

ANALIZA POLA GEOTERMICZNEGO POLSKI NA TLE EUROPY ZE SZCZEGÓLNYM UWZGLĘDNIENIEM ZAGADNIENI TEKTONOFIZYCZNYCH I HYDROGEOTERMALNYCH

UKD 550.836.2.015:550.36:551.24.035+551.234(094.3—33)(438+4)

Międzynarodowa Komisja Strumienia Ciepłego (International Heat Commission) pod auspicjami Międzynarodowej Unii Geofizyki i Geodezji (IUGG) opracowuje Mapę strumienia ciepłego Europy. Inicjatywa tego przedsięwzięcia została podjęta podczas zjazdu IUGG w Grenoble w sierpniu 1975 r. Przewodniczącym grupy roboczej Mapy strumienia ciepłego Europy został dr V. Cermak z Instytutu Geofizyki Czeskiej Akademii Nauk.

Do chwili obecnej na kontynencie europejskim oraz na przyległych obszarach Atlantyku i Morza Śródziemnego określono około 2000 wartości strumienia ciepłego. Przy konstrukcji tej mapy duże znaczenie ma poznanie rozkładu elementów opisujących pole ciepłe Polski znajdującej się w szczególnie ważnym (węzłowym z geotektonicznego punktu widzenia) obszarze centralnej części naszego kontynentu.

Znajomość pola geotermicznego Polski i jego dowiązanie do ziemskiego pola ciepłego Europy ma duże znaczenie dla wielu zagadnień geologiczno-geofizycznych, a m. in.: badań geotektonicznych, poznania i porównania warunków fizycznych występowania złóż bituminów oraz surowców stałych w różnych obszarach, poznania potencjału hydrogeotermicznego i innych.

W niniejszym artykule poruszono zagadnienia dotyczące dowiązania Mapy strumienia ciepłego Polski do Mapy strumienia ciepłego Europy i jej interpretacji w aspekcie badań geotektonicznych oraz zasobów hydrogeotermicznych.

MAPA STRUMIENIA CIEPŁEGO POLSKI NA TLE EUROPY

W ASPEKTCIE PROBLEMÓW TEKTONOFIZYCZNYCH

W ostatnich latach wykonano wiele nowych pomiarów geotermicznych w głębokich odwiertach parametryczno-strukturalnych Instytutu Geologicznego (Czeszewo IG-1, Łopiennik IG-1, Nadarzyn IG-1, Mszczonów IG-2, Busówno IG-1, Radwanów IG-1, Marianka IG-1, Kalisz IG-1, Obidowa IG-1, Brzegi Dolne IG-1, Zambrów IG-1, Krzemianka — 20, Udryń IG-4). Parametry geotermiczne w tych odwiertach, określone na podstawie pomiarów, wynoszą

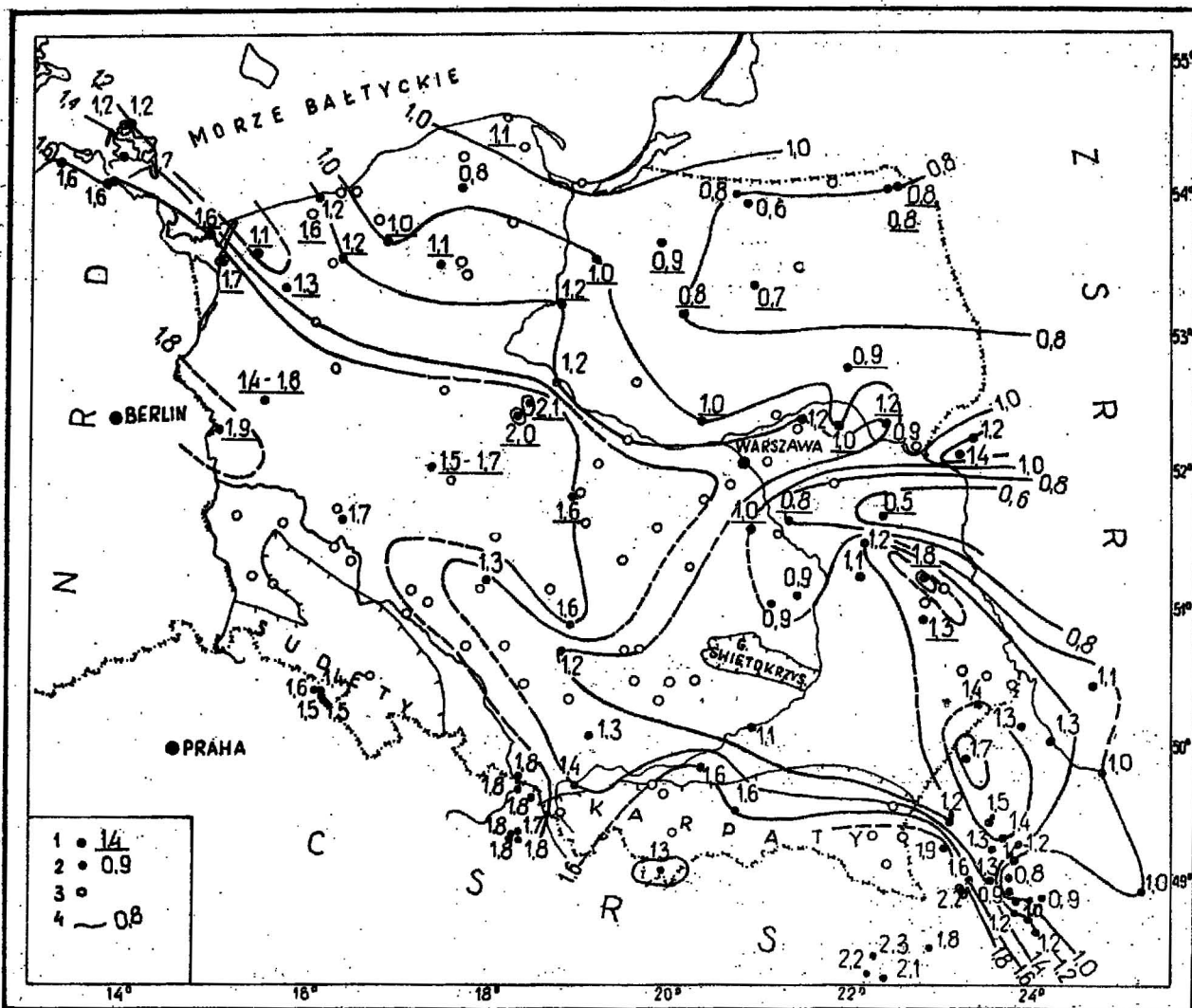
nowe informacje. Ich uwzględnienie przy wykorzystaniu danych dotychczas opublikowanych przez: autora (23, 24, 25, 29), S. Plewę (32), S. Depowskię, I. Sapulę (9) i M. Węsierską (40) o gradiencie geotermicznym, temperaturach węgłbnych i strumieniu ciepłym pozwoliło na konstrukcję dużo dokładniejszych niż uprzednio map rozkładu tych wartości.

Wszystkie uzyskane dotychczas wartości strumienia ciepłego Q przedstawiono na mapie przybliżając je do pierwszego miejsca po przecinku. Przedstawione tu pomiary geotermiczne wykonano w odwiertach po średnio 12 dobach stójki, co pozwala na określenie wartości grad T z błędem 5%. W poprzednich pracach (23, 26, 28), autor omówił metodykę pomiarów temperatury, jak również określenia wielkości przewodności cieplnej, gradientu geotermicznego i strumienia ciepłego oraz błędów. Dane takie podali również S. Plewa (32) i M. Węsierska (40).

Na podstawie średnich wartości skonstruowano mapę gradientu geotermicznego (grad T) dla obszaru Polski (ryc. 2). Ponieważ zmiany wartości strumienia ciepłego dla badanego obszaru są dużo wyższe od zmian średnich wartości przewodności cieplnej skał w stanie pełnego nasycenia wodą rozkład wielkości grad T daje dużo informacji o węgłbnym ziemskim polu ciepłym Polski.

Na podstawie znajomości rozkładu grad T , 54 wartości strumienia ciepłego Q dla Polski oraz wielu danych o wielkościach Q z obszarów przyległych NRD, CSRS i ZSRR (31, 6, 2, 18) skonstruowano mapę strumienia ciepłego dla naszego kraju i terenów przygranicznych (ryc. 1).

Najbardziej interesującym zagadnieniem interpretacji rozkładu wielkości Q dla badanego obszaru jest odpowiedź na pytanie — z czym wiążą się istotne różnice w wielkościach strumienia ciepłego i grad T między obszarem NE Polski (gdzie głównie w rejonach o podłożu prekambryjskim obserwowujemy wartości Q równe średnio $1,0 \cdot 10^{-8}$ cal/cm²s), a obszarem SW, zachodniej i NW części kraju, gdzie wartości Q wynoszą średnio $1,6 \cdot 10^{-8}$ cal/cm²s. Wartości takie obserwowane są również w niektórych



Ryc. 1. Mapa rozkładu strumienia ciepłego ziemi w Polsce i na obszarach otaczających.

1 — określenie strumienia ciepłego według autora, 31 wartości (23, 24, 27, 28, 29), 2 — określenie strumienia ciepłego według S. Plewa, 11 wartości (32, 33), M. Węsierskiej, 12 wartości (30, 40) oraz G. B. Bogomołowa (2) i R. Kutasa (18) dla ZSRR, V. Čermaka (6) dla CSRS i E. Hurtiga (31) dla NRD, 3 — otwory, w których wykonano badania temperatury w warunkach bliskich ustalonej równowadze cieplnej, 4 — izolinie strumienia ciepłego (w jednostkach 10^{-6} cal/cm²s).

rejonach Karpat Zewnętrznych, jak to pokazuje mapa Q. Różnicę wartości $\Delta Q = 0,6 \cdot 10^{-6}$ cal/cm²s trudno wytłumaczyć różnicą wartości generacji ciepłej pochodzącej z rozpadu izotopów promieniotwórczych U²³⁵, U²³⁸, Th²³², K⁴⁰. W przypadku rozpatrywanego obszaru — dla średniej miąższości górnych warstw piętra krystalicznego, charakteryzującego się największą produkcją ciepła równą 10 km (34) — różnica w produkcji ciepła powinna wynosić $\Delta A = 6 \cdot 10^{-13}$ cal/cm²s. Wielkość ta jest wyższa od średniej generacji ciepła skał krystalicznych, która według V. Čermaka (6) wynosi $A = 5,9 \cdot 10^{-13}$ cal/cm²s. Stąd też prawdopodobne wydaje się przyjęcie różnej wielkości podskorupowego strumienia ciepłego dla obu obszarów. Jest najwyższy w rejonach, gdzie obserwujemy wysokie wartości $Q \geq 1,6 \cdot 10^{-6}$ cal/cm²s — ogólnie w obszarach młodszych tektonicznie — oraz dużo niższy w stabilnych, z geotektonicznego punktu widzenia, rejonach prekambryjskiej platformy europejskiej, gdzie $Q = 1 \cdot 10^{-6}$ cal/cm²s (Q — wartość średnia).

Różnica w podskorupowym strumieniu ciepłym między tymi obszarami implikowałaby dużo mniej-

Fig. 1. Map of distribution of heat flow in Poland and neighbouring areas.

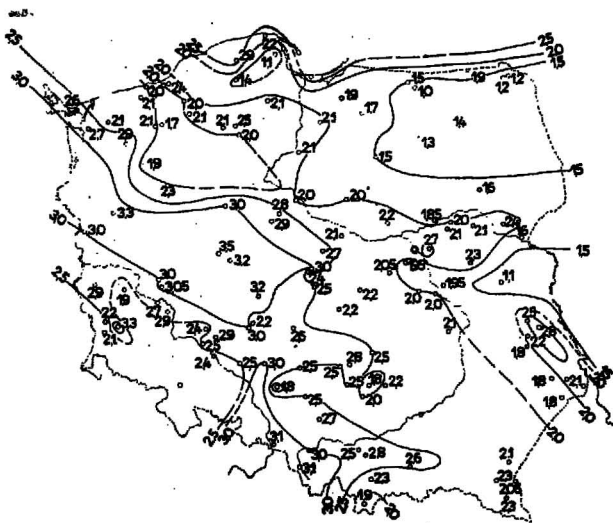
1 — heat flow estimation by the author, 31 values (23, 24, 27, 28, 29), 2 — heat flow estimation by S. Plewa, 11 values (32, 33), M. Węsierska, 12 values (30, 40), G. B. Bogomołow (2) and R. Kutas (18) for the areas of USSR, V. Čermak (6) for CSRS and E. Hurtig (31) for GDR, 3 — boreholes in which temperature was measured in conditions close to established heat equilibrium, 4 — heat flow isolines (in 10^{-6} cal/cm²s units).

szą głębokość występowania warunków temperaturowo-cięśniowych powodujących częściowe stopienie materiału skalnego górnego płaszczu w rejonie, gdzie mamy wyższy powierzchniowy strumień ciepły ($Q \geq 1,6 \cdot 10^{-6}$ cal/cm²s) niż w obszarze starszym geotektonicznie ($Q = 1,0 \cdot 10^{-6}$ cal/cm²s).

Ciekawy jest również fakt, iż rejon o wysokich wartościach strumienia $Q \geq 1,6 \cdot 10^{-6}$ cal/cm²s ma jednocześnie najmniejszą głębokość zalegania granicy „Moho”, jak to wynika z zestawienia danych geotermicznych na VII profilu międzynarodowym głębokich sondowań sejsmicznych (27, 34).

Jednocześnie w obszarze wawerskijskich eksternidów obserwuje się wyższe wartości Q niż w rejonie internidów, Sudetów i bloku przedsudeckiego, czyli odwrotnie niż w rejonach młodszych orogénów o wieku mezozoicno-kenozoicznym, gdzie w obszarach wewnętrznych obserwowane są dużo wyższe wartości Q niż w zewnętrznych (23).

Bardzo interesujący także jest fakt, że w rejonie monokliny przedsudeckiej, gdzie istnieje strefa przejściowa między skorupą a górnym płaszczem, charakteryzująca się istnieniem dwu wyraźnych nieciągło-



Ryc. 2. Mapa średniego gradientu geotermicznego dla Polski (w °C/100 m).

Fig. 2. Map of mean geothermal gradient for Poland (in °C/100 m).

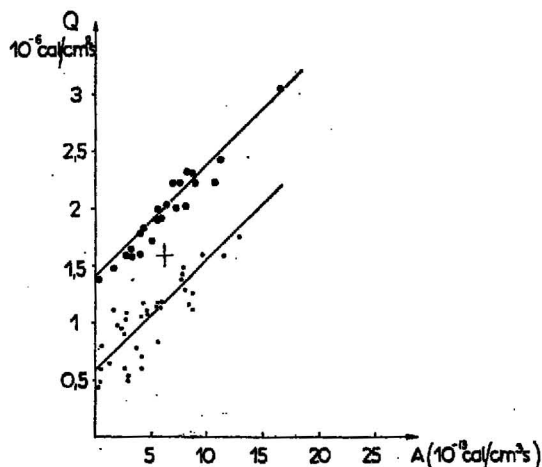
ści sejsmicznych 7,8 km/s oraz 8,2 km/s (15), jednocześnie obserwuje się najwyższe temperatury węgłone, gradient geotermiczny (grad $T \geq 3^\circ\text{C}/100\text{ m}$) oraz strumień ciepły ($Q = 1,7 \cdot 10^{-6}\text{ cal/cm}^2\text{s}$). Całkowita miąższość wspomnianej strefy przejściowej waha się wg A. Gutercha i innych (15) w granicach 3–10 km i jej pochodzenie może być wyjaśnione przez przyjęcie istnienia w tym rejonie transformacyjnych procesów dwustopniowych typu bazalt–granulit granatowy, granulit granatowy – eklogit. Bardzo niewielkie rozmiary rozpatrywanej tu strefy przejściowej między skorupą a górnym płaszczem, mniejsze niż sugerowały to badania eksperymentalne, mają być tłumaczone podwyższonym strumieniem ciepłym, jaki mógł mieć miejsce w okresie zachodzenia procesów transformacyjnych (15).

Należy również zaznaczyć, iż wysokie w stosunku do obszarów platformy prekambryjskiej wielkości strumienia ciepłego występują w rejonach, głównie na monoklinie śląsko-krakowskiej, gdzie w permie miał miejsce subsekwentny wulkanizm, przeważnie kwaśny (20).

Wszystko to świadczy o tym, że stopień wystygnięcia górnego płaszczu Ziemi w rejonach o wysokich wielkościach Q jest dużo mniejszy niż w rejonie prekambryjskiej konsolidacji podłoża. Wyższym wielkościom $Q \geq 1,6 \cdot 10^{-6}\text{ cal/cm}^2\text{s}$ odpowiadają wyższe wartości temperatur w strefie przejścia od skorupy do górnego płaszczu. Na monoklinie przed-sudeckiej temperatura na głębokości 35 km wynosi około 750°C , na 55 km — 1060°C , natomiast na platformie prekambryjskiej temperatury są dużo niższe i na głębokości 45 km w strefie przejścia od skorupy do górnego płaszczu mamy 540°C oraz 630°C na 55 km, jak to uprzednio pokazałem (27). Implikuje to oczywiście mniejszą głębokość występowania warunków potrzebnych do stopienia materiału górnego płaszczu w rejonie monokliny przed-sudeckiej i zapadliska górnośląskiego.

Założenie stosunkowo płytkiego zalegania tej strefy w tym rejonie potwierdza istnienie bardzo dużego poziomego gradientu powierzchniowego strumienia ciepłego przy przejściu od platformy prekambryjskiej (gdzie: $Q = 1,0 \cdot 10^{-6}\text{ cal/cm}^2\text{s}$) do rejonu monokliny przed-sudeckiej ($Q = 1,6 \cdot 10^{-6}\text{ cal/cm}^2\text{s}$). Podobne warunki geotermiczne są charakterystyczne również dla zapadliska górnośląskiego, a także dla niektórych rejonów Karpat i obszaru lubelskiego (gdzie: $Q \geq 1,6 \cdot 10^{-6}\text{ cal/cm}^2\text{s}$).

Fakt różnego „wystygnięcia” obszarów tektonicznie młodszych i starych dobrze tłumaczyłby się w świetle analizy procesów ciepłych związanych z rozwojem geosynkinalnym. We wczesnym stadium rozwoju geosynkinalnego, charakteryzującym się dużą subsydencją i nagromadzeniem skał osadowych o dużej miąższości, podwyższone warunki tempera-



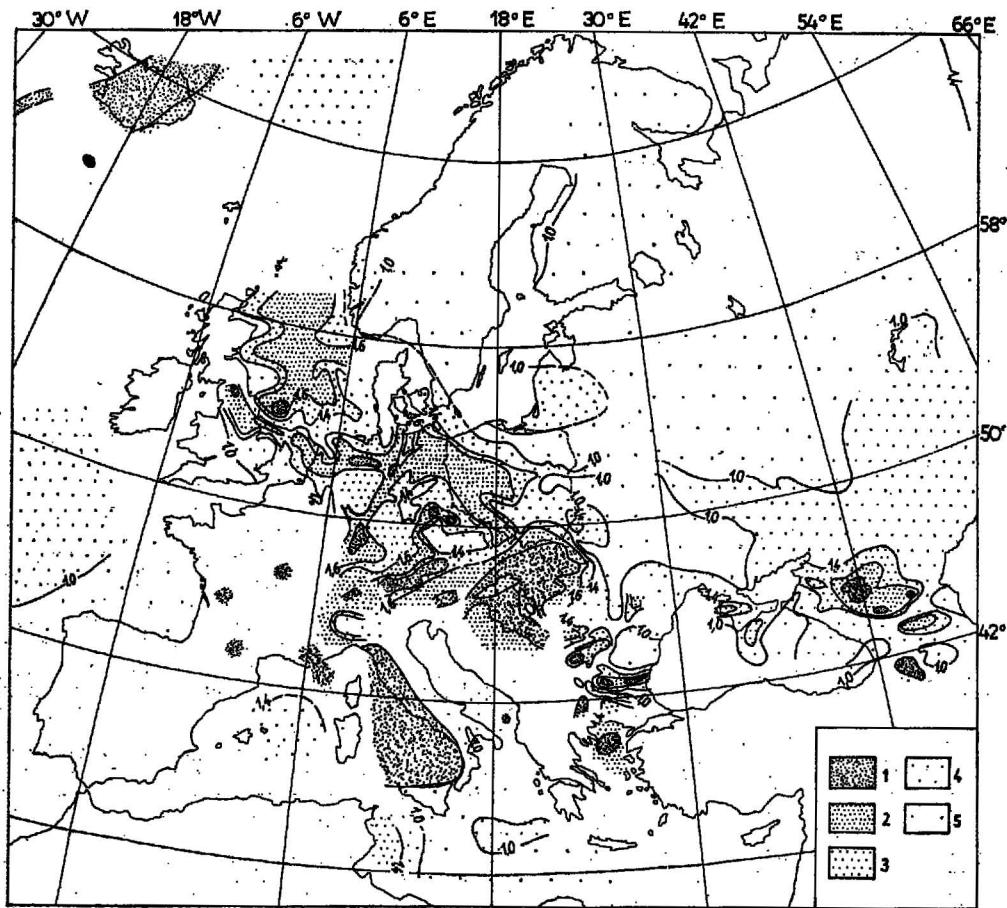
Ryc. 3. Zależność statystyczna strumienia ciepłego Q od powierzchniowej generacji ciepła radiogenicznego. A — górna linia prosta odpowiada kontynentalnym rejonom orogenicznym mezozoicno-kenozoicznym (dane Q i A wg 13, 35, 36, 38), dolna linia prosta odpowiada wartościom dla stabilnych kontynentalnych rejonów prewaryscyjskich (dane wg 1, 5, 6, 7, 16, 18, 34, 37, 39), punkt oznaczony krzyżykiem odpowiada średniemu strumieniowi ciepłemu i średniej generacji ciepła dla waryscyjdów SW Polski.

Fig. 3. Statistical dependance of heat flow Q on surface generation of radiogenic heat. A — upper straight line corresponding to continental Mesozoic-Cenozoic orogenic regions (Q and A data according to 13, 35, 36, 38), lower straight line corresponding to values for stable continental pre-Variscan regions (data after 1, 5, 6, 7, 16, 18, 34, 37, 39), point marked with cross corresponding to mean heat flow and mean heat generation for the Variscides of SW Poland.

turkowe i podwyższony strumień ciepły były prawdopodobnie związane ze strefami inicjalnego wulkanizmu. Jednak szybka sedimentacja skał osadowych o niskiej przewodności cieplnej powodowała proces odwrotny — obniżenia wielkości strumienia ciepłego, stąd też temperatury były za niskie dla wywołania procesów metamorfizmu.

Wysoki reżim ciepły prawdopodobnie był związany z końcowymi etapami rozwoju geosynkinalnego charakteryzującymi się podniesieniem i fałdowaniem, kwaśnym wulkanizmem w rejonach wewnętrznych, jak również powstawaniem zapadlisk śródgórskich i rowów przedgórskich. Wysokie temperatury przypuszczalnie były związane z dużym przyplływem ciepła z wnętrza dzięki procesom pionowego przemieszczania się magmy. O wysokich wielkościach strumienia ciepłego i temperatur w tym okresie rozwoju geosynkinalnego świadczą procesy metamorfizmu i granityzacji zachodzące na niewielkich głębokościach według M. S. Dżufura (vide R. J. Kutas — 19).

Potem następował ciągły spadek wartości strumienia ciepłego w czasie, czym można by tłumaczyć różnice w statystycznych rozkładach wielkości Q dla różnowiekowych rejonów geotektonicznych Europy i innych kontynentów (23, 27). Najniższe wartości Q charakteryzują obszary najstarsze i odwrotnie. Stopień wystygnięcia górnego płaszczu dla różnowiekowych orogenów jest różny, jak i różna jest głębokość występowania warstw dużej przewodności elektrycznej, najprawdopodobniej związanych z częstym stopieniem określonych stref w górnym płaszczu. Dla starych prekambryjskich platform głębokość występowania tych warstw sięga 200 km, natomiast w młodych obszarach zapadlisk śródgórskich, jak masyw pannoński wynosi ona od 55 do 100 km (3). Jednocześnie strefy o wysokich wartościach Q charakteryzują się podniesieniem ku powierzchni strefy „Moho”.

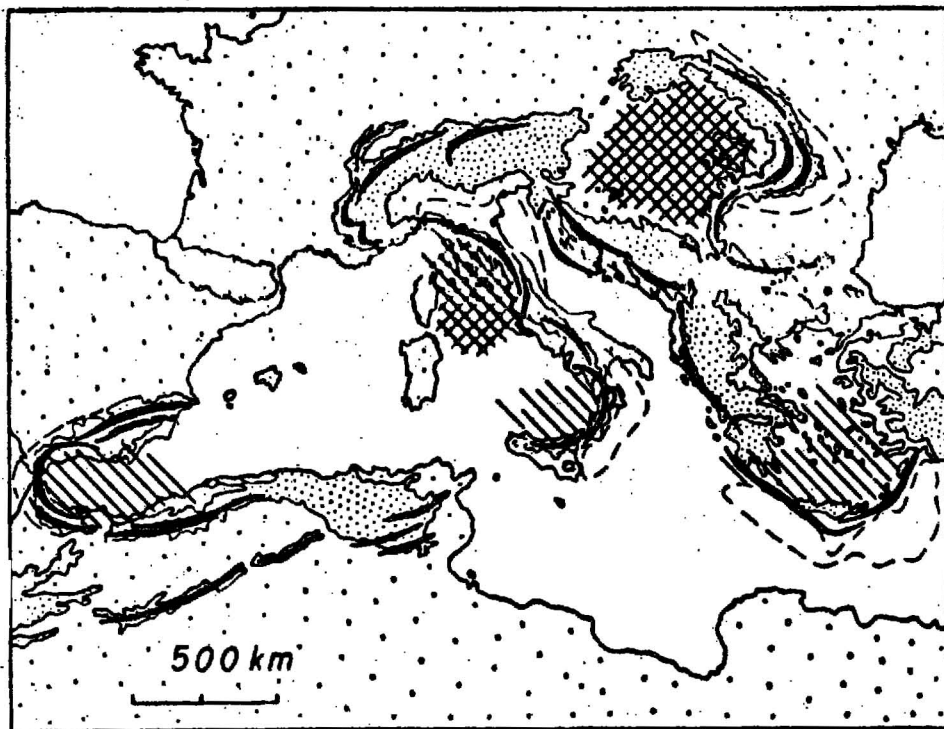


Ryc. 4. Mapa strumienia ciepłego Polski wg autora dowieziona do Mapy strumienia ciepłego Europy (31).

Fig. 4. Map of heat flow in Poland, prepared by the author, included to the map of heat flow in Europe (31).

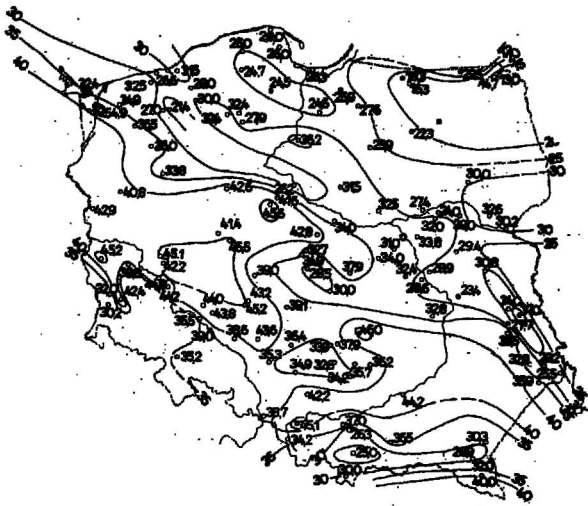
1 — $Q > 2.0$, 2 — 1.6–2, 3 — 1.4–1.6, 4 — 1.0–1.4, 5 — $Q < 1.0$
(w jednostkach strumienia ciepłego 10^{-6} cal/cm²s).

1 — $Q > 2.0$, 2 — 1.6–2, 3 — 1.4–1.6, 4 — 1.0–1.4, 5 — $Q < 1.0$
(in heat flow units 10^{-6} cal/cm²s).



Ryc. 5. Mapa rejonów o anomalnie wysokich wielkościach koncentracji energii geotermicznej w Europie (41).

Fig. 5. Map of areas with anomalously high values of concentration of geothermal energy in Europe (41).



Ryc. 6. Mapa geozoterm dla głębokości 1 km w °C.

Fig. 6. Map of geoisotherms for 1 km depth in °C.

Hipotezę o różnym podskorupowym strumieniu ciepłym dla różnowiekowych obszarów geotektonicznych potwierdzają również badania zależności między strumieniem ciepłym Q a produkcją ciepła radiogenicznego, powierzchniowo określonego dla skał krystalicznych $A(z=0)$, gdzie początek pionowej osi z umieszczono w stropie piętra krystalicznego. Uzyskane dla różnych rejonów kontynentalnych liniowe zależności typu $Q=Q_0+DA(z=0)$ najlepiej dają się tłumaczyć takim modelem rozkładu produkcji A z głębokością, że $A=A(z=0) \exp(-z/D)$ (21). W tym rozumieniu stała Q_0 w równaniu liniowym oznaczałaby w sensie fizycznym podskorupowy strumień ciepły.

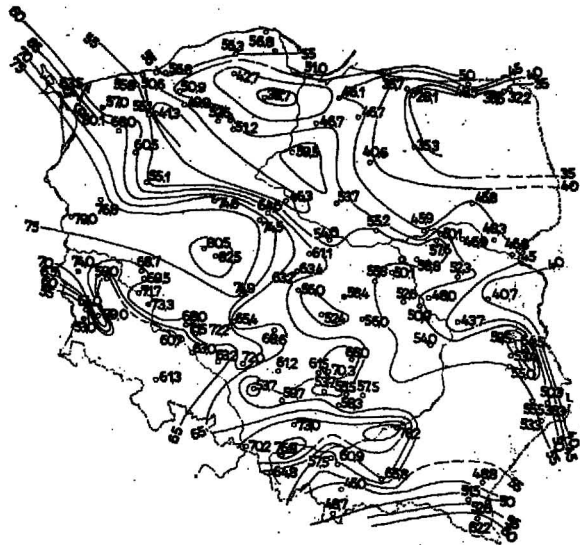
Na ryc. 3 zebrano wszystkie znane z literatury określenia odpowiadających sobie wielkości Q i $A(z=0)$ pochodzące z obszarów orogénów prewaryscyjskich stabilnych tektonicznie oraz młodszych mezozoicznych różnych kontynentów — Europy, Ameryki Północnej, Afryki i Australii. Uzyskano zależności statystyczne typu regresji liniowych. Na rycinie zaznaczono również punkt odpowiadający SW i W Polsce, charakteryzującej się wielkością $Q=1,6 \cdot 10^{-6}$ cal/cm²s i odpowiadającą jej średnią produkcję ciepła skał krystalicznych $A(z=0)=5,9 \cdot 10^{-13}$ cal/cm²s.

Jak wynika z ryc. 3 wartość Q_0 odpowiadająca podskorupowemu strumieniowi ciepłemu jest dużo wyższa dla obszarów orogénów mezozoicznych: $Q_0=1,4 \cdot 10^{-6}$ cal/cm²s niż dla stabilnych geotektonicznie rejonów orogénów prewaryscyjskich, dla których średni podskorupowy strumień ciepły $Q_0=0,55 \cdot 10^{-6}$ cal/cm²s.

Punkt odpowiadający obszarowi SW i W Polski leży między linią odpowiadającą obszarom stabilnym a linią odpowiadającą młodym tektonicznie orogénom mezozoicznym. Na tej podstawie można przypuścić, że podskorupowy strumień ciepły dla tego rejonu jest wyższy niż dla obszarów prewaryscyjskich, natomiast niższy niż dla obszarów orogenicznych mezozoicznokenozoicznych. Tłumaczyłoby to istotną różnicę wartości Q między rejonem SW i W Polski a starą platformą prekambryjską.

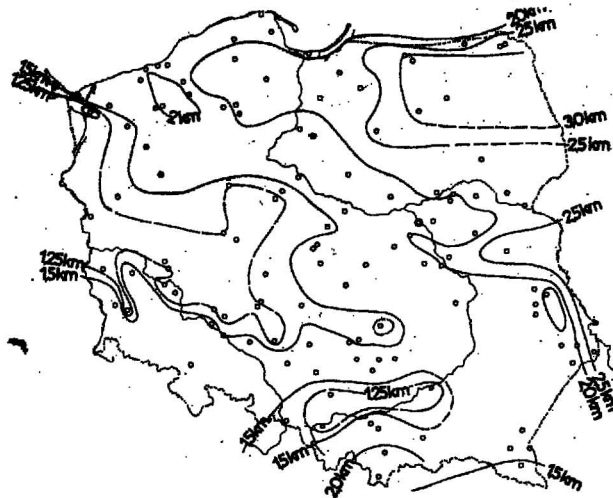
Różne wartości podskorupowego strumienia ciepłego dla różnowiekowych obszarów geotektonicznych najprawdopodobniej wiążą się z różną głębokością występowania stref stopienia materiału górnego płaszcza, które mogą powstawać okresowo (w okresach 100—170 · 10⁶ lat) i przemieszczać się z głębokością w związku z procesami konwekcji termalnej, jak to wynika z teoretycznych obliczeń A. N. Tikhonowa i innych (42).

Procesy stopniowego przemieszczania się materiału płynnego z wnętrza ku powierzchni Ziemi prawdopodobnie stanowiły główny motor termicznej historii naszej planety. Periodyczność cykli rozwoju geotektonicznego Ziemi postulował w swojej hipotezie I. Joly w 1930 r. (17); hipotezę tę potwier-



Ryc. 7. Mapa geozoterm dla głębokości 2 km w °C.

Fig. 7. Map of geoisotherms for 2 km depth in °C.



Ryc. 8. Mapa izarytm głębokości występowania wód o temperaturze złożowej 50°C.

Fig. 8. Map of isarithms of depth of occurrence of waters with deposit temperature exceeding 50°C.

dają obecne modelowe wyliczenia teoretyczne przy wykorzystaniu techniki cyfrowej (42).

Mapy strumienia ciepłego Polski i obszarów otaczających dowiązано do najnowszej mapy Europy tego parametru (31) (ryc. 4). Analiza rozkładu strumienia ciepłego Polski na tle pola geotermicznego Europy prowadzi do ciekawego stwierdzenia, że strumień ciepły charakteryzujący NW, W i SW Polskę jest tego samego rzędu, co w N i NW Europy oraz na obszarze Morza Północnego.

Wyraźnie również widać wzrost wartości Q od strefy Karpat zewnętrznych na obszarze Polski w kierunku masywu pannońskiego. Obszar NE Polski jest genetycznie związany pod względem warunków geotermicznych ze starą platformą prekambryjską. To, że strumień ciepły NW, W i SW Polski równa się temu samemu rzędowi, co na obszarze Morza Północnego, jest szczególnie interesujące dla problemu zasięgu prekambryjskiej platformy europejskiej. Fakt, że obszary te charakteryzują się wysokimi wartościami $Q=1,6 \cdot 10^{-6}$ cal/cm²s typowymi dla Europy Zachodniej prawdopodobnie jest związany z wyższą wielkością podskorupowego strumienia ciepłego. Wiąże się to prawdopodobnie z mniejszą głębokością występowania astenosfery na tym obszarze.

Cały ten rejon był objęty cyklem rozwoju geotektonicznego, różnym od rozwoju platformy prekambryjskiej Europy. Dane geotermiczne, w świetle przeprowadzonych przez autora w poprzednich pracach analiz statystycznych rozkładów strumienia ciepłego dla różnowiekowych obszarów tektonicznych (22, 23), wydają się przemawiać za zrewidowaniem koncepcji rozciągania zasięgu platformy prekambryjskiej, aż po południową Anglię (4). Przesłanek z zakresu geofizyki dostarczają również dane magnetyczne (8).

Z przedstawionych na ryc. 3 zależności statystycznych między strumieniem ciepłym a powierzchniową produkcją ciepła skał krystalicznych wynika, że wielkości Q , obserwowane na powierzchni są zależne nie tylko od wartości podskorupowego strumienia ciepłego Q_0 , która jest wielkością charakterystyczną dla dużych rejonów geotektonicznych, lecz również zależy od produkcji ciepła związanej głównie z górnymi warstwami płętra granitowego.

Stąd też w rejonach o stałej wielkości Q_0 , charakteryzującej dużą jednostkę geotektoniczną, lokalne zmiany w powierzchniowym rozkładzie wartości Q mogą być związane z różną zawartością izotopów uranu, toru i potasu w skałach. W rejonach młodszych tektonicznie o dużych wartościach Q_0 obserwuje się np. niskie wartości Q na obszarze starych prewaryjskich, silnie zerodowanych bloków, jak centralna część Masywu Czeskiego czy też masyw wschodniotabski. Również na obszarach starych platform o niskim Q wyniesione silnie zerodowane masywy lub tarcze charakteryzują się ujemnymi anomaliami strumienia ciepłego (20).

Obok tych głównych przyczyn różnice w wielkościach Q wiążą się z takimi efektami, jak: różnice przewodności cieplnej między wysadami solnymi a skałami otaczającymi, anizotropia przewodnictwa ciepłego warstw skalnych w obszarach synklinalnych i antyklinalnych, zróżnicowanie generacji ciepła różnych skał osadowych oraz ruchy wód.

NIKTÓRE ASPEKTY BADAŃ HYDROGOTERMICZNEGO POTENCJAŁU POLSKI I EUROPY W ŚWIETLE ROZPOZNANIA ZIEMSKIEGO POLA CIEPŁNEGO

Dokładne rozpoznanie pola ciepłego Ziemi ma również znaczenie dla określenia perspektyw wykorzystania energii cieplnej wnętrza Ziemi. Nośnikami tej energii są wody oraz para wodna.

Z punktu widzenia możliwości wykorzystania wód dla różnych celów użytkowych klasyfikowane są one następująco (14): wody chłodne — temperatura 0—20°C, termalne — 20—50°C (ciepłe 20—35°C, gorące 35—50°C), wysokotermalne — temperatura $T > 50^\circ\text{C}$ (bardzo gorące: 50—100°C, przegrzane $T > 100^\circ\text{C}$).

Wody termalne o temperaturach niższych od 50°C przy obecnym stanie techniki są wykorzystywane głównie w balneologii, natomiast o temperaturach powyżej 50°C są wykorzystywane zarówno dla celów energetycznych (głównie w ogrzewnictwie), jak też do produkcji energii elektrycznej przy zastosowaniu wymienników ciepła (eksperymentalne elektrownie freonowe). Dla przykładu w ZSRR dla ogrzewnictwa oraz niektórych procesów technologicznych wykorzystywane były wody z otworów o łącznej wydajności 2000—3000 m³/h i temperaturach 48—96°C. Szczególnie duże osiągnięcia mają tu takie kraje, jak: Węgry (2000 m³/h wykorzystywanych wód o temperaturze średniej 84°C); Islandia (3600 m³/h wód i pary o temperaturze 87—210°C). Wody termalne i para dla innych celów poza produkcją energii elektrycznej są wykorzystywane również w takich krajach, jak: Japonia, Nowa Zelandia i Chiny (14).

Główne zainteresowanie rozpoznaniem pól geotermalnych w świecie, w których skoncentrowane są anomalne ilości energii cieplnej wiąże się z możliwością znalezienia przegrzanej pary o dużym ciśnieniu, która jest wykorzystywana do produkcji energii elektrycznej. Jest ona produkowana w takich krajach, jak St. Zj. (The Geysers — Kalifornia), Włochy (Larderello, Monte Amiata), Nowa Zelandia (Wairakei, Kawerau), Japonia (Matsukawa, Otake), Meksyk (Cerro Prieto), ZSRR (Kamczatka), Islandia (Namafjall) i in.

Spoglądając na Mapę strumienia ciepłego Europy (ryc. 4) oraz Mapę pól geotermicznych Europy Południowej o anomalnie wysokim strumieniu ciepłym (ryc. 5) widzimy, że strefy, w których istnieją szczególnie sprzyjające możliwości wykorzystania energii geotermicznej, są przede wszystkim związane z eugosynklinalnymi rejonami kenozoicznymi o aktywnej działalności hydrotermalnej i wulkanicznej. Również strefy ryftów (w obszarze takim leży np. Islandia) są rejonami występowania przegrzanych wód i pary.

W tym świetle Polska, leżąca w strefie starszych rejonów tektonicznych, jakimi są platformy oraz zewnętrzna strefa Karpat, charakteryzująca się normalnymi wartościami strumienia ciepłego jest obszarem, gdzie możliwości uzyskania większych ilości energii zawartych w gorących wodach, są stosunkowo niewielkie. Istnieją jednak możliwości uzyskania wód termalnych na pewnych głębokościach w rejonach o maksymalnych stwierdzonych wartościach temperatur przy sprzyjających warunkach hydrogeologicznych, jak to ma m. in. miejsce w wielu otworach na Niżu Polskim (Ciechocinek, Łabędź, Rogoźno, Wilga, Czeszewo, Sól, Zakopane i in.).

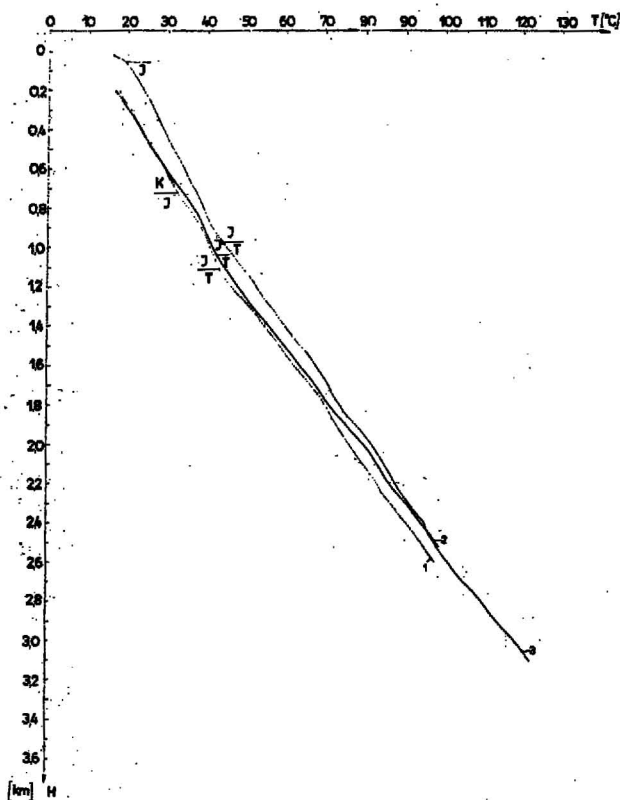
Katalog odkrytych wód termalnych w Polsce zawiera Mapa wód mineralnych Polski (12). Jak wynika z prac hydrogeologicznych (10, 11) w Polsce istnieją możliwości uzyskania większej ilości wód termalnych, o mineralizacji nie większej od 10‰ do głębokości nie większej niż 2 km. Z tego punktu widzenia interesujące jest dokładne rozpoznanie pola geotermicznego do tej głębokości. Jak to wynika z przedstawionych map geizoterm dla głębokości 2 km temperatury nie przekraczają tu 80°C; natomiast na głębokości 1 km są nie większe od 45°C (ryc. 6, 7). Na podstawie tych map, mapy rozkładu średnich wartości gradientu geotermicznego oraz bezpośrednich danych pomiarowych opracowano mapę głębokości, poniżej której temperatura złożowa wód przekracza 50°C (ryc. 8).

Mapa tu opracowana na podstawie najnowszych materiałów pomiarowych pozwala na dokładne określenie możliwości znalezienia wód termalnych o wysokich temperaturach, które mogą być wykorzystane dla celów ogrzewczych i innych. Oczywiście jest to tylko przesłanka geofizyczna wynikająca z badań pola ciepłego Ziemi i niezbędne jest przeprowadzenie dalszych badań hydrogeologicznych. Jak to wynika z porównania tej mapy z izarytmami głębokości występowania wód o temperaturze 50°C podanych na Mapie wód mineralnych Polski (12) istnieją tu rozbieżności. Według mapy przedstawionej w niniejszej pracy (ryc. 8) warunki głębokościowe dla występowania wód o temperaturze 50°C są bardziej sprzyjające, a izolinia 2 km jest przesunięta dużo bardziej ku NE niż to wynika z obrazu przedstawionego na mapie wód mineralnych. Również obszar, gdzie mogą być napotkane wody o temperaturze 50°C, i wyższej, na głębokości równej i mniejszej od 1,5 km, jest dużo większy niż na cytowanej Mapie wód mineralnych Polski.

Rozbieżności te najprawdopodobniej wynikają z faktu, że izolinia grad $T = 2,5^\circ\text{C}/100\text{ m}$ (24) przypisano na mapie wód mineralnych wartość 2 km głębokości występowania temperatury 50°C, co jest nieprawidłowe ze względu na to, że dla powierzchni Ziemi nie można przyjąć wartości 0°C. Na głębokości 20 m, czyli dla spągu warstwy neutralnej temperatura średnia wynosi 9°C. Błąd w określeniu głębokości występowania wód o temperaturze 50°C sięga dla cytowanej mapy kilkaset metrów.

Jednocześnie dysponujemy obecnie niemal dwukrotnie większą liczbą informacji o polu geotermicznym i stąd przedstawiony w niniejszej pracy obraz izolinii głębokości wystąpienia temperatury 50°C jest dużo bliższy rzeczywistości przyrodniczej.

Z przedstawionej mapy wynika, że wody o temperaturze 50°C w przypadku sprzyjających warunków hydrogeologicznych mogą wystąpić najpięcej w rejonie SW i środkowej Polski, głównie na obszarach monokliny przedsudeckiej i niecki mogileńsko-lódzko-miechowskiej oraz w niektórych rejonach zapadliska przedkarpackiego i rejonu lubelskiego. Mało korzystne warunki geotermiczne występują na obszarze wyniesienia mazursko-suwałskiego oraz zrzębu Sławatycz w NE Polsce.



Ryc. 9. Wybrane charakterystyczne profile geotermiczne z rejonu monokliny przedsudeckiej.

1 — Gorzów IG-1, 2 — Środa IG-2, 3 — Czeszowo IG-1, (K — kreda, J — jura, T — trias, P — perm).

Fig. 9. Selected characteristic geothermal profiles from the area of the Fore-Sudetic monocline.

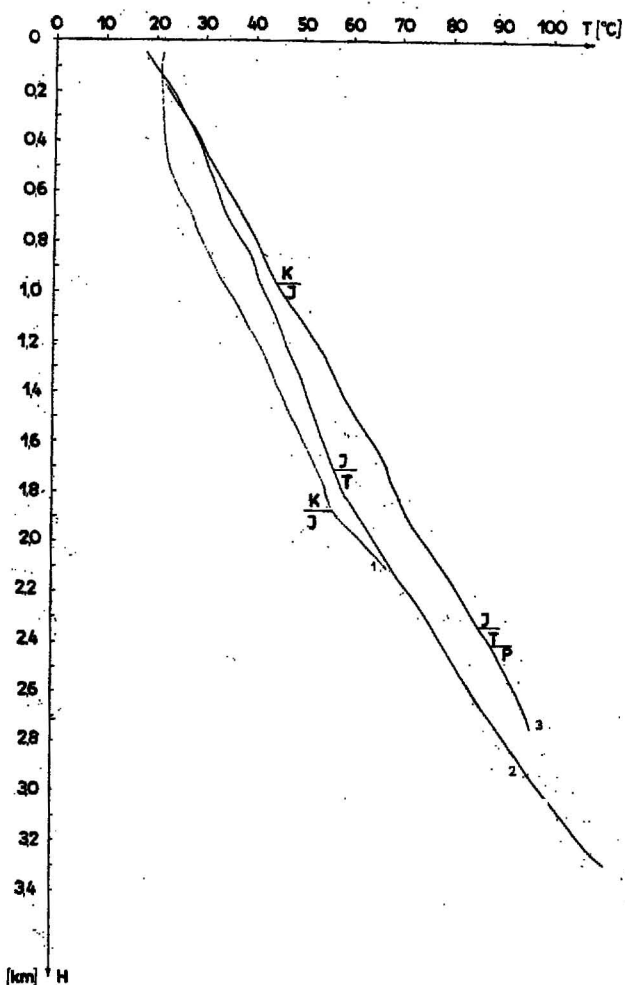
1 — Gorzów IG-1, 2 — Środa IG-2, 3 — Czeszowo IG-1 (K — Cretaceous, J — Jurassic, T — Triassic, P — Permian).

Sprzyjające warunki geotermiczne istnieją również w rejonie Sudetów, jednak brak tu dokładnego rozpoznania. Z badań terenu przygranicznego CSRS wynika, według V. Čermáka, że istnieją tam strefy o strumieniu ciepłym ok. $1,6 \cdot 10^{-6}$ cal/cm²s. Najbardziej sprzyjające jednak warunki panują w obszarach występowania czwartorzędowego wulkanizmu, gdzie zaobserwowano strumień ciepły ok. $4 \cdot 10^{-6}$ cal/cm²s; NW Czechy (6). Tak sprzyjających warunków geotermalnych nie ma najprawdopodobniej na obszarze polskich Sudetów.

Na podstawie znajomości pola geotermicznego oraz danych hydrogeologicznych istnieje możliwość określenia stref szczególnie perspektywicznych. Dużych ilości wód termalnych o niskiej mineralizacji pod wysokim ciśnieniem można się spodziewać przede wszystkim z utworów jury i kredy (11, 12). Z utworów tych pochodzą wody termalne o wysokich temperaturach, jak np. w Łabędzie (80°C) — z kredy oraz w Koszutach (40,5°C) i Rogoźnie (32°C) — z jury (12). Z przedstawionej mapy głębokości zalegania wód o temperaturze 50°C oraz map geoterm dla głębokości 1 km i 2 km wynika, że w środkowej Polsce istnieją warunki geotermiczne sprzyjające występowaniu wód wysokotermalnych.

WNIOSKI

1. Wysokie wartości strumienia ciepłego w SW Polsce są związane najprawdopodobniej z podwyższoną wielkością podskorupowego strumienia ciepłego. Implikuje to dużo mniejszą głębokość występowania warunków częściowego stopienia materiału górnego płaszczka w tym rejonie niż na obszarach o niskich wartościach Q , głównie tektonicznie stabilnej platformy prekambryjskiej.



Ryc. 10. Wybrane charakterystyczne profile geotermiczne z rejonu niecki mogileńsko-łódzkiej.

1 — Koło IG-4, 2 — Konary IG-1, 3 — Cykowo IG-1.

Fig. 10. Selected characteristic geothermal profiles from the area of the Mogilno — Łódź Basin.

1 — Koło IG-4, 2 — Konary IG-1, 3 — Cykowo IG-1.

2. Zróżnicowanie wielkości Q dla różnowiekowych rejonów geotektonicznych jest związane przede wszystkim z różną wielkością podskorupowego strumienia ciepłego — wyższego dla rejonów młodszych i niższego dla starszych.

3. Strumień ciepły zachodniej i NW Polski jest tego samego rzędu, co wysokie wartości tego parametru w rejonach Morza Północnego, północnych NRD, RFN i Europy Zachodniej, co przemawia, jako jedna z przesłanek geofizycznych, na rzecz zrewidowania koncepcji rozciągania zasięgu prekambryjskiej platformy Europy aż po południową Anglię.

4. Obszar Polski leży poza strefą szczególnie korzystną dla wykorzystania energii ciepłej Ziemi, jednakże w SW i środkowej Polsce istnieją warunki termiczne sprzyjające uzyskaniu, w odpowiednich warunkach hydrogeologicznych, wód termalnych o temperaturach wyższych od 50°C, na głębokościach wyższych od 1,5 km.

LITERATURA

1. Arshawskaya N., Berzina I., Lubimowa E. — Geochemical and geothermal model for Pechenga and Ricolatva regions. Geothermics. 1972, no. 1.
2. Bogomołow G. B. — Gleotermicznieskaja zonalnost tjeritorii BSSR. Nauka i Technika. Mińsk, 1972.

3. Boldizar T. — Positive heat flow anomaly in the Carpathian Basin. *Geothermics*, 1973, no. 2.
4. Bogdanow A. — O tektoniczeskom strojenii zapadnogo ugiu Jewropiejskoj platformy. *Wiestnik Mosk. Uniwier.* 1969, nr 5.
5. Chapman D. S., Pollack H. N. — Cold Spot in West Afrika. *Nature*, London, 1974, vol. 250, no. 5466.
6. Adam — editor, Budapest, 1976.
6. Čermak V. — Temperature depth profiles in Czechoslovakia and some adjacent areas derived from heat flow measurements. *Ibidem*, 1975, vol. 26.
7. Čermak V., Jessop A. M. — Heat flow, heat generation and crustal temperature in the Kapuskasing area of the Canadian Shield. *Ibidem*, 1971, vol. 11.
8. Dąbrowski A. — Budowa głębszego podłoża Polski zachodniej w świetle wyników badań geofizycznych. *Kwart. geol.* 1957, nr 1.
9. Depowski S., Sapuła I. — Wyniki badań termicznych wykonanych w południowo-wschodniej części Niżu Polskiego. *Ibidem*, 1969, nr 1.
10. Dowgiałło J. — Występowanie i perspektywy dalszego wykorzystania wód termalnych w Polsce. *Balneologia Polska*, 1972, z. 1—2.
11. Dowgiałło J., Majorowicz J. — W sprawie warunków występowania i możliwości wykorzystania polskich zasobów geotermicznych. *Prz. geol.*, 1974, nr 7.
12. Dowgiałło J., Płochniewski Z., Szpakiewicz M. — Mapa wód mineralnych Polski. *Wyd. Geol.* 1974.
13. Duczkow A., Sokołowa L. — Geotermiczne issledowanija w Sibiri. *Nauka, Sibirskoje Otdielenije*, 1974.
14. Dworow J. — Głębinoje ciepło ziemi. *Nauka, Moskwa*, 1972.
15. Guterch A., Materzok R., Pajchel J., Perchuć E. — Sejsmiczna struktura skorupy ziemskiej wzdłuż VII profilu międzynarodowego w świetle badań metodą głębokich sondowań sejsmicznych. *Prz. geol.*, 1975, nr 4.
16. Hyndman R. — Heat flow and surface radioactivity measurements in the precambrian shield of western Australia. *Phys. Earth. Planet.* 1968, vol. 1.
17. Joly I. — The surface history of the Earth. *Oxford Univ. Press, Oxford*, 1930.
18. Kutás R. — Investigation of heat flow anomalies in some regions of the Ukraine. *Geothermics*, 1972, no. 1.
19. Kutás R. — Niektóre osobliwości rozprzeczlenia ciepłowego potoka na terytorii Ukrainy i ich związek z tektoniką. *Geotektonika*, 1972, no. 4.
20. Książkiewicz M., Oberc J., Pożaryski W. — Mapa tektoniczna Polski. *Wyd. Geol.*, 1974.
21. Lachenbruch A. — Implication of linear heat flow relation. *Jour. Geophys. Res.*, 1970, vol. 76.
22. Majorowicz J. — Heat flow data from Poland. *Nature Phys. Sci.*, 1973, vol. 243, no. 105.
23. Majorowicz J. — Heat flow in Poland and its relation to the geological structure. *Geothermics*, 1973, no. 1.
24. Majorowicz J. — New heat flow data on the Polish territory. *Acta geophys. pol.*, 1973, no. 2.
25. Majorowicz J. — Gęstość powierzchniowego strumienia ciepłego oraz gradient geotermiczny na obszarze Polski w świetle statystycznej analizy danych światowych. *Prz. geofiz.*, 1973, z. 1—2.
26. Majorowicz J. — Obraz pola ciepłego w obszarze Polski. *Rocznik PTG*, 1974, z. 2—3.
27. Majorowicz J. — Strumień ciepły na obszarze Niżu Polski. *Acta geophys. pol.*, 1975, nr 3.
28. Majorowicz J. — Warunki geotermiczne w obszarze Lubelskiego Zagłębia Węglowego w rejonie Łęcznej. *Prz. geol.*, 1975, nr 12.
29. Majorowicz J. — Parametry geotermiczne rejonu Krzemianki i Udrynia na tle ziemskiego pola ciepłego NE Polski. *Ibidem*, 1976, nr 10.
30. Majorowicz J., Plewa S., Węsierska M. — The terrestrial thermal field in Poland. Heat flow and geoelectricity in Eastern Europe, A. Adam — editor, Budapest, 1975.
31. Hurtig E. — Untersuchungen zur Wärme-flussverteilung in Europa. *Gerlands Beitrage zur Geophysic*, 1975, no. 3—4.
32. Plewa S. — Regionalny obraz parametrów geotermicznych Polski. *Wyd. Geofiz. Geol. Naft.*, Kraków, 1968.
33. Plewa S. — Najnowsze wyniki badań powierzchniowego strumienia ciepłego w Karpatach i na Przedgórzu. *Materiały Konferencji Naukowej — Budowa Geodynamiczna w Polsce. Mat. i Prace Inst. Geof. PAN*, Warszawa, 1976.
34. Pożaryski W. — Interpretacja geologiczna wyników głębokich sondowań sejsmicznych na VII profilu międzynarodowym. *Prz. geol.*, 1975, nr 4.
35. Roy R., Blackwell D., Decker E. R. — Continental heat flow. The nature of the solid. ed. Robertson E. C., McGraw-Hill, N. Y., 1971.
36. Rybach L. — Wärmeproduktionsbestimmungen an Gesteinen der Schweizer Alpen. *Beitrage zur Geologie der Schweiz. Lieferung 51*, Zurich, 1973.
37. Sass J. — Heat flow and surface radioactivity in the Quirke Lake Syncline, Ontario, Canada. *Can. J. Earth. Sci.* 1968, vol. 5.
38. Stegena L., Geczy B., Horvath F. — Late cenozoic evolution of the Pannonian Basin. *Tectonophys.* 1975, no. 1—2.
39. Swanberg C. A., Chessman M., Simmons G., Smithson S., Grönlie G., Meier K. — Heat flow-heat generation studies in Norway. *Ibidem*, 1975.
40. Węsierska M. — A study of terrestrial heat flux density in Poland. *Mat. i Pr. Inst. Geofiz. PAN*, 1973, vol. 60.
41. Wunderlich H. G. — Geothermal resources and present orogenic activity, UN. *Geothermal Symposium*. Pisa. *Geothermics*, special issue, 1970.
42. Tikhonov A., Lubimova E., Vlasov K. — On the evaluation of melting zones in the thermal history of the Earth. *Phys. Earth Planet. Int.* 1970, no. 5.
43. Znosko J. — Outline of the tectonics of Poland and the problems of the Vistulicum and Variscicum against the tectonics of Europe. *Biul. Inst. Geol.*, 1974, nr 274.

SUMMARY

A map of heat flow in Poland and surrounding areas and maps of geothermal gradient and geotherms from 1 km and 2 km depths are given. The image of distribution of heat flow in Poland was included to the geothermal map of Europe (31).

The problem of interpretation of distribution of geothermal field of Poland versus that of Europe was analysed taking into account the problems of tectonophysics and the knowledge of hydrogeothermal potential.

The analysis of several facts concerning the heat field, seismological structure of Earth crust and upper mantle as well as the history of tectonic development of Poland and Europe has shown that differences in values of heat flow for geotectonic areas of different age are presumably related to differences in values of subcrustal Earth heat flow which is generally higher in tectonically younger areas. This is also connected with the depth of occurrence of zone of partial melting of the upper mantle. The temperature prevailing in the crust/upper mantle transitional zone equals about 750°C and 550°C in the areas of the Fore-Sudetic Monocline with Variscan basement ($Q = 1.6 \cdot 10^{-6}$ cal/cm²s) and the Precambrian Platform ($Q = 1 \cdot 10^{-6}$ cal/cm²s), respectively. It is also shown that the interdependence between heat flow and surficial heat production is of universal nature for pre-Variscan, tectonically stable regions as well as younger, Meso-Cenozoic orogens.

The value of heat flow in western and north-western Poland, northern GDR, GFR and North Sea is equally high as the values Q for the western Europe, which are in contrast with low values of heat flow for the East European Precambrian Platform. This speaks against the hypothesis of extension of the Precambrian Platform westwards as far as southern England.

It is shown that the areas of south-western and central Poland are favourable for obtaining high-thermal waters with temperatures exceeding 50°C at depths from 1.2 to 1.5 km.

РЕЗЮМЕ

В статье представлена карта теплового потока Польши и соседних районов, а также карты геотермического градиента и геоизотерм для глубины 1 км и 2 км. Изображение распределения теплового потока Польши привязано к геотермической карте Европы (31). Рассуждается вопрос интерпретации распределения геотермического поля Польши на фоне Европы в аспекте тектонофизических проблем и разведки гидрогеотермического потенциала. Из проведенного анализа ряда фактов касающихся термического поля, структуры сейсмологической коры и верхнего покрова, а также истории тектонического развития Польши и Европы видно, что разницы величины теплового потока для геотекто-

нических районов разного возраста связана вероятно с разной величиной подкормного теплового потока земли, вышней для тектонически младших районов. Это также связано с разной глубиной положения зоны частичного сплавления материала верхнего покрова. В переходной зоне между корой и верхним покровом температура в Польше равна около 750°C для предсудетской моноклинали на вариссийском основании ($Q = 1,6 \cdot 10^{-6} \text{ cal/cm}^2 \text{ s}$) и около 550°C для докембрийской платформы ($Q = 1 \cdot 10^{-6} \text{ cal/cm}^2 \text{ s}$). Выказано также, что зависимость между тепловым потоком и поверхностной продукцией теплоты имеет характер универсальной зависимости для довариссийских, тектонически стабильных районов, а также для континентальных районов младших мезозойски-кайнозойских орогенезов.

Факт, что тепловой поток районов западной и северо-западной Польши, северной Германии и Северного моря имеет ту же величину, что и большие значения Q Западной Европы, которые контрастируют с малыми значениями теплового потока докембрийской платформы Восточной Европы, свидетельствует против гипотеза, что докембрийская платформа растянута дальше чем район южной Англии.

В работе доказано, что районы южно-западной и центральной Польши имеют необходимые условия для получения высокотермальных вод с температурой больше 50°C на глубине около 1,2—1,5 км.