

Jacek MAJOROWICZ

Przebieg wartości stopnia geotermicznego w Polsce w przedziale głębokości 200 – 2500 m

WSTĘP

W artykule przedstawiono mapę przebiegu wartości stopnia geotermicznego na terenie Polski w interwale głębokościowym 200–2500 m. Przy jej konstrukcji wykorzystano dziesięć nowych pomiarów temperatury wykonanych po 1966 r., w tym pomiar temperatury w odwiercie Gościno IG-1 należący do najgłębszych pomiarów temperatury w Polsce (interwał pomiarowy $\Delta h = 4276$ m). Wszystkie wykorzystane w pracy pomiary są bardzo dokładne; błąd związany z tzw. ustalaniem się reżimu cieplnego $\delta T \leq 1^\circ\text{C}$. Uwzględniono także pomiary w otworach głębokich wykonane przed rokiem 1966, a opublikowane przez S. Plewę (S. Plewa, 1966) oraz L. Romana (L. Roman, 1962).

*

Przebieg wartości stopnia geotermicznego uśrednionego na interwał 200–2500 m jest wyjątkowo korzystny ze względu na niewielki wpływ lokalnych własności cieplnych na stopień geotermiczny, co pozwala na wyciągnięcie wniosków o powiązaniu obrazu zmian stopnia geotermicznego ze strukturą podłoża krystalicznego. Rozwiązania zagadnień strukturalno-tektonicznych na podstawie pomiarów temperatur w otworach głębokich można dokonać poprzez konstrukcję map geotermicznych trzech typów: map geoizoterm, równych temperatur na zadanej głębokości, map termoizohips, czyli równych głębokości przy zadanej temperaturze oraz map równych średnich stopni lub gradientów geotermicznych.

Uzupełnieniem obrazu parametrów geotermicznych przedstawionych w postaci map mogą być także profile geotermiczne: izoterm, termoizohips oraz średnich strumieni cieplnych. Profile takie obrazują w sposób przybliżony struktury geologiczne: wysady solne, synkliny, antykliny (D. I. Djakonow, 1958), płyty krystaliczne (S. A. Kraskowski, 1961; W. H. K. Lee, 1970), budowę płyt oceanicznych, rowów tektonicznych (R. P. Herzen, 1969), basenów i obszarów platformowych (J. Reitzel, 1963; S. P. Clark, A. E. Ringwood, 1964). Korelacja między wartościami strumienia cieplnego, stopnia geotermicznego, gradientu a strukturami geo-

logicznymi jest jednym z dwóch głównych faktów stwierdzonych na podstawie dotychczasowych badań i obserwacji (W. H. K. Lee, 1967, 1970). Drugim faktem jest stwierdzenie braku różnicy w wartościach gradientu geotermicznego i strumienia ciepłego dla kontynentów i oceanów (W. H. K. Lee, 1970). W świetle badań z ostatnich 25 lat gradient geotermiczny, stopień oraz średni strumień ciepły stały się jednymi z najbardziej miarodajnych parametrów przy geofizycznym rozpoznawaniu struktur geologicznych oraz rozpatrywaniu problemu rozkładu temperatur wnętrza Ziemi (W. A. Magnicki, 1970).

Dalszy postęp w tej dziedzinie spodziewany jest na drodze udoskonalania techniki pomiarowej (pomiaru przewodnictwa ciepłego *in situ*, A. E. Beck, 1965) oraz szerszego wykorzystania innych parametrów geofizycznych i ich korelacji z parametrami geotermicznymi, np. powiązania rozkładu temperatury w funkcji głębokości z wartościami prędkości rozchodzenia się fal sprężystych w skałach o dużych gęstościach, korelacji danych magnetotellurycznych, sejsmologicznych i geotermicznych (W. A. Magnicki, 1970).

Założeniem niniejszego artykułu było skonstruowanie mapy zmian stopnia geotermicznego $\bar{H} = \frac{\partial h}{\partial T}$ (h — głębokość, T — temperatura)

w możliwie jak największym interwale głębokościowym. Pod uwagę brano pomiary temperatury w interwale 200—2500 m (patrz, tab. 1, tab. 2). Pomiarom temperatury, który osiągnął największe głębokości jest termogram z Gościna IG 1, gdzie odcinek pomiarowy wynosi 4276 m (5÷4281 m). Do 1966 r. najgłębszym otworem wiertniczym w Polsce, w którym wykonano pomiar przy ustalonej równowadze cieplnej — po jedenastu dobach tzw. stójki otworowej — był otwór Świdwiń geo 3, gdzie w końcowej głębokości 4267 m zarejestrowano temperaturę 101,3°C. Tak więc omawiany w niniejszym artykule pomiar z otworu Gościno IG 1 — wykonany po 16 dobach przestoju, w warunkach ustalonego reżimu ciepłego do głębokości 4281 m — jest bardzo interesujący z geofizycznego punktu widzenia; na końcowej głębokości temperatura wynosiła w nim 110°C. W chwili obecnej jest to najgłębszy pomiar temperatury w Polsce. W niniejszej pracy przeanalizowano pomiary temperatury wykonane po przestoju 10 dób, a więc w warunkach zbliżonych do ustalenia się równowagi cieplnej między płuczką wiertniczą a otaczającymi skałami.

Przybliżoną wartość błędu δT — pomiaru temperatury związanego z ustalaniem się reżimu ciepłego — można określić z następującej zależności (D. I. Djakonow, 1958):

$$\frac{\delta T}{\Delta T_0} = 1 - \exp\left(\frac{-d^2}{8\tau} \cdot 10^3\right) \quad (1)$$

gdzie: ΔT_0 — różnica temperatur między płuczką a badanymi skałami w początkowym momencie,

δT — błąd w określeniu temperatury właściwej,

d — średnica odwiertu,

τ — czas przestoju.

Korzystając z wyżej podanego związku oszacowano wartość błędu dla rozpatrywanych pomiarów: $\delta T \leq 1^\circ\text{C}$. Dla pomiaru temperatury w otworze Gościno błąd $\delta T \leq 0,7^\circ\text{C}$, przy założeniu, że w końcowej głębokości otworu różnica temperatur między skałą a płuczką $\Delta T_0 = 100^\circ\text{C}$. W tab. 1 podano: czasy przestoju (τ); głębokości końcowe, do których zostały przeprowadzone pomiary (h_k), temperatury z głębokości końcowych (T_k); temperatury początkowe, mierzone w początkowych głębokościach otworu (T_p) oraz temperatury średnie otoczenia, panujące na powierzchni w rejonach wykonywanych pomiarów (T_{ot}).

Tabela 1

| Lp. | Nazwa otworu | τ (doba) | h_k (m) | T_k (°C) | T_p (°C) | T_{ot} (°C) |
|-----|-----------------------|---------------|-----------|------------|------------|---------------|
| 1 | Okuniew IG 2 | 15 | 3762 | 116,2 | 8,0 | 2,0 |
| 2 | Jamno IG 2 | 12 | 2742 | 75,5 | 13,8 | 10,5 |
| 3 | Rokita IG 1 | 10 | 2540 | 69,7 | 19,5 | 1,5 |
| 4 | Ustronie Morskie IG 1 | 10 | 3110 | 70,2 | 11,5 | 6,0 |
| 5 | Człuchów IG 1 | 11 | 3885 | 95,9 | 19,9 | 6,5 |
| 6 | Płońsk IG 2 | 13 | 3827 | 95,7 | 12,4 | 13,0 |
| 7 | Gościno IG 1 | 16 | 4281 | 110,0 | 19,9 | 16,7 |
| 8 | Prabuty | 14 | 3910 | 91,0 | 11,2 | 8,0 |
| 9 | Tomaszów Lub. IG 1 | 11 | 2523 | 60,7 | 25,0 | 7,5 |
| 10 | Milianów IG 1 | 10 | 3225 | 42,1 | — | — |

Wszystkie przytoczone pomiary są wykonane po przestoju powyżej 10 dób, zgodnie z zaleceniami przyjętymi dla tego rodzaju pomiarów temperatury w Polsce (S. Plewa, 1966). W tym świetle przytoczone powyżej pomiary są miarodajne. Wartości średnie stopnia \bar{H} i gradientu geotermicznego \bar{G} wyznaczono dla przedziału głębokości 200—2500 m. Wyznaczone wartości (tab. 2) są wartościami średnimi ważonymi.

$$\bar{H} = \frac{\sum_{i=1}^{i=n} H_i \cdot h_i}{\sum_{i=1}^{i=n} h_i} \quad (2)$$

H_i — wartość stopnia geotermicznego dla wydzielonego i — kompleksu jednorodnego termicznie,

h_i — miąższość i — kompleksu jednorodnego termicznie (waga),

n — liczba uśrednianych stopni geotermicznych dla rozpatrywanego przedziału głębokości.

W przytoczonych w tabeli 2 otworach pomiary temperatury wykonano: do głęb. powyżej 2500 m w 16 otworach, do głęb. bliskiej 2500 m w 3 otworach, oraz do głęb. poniżej 2500 m (Paruszowiec V, Bartoszyce IG 1, Za-

borów 1). Zmiany temperatury w omawianych wyżej otworach, będące funkcją głębokości h w układzie współrzędnych $O, X, Y, Z = h$, spełniają równanie Laplace'a:

$$\frac{d^2 T}{dh^2} = \frac{d^2 T}{dz^2} = 0 \quad (3)$$

oraz wynikającą z niego zależność

$$\frac{\partial T}{\partial h} = \frac{-1}{H} = G = \text{const.} \quad (4)$$

Tabela 2

Wartości stopnia i gradientu geotermicznego w przedziale głębokości 200 – 2500 m

| Lp. | Nazwa otworu wiertniczego | Średni stopień geotermiczny \bar{H} | Średni gradient geotermiczny \bar{G} |
|-----|---------------------------|---------------------------------------|--|
| 1 | Okuniew IG 2 | 41,9 m °C ⁻¹ | 2,3 °C 100 m ⁻¹ |
| 2 | Jamno IG 1 | 46,1 m °C ⁻¹ | 2,1 °C 100 m ⁻¹ |
| 3 | Rokita IG 1 | 48,9 m °C ⁻¹ | 2,0 °C 100 m ⁻¹ |
| 4 | Ustronie Morskie 1 | 54,2 m °C ⁻¹ | 1,8 °C 100 m ⁻¹ |
| 5 | Czuchów IG 1 | 57,1 m °C ⁻¹ | 1,8 °C 100 m ⁻¹ |
| 6 | Płońsk IG 2 | 46,8 m °C ⁻¹ | 2,1 °C 100 m ⁻¹ |
| 7 | Gościno IG 1 | 51,4 m °C ⁻¹ | 1,9 °C 100 m ⁻¹ |
| 8 | Prabuty IG 1 | 57,3 m °C ⁻¹ | 1,8 °C 100 m ⁻¹ |
| 9 | Magnuszew IG 1 | 50,0 m °C ⁻¹ | 2,0 °C 100 m ⁻¹ |
| 10 | Świdwiń geo 3 | 42,1 m °C ⁻¹ | 2,3 °C 100 m ⁻¹ |
| 11 | Chojnice 2 | 52,0 m °C ⁻¹ | 1,9 °C 100 m ⁻¹ |
| 12 | Bartoszyce IG 1 | 66,8 m °C ⁻¹ | 1,3 °C 100 m ⁻¹ |
| 13 | Drawno I | 51,5 m °C ⁻¹ | 1,9 °C 100 m ⁻¹ |
| 14 | Zakopane IG 1 | 53,2 m °C ⁻¹ | 1,9 °C 100 m ⁻¹ |
| 15 | Lębork IG 1 | 44,1 m °C ⁻¹ | 2,2 °C 100 m ⁻¹ |
| 16 | Paruszowiec V | 32,2 m °C ⁻¹ | 3,1 °C 100 m ⁻¹ |
| 17 | Zaborów 1 | 29,4 m °C ⁻¹ | 3,4 °C 100 m ⁻¹ |
| 18 | W-12 k. Sanoka | 48,6 m °C ⁻¹ | 2,0 °C 100 m ⁻¹ |
| 19 | Tomaszów Lub. IG I | 57,8 m °C ⁻¹ | 1,7 °C 100 m ⁻¹ |
| 20 | Wschowa 1 | 32,8 m °C ⁻¹ | 3,0 °C 100 m ⁻¹ |
| 21 | Olsztyn IG 2 | 57,9 m °C ⁻¹ | 1,7 °C 100 m ⁻¹ |
| 22 | Milianów IG 1 | 42,1 m °C ⁻¹ | 2,1 °C 100 m ⁻¹ |

W otworach Paruszowiec V, Bartoszyce IG 1, Zaborów 1 krzywe zmian temperatury w funkcji głębokości dla danych przedziałów pomiarowych są aproksymowane funkcją liniową $T = -Gh + T_h$, gdzie T_h — temperatura na danej głębokości h , stąd rozważane funkcje zmiany temperatury $T(h)$ z głębokością spełniają równanie Laplace'a oraz wynikające z niego równanie (4) z dużym prawdopodobieństwem. Wartości gradientu G (otrzymane z aproksymacji funkcją $T = -Gh + T_h$) ekstrapolowano do głębokości 2500 m.

Podane wartości gradientu i stopnia geotermicznego (tab. 2) są wartościami uśrednionymi na całe rozpatrywane interwały głębokościowe 200

—2500 m, stąd obrazują one generalne zmiany podanych parametrów geotermicznych w skali makroskopowej bez dokładnego uwzględnienia lokalnych zmienności związanych z litologią i stratygrafią.

Lokalne zmiany gradientu i stopnia geotermicznego stwierdza się we wszystkich rozpatrywanych pomiarach temperatury, np. średnie wartości stopnia geotermicznego obliczone w niniejszym artykule dla geotermogramu Prabuty IG 1 wynoszą: dla kredy $65,0 \text{ m}^\circ\text{C}^{-1}$, dla jury $55,5 \text{ m}^\circ\text{C}^{-1}$, dla triasu $41,3 \text{ m}^\circ\text{C}^{-1}$, dla cechsztynu $71,4 \text{ m}^\circ\text{C}^{-1}$, dla syluru $32,1 \text{ m}^\circ\text{C}^{-1}$ i dla kambru $50 \text{ m}^\circ\text{C}^{-1}$. W otworze Ustronie Morskie IG 1 stopnie geotermiczne przyjmują wartości: dla jury $65,3 \text{ m}^\circ\text{C}^{-1}$, dla triasu $44,7 \text{ m}^\circ\text{C}^{-1}$ i dla cechsztynu $78,0 \text{ m}^\circ\text{C}^{-1}$. Wartości średnie stopnia geotermicznego dla poszczególnych systemów stratygraficznych w otworze Gościno IG 1 (Pomorze Zachodnie), w którym wykonano najgłębszy pomiar temperatury w Polsce, są następujące: dla jury środkowej $\bar{H} = 45,0 \text{ m}^\circ\text{C}^{-1}$, dla jury dolnej $\bar{H} = 34,7 \text{ m}^\circ\text{C}^{-1}$, dla triasu $\bar{H} = 45,4 \text{ m}^\circ\text{C}^{-1}$, dla cechsztynu $\bar{H} = 42,6 \text{ m}^\circ\text{C}^{-1}$, dla dewonu $\bar{H} = 68,7 \text{ m}^\circ\text{C}^{-1}$. We wszystkich rozpatrywanych pomiarach zaobserwowano ściśle zgodności wartości stopnia i gradientu geotermicznego ze stratygrafią i litologią. Jest to wynikiem ściślejszej zależności między litologią i własnościami cieplnymi: przewodnością i opornością cieplną. Transfer ciepła podlega prawu Fourie:

$$q = k \cdot (dT/dh) \quad (5)$$

gdzie: q — powierzchniowy strumień cieplny,

$dT/dh = G$ — gradient geotermiczny,

k — współczynnik przewodności temperaturowej.

Związek ten wskazuje na zależność gradientu i stopnia geotermicznego od strumienia ciepłego i własności cieplnych ośrodka, w którym zachodzi przekazywanie ciepła. W świetle przytoczonych tutaj faktów podane przykładowo zmienności stopnia geotermicznego mają w każdym otworze charakter lokalny i są ściśle powiązane z własnościami cieplnymi ośrodka. Zmiany lokalne parametrów geotermicznych związane są także z wpływem temperatury ośrodka, warunkami hydrogeologicznymi i gęstością (S. A. Kraskowski, 1961). Wpływ zmian mikroskopowych na generalną zmianę parametrów geotermicznych gradientu i stopnia geotermicznego jest tym większy, im mniejszy jest przedział głębokości, w którym wartości te są uśrednione. Stąd podane w niniejszym artykule wielkości gradientu i stopnia geotermicznego, policzone na podstawie nowych pomiarów w głębokich otworach, z dużym prawdopodobieństwem obrazują zmienności parametrów geotermicznych dla górnych warstw skorupy ziemskiej na terenie Polski. W dotychczasowych badaniach niewielka ilość pomiarów nie pozwalała na konstrukcję mapy zmian wartości stopnia geotermicznego w przedziale 200—2500 m. Istnieją już natomiast mapy przebiegu wartości stopnia geotermicznego w przedziałach 200—500 m, 200—1000 m, 200—1500 m, 200—2000 m (S. Plewa, 1966).

W niniejszym artykule podano mapę (fig. 1) zmienności wartości stopnia geotermicznego w przedziale 200—2500 m na podstawie 22 wartości (tabl. 2); w tym wartości policzonych na podstawie dziesięciu nowych dokładnych pomiarów temperatury w głębokich otworach regionalnych, wykonanych po 1966 r. (tab. 1). Konstrukcję mapy przeprowadzono

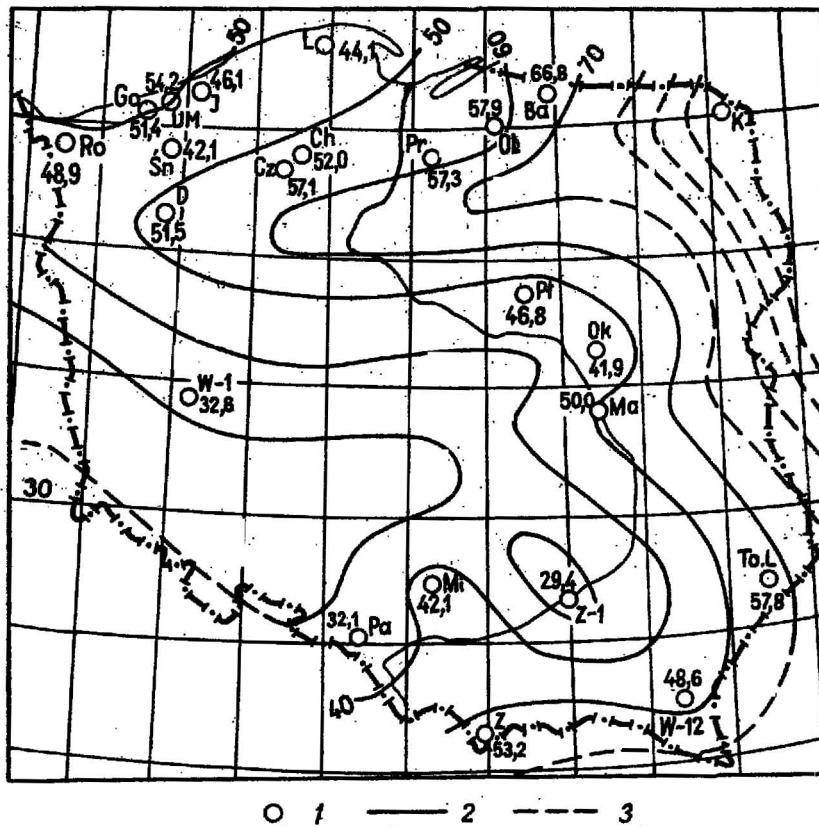


Fig. 1. Przebieg wartości stopnia geotermicznego \bar{H} w Polsce w przedziale głębokościowym 200—2500 m

Geothermal degree values \bar{H} in Poland within the depth range of 200—2500 m

1 — otwory, w których wykonano pomiary temperatury w funkcji głębokości; 2 — izolinie przebiegu wartości stopnia geotermicznego; 3 — izolinie wykreślone na obszarze poza punktami obserwacji \bar{H}

1 — bore-holes in which temperature was measured in the function of depth; 2 — isolines of geothermal degree values; 3 — \bar{H} isolines plotted for areas outside observation points

w oparciu o metodę interpolacji graficznej. Duży przedział głębokości, w którym zostały uśrednione wartości stopnia geotermicznego, duża dokładność wykorzystanych pomiarów oraz ich liczność (22 punkty) pozwalają na dość dokładne zobrazowanie rozkładu stopnia geotermicznego w interwale 200—2500 m. Z porównania omawianej mapy (fig. 1) z mapą podaną przez S. Plewę dla interwału 200—2000 m wynika zgodność w ogólnym zarysie. Większa liczba pomiarów wykorzystana do sporządzenia przedstawionej tu mapy pozwoliła na wydzielenie linii przebiegu wartości stopnia geotermicznego w formie zatoki w NW Polsce (Gościno IG 1 Rokita IG 1, Jamno IG 1, Ustronie Morskie 1 — izolinia $\bar{H} = 50 \text{ m}^\circ\text{C}^{-1}$) oraz dokładniejsze zróżnicowanie przebiegu wartości stopnia geotermicznego w Polsce centralnej i północnej. Izolinie stopnia geotermicznego

północno-wschodniej części wyniesienia mazursko-suwałskiego skonstruowane są drogą ekstrapolacji. Tak duże zagęszczenie omawianych izolinii w obszarze Polski północno-wschodniej i wschodniej zdeterminowane jest niskimi wartościami strumieni ciepłych i wysokimi stopniami geotermicznymi na obszarze Związku Radzieckiego — tarcza ukraińska, wyniesienie białoruskie (J. G. Bogomołow, 1970, E. A. Lubimowa, 1964). Fakt ten potwierdzają także pomiary stopnia geotermicznego w otworach Kętrzyn IG 1 oraz Krzemianka IG 1, gdzie stopień geotermiczny w interwale 200—1500 m przyjmuje wartości powyżej $100\text{ m}^{\circ}\text{C}^{-1}$.

Brak większej ilości pomiarów temperatury w otworach o głębokościach powyżej 2500 m w Polsce południowo-zachodniej nie pozwolił na dokładne zobrazowanie przebiegu wartości stopnia geotermicznego w interwale 200—2500 m. Przebieg izolinii o wartości $30\text{ m}^{\circ}\text{C}^{-1}$ w rejonie bloku przedsudeckiego i Sudetów przedstawiony na mapie (fig. 1) jest zdeterminowany niskimi wartościami strumienia ciepłego i stopnia geotermicznego na obszarze Masywu Czeskiego (V. Čermak, 1968). Taki przebieg izolinii ($30\text{ m}^{\circ}\text{C}^{-1}$) sugeruje także mapa S. Z. Różyckiego (1948), skonstruowana na podstawie 12 wartości stopnia geotermicznego z obszaru Polski i krajów sąsiednich.

Jak to wynika z analizy przebiegu wartości stopnia geotermicznego dla rozpatrywanego tu interwału 200—2500 m, wzrost wartości stopnia geotermicznego, malenie gradientu obserwuje się w Polsce północno-wschodniej i północno-zachodniej. Podana mapa potwierdza więc wnioski podane przez S. Plewę na podstawie map z interwałów 200—500 m, 200—1000 m, 200—1500 m i 200—2000 m (S. Plewa, 1966). Wysokie wartości stopnia geotermicznego wiążą się tu ze zmniejszaniem się głębokości stropu podłoża krystalicznego w tym obszarze.

Porównanie przebiegu izohips związanych ze stropem prekambryjskiego podłoża krystalicznego i skałami wulkanicznymi dolnego paleozoiku w tym rejonie (J. Skorupa, 1970; J. Sokołowski, 1965) z izoliniami omawianej tu mapy wskazuje na związek między wzrostem wartości stopnia geotermicznego w kierunku północno-wschodnim i coraz płytszym zaleganiem stropu podłoża krystalicznego. Na mapie zarysowuje się zasięg tzw. wyniesienia mazurskiego oraz obniżenia podlaskiego, w którym fundament krystaliczny jest pograżony głęboko. Tak więc płytko leżące utwory fundamentu krystalicznego charakteryzują się wysokimi wartościami stopnia geotermicznego; obszary pograżenia się fundamentu krystalicznego sygnalizowane są natomiast na mapie maleniem wartości stopnia geotermicznego. Lokalnie duże wartości stopnia geotermicznego obserwuje się także w Polsce zachodniej oraz północno-zachodniej. Wiąże się to z istnieniem na Pomorzu Zachodnim utworów metamorficznych (J. Czermiński, 1967).

Anomalnie duże wartości stopnia geotermicznego na terenach tarcz krystalicznych i obszarach zmetamorfizowanych stwierdzone zostały badaniami doświadczalnymi przez wielu autorów na terenach: tarczy afrykańskiej (E. C. Bullard, 1960), tarczy ukraińskiej (E. A. Lubimowa, 1964), tarczy bałtyckiej (M. Puranen, 1968), tarczy indostańskiej, kanadyjskiej, brazylijskiej (S. A. Krasowski, 1961). Wysokie wartości gradientu geotermicznego w Polsce północno-wschodniej związane są z wyższymi spadkami temperatury w podłożu krystalicznym niż w warstwach pokrywy

osadowej, charakteryzującej się niższymi średnimi wartościami oporności cieplnej od piętra krystalicznego. Zakłada się przy tym, że rozchodzenie ciepła podlega prawu Fourie, (S. Plewa, 1966). Wartość średnia gradientu geotermicznego dla tarcz krystalicznych na świecie wynosi: $G = 1,2 \text{ m}^\circ\text{C}^{-1}$ (W. H. K. Lee, 1970). W tym świetle wartości gradientu dla rejonu Polski północno-wschodniej są porównywalne z wartością średnią. Oszacowana przez autora wartość gradientu geotermicznego dla górnych partii piętra krystalicznego w interwale 850—1500 m na podstawie pomiaru temperatury w otworze Krzemianka IG 1 ($\delta T \leq 0,5^\circ\text{C}$) wynosi $G = 1,4$. Wartość ta jest więc bliska wartości podanej przez M. Puranena dla tarczy bałtyckiej, $G = 1,52^\circ\text{C} \text{ } 100 \text{ m}^{-1}$ (M. Puranen, 1968), charakteryzującej się porównywalnymi własnościami cieplnymi z górnymi partiami piętra krystalicznego rejonu północno-wschodniej Polski.

Jak więc wynika z przytoczonych faktów, istnieje ścisły związek między rzeźbą podłoża krystalicznego a przebiegiem wartości stopnia geotermicznego oraz strumienia cieplnego w omawianych obszarach Polski. Przebieg wartości stopnia geotermicznego podany na przytoczonej mapie (fig. 1) obrazuje więc w sposób przybliżony zaleganie piętra krystalicznego w Polsce północno-wschodniej, północnej i centralnej. Mała zmienność wartości stopnia geotermicznego na terenie Pomorza i Polski centralnej może być związana z niewielkimi zmianami głębokości zalegania stropu piętra krystalicznego. Jednakże niewielka jeszcze liczba pomiarów temperatury na głęb. powyżej 2500 m nie daje podstaw dla dokładniejszego rozwiązywania zagadnienia, ściślejszego powiązania przebiegu zmiany wartości parametrów geotermicznych z rzeźbą podłoża krystalicznego.

Zakład Geofizyki Instytutu Geologicznego
Warszawa, ul. Rakowiecka 4
Nadesłano dnia 14 stycznia 1971 r.

PIŚMIENNICTWO

- BECK A. E. (1965) — Techniques of measuring heat flow on land. W: Terrestrial heat flow. Am. Geophys. Union, Washington D. C., 24. Waszyngton.
- BULLIARD E. C. (1960) — The measurement of heat flow over land. Methods and techniques in geophysics, 1, p. 16—38. New York.
- CLARCK S. P., RINGWOOD A. E. (1964) — Density distribution and constitution of the mantle. Rev. Geophys., 2, nr 35.
- CZERMINSKI J. (1967) — Metamorficzne podłoże dewonu w Gościnie k. Kołobrzegu. Kwart. geol., 11, p. 163—172, nr 3. Warszawa.
- CERMAK V. (1968) — Terrestrial heat flow in Czechoslovakia and its relation to some geological features. Report of the twenty — third session Czechoslovakia 1968, p. 75—87, Academia. Praga.
- HERZEN R. P. (1969) — Heat flow in oceanic regions. Geophysical Monograph, 13, AGU. Washington D. C.
- LEE W. H. K. (1967) — Heat flow measurements. Result of. Dictionary of geophysics, 1, p. 705—712, Pergamon Press Oxford.

- LEE W. H. K. (1970) — On the global variations of terrestrial heat flow. *Physic of the Earth and planetary interiors*, 2, p. 332—342, nr 5. Amsterdam.
- LUBIMOWA E. A. (1964) — Heat flow in the Ukrainian Shield in relation to recent tectonic movements. *Journal of Geophysical Research*, 69, p. 5277—5284, nr 24.
- MAGNITSKY W. A. (1970) — Temperature gradient and the evaluation of the Earth's mantle. *Physic of the Earth and planetary interiors*, 2, p. 366—367, nr 5. Amsterdam.
- PLEWA S. (1966) — Regionalny obraz parametrów geotermicznych obszaru Polski. *Pr. geofiz.*, 1. Wyd. Geofizyka i Geologia. Kraków.
- PURANEN M. (1968) — Terrestrial heat flow in Finland. *Geoexploration*, 6, p. 151—162. Amsterdam.
- REINZEL J. (1963) — A region of uniform heat flow in the North Atlantic. *Jour. Geoph. Res.*, 68, p. 4875—4883. Richmond.
- ROMAN L. (1962) — Pomiar temperatury w otworze Magnuszew. *Kwart. geol.*, 6, p. 350—359, nr 2. Warszawa.
- RÓŻYCKI S. Z. (1948) — Uwagi o rozmieszczeniu stopnia geotermicznego w Polsce i w krajach sąsiednich. *Spr. Tow. Nauk. Warszaw.*, Wydz. III. Warszawa.
- SKORUPA J. (1970) — Morphology of the consolidated basement in Poland in the light of seismic refraction surveys. *Materiały i Prace*, 34, p. 85—95. PWN. Warszawa.
- SOKOŁOWSKI J. (1965) — Mapa strukturalno-geologiczna Polski, skala 1 : 500 000. Warszawa.
- БОГОМОЛОВ Ю. Т. (1970) — Данные о тепловом режиме земной коры юго-запада БССР. *Докл. АН БССР*, 14, стр. 57—61, № 1. Минск.
- ДЬЯКОНОВ Д. И. (1958) — Геотермия в нефтяной геологии. Гостоптехиздат. Москва.
- КРАСКОВСКИЙ С. А. (1961) — О тепловом поле шитов. *Изд. АН СССР, серия геофиз.*, 3, стр. 387—393. Москва.
- МАГНИЦКИЙ В. А. (1968) — О температуре в составе нижней мантии Земли. *Физика Земли*, 11, стр. 3—10. Москва.

Яцек МАЙОРОВИЧ

РАСПОЛОЖЕНИЕ ВЕЛИЧИН ГЕОТЕРМИЧЕСКОЙ СТУПЕНИ В ПОЛЬШЕ В ИНТЕРВАЛЕ 200—2500 м

Резюме

В статье приведены величины геотермической ступени в интервале 200—2500 м, вычисленные на основании десяти новых измерений температуры в глубоких скважинах. При вычислении величины геотермической ступени в этих границах (таб. 1 и 2) использованы также данные двенадцати измерений температуры, опубликованные в работах С. Плевы (1966) и Л. Романа (1962). На основе этих данных построена карта распределения величин геотермической ступени в Польше в интервале 200—2500 м (фиг. 1). Эта карта, благодаря большому интервалу глубин (2300 м), весьма приближает картину измерений геотермической

ступени в верхних частях земной коры на территории Польши, из-за небольшого влияния локальных тепловых свойств на величину геотермической ступени, в каждой отдельной скважине, усредненную в таком большом интервале. Анализ карты подтверждает факт наличия связи между характером расположения изогипс кровли кристаллического фундамента и изолиниями геотермической ступени.

Jacek MAJOROWICZ

**GEOHERMAL DEGREE VALUES IN POLAND
WITHIN THE 200—2500 m DEPTH RANGE**

Summary

The present paper gives the values of the geothermal degree within the 200—2500 m depth interval calculated on the basis of ten new temperature measurements carried out in deep bore-holes. Also data from twelve temperature measurements previously published by S. Plewa (1966) and L. Roman (1962) have been utilized in calculating the geothermal degree values in this range (tabs. 1 and 2). On this basis the map of geothermal degree values in Poland within the 200—2500 m depth range has been constructed (fig. 1). Owing to a big depth interval (2300 m) this map gives a close approximation of the picture of the geothermal degree variations in the upper part of the Earth's crust on the territory of Poland. The averaging of values within such a big range limited the effect of local thermal properties. An analysis of the map confirms the relationship between the contourlines pattern of the top of the crystalline basement and the geothermal degree isolines.