

Jacek MAJOROWICZ

Związki elementów pola ciepłego z wiekiem konsolidacji podłoża obszaru Polski

Konsekwentne zagęszczenie sieci pomiarów temperatury wykonywanych w głębokich odwiertach regionalnych i parametrycznych na obszarze Polski w ramach prac Instytutu Geologicznego prowadzi do coraz to lepszego rozpoznania pola ciepłego charakterystycznego dla górnych partii skorupy w rejonach głównych jednostek tektonicznych. Znaczenie tych badań rośnie w związku z potrzebami praktyki geologicznej, przede wszystkim jednak w związku z poszukiwaniami prowadzonymi w utworach osadowych dla wyjaśnienia perspektyw występowania złóż rud i surowców chemicznych do głębokości 2000 m. Zagadnienie to będzie mieć praktyczne znaczenie w ciągu najbliższych 20—30 lat (J. Czermiński, 1969). Fakt ten powoduje automatycznie wzrost zainteresowania badaniami parametrów opisujących pole temperatury, które mają niebagatelne znaczenie dla kopalnictwa.

Dokładnego rozpoznania wglębnych temperatur wymaga także problematyka związana z poszukiwaniem wód geotermalnych. (J. Dowgiałło, 1970). Wydzielenie pól anomalnych, rozwiązanie zagadnienia składowej konwektywnej strumienia ciepłego, przy jednoczesnej analizie pochodzenia zmienności pola temperatury to tylko niektóre z zagadnień domagających się rozstrzygnięcia.

Ogromne zapotrzebowanie w światowej geofizyce na pomiary gradientu i strumienia ciepłego w związku z badaniami budowy skorupy i górnego płaszcza w skali globu ziemskiego, jak i w zagadnieniach regionalnych (prace takie prowadzone są już w ramach Geofizycznej Asocjacji Bałkańsko-Karpackiej) stwarza potrzebę zintensyfikowania i dalszego rozwoju tych prac w Polsce.

W artykule skoncentrowano się na niektórych problemach dotyczących rozpoznania pola temperatury Polski oraz związków geotermiki z rozwojem tektonicznym w świetle uogólnień statystycznych.

Po przeanalizowaniu 54 pomiarów temperatury w otworach głębokich, w których reżim temperatury był dostatecznie bliski rzeczywistości (duże czasy stójki otworów τ), wyliczono średnie ważone gradienty geoter-

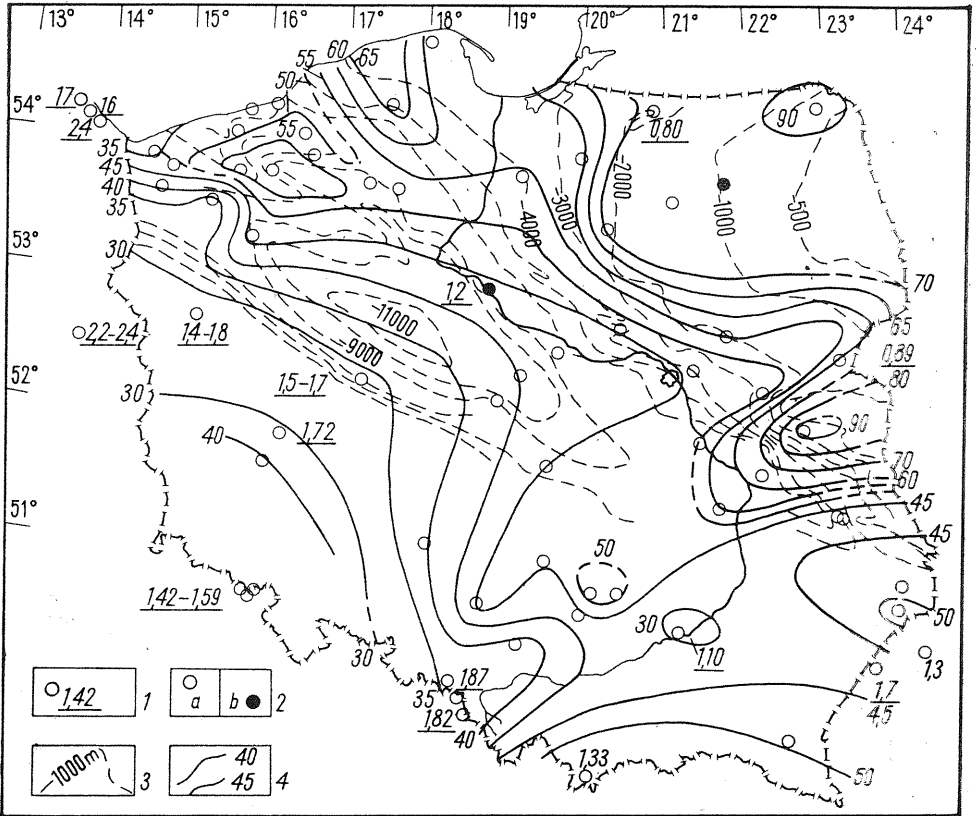


Fig. 1. Mapa rozkładu stopnia geotermicznego w interwale głębokości 0,5–1,0 km
 Distribution map of geothermal degree at a depth interval of 0,5–1,0 km
 1 — wartości strumienia ciepłego w $\mu\text{cal cm}^{-2} \text{s}^{-1}$; 2a — otwory, w których określono wartości gradientu temperatury wzięte pod uwagę przy konstrukcji mapy zmian stopnia geotermicznego, (patrz tab. 1), 2b — punkty określenia stopnia geotermicznego przez S. Pawłowskiego i E. Stenz; 3 — izolinie głębokości powierzchni podłoża skonsolidowanego wg W. Pożaryskiego (1970); 4 — izolinie stopnia geotermicznego

1 — values of heat flow in $\mu\text{cal cm}^{-2} \text{s}^{-1}$; 2a — bore holes in which values of temperature gradient, taken into account for the construction of map of geothermal gradient variations, have been determined (see Tab. 1); 2b — points where geothermal gradient has been determined by S. Pawłowski and E. Stenz; 3 — contour lines of the depth of consolidated basement, according to W. Pożaryski (1970); 4 — isolines of geothermal degree

miczne G oraz wartości stopnia geotermicznego H w interwale głębokościowym 0,5–1,5 km (tab. 1, fig. 1). Fakt istnienia na obszarze naszego kraju dość dużej ilości pomiarów wykonywanych w tych właśnie granicach pozwolił na stosunkowo dokładną charakterystykę pola temperatury dla obszaru całej Polski. Przebieg wartości stopnia geotermicznego do 1500 m dotychczas znany był na podstawie 15 pomiarów (S. Plewa, 1966). Jednocześnie dla głębokości 500 m, 1000 m i 1500 m podano wartości temperatury pomierzone w otworach Instytutu Geologicznego (tab. 2).

Tabela 1

Wartości gradientu i stopnia geotermicznego w interwale 500–1500 m dla Polski

| Nazwa otworu | G °C 100m ⁻¹ | H m°C ⁻¹ | Stójka otworu (doby) |
|----------------------------|---------------------------|-----------------------|----------------------|
| Bartoszyce IG-1 | 1,37 | 72,9 | 11 |
| Olszyny IG-1 | 1,37 | 72,9 | 25 |
| Krzemianka IG | 1,06 | 94,3 | 5 |
| Nidzica IG-1 | 1,36 | 73,5 | 14 |
| Olsztyn IG-2 | 1,70 | 58,8 | 12 |
| Prabuty IG-1 | 1,85 | 54,0 | 14 |
| Płońsk IG-2 | 2,22 | 45,0 | 13 |
| Łochów IG-1 | 1,75 | 57,1 | 18 |
| Okuniew IG-1 | 2,06 | 48,5 | 16 |
| Mielnik IG-1 | 1,64 | 60,9 | 12 |
| Żebrak IG-1 | 2,16 | 46,3 | 14 |
| Gostynin IG-1a | 2,36 | 42,3 | 11 |
| Człuchów IG-1 | 1,87 | 53,4 | 11 |
| Chojnice — 2 | 1,86 | 53,7 | 9 |
| Bytów IG-1 | 1,49 | 67,1 | 13 |
| Żarnowiec IG-1 | 1,73 | 57,8 | 17 |
| Ustronie Morskie IG-1 | 2,05 | 48,7 | 10 |
| Jamno IG-1 | 2,18 | 45,8 | 12 |
| Gościno IG-1 | 2,05 | 48,7 | 16 |
| Tomaszów Lub. IG-1 | 1,90 | 52,6 | 11 |
| Dorohucza IG-1 | 2,24 | 44,6 | 10 |
| Krasnystaw IG-1 | 2,27 | 44,0 | 10 |
| Tyszowce IG-1 | 2,12 | 47,2 | 12 |
| Magnuszew IG-1 | 1,98 | 50,5 | 14 |
| Radzyń IG-1 | 1,05 | 95,2 | 10 |
| Żyrzyn IG-1 | 1,55 | 64,5 | 3,3 |
| Ciepielów IG-1 | 1,80 | 55,5 | 90 |
| Krośniewice IG-1 | 2,47 | 40,4 | 10 |
| Zakopane IG-1 | 1,88 | 53,2 | 15 |
| Ż-1 (antyklinorium świet.) | 3,43 | 29,1 | ~720 |
| Gorzów Wlkp. IG-1 | 3,49 | 28,6 | 14 |
| Środa IG-2 | 3,36 | 29,8 | 10 |
| Wschowa — 1 | 3,28 | 30,5 | 14 |
| Sosnowiec IG-1 | 2,98 | 33,5 | 14 |
| Paruszowiec — 5 | 3,15 | 31,7 | 10 |
| Świdwin — 3 | 1,73 | 57,7 | 11 |
| D-1 k. Drawna | 2,14 | 46,7 | 7 |

| Nazwa otworu | G °C 100m ⁻¹ | H m°C ⁻¹ | Stójka otworu (doby) |
|--------------------|---------------------------|-----------------------|----------------------|
| Tuszyn IG-2 | 2,20 | 45,4 | 30 |
| W-12 k. Sanoka | 2,09 | 47,9 | 15 |
| Wołczyn IG-1 | 2,84 | 35,2 | 20 |
| Koło IG-4 | 2,56 | 39,1 | 210 |
| Milianów IG-1 | 2,22 | 45,0 | 13 |
| Fosowskie IG-2 | 2,18 | 45,7 | 10 |
| Jędrzejów IG-1 | 1,89 | 52,9 | 14 |
| Jaronowice IG-1 | 1,80 | 55,5 | 10 |
| Węgrzynów IG-1 | 2,25 | 44,4 | 9 |
| Wolin IG-1 | 2,82 | 35,5 | 10 |
| Rokita IG-1 | 1,94 | 51,5 | 10 |
| Oświno IG-1 | 2,97 | 33,8 | 10 |
| Połczyn Zdrój IG-1 | 1,75 | 57,14 | 10 |
| Grzybnica IG-1 | 1,87 | 53,48 | 11 |
| Głogów IG-1 | 2,47 | 40,0 | 9 |
| Gawrony IG-1 | 2,40 | 41,6 | 10 |
| Izdebno IG-1 | 1,78 | 56,1 | 10 |

Jak to wynika z analizy pomiarów, istnieje możliwość aproksymacji liniowej zmian temperatury z głębokością w omawianych granicach wg następującej zależności

$$T = T_{500} + (h - 500) \frac{1}{H}$$

gdzie: T_{500} — temperatura na głębokości 500 m,
 h — głębokość w metrach.

Temperaturę dla głębokości 500 m można ustalić z interpolacji w obszarach o niewielkich zmianach stopnia geotermicznego na podstawie tab. 2 lub z mapy izolinii temperatury dla tej głębokości wg M. Węsierskiej (M. Węsierska, 1970). Wykorzystanie podanej zależności, mapy temperatury dla 500 m oraz skonstruowanej i publikowanej w niniejszej pracy mapy izolinii stopnia geotermicznego, pozwala na przybliżone wyliczenia temperatury na każdej głębokości w omawianym interwale.

Mapa została skonstruowana na podstawie metody interpolacji liniowej. Stosunkowo gęsta sieć pomiarów geotermicznych oraz dokładności określenia wielkości H pozwoliły na poprowadzenie w niektórych obszarach izolinii H co 5 m°C⁻¹. Przy konstrukcji mapy podjęte były próby wykorzystania metody rozwinięcia podwójnych szeregów Fouriera, jednakże duże błędy aproksymacji wartości H otrzymaną funkcją, dochodzące do 40%, wykluczyły możliwość stosowania tego sposobu. Duże zmiany wartości na niewielkich obszarach ulegają „wygładzeniu”, stąd stosowanie EMC (elektronicznej maszyny cyfrowej) w przypadkach bę-

Tabela 2

Wartości temperatur na głębokościach 0,5 1,0 i 1,5 km dla otworów Instytutu Geologicznego

| Nazwa otworu | T ₅₀₀ °C | T ₁₀₀₀ °C | T ₁₅₀₀ °C |
|-----------------------|---------------------|----------------------|----------------------|
| Bartoszyce IG-1 | 12,0 | 18,3 | 25,7 |
| Olszyny IG-1 | 16,7 | 22,3 | 31,7 |
| Krzemianka IG | 12,2 | 15,5 | 22,8 |
| Nidzica IG-1 | 20,0 | 25,9 | 33,0 |
| Olsztyn IG-2 | 19,0 | 27,6 | 36,0 |
| Prabuty IG-1 | 16,0 | 24,2 | 34,5 |
| Płońsk IG-2 | 22,7 | 32,5 | 44,9 |
| Łochów IG-1 | 16,6 | 24,1 | 33,7 |
| Okuniew IG-1 | 23,7 | 33,8 | 44,3 |
| Mielnik IG-1 | 20,8 | 30,2 | 37,2 |
| Żebrak IG-1 | 17,4 | 29,3 | — |
| Gostynin IG-1a | 28,0 | 37,9 | 51,6 |
| Człuchów IG-1 | 22,6 | 32,5 | 41,4 |
| Bytów IG-1 | 16,7 | 24,7 | 31,8 |
| Żarnowiec IG-1 | 22,0 | 28,1 | 41,8 |
| Ustronie Morskie IG-1 | 19,1 | 26,6 | 39,7 |
| Jamno IG-1 | 21,8 | 31,4 | 43,6 |
| Gościno IG-1 | 24,7 | 32,5 | 45,1 |
| Tomaszów Lub. IG-1 | 25,5 | 35,9 | 44,4 |
| Dorohucza IG-1 | 19,6 | 27,2 | 42,0 |
| Krasnystaw IG-1 | 19,6 | 27,6 | 41,9 |
| Tyszowce IG-1 | 20,4 | 29,2 | 41,8 |
| Magnuszew IG-1 | 18,4 | 28,5 | 38,0 |
| Radzyń IG-1 | 24,9 | 30,8 | 35,3 |
| Żyrzyn IG-1 | 17,9 | 23,5 | 32,3 |
| Ciepielów IG-1 | 24,0 | 32,8 | — |
| Krośniewice IG-1 | 27,4 | 42,8 | 52,3 |
| Zakopane IG-1 | 21,3 | 30,0 | 38,4 |
| Gorzów Wlkp. IG-1 | 27,4 | 40,8 | 58,6 |
| Środa IG-2 | 26,4 | 41,4 | 59,7 |
| Sosnowiec IG-1 | 28,6 | 42,2 | 58,4 |
| Tuszyn IG-2 | 23,5 | 34,0 | 45,0 |
| Wołczyn IG-1 | 29,6 | 43,6 | 57,5 |
| Koło IG-4 | 22,5 | 35,0 | 48,1 |
| Milianów IG-1 | 24,0 | 33,7 | 48,5 |
| Fosowskie IG-2 | 27,1 | 35,3 | 49,0 |
| Jędrzejów IG-1 | 27,2 | 36,3 | 46,3 |

| Nazwa otworu | T ₅₀₀ | T ₁₀₀₀ | T ₁₅₀₀ |
|--------------------|------------------|-------------------|-------------------|
| Jaronowice IG-1 | 27,9 | 35,7 | 45,7 |
| Węgrzynów IG-1 | 24,3 | 24,3 | 46,8 |
| Wolin IG-1 | — | 32,6 | 47,0 |
| Rokita IG-1 | 26,4 | 34,9 | 45,7 |
| Oświno IG-1 | 22,1 | 36,5 | 51,8 |
| Połczyn Zdrój IG-1 | 14,3 | 21,3 | 31,7 |
| Grzybnica IG-1 | 19,4 | 28,0 | 38,5 |
| Głogów IG-1 | 30,3 | 44,8 | — |
| Gawrony IG-1 | 31,8 | 44,6 | 55,8 |
| Izdebno IG-1 | 21,4 | 29,0 | 39,2 |

ącego do dyspozycji przestrzennego zagęszczenia punktów pomiarowych jest ograniczone. Wykorzystane w konstrukcji mapy wartości stopnia geotermicznego oraz gradienty geotermiczne dla Polski zestawiono w tab. 1. Jednocześnie wykorzystano pomiary wykonane dla obszarów przygranicznych — ZSRR, Czechosłowacji i NRD (R., I. Kutas, W. W. Gordijenko, 1971; K. Schössler, J. Schwarzlose, 1959; V. Čermak, 1968). Zaznaczone czarnymi punktami wartości dla Pizsu (S. Pawłowski, 1952)

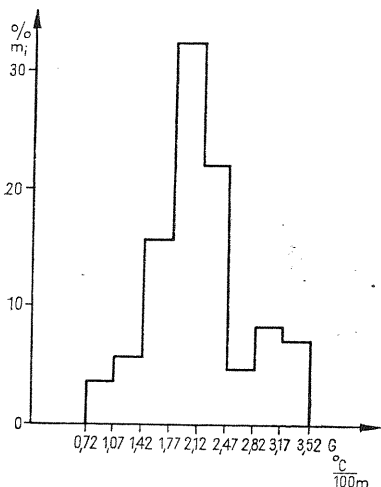


Fig. 2. Histogram wartości gradientu geotermicznego dla Polski w przedziale głębokości 0,5—1,5 km

Histogram of the value of geothermal gradient for Poland at a depth interval of 0,5—1,5 km

oraz Ciechocinka (E. Stenz, 1954), uśrednione z pomiarów T wykonanych do głębokości mniejszych od 1500 m, nie były brane pod uwagę w konstrukcji mapy. Widać jednak, że potwierdzają one postulowany przebieg wartości stopnia geotermicznego.

Charakterystyczną cechą pola cieplnego obszaru Polski są niskie — w porównaniu z danymi światowymi — wartości średnie gradientu geo-

termicznego. Wartość średnia arytmetyczna dla Polski policzona metodą odchyień wynosi $G = 2,1^{\circ}\text{C } 100 \text{ m}^{-1}$, przy czym średnie odchylenie standardowe $\sigma = 0,58$. Dla globu ziemskiego podaje się jako wartość średnią $G = 3,0^{\circ}\text{C } 100 \text{ m}^{-1}$. Oczywiście, uśrednianie wartości pochodzących z różnych pod względem rozwoju tektonicznego obszarów ma tutaj znaczenie w pewnym sensie formalne, jednak wskazuje na fakt, że pole temperatury dla obszaru Polski nie należy do anomalnych (np. dla ZSRR $G = 2,65^{\circ}\text{C } 100 \text{ m}^{-1}$). Ma to związek przede wszystkim z tym, że dużą część Polski zajmują obszary platformowe charakteryzujące się średnio niskimi wartościami G . Jak to wynika z przytoczonego histogramu wartości G (fig. 2), mamy dwa charakterystyczne maksima związane z nałożeniem się na siebie populacji wartości charakterystycznych dla obszarów fałdowań prekambryjskich, paleozoicznych i kenozoicznych. Nie należy także przeoczyć faktu, że gradient geotermiczny jest nie tylko zdefiniowany wartościami strumienia ciepłego q , lecz jednocześnie różnicami w cieplnym przewodnictwie właściwym ($G = q/\lambda$).

Obraz zmian H przedstawiony na mapie jest skomplikowany. Stosunkowo wysokimi wartościami H charakteryzuje się obszar Karpat i zapadliska przedkarpackiego ($40\text{--}50^{\circ}\text{C } 100 \text{ m}^{-1}$). Generalną zmiennością jest wyrażone zwiększanie się wartości stopnia geotermicznego z południowego zachodu na północny wschód (wyłączając izolinię 40°C^{-1} dla bloku przedsudeckiego). Charakterystycznym faktem są bardzo wysokie wartości H , niskie wartości G w obszarze północno-zachodniej Polski, porównywalne z wartościami obszaru północno-wschodniego. Nie wyjaśnionym faktem są wysokie wartości H dla Jędrzejowa i Węgrzynowa. Platforma wschodnioeuropejska charakteryzuje się bardzo wysokimi wartościami H . W obrębie platformy wzrost stopnia geotermicznego wydaje się być związany ze spłycającym się stropu powierzchni podłoża krystalicznego (wysokie wartości w obszarze wyniesienia mazursko-suwalskiego i Sławatycz). Fakt ten po części da się wyjaśnić uproszczonym modelem zmian temperatury w ośrodkach o dwu różnych przewodnictwach (fig. 5). Stosunkowo jednorodne pole platformy zaburzone jest obniżonymi wartościami H w rejonie obniżenia podlaskiego. Podwyższone wartości strumienia q oraz gradientu G są charakterystyczne dla tego typu zapadlisk tektonicznych. Obniżone wartości H (podwyższone G i q) zarejestrowano także w rejonie obniżenia prypeckiego oraz aulakogenu dniewrowsko-donieckiego.

Poza wpływem właściwej przewodności cieplnej w skałach, w których wykonano pomiary temperatury, przypuszczalnie duży wpływ ma wiek konsolidacji podłoża. Fakt dość wyraźnego zróżnicowania gradientu temperatury G oraz strumienia ciepłego dla obszaru Polski udało się w pewnym stopniu wyjaśnić w niniejszym artykule po przeprowadzeniu statystycznej analizy danych G dla obszaru Eurazji (950 notowań). Wartości te zebrali i podali F. A. Makarenko, B. G. Polak i J. B. Smirnow (1970).

Matematycznie uogólnione na podstawie tych danych wnioski pozwoliły na analizę gradientu geotermicznego obszaru Polski. Pod uwagę wzięto dwie populacje: pierwsza — to wartości gradientów dla obszarów

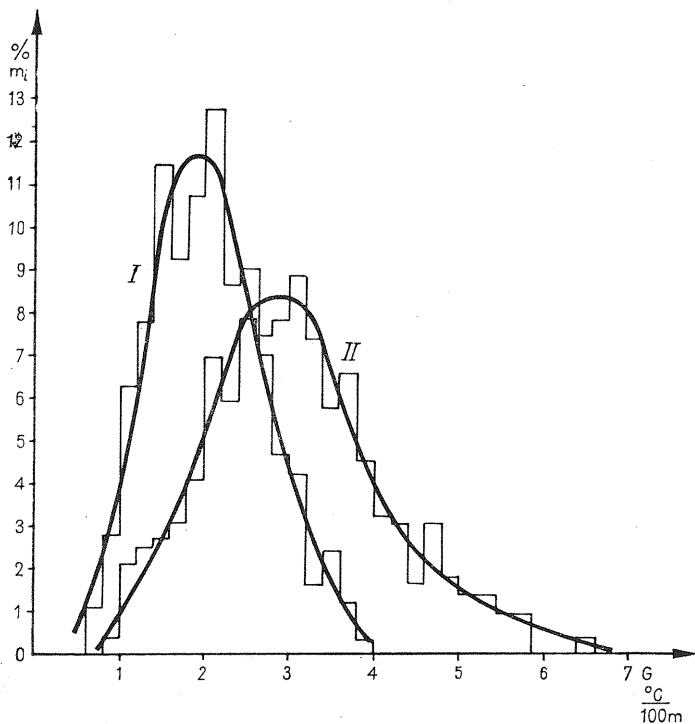


Fig. 3. Zestawienie histogramów wartości gradientu geotermicznego dla Eurazji
 Comparison of histograms of the values of geothermal gradient for Eurasia
 I — obszary orogenez prekambryjskich; II — obszary orogenez paleozoicznych
 I — areas of Precambrian orogenies, II — areas of Palaeozoic orogenies

o paleozoicznej konsolidacji podłoża, druga — to wartości G pomierzone na obszarach orogenez prekambryjskich. Przyjmując wg kryterium:

$$G = \frac{G_{\max} - G_{\min}}{1 + 3,32 \log N}$$

gdzie: G_{\max} , G_{\min} — maksymalna i minimalna wartość gradientu dla danej populacji,
 N — liczebność populacji,

szerokość przedziału grupowania $G = 0,2^{\circ} \text{C } 100 \text{ m}^{-1}$, skonstruowano dla obu populacji histogramy, wyrażając liczebność w poszczególnych przedziałach m_i w częstościach (m_i/N) 100 (gdzie m_i — ilość wartości w i — tym przedziale). Z zestawienia obu histogramów I, II — patrz fig. 3 (na jednej skali wartości gradientu geotermicznego, przy wyskalowaniu osi rzędnych w liczebnościach, stąd możliwość porównania obu rozkładów) można już na podstawie wstępnej analizy stwierdzić przesunięcie histogramów I i II wzdłuż osi gradientu temperatury. W celu przeprowadze-

nia bardziej ścisłych wniosków wyliczono wartości średnie G oraz średnie odchylenia standardowe, wykorzystując związki:

1) na średnią wyznaczoną metodą odchyień przedziałów:

$$\bar{G} = a + \frac{m_i (G_i - a)}{N}$$

gdzie: m_i — liczebność w przedziale,

G_i — środek i — przedziału,

a — dowolna liczba dobrana tak, by różnica $G_i - a$ przyjmowała najniższe wartości;

2) na oceny momentów w głównych doświadczalnych

$$\mu_n = \frac{\sum m_i \left(\frac{G_i - G_0}{c} \right)^n c^n}{\sum m_i}$$

gdzie: c — wielkość przedziału,

G_0 — wielkość bliska wartości gradientu temperatury;

3) na momenty centralne:

$$\hat{\nu}_n = \frac{\sum m_i (G_i - \bar{G})^n}{\sum m_i}$$

gdzie: dla $n = 2$ otrzymamy ocenę momentu centralnego drugiego rzędu

$$\hat{\nu}_2 = \frac{\sum m_i (G_i - \bar{G})^2}{\sum m_i}$$

4) na wartość dyspersji σ^2

gdzie $\sigma^2 = \hat{\nu}_2 \rightarrow$ średnie odchylenie standardowe $\sigma = \sqrt{\hat{\nu}_2}$.

Rozkład wartości G dla obszarów fałdowań paleozoicznych charakteryzują następujące wielkości:

wartość średnia — $G_{II} = 3,01^\circ\text{C } 100 \text{ m}^{-1}$

średnie odchylenie standardowe $\sigma_{II} = 0,98^\circ\text{C } 100^{-1}$.

Rozkład wartości gradientu geotermicznego dla obszarów orogenez prekambryjskich charakteryzują wielkości:

$G_I = 2,02^\circ\text{C } 100 \text{ m}^{-1}$

$\sigma_I = 0,70^\circ\text{C } 100 \text{ m}^{-1}$

Następnie sprawdzono czy rozważane rozkłady doświadczalne spełniają hipotezę o rozkładzie normalnym.

Dla rozkładu I otrzymano:

$$\left| \frac{K^*}{\sigma_K^*} \right| = 1.14 < 3, \quad \left| \frac{E^*}{\sigma_E^*} \right| = 5.6 > 3,$$

dla rozkładu II zachodzą nierówności

$$\left| \frac{K^*}{\sigma_K^*} \right| = 2.08 < 3, \quad \left| \frac{E^*}{\sigma_E^*} \right| = 9.09 > 3$$

gdzie: E — ocena ekscesu, $E^* = (\hat{v}_4/\sigma^4) - 3$,

σ_E^* — średnie odchylenia standardowe E^* :

$$\sigma_E^* = \sqrt{\frac{24}{N}}; \quad K^* = \frac{\hat{v}_3}{\sigma^3}; \quad \sigma_K^* = \sqrt{\frac{6}{N}}.$$

Oba rozkłady spełniają pierwsze kryterium hipotezy rozkładu normalnego, nie spełniają natomiast drugiego z warunków. Ze względu na fakt, że ocena ekscesu jest mniejsza dla rozkładu wartości gradientu w obszarach orogenezy prekambryjskiej, widać, że rozkład ten jest bliższy normalnemu. Ze względu na niespełnienie obu kryteriów równocześnie, rozważane rozkłady nie spełniają prawa rozkładu normalnego. W celu sprawdzenia, jakiemu prawu podlegają oba rozkłady, posłużono się kryterium κ , gdzie:

$$\kappa = \frac{r_3^2 (r_4 + 3)^2}{4(4r_4 - 3r_3^2)(2r_4 - 3r_3^2 - 6)}$$

otrzymano $\kappa_{II} = 0,0012$ oraz $\kappa_I = 0,005$

gdzie;

$$r_3 = \frac{\hat{v}_3}{\sigma^3}, \quad r_4 = \frac{\hat{v}_4}{\sigma^4}.$$

Ze względu na fakt, że wartości κ wyliczone dla obu rozkładów zawierają się w przedziale 0—1,

$$0 < \kappa < 1,$$

rozkłady I, II dadzą się wyrównać krzywymi rozkładu typu IV wg klasyfikacji Pirsona, podlegając następującemu prawu:

$$\tilde{m}_i = m_0 \left(1 + \frac{x^2}{l^2} \right)^{-q} e^{-v \arctg x/l}$$

gdzie \tilde{m}_i — częstości wyrównujące,

$$r = \frac{6(r_4 - r_3^2 - 1)}{2r_4 - 3r_3^2 - \sigma}; \quad q = \frac{r+2}{2}; \quad v = \frac{r(r-2)r_3}{\sqrt{16(r-1) - r_3^2(r-2)^2}};$$

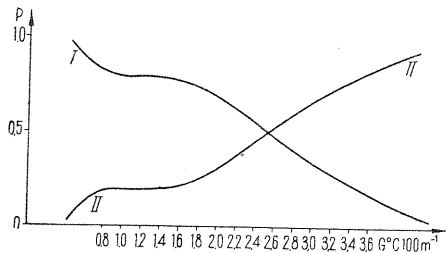
$$l = \frac{\sigma}{4} \sqrt{16(r-1) - r_3^2(r-2)^2}; \quad m_0 = \frac{N}{l} \frac{1}{F(r, v)}$$

gdzie $F(r, v)$ — funkcja stabelaryzowana.

Wyrównanie krzywymi rozkładu doświadczalnych histogramów pokazano na fig. 3. Widać bardzo dobrą zgodność wyliczonych krzywych wyrównawczych z rzeczywistymi rozkładami doświadczalnymi. Pierwszym zauważalnym faktem jest różnica wartości średnich gradientów geotermicznych oraz odchyłeń standardowych dla obu rozkładów probabilistycznych. Wyższa wartość odchylenia σ dla obszarów orogenezy paleozoicznych $\sigma = 0,98$ w porównaniu z obszarami orogenezy prekambryjskich $\sigma = 0,70$ daje podstawę do wyciągnięcia wniosku o wyraźnie wyższej aktywności geotermicznej w obszarach młodszych tektonicznie. Stare platformy prekambryjskie są obszarami nieaktywnymi, co znajduje wy-

raz w niewielkich zmiennościach gradientu temperatury widocznych na przytoczonym rozkładzie oraz w wielkości odchylenia standardowego. Drugim ważnym faktem potwierdzającym ten wniosek jest niska wartość średniej gradientu $G_I = 2,02^\circ \text{C } 100 \text{ m}^{-1}$, $G_I < G_{II} = 3,01^\circ \text{C } 100 \text{ m}^{-1}$. Zestawienie histogramów, jak i krzywych wyrównawczych na jednym rysunku (fig. 3) pozwala wyraźnie stwierdzić przesunięcie maksimów rozkładów (mody) wzdłuż osi rzędnych. Fakt ten ma niezmiernie ważne znaczenie. Przesunięcie rozkładów świadczy o różnej charakterystyce geotermicznej obszarów orogenez prekambryjskich i paleozoicznych. Jednocześnie, jak to wykazano wyżej, w analizie statystycznej oba

Fig. 4. Gęstość rozkładu współczynnika prawdopodobieństwa na obszarze platformy prekambryjskiej (I) i obszary orogeniczne paleozoiczne (II) w funkcji gradientu geotermicznego
Distribution of probability coefficient within the Precambrian platform (I), and orogenic Palaeozoic areas in the function of geothermal gradient (II)



rozkłady spełniają kryterium α , $0 < \alpha < 1$ są wyrównane krzywymi Pirsona typu IV. Można więc na tej podstawie wyciągnąć wniosek, że przyczyny rządzące polem cieplnym na obu obszarach są jednakowe i rządzą nimi te same prawa fizyczne. Inna jest tylko aktywność źródeł w górnym płaszczu i skorupie dla tych różnych wiekowo rejonów. Opisywane tutaj zróżnicowanie, wynikające wyraźnie z danych statystycznych, takich, jak wartości średnich odchylen standardowych, ekscesów, wartości średnich oraz przesunięcia krzywych rozkładów, obiektywnie potwierdza wysunięte hipotezy. Obiektywność rozważań wynika z faktu, że analizie statystycznej poddano bardzo liczne populacje, a więc wnioski uzyskane na podstawie uogólnień matematycznych mają w tym świetle dużą wagę. Uogólnienie statystyczne rejestrowanych gradientów geotermicznych w obu obszarach orogenez prekambryjskich i paleozoicznych (nazwijmy te populacje klasami I i II) pozwoliło autorowi na określenie prawdopodobieństwa związków między wystąpieniem danej wartości G z pomiaru a występowaniem klasy I lub II. Z danych teoretycznych wiadomo, że rozwiązanie tego problemu będzie optymalne, jeśli w charakterze kryterium wielkości prawdopodobieństwa mamy:

$$l(G) = \frac{P(I) P(G/I)}{P(II) P(G/II)}$$

gdzie $P(G/I)$ i $P(G/II)$ — gęstości prawdopodobieństwa dla parametru G (gradientu geotermicznego), będącego właściwym dla klasy I lub II. Zakłada się przy tym $P(I) = P(II)$. Prawdopodobieństwo poszczególnych parametrów (gradientu geotermicznego) wyraża się więc związkiem:

$$l(G_1) = \frac{P(G_1/I)}{P(G_1/II)}; \quad l(G_2) = \frac{P(G_2/I)}{P(G_2/II)}; \quad \dots \quad l(G_n) = \frac{P(G_n/I)}{P(G_n/II)}$$

Prawdopodobieństwo, że parametr G_n jest ściśle związane z występowaniem klasy I lub II (tzn. z występowaniem prekambryjskiej lub paleozoicznej konsolidacji podłoża), otrzymujemy *a posteriori*:

$$P(I/G) = \frac{l(G)}{l(G)+1},$$

$$P(II/G) = 1 - P(I/G).$$

Na podstawie niniejszych związków oraz krzywych rozkładów statystycznych dla klas I i II stwierdzamy, że wielkości gradientu geotermicznego w przedziale $1,4-1,6^\circ \text{C } 100 \text{ m}^{-1}$ są związane z wystąpieniem klasy I, tzn. obszaru orogenezy prekambryjskiej, z prawdopodobieństwem wahającym się w granicach $0,77-0,78$, dla przedziału $1,6-1,8$ prawdopodobieństwo rzędu $0,73$. W przedziale $1,8-2,0^\circ \text{C } 100 \text{ m}^{-1}$ otrzymujemy natomiast wartość prawdopodobieństwa rzędu $0,69$ (fig. 4). Prawdopodobieństwo związku parametru G (gradientu geotermicznego) z wystąpieniem klasy I lub II, tzn. z obszarem orogenezy prekambryjskiej lub paleozoicznej, jest bardzo bliskie dla wielkości w granicach $2,4-2,6^\circ \text{C } 100 \text{ m}^{-1}$. W związku z tym nie można w odniesieniu do tych obszarów wyciągnąć wniosków $P(G/I) = P(G/II)$.

Więź wartości gradientu geotermicznego z obszarami orogenezy paleozoicznych i prekambryjskich została określona w niniejszej pracy na drodze statystycznej. W tym świetle zmiana wartości geotermicznych przy przejściu z obszarów o prekambryjskiej konsolidacji podłoża w obszar o paleozoicznej konsolidacji obserwowana na obszarze Polski (patrz fig. 1) jest zrozumiała, a przytoczona analiza stanowi prawdopodobnie główne wytłumaczenie zachodzących zmian.

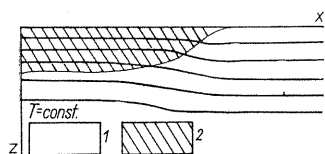


Fig. 5. Izolinie temperatury w przypadku wypłykania się ośrodka o wyższej przewodności cieplnej
Contour lines of temperature in the case of shallowing of a medium characterized by the higher thermal conduction

1 — obszary o przewodności $\lambda = \lambda_{pe}$; 2 — obszary o przewodności $\lambda = \lambda_2$

1 — areas, where thermal conduction $\lambda = \lambda_{pe}$; 2 — areas, where thermal conduction $\lambda = \lambda_2$

Problemami nie rozwiązanymi w sposób całkowity pozostają: zmiany parametrów G oraz H (stopień geotermiczny) w obszarze samej platformy prekambryjskiej oraz istnienie anomalii w strefach rozłamów tektonicznych (problem ten został poruszony w poprzedniej pracy autora, J. Majorowicz, 1972). Zmiany gradientu geotermicznego można wytłumaczyć w pewnym sensie biorąc pod uwagę model dwuwarstwowy o przewodnictwie cieplnym λ_{pe} , charakterystycznym dla konsolidacji prekambryjskiej, oraz λ_2 — przewodnictwie nadkładu osadowego, gdzie $\lambda_{pe} > \lambda_2$ (patrz fig. 5). Efekt zmian miąższości piętra osadowego o różnej od podłoża przewodności da się rozwiązać dla modelu dwuwymiarowego. Równanie strumienia cieplnego przyjmuje postać

$$\frac{\partial \lambda}{\partial x} \frac{\partial T}{\partial x} + \frac{\partial \lambda}{\partial z} \frac{\partial T}{\partial z} + \lambda \left(\frac{\partial^2 T}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} \right) = 0.$$

Przy założeniu stałości temperatury na dużej głębokości oraz ciągłości pionowej i poziomej składowej strumienia otrzymano (przy wykorzystaniu różnicowej metody rozwiązania niniejszego równania) przebieg izolinii wskazany na fig. 5. Wyraźnie widać, że gradienty w obszarach gwałtownego spływania się stropu podłoża wyraźnie będą maleć (rozrzedzenie izolinii temperatury). Fakt ten w znacznym stopniu tłumaczy wzrost gradientu w obszarze gwałtownego zapadania się platformy prekambryjskiej na obszarze Polski (fig. 1). Rozumowania niniejszego nie należy jednak ekstrapolować na obszary, gdzie strumienie ciepłe są różne w porównaniu z jednorodnymi wartościami obserwowanymi w obszarach platform prekambryjskich. W takim bowiem wypadku nie spełniony jest warunek brzegowy o stałości temperatury na dużych głębokościach. Zmiany strumienia ciepłego będącego w ścisłym związku z gradientem geotermicznym $q = \lambda G$ (gdzie: λ — ciepłe przewodnictwo właściwe), zmieniają się w obszarach różnych pod względem wieku konsolidacji podłoża. Różnicę w wielkościach q w obszarach o prekambryjskiej i paleozoicznej konsolidacji daje się także zauważyć na terytorium Polski. W świetle opublikowanej ostatnio pracy (R. K. Verma, V. M. Hamza, P. K. Panda, 1970) dane z obszaru Polski są wyraźnym potwierdzeniem lansowanych szeroko w ostatnich latach teorii o związkach strumienia ciepłego z wiekiem konsolidacji. W cytowanej pracy przedstawiono zależność strumienia ciepłego od wieku konsolidacji podłoża dla 80 wartości z obszaru Ameryki i Australii. Daje się zauważyć wyraźną prawidłowość w ich rozmieszczeniu (starszy wiek konsolidacji — niższe wartości strumienia ciepłego). Kontrast w wartościach między obszarami konsolidacji prekambryjskiej i paleozoicznej, pomimo skąpej liczby obserwacji, ma duże znaczenie i koreluje ze stwierdzoną przez autora zależnością między gradientem geotermicznym a obszarami objętymi orogenezą paleozoiczną i prekambryjską.

Sprawą otwartą pozostają fizyczne przesłanki stwierdzonych zależności. W świetle dotychczasowych badań stwierdzono duży wpływ podskorupowej generacji ciepła, wyższej w obszarach orogenez paleozoicznych niż w prekambryjskich. Dla przykładu można podać, że wysoka wartość strumienia ciepłego dla odwiertów Wschowa-1 ($q = 1,72 \mu\text{cal cm}^{-2} \text{s}^{-1}$ wg S. Plewy) oraz oszacowane przez autora wartości dla otworu Środa IG 1 oraz Gorzów Wlkp. IG 1 ($q = 1,44\text{—}1,76$, gdzie jako reprowe poziomy przewodnictwa ciepłego przyjęto wapienie szare oraz łąwce wiśniowo-zielone) mogą być nie tylko wynikiem generacji wyłącznie pochodzącej ze skorupy. Miąższość piętra granitowego, najbardziej efektywnej części skorupy, jeśli chodzi o produkcję ciepła waha się tu w granicach $h = 12\text{—}14$ km (A. Guterch, J. Pajchel — informacja ustna z 1971 r.) Przyjmując zależność wg E. A. Lubinowej (1970): $q = 0,47 + 0,05 h$, gdzie h — miąższość piętra granitowego, otrzymujemy szacunkowo wielkość w granicach $1,2\text{—}1,29 \mu\text{cal cm}^{-2} \text{s}^{-1}$. W obszarach fałdowań warwscyjskich szacunkowa wielkość podskorupowej części strumienia waha się w przedziale $0,20\text{—}0,30 \mu\text{cal cm}^{-2} \text{s}^{-1}$, natomiast wartości $0\text{—}0,20$ charakterystyczne są dla obszarów objętych prekambryjską konsolidacją podłoża. Fakty te mogą częściowo wyjaśnić stwierdzone na podstawie analizy statystycznej zależności gradientów geotermicznych oraz strumieni ciepłych.

*

Już po napisaniu artykułu autor uzyskał nowe wartości gęstości powierzchniowego strumienia ciepłego:

| | | |
|----------------|---|--------------------------------------|
| Gościno IG-1 | ($\lambda = 16^{\circ}40'$, $\varphi = 54^{\circ}07'$) | — $q = 1,56$, $\sigma = \pm 0,11$; |
| Prabuty IG-1 | ($\lambda = 19^{\circ}30'$, $\varphi = 53^{\circ}74'$) | — $q = 0,99$, $\sigma = \pm 0,10$; |
| Olsztyn IG-2 | ($\lambda = 20^{\circ}00'$, $\varphi = 53^{\circ}52'$) | — $q = 0,95$, $\sigma = \pm 0,06$; |
| Żarnowiec IG-1 | ($\lambda = 18^{\circ}05'$, $\varphi = 54^{\circ}47'$) | — $q = 1,12$, $\sigma = \pm 0,06$. |

Wszystkie wartości podane w jednostkach strumienia [HFU]. Wartości z obszaru platformy prekambryjskiej wahają się w przedziale wielkości charakterystycznych dla tego typu obszaru (średnia $q = 0,98 \pm 0,24$). Wartość strumienia dla Gościna IG-1 jest natomiast bliska średniej charakteryzującej obszary objęte orogeniczną działalnością w paleozoiku (wg W. H. K. Lee $q = 1,43 \pm 0,40$). Koreluje to ze stwierdzonymi w otworze Gościno zmetamorfizowanymi łupkami filitowymi wg J. Czerwińskiego wieku staropaleozoicznego.

Zakład Geofizyki Instytutu Geologicznego
Warszawa, ul. Rakowiecka 4
Nadesłano dnia 9 stycznia 1972 r.

PIŚMIENNICTWO

- CERMAK V. (1968) — Terrestrial heat flow in Czechoslovakia and its relation to some geological features, Report of the twenty third session Czechoslovakia, 5, p. 75—86, Academia, Praga.
- CZERMIŃSKI J. (1969) — Badania utworów osadowych — jedno z głównych zadań polskiej geologii. Kwart. geol., 13, p. 1—12, nr 1. Warszawa.
- DOWGIAŁŁO J. (1970) — Occurrence and utilization of thermal waters in Poland, Geothermics, 2, p. 95—98. Pisa.
- MAJOROWICZ J. (1972) — Aspekty geologiczne rozkładu parametrów geotermicznych w Polsce i Europie Środkowej, Kwart. geol., 16, p. 249—261, nr 2. Warszawa.
- LUBIMOWA E. A. (1970) — Heat flow, temperature, and electrical conductivity of the crust and upper mantle in the USSR. Tectonophysics, 10, p. 245—283. Elsevier, Amsterdam.
- PAWŁOWSKI S. (1952) — Kilka zagadnień geofizycznych w Polsce. Biul. Państw. Inst. Geol. (b.n.). Warszawa.
- POŻARYSKI W. (1970) — Powierzchnia skonsolidowanego podłoża. Geofiz. i Geol. naft., 3—4, p. 87—92. Kraków.
- PLEWA S. (1966) — Regionalny obraz parametrów geotermicznych obszaru Polski. Wyd. Geofizyka i Geologia Naftowa. Kraków.
- STENZ E. (1954) — Temperatury wgłębne i stopień geotermiczny w Ciechocinku, Acta geophys. pol., 2, p. 159—167, nr 4. Warszawa.
- SCHÖSSLER K., SCHWARZLOSE J. (1959) — Geophysikalische Warmeflussmessungen, Freib. Forschungsh. [C], 75. Freiberg.
- WĘSIERSKA M. (1970) — Results of geothermal temperature measurements in Poland, Mater. i Prace Inst. Geofiz. PAN, 34, p. 25—28. Warszawa.
- VERMA R. K., HAMZA V. M., PANDA P. K. (1970) — Further study of the correlation of heat flow with age of basement rocks. Tectonophysics, 10, p. 301—320. Elsevier, Amsterdam.

- КУТАС Р. И., ГОРДИЕНКО В. В. (1971) — Тепловое поле Украины. Наукова Думка. Киев.
- МАКАРЕНКО Ф. А., ПОЛЯК Б. Г., СМИРНОВ Я. Б. (1970) — Тепловой режим Недр СССР. Из. Наука. Москва.

Яцек МАЙОРОВИЧ

СВЯЗЬ ЭЛЕМЕНТОВ ТЕПЛООВОГО ПОЛЯ С ВОЗРАСТОМ КОНСОЛИДАЦИИ ФУНДАМЕНТА НА ТЕРРИТОРИИ ПОЛЬШИ

Резюме

В статье затронуты две проблемы. Первая касается детального изучения температурного поля верхних партий земной коры на территории Польши. На основании анализа 54 измерений температур вычислены значения геотермического градиента и геотермической ступени в интервале глубин от 0,5 до 1,5 км (табл. 1). Одновременно приведены величины температур на глубине 500 м, 1000 м и 1500 м в скважинах Геологического института. На основании вычисленных средних взвешенных величин геотермической ступени, составлена карта изолиний геотермической ступени (фиг. 1). Прослеженные генеральные изменения геотермической ступени можно рассматривать под углом влияния удельной проводимости, а также корреляции с процессом тектонического развития. По мнению автора второй фактор имеет здесь решающее значение. Четко прослеживается контраст между значениями q и G между территорией поднятий Мазурско-Сувалякского и Славатыч и территорией варисцийской консолидации фундамента. Отсутствие мнений насчет: проблемы западной границы докембрийской Восточно-Европейской платформы, расположения каледонидов и границы фронта варисцийской консолидации на определенных территориях ещё не может служить основанием для корреляции геотермических параметров с возрастом поверхности консолидации в некоторых районах.

Характерным фактом, установленным на основании вычисленных значений, на территории докембрийской Восточно-Европейской платформы является понижение значений геотермической ступени на продолжении Брестской впадины, т.е. в Подлясской впадине. Этот факт можно связывать с глубоким тектоническим разломом. Он подтверждается данными с территории СССР.

Вторая проблема касается связи элементов теплового поля с возрастом консолидации фундамента. С целью получения объективных данных о связи геотермического градиента с территориями докембрийского и палеозойского орогенеза произведен статистический анализ. Проведение статистического анализа для Евразии дало доказательство связи между градиентом и возрастом орогенеза. Этот факт в некоторой степени объясняет изменение градиента на территории Польши в направлении ЮЗ--СВ. Одновременно становится отчетливей влияние тектоники на геотермические параметры. Полученные сдвиги распределения, разница средних величин градиентов (фиг. 3) позволили автору сделать выводы относительно геотермической активности на этих территориях. Одновременно установленная дифференциация величин градиента позволила произвести анализ геотермической активности коры и верхнего чехла на территориях докембрийского и палеозойского орогенеза. На основании фактов получены значения вероятности связи геотермического градиента с территориями докембрийского орогенеза. Этот факт может являться дополнительной информацией для изучения консолидации фундамента, полученной из геотермических данных. Одновременно на фиг. 1 представлено современное состояние изученности теплового потока на территории Польши.

Jacek MAJOROWICZ

**RELATIONS BETWEEN HEAT FIELD AND CONSOLIDATION AGE
OF THE BASEMENT IN THE AREA OF POLAND**

Summary

Two problems are discussed in the present paper. The first problem concerns the more precise reconnaissance of the temperature field of the upper part of the Earth's crust within the area of Poland. On the basis of 54 temperature measurements the values of both gradient and geothermal degree at a depth interval 0,5—1,5 km have been calculated (Table 1). Moreover, the values of temperature are given as to the following depths: 500 m, 1000 m, and 1500 m, examined in bore holes made by the Geological Institute. The calculated weighted averages of geothermal degree were a basis to construct the map of geothermal degree contour lines (Fig. 1). The general changes in geothermal degree can be considered in terms of the influence of conductivity and the correlation with tectonic development. According to the author, the second factor is here of considerable importance. A distinct contrast can be observed in values q and G between the Mazury-Suwalki and Sławatycze elevations, and the area comprised by the Variscan consolidation of the basement. A divergence of opinions as to the problem of the western boundary of the Precambrian East-European platform, the course of the Caledonides, and the boundary of the front of the Variscan consolidation in some areas cannot be the basis for the correlation of geothermal parameters with the age of consolidation surface in the individual regions.

A decrease in the value of geothermal degree in the continuation of the Brześć deep, i.e. within the Podlasie depression, ascertained due to calculations, is characteristic of the Precambrian platform area of East Europe. This fact can be related to a deep tectonic fracture. It is proved by the data obtained from the territory of the Soviet Union.

The second problem concerns the relations between the elements of heat field and the consolidation age of the basement. To obtain objective data concerning the relation of the geothermal gradient with the areas of the Precambrian and Palaeozoic orogenies a statistical analysis has been made. The analysis of the values for Eurasia has proved the relations between the gradient and the age of the orogenies. To some extent, this fact explains the changes in gradient observed to appear in a SW-NE direction within the area of Poland. At the same time, the influence of tectonic processes upon the geothermal parameters becomes more and more visible. Both the obtained displacement of distributions, and the difference of average values of gradients (Fig. 3) allowed the author to draw conclusion as to the geothermal activity in both areas. Simultaneously, the ascertained differentiation in the value of gradient was a basis to analyse the geothermal activity of the Earth's crust and upper mantle within the areas of the Precambrian and Palaeozoic orogenies. Values of probability of relations between the geothermal gradient and the areas of Precambrian orogeny have been obtained a posteriori. This fact can be a contributory information in the reconnaissance of the basement consolidation, obtained from geothermal data. Fig. 1 shows the present state of knowledge of the heat flow in the area of Poland.