOWY INSTYTUT GEOLOGICZNY
MENTE ET MALLEO
1919

TOM 58 • NR 7 (LIPIEC) • 2010

Cena 12,00 zł
(w tym 0% VAT)

Indeks 370908
ISSN-0033-2151

Zdjęcie na okładce: Mapa temperatury na głębokości 2000 metrów p.p.t. na obszarze Polski – zob. artykuł J. Szewczyka (str. 566)
Cover photo: Map of temperature at 2,000 meter depth for Poland – see article by J. Szewczyk (p. 566)