

JACEK MAJOROWICZ<sup>1</sup>

## OBRAZ POLA CIEPLNEGO ZIEMI W OBSZARZE POLSKI

(9 fig.)

### *The Earth's thermal field on the territory of Poland*

(9 Figs.)

**Treść:** W pracy przedstawiono wartości elementów pola cieplnego Ziemi (temperatury, gradientu i strumienia cieplnego) w głównych prowincjach tektonicznych Polski. W tabl. 1 autor podaje nowe szacunki gęstości powierzchniowego strumienia cieplnego Ziemi na obszarze niżu polskiego.

#### WSTĘP

Istniejące już u nas wstępne przestrzenne charakterystyki elementów pola temperatury na obszarze Polski jak i Europy Środkowej (S. Plewa, 1966; M. Węsierska, 1970; J. Majorowicz, 1972 a, b, 1973) wskazują na fakt, że pole temperatury ma charakter bardzo niejednorodny.

Jak to wykazano w poprzednich pracach (J. Majorowicz, 1972 a, b, 1973), obserwuje się różną charakterystykę geotermiczną obszarów geotektonicznych — kratonów prekambryjskich, platform paleozoicznych i orogénów mezo-kenozoicznych w obszarze Europy. Dokładna znajomość przestrzennego rozkładu wartości temperatur w głębinach  $T$ , gradientu geotermicznego  $G$  oraz gęstości powierzchniowego strumienia cieplnego Ziemi  $Q$  może dostarczyć cennych informacji przy rozważaniach dotyczących rozwoju geotektonicznego. Jest już rzeczą bardzo prawdopodobną stwierdzenie, że obserwowane wielkości strumienia  $Q$  korelują z wiekiem ostatecznej konsolidacji podłoża (W. Lee, 1970; Smirnow, 1968, B. G. Polyak, E. A. Lubimova, 1969, R. K. Verma, W. M. Hamza, P. K. Panda, 1970). Z obserwacji wynika, że struktury tektonicznie stabilne są jednocześnie mało aktywne termicznie i odwrotnie. Nasuwa się więc oczywisty wniosek, że elementy charakteryzujące pole temperatury odzwierciedlają wiek i rozwój procesów geosynklinalnych. Jak

<sup>1</sup> 00-446 Warszawa, ul. Fabryczna 2 m 94.

to wykazano na podstawie analizy statystycznej notowań  $Q$  i  $G$  z obszaru Eurazji, decydujące znaczenie na rozkład gradientu geotermicznego ma rejonizacja tektoniczna i stąd mapy gradientu geotermicznego i mapy rozkładu wartości strumienia stanowią cenny materiał informacyjny dla geologii struktur wglębnych, stając się obok magnetyki, grawimetrii, sejsmiki i geoelektryki ważnym elementem w geofizycznym rozpoznaniu struktury skorupy ziemskiej.

#### POMIARY TEMPERATURY

Analizę pola cieplnego oraz wyliczenia parametrów geotermicznych oparto na pomiarach temperatur wykonanych w głębokich otworach wiertniczych w ramach planowanego działania Instytutu Geologicznego w zakresie rozpoznania temperatur wglębnych na obszarze Polski. Wykorzystano też pomiary uzyskane w ramach badań przemysłu naftowego. Analizowane pomiary temperatury wykonane są termometrami elektrycznymi, w których główną rolę odgrywa opór w mostku Wheatstone'a zależny, w pewnym przedziale temperatur, w sposób liniowy od temperatury. Są to standardowe aparaty produkcji radzieckiej typu ETMI oraz TEG-2. Uzyskuje się ciągły zapis zmian temperatury w funkcji głębokości. Temperatury dna odwiertu są jednocześnie sprawdzane termometrami maksymalnymi. W przeważającej ilości pomiarów rozbieżność między termometrem elektrycznym i maksymalnym nie przekracza wartości  $\pm 1^\circ\text{C}$ . Błędy pomiarów, jak to wynika z instrukcji fabrycznej, średnio nie przekraczają wartości bezwzględnej  $0,3^\circ\text{C}$ . Największe jednak zniekształcenia krzywej temperatury związane są z bardzo długim czasem ustalania się reżimu cieplnego, zaburzonego przez cyrkulację płuczki w odwiercie. Czas ustania cyrkulacji płuczki w otworze wiertniczym jest nieskończenie długi, jednakże można przyjąć, że pomiary wykonywane po 10 dniach stójki otworowej są dostatecznie dokładne, Plewa 1966. Ostateczny wzór na czas stójki wiertniczej jest postaci:

$$\tau_k = \frac{\tau_p \ln 3 M(1-\varphi)}{3MF_0^{-0,25}}$$

gdzie:

$$M \leq 0,1 \quad MF_0^{-0,25} \leq 0,5$$

$$F_0 = \frac{a\tau_p}{r^2} \quad M = (T - T_v)/(T_0 - T_v)$$

$T_v$  — temperatura rzeczywista

$T_0$  — temperatura mierzona w momencie  $\tau_1$  (koniec wiercenia)

$$\varphi = 0,8 (MF_0^{-0,25})^{0,69}$$

$a$  — przewodność temperaturowa

$r$  — promień odwiertu

Przyjęcie przewodności  $a$  rzędu  $10^{-2}$   $\text{cm}^2 \text{s}^{-1}$  i  $r = 10$  cm dla odwiertów głębokości 2000—4000 m daje czas pozostawienia odwiertu w spokoju (czas stójki wiertniczej) rzędu 10—12 dni dla ustalenia wartości grad  $T$  z dokładnością około 5%. Potwierdzają to dane doświadczalne (Kutas, Gordijenko, 1971). Przeważająca większość pomiarów wykorzystanych w niniejszym artykule została wykonana po czasie 10 dni lub dużo większym, stąd błędy określenia gradientu temperatury, związane z nie ustalonym reżimem cieplnym, otrzymane w niniejszej pracy, są do przyjęcia.

#### GRADIENT GEOTERMICZNY

Przyrosty temperatury z głębokością opisuje gradient temperatury (jego odwrotność nazywamy stopniem geotermicznym) określony następująco:

$$\text{grad } T = n_x \frac{\partial T}{\partial x} + n_y \frac{\partial T}{\partial y} + n_z \frac{\partial T}{\partial z}$$

gdzie:

$\vec{n}(n_x, n_y, n_z)$  — jednostkowy wektor skierowany wzdłuż normalnej do powierzchni Ziemi.

$\frac{dT}{dn}$  — pochodna temperatury w kierunku wektora normalnego.

W geotermice używamy wyrażenia

$$\text{grad } T = \frac{\partial T}{\partial H}$$

gdzie:  $H$  — głębokość

W artykule podano średnie wazone wartości gradientu geotermicznego, gdzie wagę stanowi miąższość warstwy, w której mamy jednorodne warunki termiczne, a więc gdzie  $\frac{\partial T_i}{\partial H_i} = \text{const}$ . Wyliczono wartości gradientu temperatury w interwałach 200—2000 m.

Dane wyliczone oraz dane z pracy Plewy (1966) (11 wartości z interwału 200—2000 m) podano na mapie fig. 1. Jednocześnie podano wynotowane temperatury dla głębokości 1000 m (fig. 2) oraz 2000 m (fig. 8). Wykorzystano przy tym materiał między innymi zawarty w artykule Depowskiego i Sapuły (1969). Wyliczanie wartości gradientu temperatury dla interwałów głębokości poniżej poziomu 200 m jest podyktowane wpływem zawodnienia i cyrkulacji wód powierzchniowych na ustalenie się reżimu cieplnego w odwiertach, w których wykonano pomiary. Wprawdzie, jak to wykazują badania, zasięg zmian klimatycznych przy

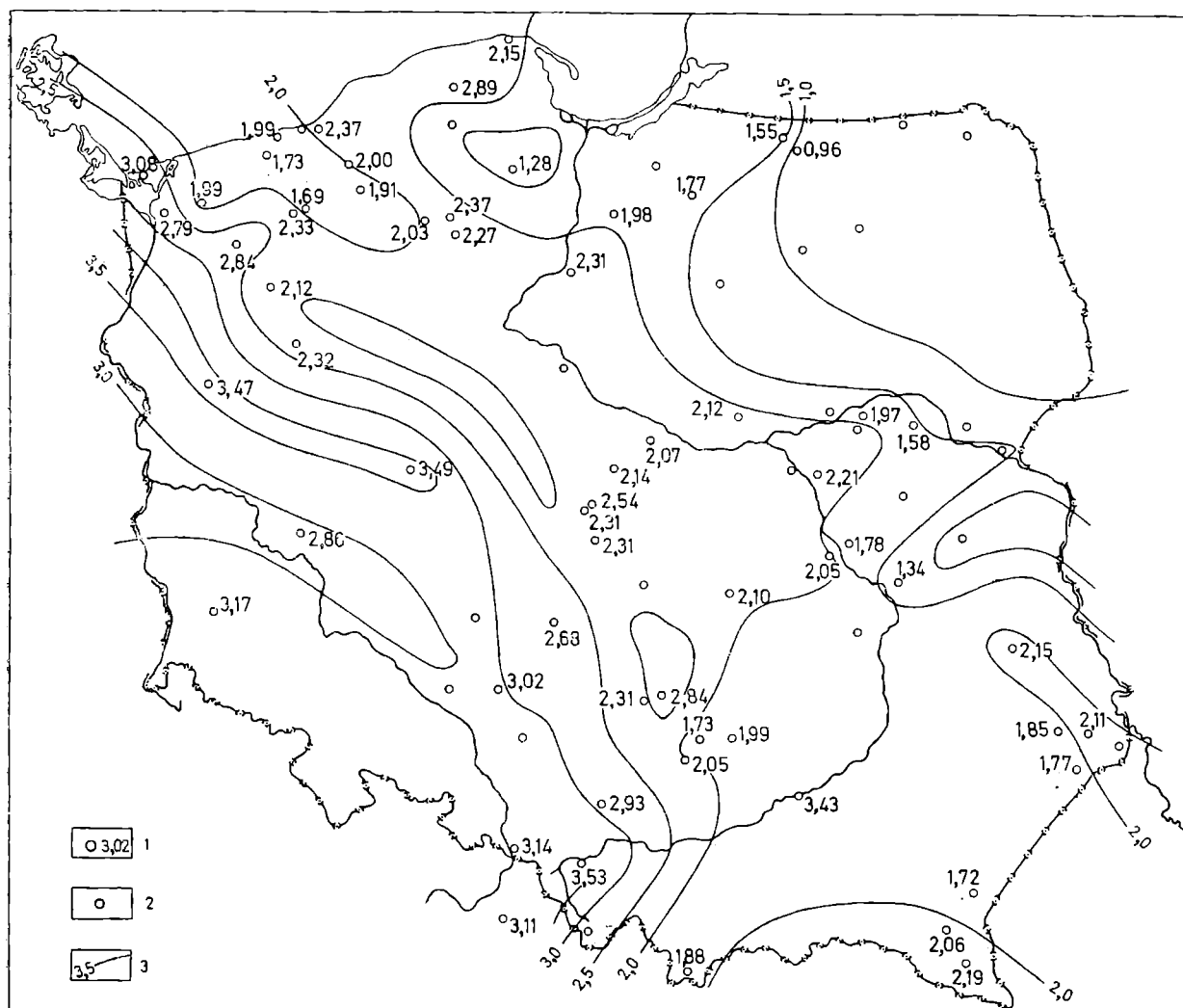


Fig. 1. Mapa gradientu geotermicznego wyliczonego w interwale 0,2—2,0 km. 1 — wartość  $G$  oraz lokalizacja punktów, w których pomiary wykonano do głębokości przekraczających 2 km; 2 — lokalizacja punktów, w których pomiary wykonano do głębokości mniejszej niż 2 km

Fig. 1. Geothermic gradient map in interval 0.2—2 km. 1 —  $G$  values and locality of measurements reaching down more than 2 km; 2 — locality of measurements reaching down less than 2 km

przekazie ciepła w drodze przewodnictwa może sięgać głębokości 30—40 m, to jednak przy dużej przepuszczalności nasyconych wodą warstw w przekazie ciepła rolę zaczyna odgrywać składowa konwektywna. W tym wypadku głębokość zmian rocznych może sięgać kilkuset metrów, jak to wynika z danych N. M. Frołowa (1969). W celu wyeliminowania tych wpływów, które dają się zauważyć na analizowanych termogramach, przyjęto, że fluktuacje temperatury związane z omawianym zjawiskiem nie będą miały już wpływu poniżej 200 m głębokości (wcześniej Plewa 1966).

Błędy określenia wartości gradientu geotermicznego  $G$  są związane także z błędem określenia temperatury  $T$  oraz głębokości  $H$ .

$$\Delta G = \frac{2\Delta T(H_1 - H_2) + 2\Delta H(T_1 - T_2)}{(H_1 - H_2)^2}$$

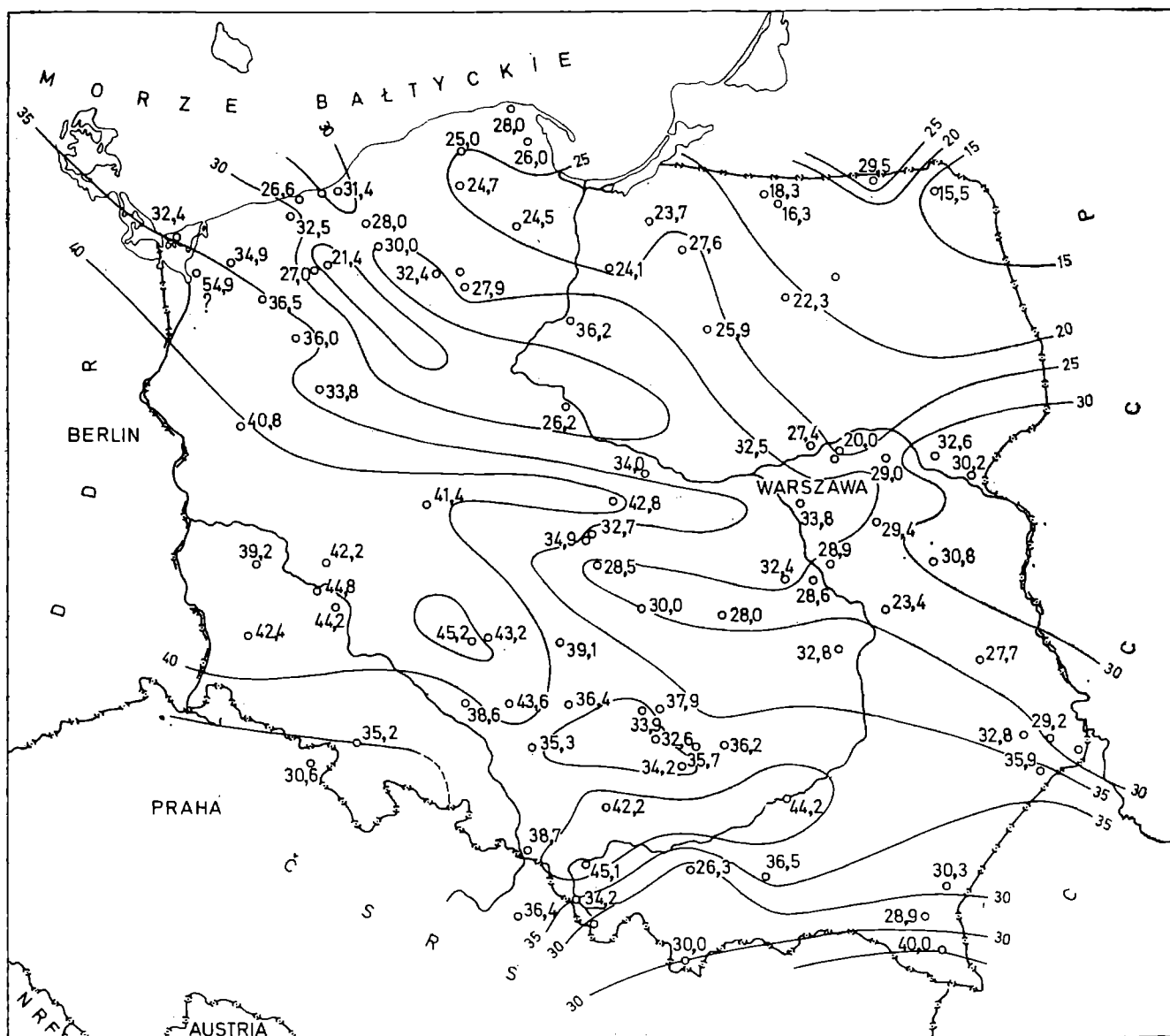


Fig. 2. Mapa geozoterm dla głębokości 1 km w stopniach Celsjusza

Fig. 2. Geoisotherm map at the depth of 1 km (°C)

Dla wartości gradientu temperatury  $3,0^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$  dokładność rzędu 5%, przy błędzie określenia temperatury  $0,3^{\circ}\text{C}$  (dla aparatury ETMI), mamy dla interwałów jednorodnych termicznie o miąższości około 200 m. W praktyce rzadko spotyka się warstwy o tak jednorodnych warunkach geotermicznych. Stąd interwałowe wielkości  $G$  w skrajnych przypadkach mogą być obarczone błędami rzędu 10%, co jest jednak wielkością do przyjęcia.

#### POWIERZCHNIOWE ZMIANY GRADIENTU GEOTERMICZNEGO ORAZ TEMPERATURY

W celu uzyskania charakterystyki ziemskiego pola ciepłego obszaru Polski wykonano na podstawie danych publikowanych i własnych mapy zmian gradientu geotermicznego w przedziale 200—2000 m (fig. 1). Izoli-



Fig. 3. Geothermogramy z obszaru na półn-wschód od linii Teisseyre'a  
Fig. 3. Geothermograms in the region NE from Teisseyre's line

nie wykreślono stosując interpolację liniową. Lokalizacje tych pomiarów, które nie osiągnęły głębokości 2 km, jednakże przekraczały głębokość 1,5 km, oznaczono punktami bez opisu. Konstrukcję izol linii wybiegających na terytorium CSRS, Białorusi, Ukrainy oraz NRD oparto na danych z najnowszych publikacji (P. Schlosser, 1970; R. I. Kutas, W. W. Gordijenko, 1971; V. Cermak 1968 a, b; G. W. Bogomolow i inni, 1972).

Mapę geoizoterm wykonano dla głębokości 1000 m (fig. 2,1) oraz 2000 m (fig. 8). Mapa *T* dla głęb. 1000 m powstaje dla Europy w ramach prac asocjacji KAPG pod redakcją prof. L. Stegeny.

Dotychczas istniejące mapy wartości stopnia geotermicznego dla omówionych interwałów głębokościowych ze względu na szczupły materiał pomiarowy dawały tylko przybliżone informacje o polu cieplnym, skąd jego dowiązanie do budowy geologicznej nie było możliwe.

Przedstawiane w niniejszym artykule mapy wykonane w skali 1 : 2 mln stanowią już dość dokładny obraz zmian gradientu temperatury, szczególnie gdy wziąć pod uwagę fakt, że gradienty poziome zmian pola temperatury nie są tak duże, jak to ma miejsce w polu grawimetrycznym lub magnetycznym. Istniejący materiał przedstawiony na mapach jak i istniejące statystyki tego parametru dla obszaru Eurazji (patrz Majorowicz, 1972a) pozwalają na próby wiązania danego materiału z budową geologiczną. Należy jednak wspomnieć, że pole temperatury odzwierciedla wiele nakładających się na siebie zjawisk i stąd może tylko w sposób przybliżony odwzorowywać strukturę skorupy i odpowiadać jednostkom geotektonicznym.

Wartości gradientu temperatury determinuje w pierwszym rzędzie rozkład gęstości powierzchniowego strumienia cieplnego  $Q$  korelujący wyraźnie z wiekiem konsolidacji podłoża. Jednakże przewodność cieplna w wielu wypadkach ma duże znaczenie i jej zmiana także wpływa na zróżnicowanie gradientu temperatury niekiedy i w obszarach o jednorodnym rozkładzie strumienia cieplnego. Stąd więcej informacji o ciepłe wnętrza oraz ściślejszą korelację z prowincjami geotermicznymi mamy dla strumienia niż gradientu. Fakt istnienia korelacji strumienia cieplnego z prowincjami geotektonicznymi determinuje istnienie takiej korelacji dla gradientu geotermicznego chociaż słabszej ze względu na wpływ przewodności cieplnej (Majorowicz 1972a).

W niniejszym artykule zgrupowano zebrane z najnowszych publikacji dane o strumieniu cieplnym dla Europy w trzech klasach: I klasa — obszary prekambryjskiej konsolidacji podłoża, II — obszary orogenez paleozoicznych, III — obszary orogenez mezokenozoicznych. Przesunięcie mod i median, a także różnica w wartościach średnich odchyłeń standardowych jest bardzo wyraźna. Na rysunku podano wartości średnich  $Q$  i odchyłeń (fig. 5). Jednocześnie należy tu zauważyć, że takie samo przesunięcie mod i median oraz zróżnicowanie w wartościach

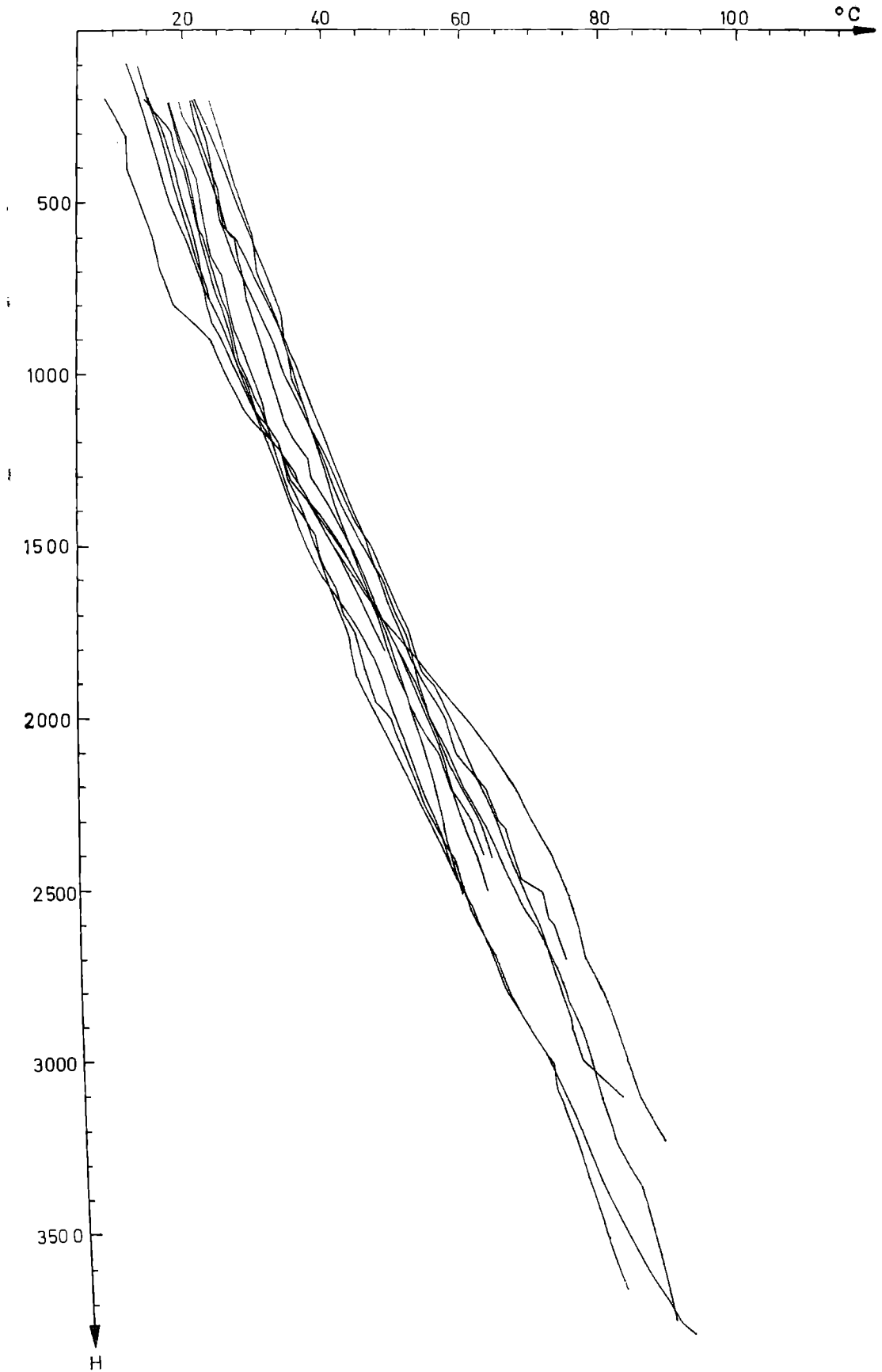


Fig. 4. Geotermogramy z obszaru póln-wschodniej Polski

Fig. 4. Geothermograms in SE Poland



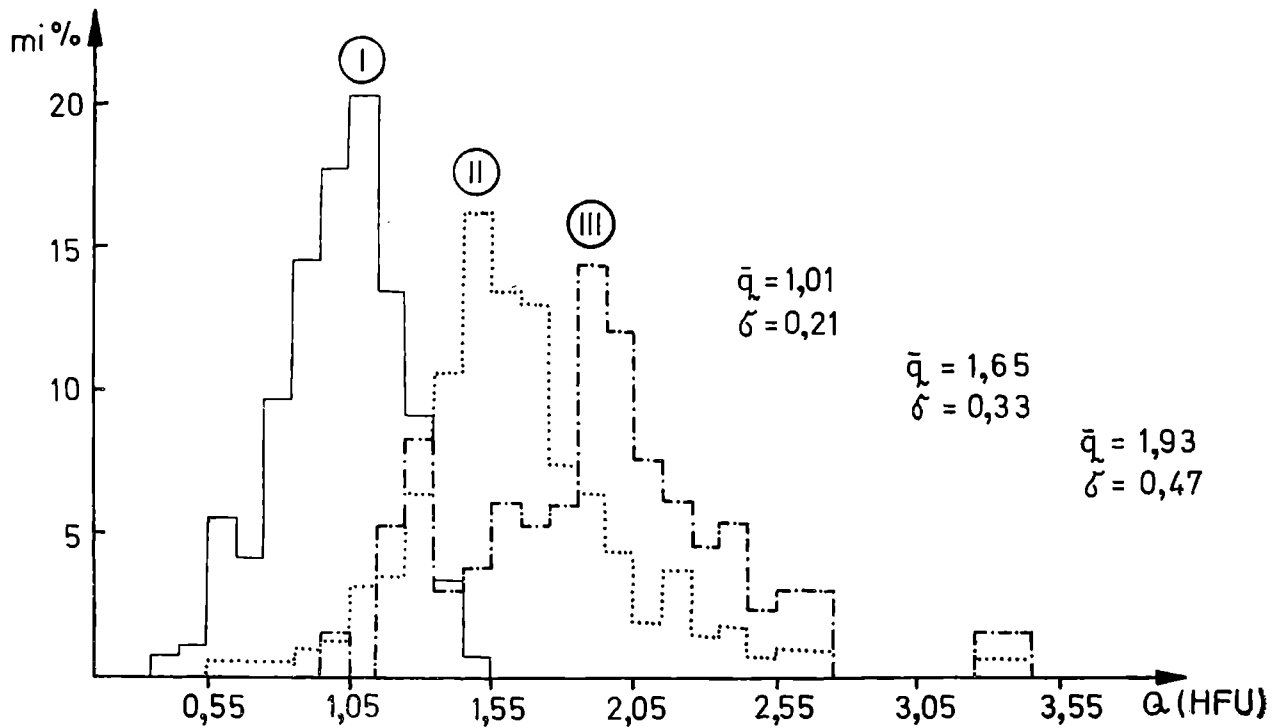


Fig. 5. Histogramy strumienia ciepłego dla Europy. I — obszary platform prekambryjskich; II — obszary orogenez paleozoicznych; III — obszary orogenez mezo-kenozoicznych

Fig. 5. Histograms of heat flow in Europe. I — Precambrian Platforms; II — regions of Paleozoic orogenesises; III — regions of Mezo- and Kenozoic orogenesises

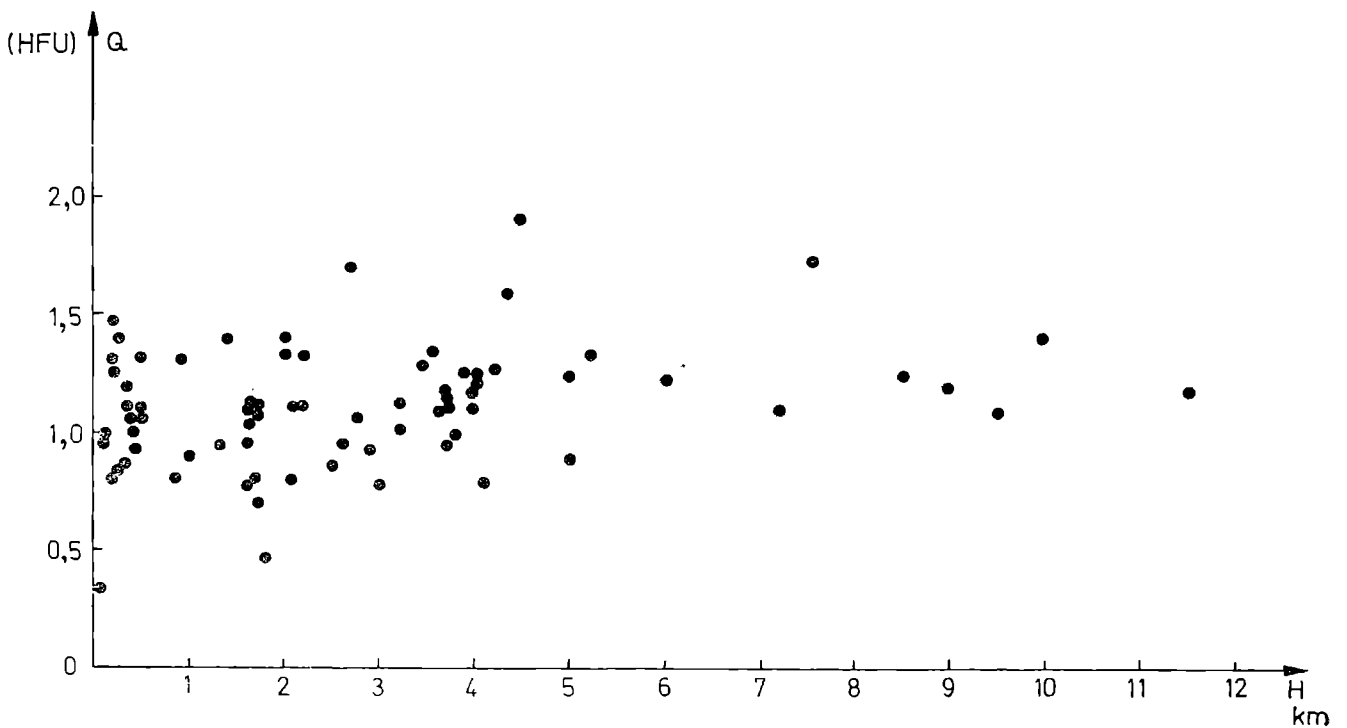


Fig. 6. Zależność strumienia ciepłego od miąższości piętra osadowego w obszarach platformowych

Fig. 6. Dependence of heat flow on thickness of sedimentary cover of platforms

średnich odchyłeń standardowych obserwowane jest dla rozkładu  $Q$  w obszarach kontynentalnych dla różnych prowincji geotektonicznych (M a j o r o w i c z, 1972b). Jednocześnie da się zauważyć w obszarach platformowych brak zależności strumienia od miąższości piętra osadowego,  $Q = 1,08 \mu\text{cal}/\text{cm}^2 \text{ s} = b$  (fig. 6). Fakt ten jest wytłumaczeniem braku korelacji  $Q$  z mapami anomalii Bourgera w obszarze Niżu Polski.

Tak więc przyczyn zróżnicowania strumienia cieplnego, a co za tym idzie, gradientu temperatury i temperatury należy szukać poniżej piętra osadowego, a więc w piętrze granitowym, bazaltowym oraz górnym płaszczu.

Generalnie można zauważyć, że przebieg izolinii tak temperatury, jak i gradientu geotermicznego z półn-zachodu na półd-wschód, zgodny jest z osiami głównych jednostek geologicznych i wyraźnie zaburzony przez równoleżnikowo ciągnącą się strefę związaną prawdopodobnie z głębokim rozłaniem tektonicznym młodszego niż prekambryjski wieku, co zgadza się też z danymi geologicznymi. W poprzedniej pracy autora (J. M a j o r o w i c z, 1972a) podane zostały średnie wartości gradientu geotermicznego dla obszarów objętych orogenezami paleozoicznymi. ( $G = 3,01 \pm \pm 0,98$ ) oraz dla platform prekambryjskich ( $G = 2,01 \pm 0,70^\circ\text{C}/100 \text{ m}$ ). Nieliczne wartości  $Q$  dla masywu małopolskiego nie przekraczają średniej dla obszarów platform prekambryjskich (Ciepielów —  $Q = 0,88$  wg M. W ę s i e r s k i e j, 1971, oraz Z-1 i  $Q = 1,1$  wg S. P l e w y, 1966). Wartości tego rzędu w większości przypadków są charakterystyczne, jak to wynika z przeprowadzonej przez autora analizy prawdopodobieństwa związków tych parametrów z występowaniem obszarów orogenicznych różnego wieku (J. M a j o r o w i c z, 1972b) dla kratonów prekambryjskich. Dane o gradiencie i sugerowany przez autora przebieg izolinii  $G = 2,0^\circ\text{C}/100 \text{ m}$  dla półd.-wsch. Polski są charakterystyczne dla obszarów stabilnych tektonicznie o niskiej generacji ciepła w skorupie. Z porównania geotermogramów z obszaru masywu i prekambryjskiej platformy wynika, że obszary te są geotermicznie podobne (fig. 3, fig. 4). Jednakże przy tak skąpej liczbie informacji z tego rejonu nie można jeszcze wypowiedzieć się na temat związku omawianych parametrów pola geotermicznego ze strukturą skorupy SE Polski.

Najniższe wartości grad  $T$  oraz  $Q$  obserwowane są w obszarze półn.-wschodniej Polski (masyw mazursko-suwalsko-białoruski oraz Wyniesienie Sławatycz). Ciekawy jest fakt, że niskie wartości temperatur (głębokości 1 km, 2 km — patrz fig. 2, fig. 8), niskie wartości  $Q$  oraz grad  $T$  charakterystyczne są dla całej Europy Wschodniej aż po Ural, a następnie dla platformy Wschodniej Syberii, jak to wynika z map przytoczonych przez T a m r a z y a n a (1971). Fakt ten jest interpretowany jako wynik tak zwanego syberyjskiego dryftu kontynentów. Stare kratony Wschodniej Europy i Wschodniej Syberii stanowiły w przeszłości geologiczną całość według hipotezy T a m r a z y a n a (1971).

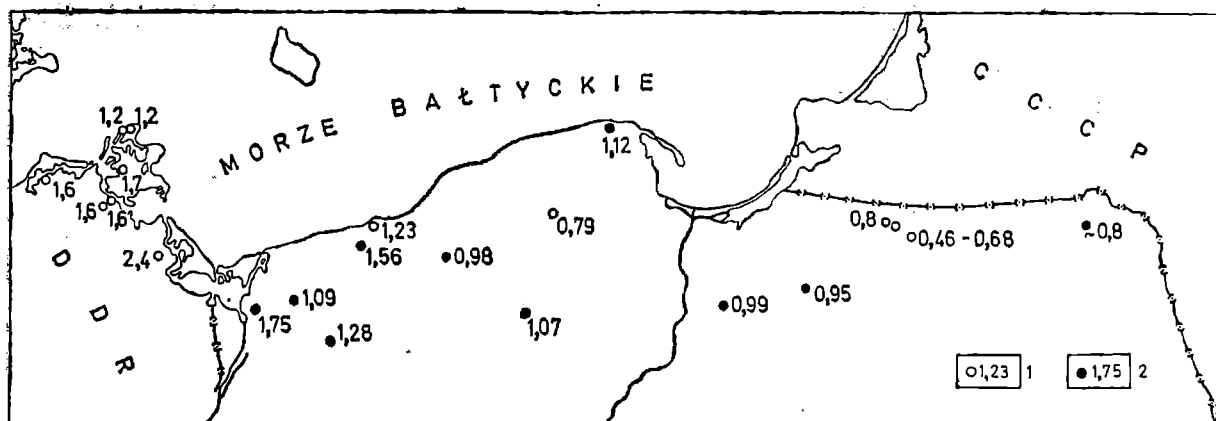


Fig. 7. Lokalizacja wartości strumienia ciepłego w północnej Polsce. 2 — Nowe wartości podane przez autora artykułu; 1 — dane według S. Plewy (1966); M. Węsierskiej (1970)

Fig. 7. Locality of values of heat flow in N Poland. 1 — author's data; 2 — data according to Plewa (1966) and Węsierska (1970)

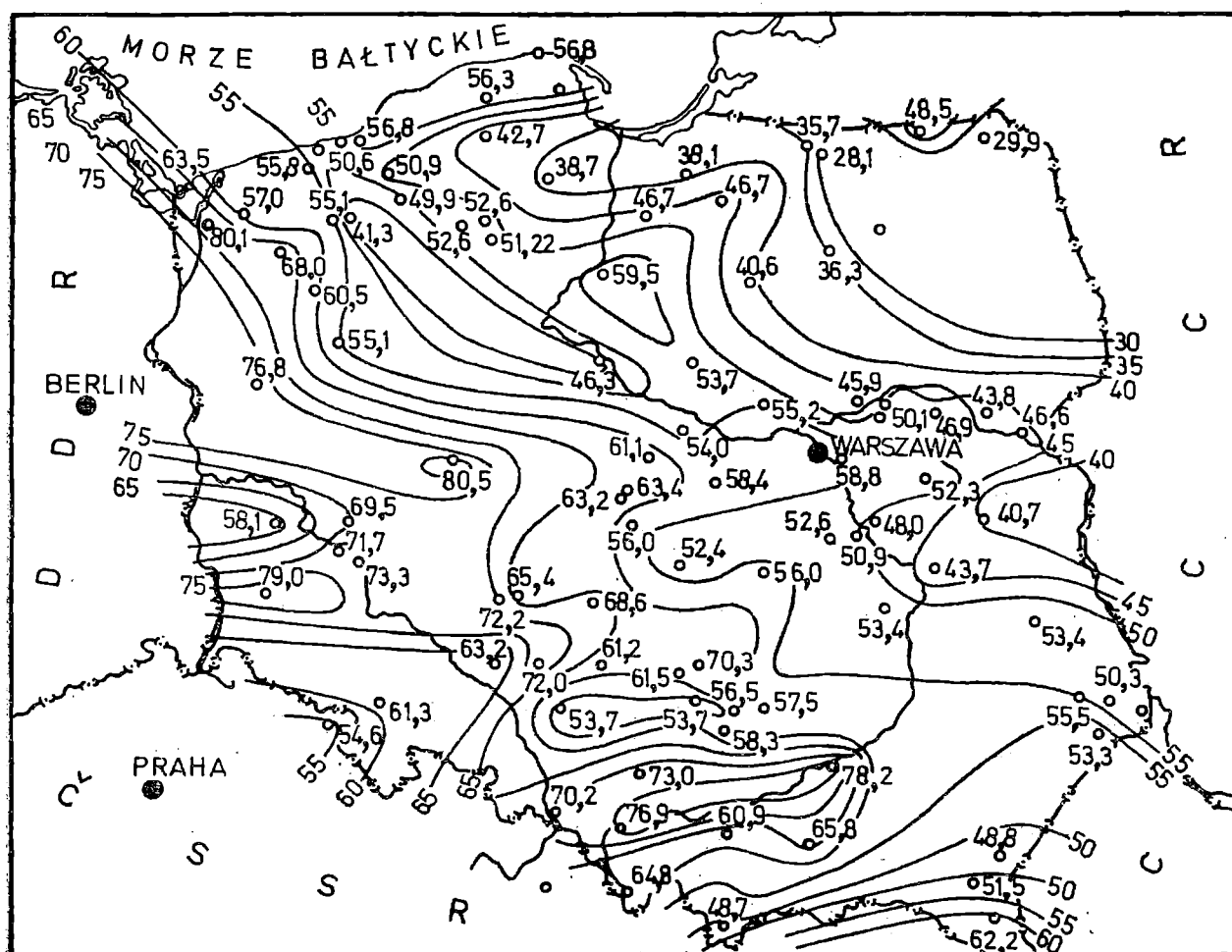


Fig. 8. Mapa geozoterm dla głębokości 2 km w stopniach Celsjusza  
Fig. 8. Geoisotherm map at the depth of 2 km (°C)

Wysokie wartości  $\text{grad } T$ ,  $Q$  oraz  $T$  charakterystyczne dla obszaru zachodniej Polski są takie same jak wartości z obszaru Europy zachodniej wykluczając z tego anomalie niskich  $Q$  związane prawdopodobnie z starymi nie zregenerowanymi blokami, których wiele występuje jako ma-

sywy centralne pośród jednostek tektonicznych młodszych fałdowań. Typowym przykładem niskich wartości  $Q$  w takich obszarach jest centralna część Masywu Czeskiego (patrz fig. 9).

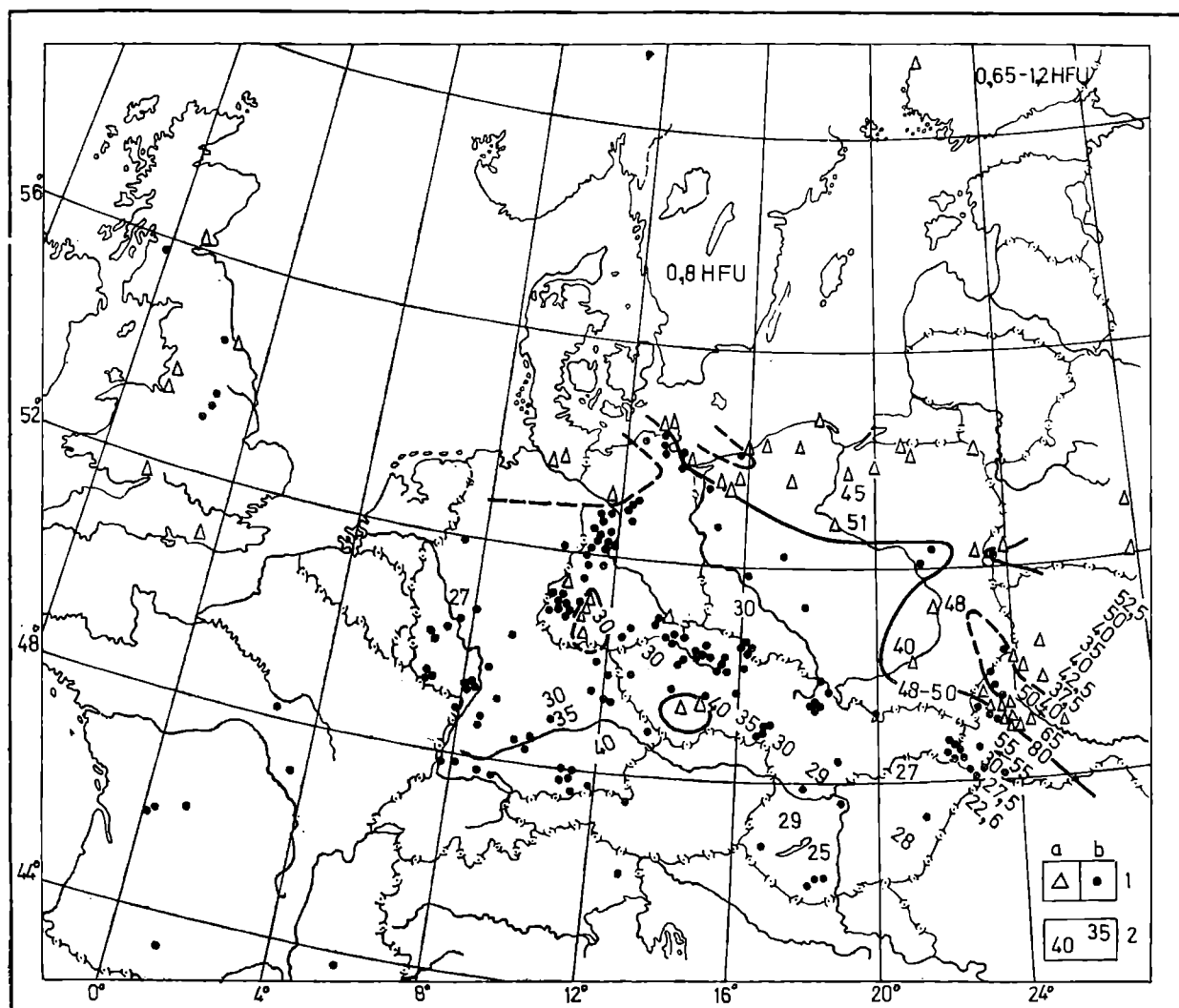


Fig. 9. Strumień ciepły w Europie centralnej. 1 a — wartości  $Q \leq 1,30$ ; 1 b — wartości  $Q > 1,30$ ; 2 — głębokości „Moho” (według pracy pod redakcją Sollogub, Prossen, Militzer, 1971)

Fig. 9. Heat flow in Central Europe. 1a — values  $Q \leq 1.30$ ; 1b — values  $Q > 1.30$ ; 3 — depth of „Moho” (Sollogub, Prossen, Militzer, 1971)

Dane z obszaru południowo-zachodniej Polski oraz obszaru zapadliska górnośląskiego są bardzo typowe dla regionów objętych orogenezami waryscyjskimi. Za wartości charakterystyczne dla obszarów platform paleozoicznych z dużym prawdopodobieństwem należy też uważać dane z Oświna, Wolina, Goleniowa, pld. Rugii oraz obszaru Zachodniej Europy (patrz fig. 9).

Na podstawie uprzednio przeprowadzonych analiz statystycznych danych o  $Q$  (J. Majorowicz, 1972b) można wysnuć przypuszczenia, że pole ciepłe Ziemi w obszarze Polski jest zdeterminowane kontaktem rejonów geotektonicznych o różnej strukturze skorupy i o różnym stopniu

aktywności cieplnej górnego płaszcza (w sensie hipotezy Tikhonova, Lubimowej, Vlasova 1970).

Niskie wartości  $Q$  wiążą się prawdopodobnie ze stabilnymi obszarami prekambryjskiej platformy Wschodniej Europy. Obszary geosynklinalne, młodsze charakteryzują wysokie wartości  $Q$ .

Należy tu wspomnieć, że procesy denudacyjne w obszarze kratonu Wschodniej Europy trwały przez okres wielu setek milionów lat. Dla przykładu głębokość wycięcia erozyjnego w pñ.-wschodniej Polsce sięga 10 km (W. Ryka, 1970).

Jeżeli wziąć pod uwagę fakt, że piętro granitowe zawiera największą ilość energetycznych izotopów promieniotwórczych ( $U^{238}$ ,  $U^{235}$ ,  $Th^{232}$ ,  $K^{40}$ ), to zondulowanie wierzchnich warstw skorupy powoduje średnio malenie wartości  $Q$  od 0,2—0,3  $\mu\text{cal}/\text{cm}^2 \text{ s}$  dla głębokości wycięcia erozyjnego rzędu 5 km. Natomiast obszary młodsze tektonicznie, szczególnie orogeny mezo-kenozoiczne charakteryzuje większa radiogeniczna generacja ciepła skorupy ze względu na fakt mniejszego zasięgu procesów denudacji jak i większa zawartość izotopów promieniotwórczych w związku z istnieniem procesów iniekcji i frekcjonowania magmy w procesach geosynklinalnych.

Tak więc pole cieplne Ziemi w obszarze Polski zdaje się być „genetycznie” związane z polem cieplnym Poleo-Europy, kratonu Europy Wschodniej oraz obszaru fałdowań alpejskich. Fakt istnienia kontaktu tych wielkich obszarów geotektonicznych stanowi o obserwowanym rozkładzie wartości  $Q$ ,  $T$  oraz  $\text{grad } T$  w obszarze naszego kraju.

#### NOWE POMIARY STRUMIENIA CIEPLNEGO

Gęstość powierzchniowego strumienia ciepła najlepiej charakteryzują stan cieplny Ziemi. Jest to przede wszystkim związane z ciągłością składowych wertykalnych.

Ilość ciepła przechodzącego przez jednostkę powierzchni izotermicznej w jednostce czasu nazywamy gęstością strumienia cieplnego.

$$\vec{Q} = -K \overrightarrow{\text{grad } T}$$

Znak minus przy przewodności cieplnej  $K$  wskazuje na kierunek wektora  $Q$  odwrotny kierunkowi wektora  $\text{grad } T$ . W praktyce wyliczenia gęstości powierzchniowego strumienia cieplnego Ziemi dokonujemy w drodze uśrednienia uprzednio wyliczonych interwałowych wartości  $Q$  według związku.

$$\bar{Q} = \frac{\sum_{i=1}^n Q_i \Delta H_i}{\sum_{i=1}^n \Delta H_i}$$

gdzie:

$\Delta Hi$  — miąższość interwału

$Q_i$  — wartość strumienia obliczonego dla  $i$ -tego interwału.

Szacunki przewodności cieplnej zostały wykonane dla potrzeb określenia wartości  $Q$  metodą stacjonarnego przepływu na próbkach rdzenia pochodzącego z odwiertów Prabuty IG-1, Olsztyn IG-2 oraz Żarnowiec IG-1, Gościno IG-1 Człuchów IG-1, Oświno IG-1, Goleniów IG-1, Rokita IG-1 i Grzybnica IG-1. Wybrane one zostały przez autora na podstawie analizy kompleksów o jednorodnych własnościach termicznych. Pomiary przewodności cieplnej wykonane zostały w Instytucie Projektowania Kopalń i Ochrony Powierzchni Politechniki Śląskiej pod kierunkiem prof. dra hbl. K. Chmury.

Średnie ważone wartości przewodności podano w tab. 1. Podano też wartości średnie  $Q$  oraz średnie błędy oszacowania  $Q$  dla Olsztyna, Prabuty, Żarnowca, Gościna, Człuchowa, Oświna, Goleniowa, Rokity i Grzybnicy. Pomiary te stanowią dalszy krok na drodze rozpoznania rozkładu tego parametru na niżu Polski. Na mapie (fig. 7) podano lokalizację nowych pomiarów strumienia ciepłego według autora oraz wartości podane przez M. Węsierską (1971); S. Plewę (1966).

Tabela 1

Nowe pomiary strumienia ciepłego w obszarze Niżu Polski

Nazwa otworu	Współrzędne geograficzne	Interwał pobierania prób	Gradient geotermiczny °C/m	Przewodność cieplna cal/°C cm s	Strumień ciepły $\mu\text{cal}/\text{cm}^2\text{s}$ $\mu\text{W}/\text{cm}^2$
Żarnowiec	54°47' N 18°05' E	1055—1985	0,0233	0,00481	1,12±0,06 4,67±0,25
Olsztyn	53°52' N 20°00' E	730—2565	0,0166	0,00574	0,95±0,06 3,96±0,25
Prabuty	53°74' N 19°13' E	880—3775	0,0175	0,00569	0,99±0,10 4,13±0,42
Gościno	54°07' N 15°40' E	1269—4141	0,0252	0,00618	1,56±0,11 6,50±0,46
Człuchów	53°43' N 17°20' E	470—3825	0,0228	0,0047	1,07±0,20 4,46±0,83
Rokita	53°46' N 15°03' E	1175—2515	0,0231	0,0047	1,09±0,24 4,54±1,00
Goleniów	53°41' N 14°39' E	825—2760	0,0233	0,0075	1,75±0,20 7,29±0,83
Oświno	53°45' N 15°24' E	330—1915	0,0271	0,00475	1,28±0,28 5,33±1,16
Grzybnica	54°03' N 16°31' E	530—2460	0,0212	0,00461	0,98±0,20 4,08±0,83

Widać wyraźnie, że wartość  $0,99 \mu\text{cal cm}^{-2} \text{s}^{-1}$ ,  $1,12$  oraz  $0,95$  są charakterystyczne dla platformy prekambryjskiej (porównaj z histogramem wartości  $Q$  dla platform prekambryjskich).

Przypomnę, że średnia wartość dla tych obszarów podana przez W. H. K. Lee (1970) na podstawie 214 światowych pomiarów  $Q$  wynosi  $0,98 \mu\text{cal}/\text{cm}^2 \text{s}$ , natomiast dla Europy  $1,01 \mu\text{cal}/\text{cm}^2 \text{s}$ , jak to pokazano wyżej (fig. 5).

Natomiast wartość dla Gościna  $Q = 1,56 \cdot 10^{-6} \text{ cal/cm}^2 \text{ s}$  jest typowa dla obszarów objętych ruchami orogenicznymi wieku paleozoicznego i może być związana z obszarem o wieku konsolidacji 400 mln lat w rejonie Koszalina, Chojnic (W. Pożaryski 1970). Zasięg tej konsolidacji na obszarze Polski nie jest duży.

Niskie wartości  $Q$  w rejonie wyżu grawimetrycznego póln.-zachodniej Polski mogą być związane z niską radiogeniczną produkcją ciepła w zondulowanej procesami denudacji skorupie w tym obszarze. Nie jest znany wiek tego podłoża z innych danych.

Natomiast wartości  $Q$  na zachód od linii póln. Rugia, Wolin, Oświno szybko wzrastają. Obserwuje się duży poziomy gradient wartości strumienia i temperatur. Duże gradienty poziomu  $Q$  np. zmiany  $Q$  od  $0,8 \mu\text{cal/cm}^2 \text{ s}$  do  $1,4 \mu\text{cal/cm}^2 \text{ s}$  na przestrzeni 25—50 km wiążą się według L a c h e n b r u c h a (1966) z różną zawartością materiałów radiogenicznych w tych prowincjach strumienia ciepłego, z tym że duże gradienty poziome wynikają prawdopodobnie z faktu istnienia zróżnicowania w płytkich źródłach ciepła radiogenicznego (do 10 km głębokości), a więc z różną generacją ciepła w górnych partiach piętra granitowego, najbogatszego w zawartości  $U^{238}$ ,  $U^{235}$ ,  $Th^{232}$ ,  $K^{40}$ .

Jak się przypuszcza, różna jest zawartość tych pierwiastków w skorupie obszarów starych kratonów i młodszych obszarów geosynklinalnych, natomiast wkład podskorupowej składowej  $Q$  należy przyjąć za stały (S c l a t e r, 1972). Fakt przyjęcia modelu równego układu  $Q$  pod skorupą do strumienia obserwowanego nie jest jednak zgodny z obserwacjami w obszarach młodego wulkanizmu (masyw panoński) jak i w obszarach ryftowych (Bajkał, ryft Renu), gdzie należy przyjąć lokalne „niestacjonarne” źródła ciepła w górnym płaszczu (K u t a s, 1972b).

#### DYSKUSJA

Stwierdzona na podstawie analizy danych korelacja pola ciepłego z wiekiem orogenez jest trudna do wytłumaczenia. Trudności z odpowiedzią wiążą się ze słabym rozeznaniem w procesach rządzących produkcją i przekazem ciepła w górnym płaszczu.

Jak się przypuszcza, głównym czynnikiem powodującym obserwowane wartości strumieni ciepłych są procesy rozpadu pierwiastków radioaktywnych, które rozprzestrzenione są w skałach budujących skorupę, jak i górny płaszcz do głębokości 600—700 km. Najważniejszymi pierwiastkami są tu  $U^{235}$ ,  $U^{238}$ ,  $Th^{232}$  oraz  $K^{40}$ . W związku z niską przewodnością cieplną większość tego ciepła jest akumulowana we wnętrzu Ziemi. W wyniku dużej zawartości wspomnianych pierwiastków w skorupie, a w szczególności w piętrze granitowym i osadowym ilość wyprodukowanego ciepła stanowi prawdopodobnie około 60% ciepła obserwowanego przez pomiary  $Q$ . Z analizy statystycznej danych globalnych wynika, że ma mniej-

sce równość średnich wartości  $Q$  dla skorupy typu oceanicznego i kontynentalnego różniących się wyraźnie średnimi miąższościami ( $d_s$  oceaniczne — 18 km,  $d_s$  kontynent. — 33 km). Fakt ten został po raz pierwszy zauważony po pierwszych pomiarach  $Q$  wykonanych na Oceanie Spokojnym przez Revella i Maxwella w 1952 roku oraz przez Bullarda na Atlantyku w 1954 r. Należy odrzucić tu fakt anomalnych koncentracji pierwiastków radioaktywnych w skorupie oceanicznej, której większość stanowi piętro bazaltowe o niewielkich przecięt średnich zawartościach  $U^{235}$ ,  $U^{238}$ ,  $K^{40}$  i  $Th^{232}$ . Jednocześnie w świetle przytoczonych faktów korelacji wartości  $Q$  i  $G$  z rozwojem geosynklinalnym oraz brakiem zależności między głębokością zalegania granicy Moho a wielkościami rejestrowanych wartości  $Q$  i  $G$  wyraźny staje się fakt wpływu procesów cieplnych zachodzących w górnym płaszczu. Szacunkowo wyliczone wartości  $Q$  pochodzące od źródeł skorupy bliskie są wielkości  $1,0 \cdot 10^{-6}$  cal  $cm^{-2} s^{-1}$ . Fakt, że anomalie dodatnie strumienia  $Q$  w obszarach młodego wulkanizmu są nieregularnymi polami ściśle związanymi z obszarami aktywnymi tektonicznie, przemawia za przyjęciem lokalnych, anomalnych źródeł ciepła „włączonych” w początkowym okresie rozwoju geosynklinalnego. Ciepło wydzielone z czasem malałoby w związku z istnieniem przewodności cieplnej. Hipoteza ta tłumaczy w dużym stopniu korelację wartości  $Q$  z wiekiem ostatnich procesów fałdowych w kenozoiku. Wyliczone wartości  $T$  dla górnego płaszczu (J. B. Smirnow, 1968) dla różnych wartości  $Q$  charakteryzujących obszary o różnym rozwoju tektonicznym wskazują na fakt, że na dużych głębokościach rzędu 150—400 km mogą zaistnieć warunki stopienia materiału budującego górny płaszcz, co ma potwierdzenie w dużej przewodności elektrycznej w tych obszarach oraz w kanale niskich prędkości sejsmicznych. Ostatnie teoretyczne rozważania A. Tikhonova, E. Lubimovej i V. Vlasova (1970) wskazują na możliwość występowania stref roztopienia górnego płaszczu, które to tworzą się periodycznie w okresach rzędu 100 do  $170 \cdot 10^6$  lat, a więc w czasie zgodnym z okresowością procesów geosynklinalnych.

Strefy takie dzięki istnieniu procesów konwekcji mogą przemieszczać się w dużym przedziale głębokości. Wysokość, na którą takie strefy mogą przybliżyć się do powierzchni Ziemi, zależna jest od miąższości temperatury wewnętrznej, prędkości przemieszczania oraz stosunku konwektywnego transferu ciepła do przewodnictwa cieplnego skał. W pełni lub częściowo roztopiona strefa o miąższości 180—200 km może osiągnąć głębokość 60—80 km.

Obszary geosynklinalne, które charakteryzują wyższe wartości  $Q$  niż wartości „normalne” dla kontynentów, mogły, jak to przypuszcza (Kutas, 1972b), być rejonami, gdzie w górnym płaszczu powstawały strefy stopienia budującego go materiału.

Podnosząca się ku górze warstwa częściowo stopionego materiału górnego płaszczu jest według Belousova (1972) niczym innym jak aste-



nosferą. Przypuszcza się, że głębokość występowania astenosfery jak i jej stopień rozwoju są różne w różnych okresach rozwoju geologicznego Ziemi. Hipoteza ta tłumaczy częściowo istnienie anomalnych pól cieplnych w takich rejonach jak, Bajkał, ryft Renu, masyw panoński i innych, gdzie stwierdzono występowanie stref anomalnie przewodzących elektrycznie, jak to wynika z danych magnetotelurycznych (Lubimova, Feldman, 1970). Jednakże wyliczenia Carlsawa, Jaegera (1959), Kutasasa (1972a) wskazują, że płytkie źródła ciepła ("tkzw, niestacjonarne") związane z inicjalnym stadium rozwoju geosynklinalnego mogą dawać ciepło 1200—1500 cal/cm<sup>2</sup> przez okres nie większy niż 30—50 mln lat. Tak więc należy spodziewać się aktywności takich „włączonych” źródeł ciepła w obszarach stabilnych tektonicznie o rozwoju platformowym, jak to ma miejsce w obszarze Nizy Polski.

Faktem doświadczalnym, który został stwierdzony w ostatnich latach, jest liniowa zależność strumienia cieplnego  $Q$  od powierzchniowej radioaktywności (produkcji ciepła przez izotopy promieniotwórcze w powierzchniowych warstwach skorupy  $A(z)$ ) odkryta jednocześnie przez różnych badaczy (Hyndman i inni, 1968; Birch, Roy i inni, 1968; Lachenbruch, 1968).

$$Q = Q_0 + DA(O)$$

gdzie  $Q_0$  i  $D$  są stałymi charakterystycznymi dla dużych jednostek geograficznych.

Lachenbruch (1970) wykazał, że wytłumaczeniem tej doświadczalnie stwierdzonej zależności jest przyjęcie eksponentyjnego rozkładu ciepła w skorupie.

$$A(z) = A(O) \exp(-Z/D) \text{ gdzie } 0 \leq Z \leq Z^*; A(O) = A(z = 0)$$

Model ten został potwierdzony ostatnio badaniami doświadczalnymi pionowego zakładu izotopów promieniotwórczych w otworach przewiercających do 3 km krystalinikum. W otworach głębszych w granitach zaobserwowano regresję w wydzielaniu ciepła z głębokością zgodnie z funkcją wykładniczą.

Przy założeniu takiego modelu rozkładu  $A(z)$  oraz przyjęciu faktu malenia wielkości generacji ciepła w czasie (Lee, 1967) można przyjąć, że procesy wolnej erozji w starych kratonicznych obszarach jak i wspomniany wolny zanik  $A = f(t)$  mogą być przyczyną odpowiadającą w dużym stopniu za niskie wartości  $Q$  w tych obszarach (patrz pñ.-wsch. Polska). Procesy denudacji trwające przez okres setek milionów lat spowodowały zondulowanie najbardziej bogatej w izotopy  $U^{235}$ ,  $U^{238}$ ,  $Th^{232}$ ,  $K^{40}$  części skorupy ziemskiej. Przy usunięciu 10 km warstwy wielkość strumienia malałaby o wartość 0,6—1,0  $\mu\text{cal/cm}^2 \text{ s}$ .

Jak to pokazano wyżej, najniższe wartości  $Q$  obserwujemy w Polsce w obszarze masywu mazursko-suwalskiego, będącego kontynuacją masywu

białoruskiego oraz w obszarze wyniesienia Sławatycz. Te części starego kratonu Europy Wschodniej podlegały silnym procesom denudacyjnym. Miąższość zondulowanych utworów skorupy sięga 10 km w obszarze garbu mazursko-suwałskiego (wg R y k a, 1970).

Jak to wykazał L a c h e n b r u c h (1970), przyjęcie modelu eksponentyjnego rozkładu energetycznych izotopów promieniotwórczych w skorupie jako wytłumaczenia prostoliniowej zależności  $Q = Q(A)$  jest słuszne przy uwzględnieniu procesów denudacji.

Tak więc długotrwałe procesy denudacyjne, które miały miejsce przez najdłuższy okres czasu w obszarach kratonicznych, mają niewątpliwie duże znaczenie.

Jeszcze jednym faktem wpływającym z obserwacji jest jednorodny rozkład wartości  $Q$  w obszarach prekambryjskich platform. Jeśli więc brać pod uwagę dryf kontynentów, to należałoby przyjąć, że układ podskorupowej generacji ciepła w stabilnych tektonicznie obszarach, jakimi są platformy, jest stały. S c l a t e r (1972) biorąc pod uwagę teorię przemieszczania się kontynentów na podłożu astenosforycznym udowodnił, że fakt równości  $Q$  oceaniczne = kontynentalne nie będzie sprzeczny z hipotezą dryftu w przypadkach, gdy przyjmiemy, że litosfera oceaniczna ma miąższość dwa razy mniejszą od kontynentalnej. W tym przypadku dla przyjętej generacji ciepła w kontynentalnej warstwie granitowej  $3,0 \cdot 10^{-13}$  cal/cm<sup>2</sup>s, w warstwie bazaltowej  $0,6 \cdot 10^{-13}$  oraz poniżej „Moho”  $0,02 \cdot 10^{-13}$ , natomiast dla litosfery oceanicznej w warstwie bazaltowej  $1,2 \cdot 10^{-13}$  oraz pod nieciągłością „Moho”  $0,03 \cdot 10^{-13}$  cal/cm<sup>2</sup>s mamy, że układ od górnego płaszcza pod płytami kontynentalnymi będzie dwa razy mniejszy niż pod basenami oceanicznymi. Podłoże litosfery jest w tym przypadku powierzchnią izotermalną ( $T = 1530^{\circ}\text{C}$ ). Model S c l a t e r a pozwala wytłumaczyć zachowanie równości średnich wartości strumienia dla oceanów i kontynentów przy przyjęciu istnienia horyzontalnych przemieszczeń litosfery kontynentalnej.

Ciekawy jest fakt, że zestawione punkty obserwacji wartości  $Q$  i  $A$  leżą na tej samej linii prostej ( $Q = Q(A)$ ), mimo że badania, wykonywane przez różnych autorów, pochodzą z różnych prowincji tektonicznych o różnym wieku ostatecznej konsolidacji. Implikuje to przyjęcie modelu, gdzie wkład podskorupowej składowej strumienia jest stały w obszarach kontynentalnych. Fakty te tłumaczą w dużym stopniu obserwowaną także w obszarze Europy korelację  $Q$  z prowincjami tektonicznymi jak i duże gradienty poziome obserwowane na mapach rozkładu wartości  $Q$  na granicach tych jednostek.

Prawdopodobne zdaje się być przypuszczenie, że zróżnicowanie w wartościach  $Q$  obserwowane na powierzchni ma swą przyczynę w różnej aktywności źródeł leżących płytko (10 km głębokości) w skorupie, jak to wynikałoby z modelu L a c h e n b r u c h a (1970). W tym świetle korelacja wartości  $Q$  z prowincjami tektonicznymi różnego wieku w Europie

centralnej, jak i zmiana wartości  $Q$  z wysokich dla obszaru Paleo-Europy do niskich dla obszaru kratonu Europy Wschodniej zdaje się być związana w dużej mierze z różną zawartością izotopów promieniotwórczych w górnych partiach skorupy tych obszarów.

Wydaje się, że przytoczona tu dyskusja faktów doświadczalnych i ich implikacji teoretycznych w dużym stopniu tłumaczy zmiany parametrów geotermicznych w obszarze Polski, leżącym na kontakcie wielkich jednostek geotektonicznych skorupy Ziemi.

*Instytut Geologiczny w Warszawie*  
*Zakład Geofizyki*

#### WYKAZ LITERATURY REFERENCES

- Birch F., Roy R. F., i inni (1968), Heat flow and thermal history in New England and N. Y., Interscience, New York.
- Bellousov V. V. (1972), Basic trends in the evolution of continents, *Tectonophys.* 13, nr 1—4, Amsterdam.
- Cermak V. (1968a), Heat flow in the Silesian Coal Basin, *Pure and Applied Geophysics*, 69, p. 119—130, Birkhauser Verlag, Basel.
- Cermak V. (1968b), Heat flow in the Zacler — Svatonovice basin, *Acta geoph. pol.*, 16, p. 3—9, Warszawa.
- Carlsav M. S., Jaeger J. C. (1959), Conduction of heat in solids, Oxford Univ. Press, London.
- Depowski S., Sapała I. (1969), Wyniki badań termicznych wykonanych w pld.-wsch. części Niziny Polskiej, *Kw. Geol.* 13, p. 198—210, nr 1, Warszawa.
- Hyndman R. D. i inni (1968), Heat flow and surface radioactivity measurements in Precambrian shield of W. Australia, *Phys. Earth. Planet. Inter.* 1, p. 129—135, Amsterdam.
- Kutas R. I. (1972a), Investigation of heat flow anomalies in some regions of Ukraine, *Geothermics*, 1, nr 1, Pisa.
- Lachenbruch A. H. (1966), Heat flow through the Arctic Ocean floor, *J. Geophys. Res.* 71, p. 1223—1248.
- Lachenbruch A. H. (1968), Preliminary geothermal model of the Sierra Nevada, *J. Geophys. Res.* 73, p. 6977—6989.
- Lachenbruch A. H. (1970), Crustal temperature and heat production: Implication of the linear heat flow relations. *J. Geophys. Res.*, 75 p. 3291—3300.
- Lubimowa E. A., Feldman I. S. (1970), Heat flow temperature and electrical conductivity of the crust and upper mantle in USSR, *Tectonophys.* 10, nr 1—4, Amsterdam.
- Lee W. H. K. (1970), — On the global variations of terrestrial heat flow. *Physics of the Earth and planetary interiors*, 2, p. 332—342, Amsterdam.
- Lee W. H. K. (1967), Thermal history of the earth, Univ. California Thesis, Los Angeles.
- Majorowicz J. (1972a), Związki elementów pola cieplnego z wiekiem konsolidacji podłoża obszaru Polski, *Kwart. geol.* 16, nr 4, Warszawa.
- Majorowicz J. (1972b), Gęstość powierzchniowego strumienia cieplnego i gradient geotermiczny na obszarze Polski w świetle statystycznej analizy danych światowych, *Prz. geof.* nr 3—4 PWN.

- Majorowicz J. (1973), Polish Heat flow data. *Nature Phys. Sc.* v. 241, Jan. 1.
- Plewa S. (1966), Regionalny obraz parametrów geotermicznych obszaru Polski. *Pr. geofiz.* 1, Wyd. Geofizyka i Geologia Kraków.
- Polyak B. G., Lubimova E. A. (1969), Heat flow map of Eurasia, *Geophys. Monogr.* 13, Washington D. C.
- Pożaryski W. (1970), Powierzchnia skonsolidowanego podłoża. *Geofiz. Geol. naf.* 3—4 p. 87—92, Kraków.
- Ryka W. (1970), Development of the crystalline basement of N-E Poland. *Mater. i Pr.* 34, PWN.
- Schlosser P. (1970), Einbeziehung petrophysikalischer Bohrlochmesergebnisse in Bestimmung der terrestrischen Wärmeflusses. *Geophysic Geologie*, 15, p. 36—42, Leipzig.
- Sclater J. G. (1972), New perspectives in terrestrial heat flow, *Tectonophys.* 13, nr 1—4, Amsterdam.
- Stenz E. (1954), Temperatury wglębne w Ciechocinku. *Acta geoph. pol.* nr. 4 .
- Sollogub V. B., Prossen D., Militzer H. (editors) (1971), Crustal structure of central and south eastern Europe, Naukova Dumka, Kiev.
- Tamrazyan G. P. (1971), Siberian continental drift. *Tectonophysics* 11, nr 6, p. 433—461, Amsterdam.
- Tikhonov A., Lubimova E. Vlasov V. (1970), On the evolution of melting zones in the thermal history of the Earth. *Physics of the Earth and planetary interiors*, 2, p. 326—332, nr 5, Amsterdam.
- Verma R. K., Hamza V. M., Panda P. K. (1970), Further study of the correlation on heat flow with age of basement rocks. *Tectonophysics* 10, nr 1—3, Amsterdam.
- Węsierska M. (1970), Results of temperature measurements in Poland. *Mater. Pr.* 34, PWN.
- Węsierska M. (1971), Badania powierzchniowego strumienia Ziemi. Odczyt na III konferencji naukowej PAN pt. Badania skorupy i górnego płaszcza Ziemi. Warszawa—Jabłonna.
- Кутас Р. И., В. В. Гордиенко (1971), Тепловое поле Украины, *Наукова думка*, Киев.
- Фролов Н. М. (1969), Гидрогеотермия, *Наука*, Москва.
- Кутас Р. И., Гордиенко В. В. (1972), Радиоактивная теплогенерация в горных породах Украины и некоторых других районов, *Геофиз. Сборник* 49, *Наукова думка*, Киев.

## SUMMARY

The paper discusses the correlation between the elements of the Earth's thermal field (temperature  $T$ , gradient  $T = G$ , heat flow  $Q$ ) and the principal tectonic provinces on the territory of Poland. With this object in view, a map of temperature gradient distribution for the intervals 200—2000 m (Fig. 1), a map of geoisotherms for depths of 1 km (Fig. 2) and 2 km (Fig. 8), and the values of heat flow from the northern part of the Polish Lowland (Fig. 7) were analysed. The values of temperature gradients as well as those of temperature for a depth of 1 km are given in Figs. 1 and 2. Fig. 3 shows the values of heat flow for Central Europe. Zones of low values of  $Q$  ( $Q < 1.30 \mu\text{cal}/\text{cm}^2 \text{ s}$ ) were distinguished.

Table 1 gives new estimates of the density of the Earth's surface heat flow. In Figs. 3 and 4, respectively, thermograms from East European Platform and south-eastern Poland are shown. An analysis of the data obtained indicates the following regularities:

1. A general change of the elements of thermal field in the direction NW-SE is disturbed by a W-E zone appearing in the area of the stable Precambrian platform, characterized by increased  $Q$ ,  $T$  and  $G$  values. The author is of the opinion that this phenomenon is caused by a deep fault.

2. The second zone of higher than mean, "cratonic"  $Q$  values is the area north-west of Rawa Ruska.

3.  $G$  and  $Q$  values for south-eastern Poland do not exceed mean values, typical for Precambrian platforms, and are in general characteristic of the whole craton of East Europe as far as the Ural Mountains.

4. The values from south-western Poland and the area of Upper Silesian Basin are typical for regions of Hercynian orogeny.

Thermal field analyses were performed basing on the relations, generalized by statistical analysis, between the elements of thermal field in different tectonic provinces (Fig. 5). It should be noted that there is no relation between the value of heat flow and the thickness of platform sedimentary cover (Fig. 6).

*translated*  
*by H. Kisielewska*