

Kazimierz Chmura

CIEPLNY STRUMIEN ZIEMSKI W OBSZARZE ROW

Streszczenie. W pracy przedstawiono wyniki badań ziemskiego strumienia ciepła dla Rybnickiego Okręgu Węglowego od stropu karbonu do głębokości 1000 m. Omówiono przewodność cieplną skał, na podstawie której wyprowadzono pierwotną temperaturę na powierzchni stropu karbonu i na poziomie -700 m npm. Na podstawie temperatury sporządzono mapę rozkładu ziemskiego strumienia ciepła na poziomie -700 m npm. Obliczono całkowitą wartość strumienia ciepła dla tego poziomu oraz wykonano przekroje geotermodynamiczne.

1. Wstęp

Problemem przepływu energii cieplnej z głębszych partii skorupy ziemskiej ku jej wierzchnich części zajmowano się już dawno. Szczególnie w ostatnich latach poczyniono wiele obserwacji i pomiarów nad mechanizmem przepływu ziemskiego strumienia ciepła (N. Arshavskaya, I. Berezina, G. Lubimova 1972, V.V. Anibriev 1961, K. Chmura 1968, 1970, 1971, 1974, 1975, L.G. Decius 1961, O. Doyle 1961, N.M. Frołow 1966, W.W. Gordienko 1975, M.C. Iwanow 1970, J. Jureczko 1974, J. Kówałczuk, J. Pałys 1967, G.I. Krasemikow 1973, P.I. Kutas, W.W. Gordienko 1971, J. Majerowicz 1971, 1972, 1973, S.F. Mlechtiejew 1971, W.A. Nursanow, J.M. Dworow, J.F. Bolganina 1966, J. Paszyński, B. Krawczyk, S. Plewa 1966). W związku z tym można stwierdzić, że masyw skalny przy modelu przegrody płaskiej, stanowi ośrodek anizotropowy. Tym bardziej, że przewarstwiony jest on izolatorami cieplnymi jakimi w tym przypadku są skały ilaste i węgle. Według zasad prawa Fouriera, mechanizm przepływu ziemskiego strumienia ciepłego, przy doprowadzeniu energii cieplnej z głębi masywu skalnego, jest funkcją trzech zmiennych, tj. głębokości, czasu i różnicy temperatur. Uwzględniając tę zależność w dalszej części artykułu wyprowadzono dla Rybnickiego Okręgu Węglowego przepływ ziemskiego strumienia ciepłego, uwzględniając przy tym współczynnik przewodności cieplnej, określony prostopadle względem układowienia. Wszystkie dane wyjściowe posłużyły do przeprowadzenia analizy ziemskiego strumienia ciepła dla obszaru ROW.

Wychodząc z takiego założenia można było dla wspomnianego obszaru przeprowadzić analizę ziemskiego strumienia ciepła. Zanim przejdziemy do omówienia mechanizmu przepływu ziemskiego strumienia ciepła, scharakteryzujemy w dużym skrócie promieniowanie energii ziemskiej.

2. Promieniowanie ziemskiego strumienia ciepła

Promieniowanie ziemskiego strumienia do atmosfery jest tematem badań klimatologów (J. Skoczek 1965, J. Paszyński 1966), którzy ustalają dla obszaru Polski bilans cieplny promieniowania dla poszczególnych regionów. Wychodzą oni z założenia, iż podstawowe znaczenie w kształtowaniu się na powierzchni stanu atmosfery, a głównie dolnych ich warstw, jest wymiana energii cieplnej zachodzącej na granicy między atmosferą a powierzchnią Ziemi, która dostarcza z głębi określoną ilość energii. Z dotychczasowych danych wynika, że wymiana ciepła między atmosferą a skorupą ziemską odbywa się w przedziałach głębokościowych 12-30 m, w zależności od rodzaju skał i warunków hydrogeologicznych danego terenu. Według danych z atlasów bilansu cieplnego roczne promieniowanie dla obszaru ROW-u określone jest w granicach od 34,8 do 46,4 $\frac{W}{m^2} \cdot 10^4$. Jest to promieniowanie powierzchniowe, wyprowadzone na podstawie bilansu cieplnego, uwzględniającego wymianę ciepła poprzez promieniowanie, wymianę ciepła poprzez przewodność cieplną skał skorupy ziemskiej, wymianę ciepła przez konwekcję i wymianę ciepła wskutek różnicy pojemności cieplnej skał, wody i powietrza. Oddziaływanie ziemskiego strumienia ciepła na powierzchniowy strumień danego terenu jest zależne od różnicy temperatury między powierzchnią skorupy ziemskiej a atmosferą.

3. Kształtowanie się pierwotnej temperatury w masywie skalnym obszaru ROW

Wielkość temperatury jest zależna od ilości dopływającej energii do górnych partii skorupy ziemskiej. Energia cieplna dopływająca z głębi skorupy ziemskiej w postaci ziemskiego strumienia cieplnego narzuca pewne prawa, które z kolei muszą być w działalności górniczej poznane i do nich przystosowane warunki klimatyzacyjne wyrobisk górniczych na głębokości powyżej 1000 m. Tym bardziej, że intensywność przemieszczania energii cieplnej na danej głębokości przez skały oraz charakter wektorialny tej energii jest złożony i współzależny od układów litologicznych całych kompleksów skalnych i ich budowy strukturalnej w danej jednostce geologicznej. Wychodząc z tych ogólnych stwierdzeń, starano się ustalić w pierwszej kolejności faktyczną temperaturę skał, przy uwzględnieniu ich przewodności cieplnej i współczynnika zagęszczenia ciepła w strumieniu, oddzielnie dla poszczególnych odmian petrograficznych i typów litologicznych skał. W tym ujęciu zbliżono się do faktycznej temperatury jaka występuje, (idąc od stropu karbonu przez poziomy -200, -450, -700 m n.p.m.) do głębokości 1000 m, stosując w tym względzie następującą zależność:

$$v_{PKl}^{\circ} = v_{srR}^{\circ} + v_n^{\circ} + v_{PKN-i}^{\circ}$$

gdzie:

v_{PKl}° - temperatura skał karbońskich na danej głębokości $^{\circ}C$,

v_{srR}° - średnia temperatura roczna dla danego obszaru $^{\circ}C$,

- t_n - temperatura skał nadkładu w danym profilu °C,
 $t_{p\ n-i}$ - pierwotna temperatura skał nad poziomem obliczeniowym.

W praktycznym wyliczeniu wykorzystano zależności:

$$t_{p\ k} = t_{sr\ R} + \dot{q}_{sr\ n} \frac{d_n}{\lambda_{sr\ n}} + \dot{q}_{sr\ w} \frac{d_w}{\lambda_{sr\ w}} + \dot{q}_{sr\ i} \frac{d_i}{\lambda_{sr\ i}} + \dot{q}_{sr\ m} \frac{d_m}{\lambda_{sr\ m}},$$

gdzie:

- $\dot{q}_{sr\ n}$ - średnia wartość zagęszczenia ciepła w strumieniu dla nadkładu $\frac{W}{m^2}$,
 d_n - całkowita grubość nadkładu m,
 $\lambda_{sr\ n}$ - średnia wartość współczynnika przewodzenia ciepła skał nadkładu $\frac{W}{m\ deg}$,
 $\dot{q}_{sr\ w}$ - średnia wartość zagęszczenia ciepła w strumieniu dla węgla $\frac{W}{m^2}$,
 $\lambda_{sr\ w}$ - średnia wartość współczynnika przewodzenia ciepła dla węgla $\frac{W}{m\ deg}$,
 d_w - całkowita grubość węgla m,
 $\dot{q}_{sr\ p}$ - średnia wartość zagęszczenia ciepła w strumieniu dla piaskowca $\frac{W}{m^2}$,
 $\lambda_{sr\ p}$ - średnia wartość współczynnika przewodzenia ciepła dla piaskowca $\frac{W}{m\ deg}$,
 d_p - całkowita grubość piaskowców m,
 $\dot{q}_{sr\ i}$ - średnia wartość zagęszczenia ciepła w strumieniu dla iłowców $\frac{W}{m^2}$,
 $\lambda_{sr\ i}$ - średnia wartość współczynnika przewodzenia ciepła dla iłowców $\frac{W}{m\ deg}$,
 d_i - całkowita grubość iłowców m,
 $\dot{q}_{sr\ m}$ - średnia wartość zagęszczenia ciepła w strumieniu dla mułowców $\frac{W}{m^2}$,
 $\lambda_{sr\ m}$ - średnia wartość współczynnika przewodzenia ciepła dla mułowców $\frac{W}{m\ deg}$,
 d_m - całkowita grubość mułowców m.

Uzyskane wartości obliczeń pierwotnej temperatury skał dla poziomów posłużyły do sporządzenia map geotemperowych obszaru ROW.

3.1. Rozkład temperatury na powierzchni stropu karbonu

Temperatura stropu karbonu zmienia się od 12,4°C do 22,2°C. Ta rozpiętość, wynosząca prawie 10°C, wynika z różnorodności skał występujących w nadkładzie, które stanowią blokadę dla przepływu ziemskiego strumienia ciepłego. Inny czynnik, który może w pewnym sensie decydować o kształtowaniu się temperatury na pograniczu dwóch odmiennych litologicznie kom-

pleksów skalnych, jest morfologia powierzchni karbonu, które w naszym przypadku stanowi ekranizację w przepływie strumienia ciepłego.

Przy ustalaniu temperatury stropu karbonu wykorzystano zależności:

$$v_s = v_{srR} + v_n,$$

stąd po wstawieniu danych otrzymamy:

$$v_s = v_{srR} + \dot{q}_{srn} \frac{dn}{\lambda_{srn}},$$

gdzie:

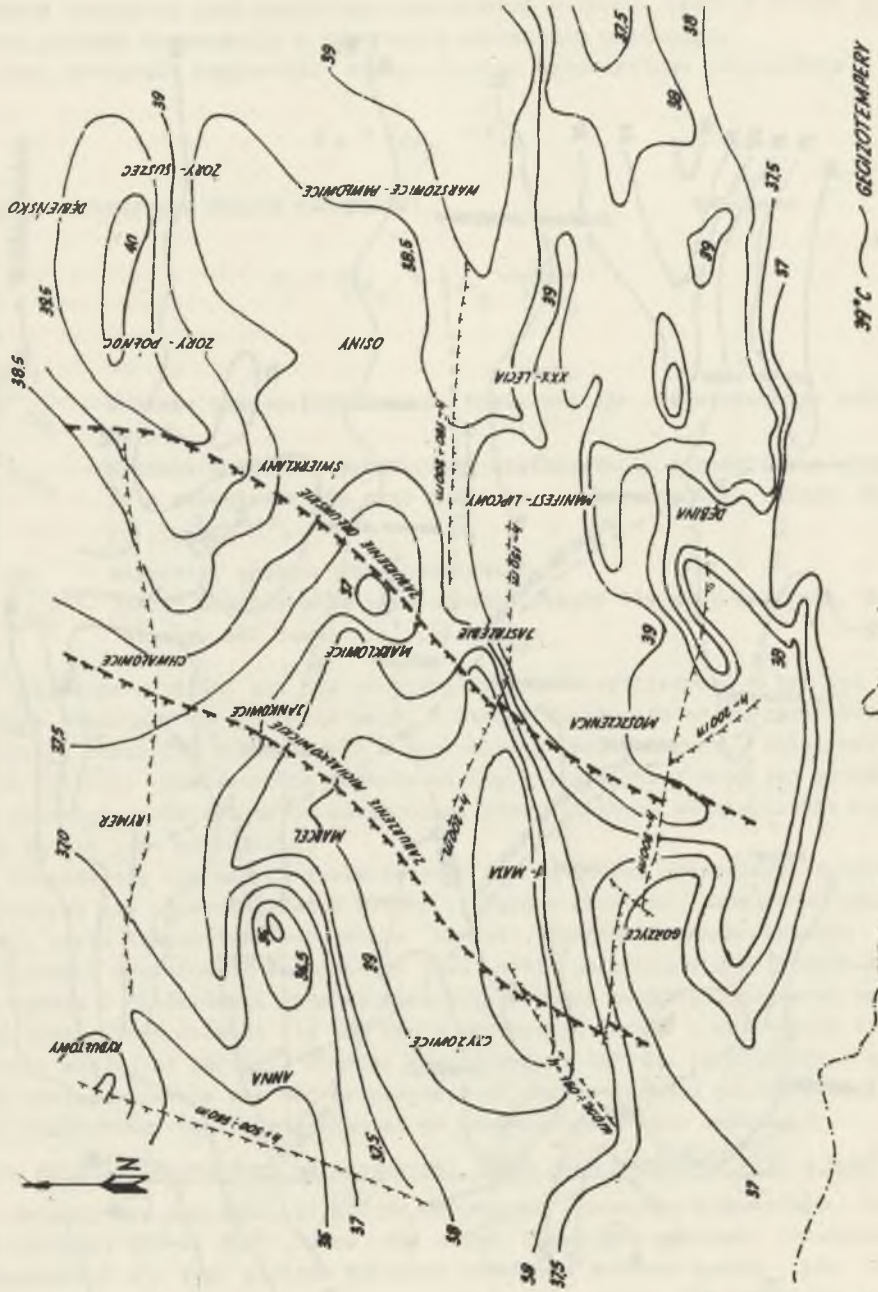
- v_{srR} - średnia temperatura roczna, równa się dla rozpatrywanego obszaru 8°C ,
- \dot{q}_{srn} - średnia wartość jednostkowego współczynnika zagęszczenia ciepła w strumieniu dla skał nadkładu, w obszarze ROW równa się $611,54 \frac{\text{W}}{\text{m}^2} \cdot 10^{-4}$,
- dn - całkowita grubość skał nadkładu m ,
- λ_{srn} - średni współczynnik przewodzenia ciepła dla skał nadkładu, dla obszaru ROW równa się $1,66 \frac{\text{W}}{\text{m} \cdot \text{deg}}$.

Wyliczone wartości dla 372 punktów (otworów wiertniczych) w tym też i szybów posłużyły do wykonania mapy, z której wynika, że na terenie ROW-u istnieją obszary o maksymalnych i minimalnych temperaturach. Lokalizacja tych obszarów przedstawiona została na mapie (rys. 1). Z mapy tej wynika, że przebieg geozotemper na powierzchni stropu karbonu odzwierciedla w pewnym sensie jego morfologię.

Zauważa się bowiem, że geozotempery tworzą szereg generalnych wyodrębniających się obszarów. Jeden obszar występuje w partii środkowo-wschodniej, gdzie temperatura ewidentnie wzrasta. Drugim podobnym obszarem o zbliżonych wartościach temperatury jest partia południowa i wschodnia. Jest to zgodne z ilościowymi stosunkami litologicznymi nadkładu, ponieważ wyższe temperatury zauważa się tam gdzie przeważają ilce oraz stopień diagenety skał jest znaczny. Ponadto zawodnienie nadkładu, infiltracja i sposób przemieszczania się wód na powierzchni stropu karbonu powoduje obniżenie temperatury skał występujących na powierzchni stropu karbonu.

3.2. Rozkład temperatury na głębokości około 1000 m (poziom -700 m npm)

Najgłębszym poziomem, na którym wyznaczono pierwotną temperaturę skał na obszarze ROW-u, jest poziom -700 m npm. Ustalenie wartości liczbowych temperatury dla tego poziomu dokonano również w podobny sposób jak dla stropu karbonu. Z mapy tego poziomu wynika, że poziom -700 m cechuje się wzrostem temperatury, co zresztą jest zgodne z prawidłowością, przepływu energii cieplnej z głębi ku powierzchni. Wzrost ten osiąga od $34,3-40,3^{\circ}\text{C}$.



Rys. 2. Mapa rozkładu temperatury na poziomie -700 m npm (głębokość ok. 1000 m)

Średnie wartości temperatury na całym obszarze tego poziomu wynoszą 35,9-39,4°C. Wynika z tego wniosek, że im głębiej tym temperatury będą wyrównane, jedynie w okresie wprowadzenia wentylacji może, po krótkim okresie zaburzenia równowagi cieplnej, nastąpić wyrównanie temperatury. Na mapie (rys. 2) poziomu -700 m npm przedstawiono rozkład geocizotemper, których przebieg jest bardziej wyrównany.

4. Ziemski strumień ciepły w obszarze ROW

Wyprowadzone właściwości cieplne skał i temperatury posłużyły do ustalenia wielkości ziemskiego strumienia ciepła dla całego obszaru ROW. Badania tych właściwości geotermicznych wykazały, że istnieje wyraźny związek między zbadanymi właściwościami cieplnymi, a wielkością ziemskiego strumienia ciepłego. Poza tym stwierdzono, że na kierunek przepływu ziemskiego strumienia ciepłego i jego natężenia, nie miały wpływu wywierana budowa litologiczna masywu oraz elementy strukturalne obszarów kopalń i terenów przyległych. Zauważone anomalie geotermiczne rozkładu temperatury są więc ściśle związane z wyżej podanymi warunkami geotermodynamicznymi. Wyprowadzone geocizotempery dla analizowanych kopalń i obszarów świadczą o zróżnicowaniu w przepływie ziemskiej energii cieplnej z głębi do wyrobisk górniczych. W tym celu posłużono się prawami rządzącymi w przepływie ciepła.

4.1. Ogólne dane fizyczne o ziemskim strumieniu ciepłym

Główną cechą geotermiczną jest ziemski strumień ciepły, który koreluje się z właściwościami cieplnymi skał i jednostkowym współczynnikiem zagęszczenia ciepła w strumieniu, jako funkcji głębokości, z wartościami prędkości przepływu strumienia ciepłego z wewnętrznych do zewnętrznych partii skorupy ziemskiej. Doświadczenia wykazały, że każda odmienna petrograficznie skała odznacza się swoistym jednostkowym współczynnikiem zagęszczenia ciepła w strumieniu, tj. zdolnością do przepływu ilości energii w jednostce czasu na jednostkę powierzchni. W związku z tym ziemski strumień ciepły będzie więc składową tych współczynników cieplnych skał i całych kompleksów skalnych. Uwzględniając te wszystkie warunki i współzależności możemy ująć to w najogólniejszy sposób równaniem:

$$\bar{Q} = \bar{q} \cdot A, W,$$

gdzie:

\bar{q} - powierzchniowy współczynnik zagęszczenia ciepła w ziemskim strumieniu ciepła, $\frac{W}{m^2}$,

A - pole powierzchni przez które to ciepło przepływie, m^2 .

Wielkość przepływu energii cieplnej przez materiał skalny jest więc wprost proporcjonalna do współczynnika zagęszczenia ciepła w strumieniu.

Innymi słowy możemy stwierdzić, że intensywność przepływu ciepła przewodzonego przez górotwór charakteryzować będzie zagęszczenie ciepła w strumieniu \bar{q} , wyrażające stosunek elementarnego ciepła d^2Q do elementu prostopadłej do kierunku przepływu powierzchni dA i do elementu $d\tau$. Można to ująć:

$$\bar{q} = \frac{d^2 Q}{dA \cdot d\tau}$$

Zależność funkcyjna między przewodnością ciepłą, a kierunkiem przepływu i gęstości energii strumienia jest następująca:

$$\bar{q} = -\lambda \frac{dv}{dn}, \frac{W}{m^2},$$

gdzie:

λ - współczynnik proporcjonalności (współczynnik przewodzenia ciepła), $\frac{W}{m \text{ deg}}$,

$\frac{dv}{dn}$ - gradient temperatury (pochodna temperatury względem drogi), $\frac{\text{deg}}{m}$

Ustalając energię przepływającą przez górotwór obszaru ROW-u uwzględniono powyższe zależności, odnosząc je do warunków panujących w masywie skalnym.

4.2.1. Gęstość strumienia cieplnego ustalonego dla ROW-u

Strumień cieplny ustalono w obszarze ROW-u dla powierzchni stropu karbonu, poziomu -200 m, poziomu -450 m i poziomu -700 m npm. Jednak tutaj omówiono tylko strop karbonu i poziom -700 m npm. Sposób przepływu energii cieplnej przedstawiono na mapie (rys. 3). Gęstość strumienia cieplnego na powierzchni stropu karbonu wyliczono na podstawie ustalonego gradientu geotermicznego i współczynnika przewodności cieplnej skał, stosując następującą zależność:

$$\bar{q} = \lambda_{\text{sr}} \cdot G, \frac{W}{m^2},$$

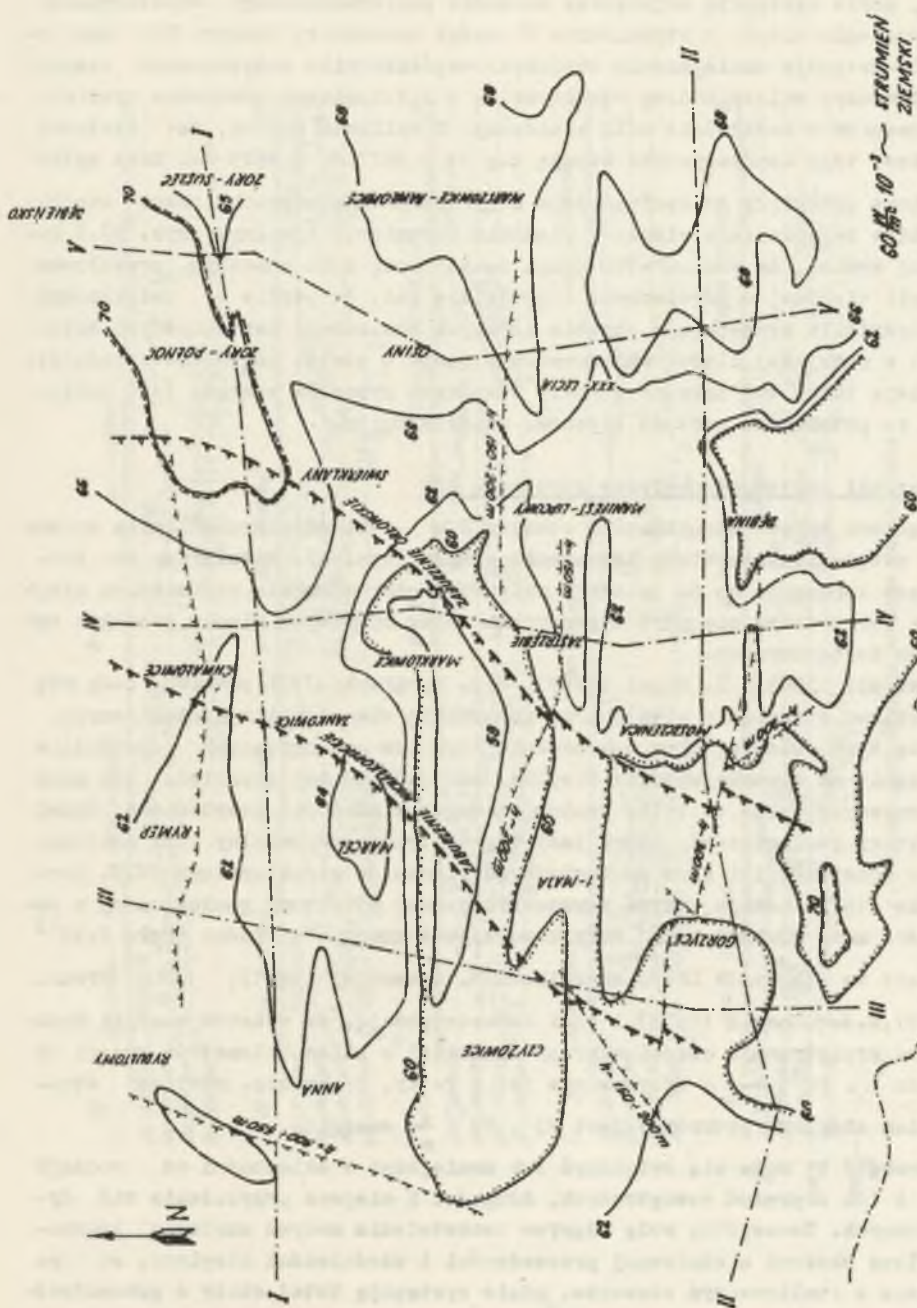
gdzie:

\bar{q} - powierzchniowy strumień cieplny $\frac{W}{m^2}$,

λ - współczynnik przewodzenia ciepła $\frac{W}{m \text{ deg}}$,

G - gradient geotermiczny $\frac{^{\circ}C}{m}$.

Współczynnik zagęszczenia ciepła w ziemskim strumieniu jest na poziomie -700 m npm wysoki, co świadczy o znacznym dopływie energii cieplnej do górotworu tego poziomu. Charakterystycznym szczegółem w rozmieszczeniu wartości liczbowych tego współczynnika jest wyrównanie dopływu energii z głębi do górotworu analizowanego poziomu -700 m. Zauważa się tutaj natężenie dopływu energii w obszarze od partii centralnych do południowo-zachod-



Rys. 3. Mapa kształtowania się ziemskiego strumienia ciepła na poziomie -700 m npm

nich, gdzie występują największe wartości powierzchniowego współczynnika zagęszczenia ciepła w strumieniu. W części wschodniej obszaru ROW tego poziomu występuje zmniejszenie obszarowe współczynnika zagęszczenia ciepła, co tłumaczyć należy budową strukturalną i litologiczną górotworu oraz występowaniem w nadkładzie soli kamiennej. Z wyliczeń wynika, że wartości liczbowe tego współczynnika wahają się od 0,0577 do $0,9625 \frac{W}{m}$. Dane wyliczeniowe posłużyły do sporządzenia mapy rozkładu powierzchniowego współczynnika zagęszczenia ciepła w ziemskim strumieniu cieplnym (rys. 3). Z mapy tej wynika, że poziom -700 m npm cechuje się dość znacznym przepływem energii cieplnej w górotworze. Zauważa się też, że partie o zwiększonym współczynniku występują w obrębie głównych dyslokacji tektonicznych, natomiast w mniejszej ilości obszarowo występuje w partii północno-wschodniej. Istnieją tutaj też lokalne obszary w których przepływ energii jest mniejszy, co potwierdza wartość liczbową współczynnika.

5. Warunki geotermodynamiczne górotworu ROW

Wgłębna budowa strukturalna obszaru ROW jest odzwierciedleniem kształtu i natężenia ziemskiego strumienia ciepła (rys. 4). Potwierdza to istniejące koncepcje co do ścisłego związku między ziemskim strumieniem ciepła, a formowaniem się płyt i geosynklin oraz lokalnych niecek i całych systemów tektonicznych.

J. Maxwell (1968), Z. Gogel (1969), W.W. Gordienko (1975) przypisują dużą rolę ziemskiemu strumieniu ciepła przy formowaniu się struktur geologicznych. Według tych autorów, przy powstawaniu struktur geologicznych decydujące znaczenie ma ziemska energia cieplna, szczególnie jej strumień. Być może że procesy cieplne to tylko drobny szczegół w historii powstawania danej struktury geologicznej, który jest często trudno zauważalny przy analizie konstrukcji i form geologicznych elementów strukturalnych. W.W. Gordienko (1975) podaje, iż na formowanie jednej struktury geologicznej o objętości masy skalnej 1 km^3 zużytkowana jest energia w ilości około $2 \cdot 10^{13}$

$\frac{J}{m^2}$. Jest to olbrzymia ilość energii. M.W. Geowskiej (1967), A.A. Pronin (1969), E.W. Chanin (1973) i inni badacze podają, że wydatek energii cieplnej na wypiętrzenie części skorupy ziemskiej o kilka kilometrów wynosi od 0,5 do $1 \cdot 10^{13} \frac{J}{m^2}$, a uformowanie jej w fałdy, zręby itp. wraz ze strumieniem cieplnym potrzebne jest $23 \cdot 10^{13} \frac{J}{m^2}$ energii.

Energia ta może się zwiększyć lub zmniejszyć w zależności od rodzaju skał i ich naprężeń wewnętrznych, długości i miejsca przyłożenia sił dynamicznych. Szczególną rolę odgrywa uwarstwienie masywu skalnego poprzedzielane skałami o odmiennej przewodności i właściwości cieplnej, co ma miejsce w analizowanym obszarze, gdzie występują tutaj skały o przewodności cieplnej od 0,3 do ponad $3 \frac{W}{m \text{ deg}}$. Również ważną rolę odgrywają grubości poszczególnych rodzajów skał. Mając określone wszystkie możliwe cechy

cieplne górotworu całego obszaru, zlokalizowano wszystkie anomalie pola cieplnego jakie tutaj występują charakterystyczne dla niecek i deformacji tektonicznych genetycznie związanych z powstałymi w nich zjawiskami geotermodynamicznymi. Zinterpretowano te anomalie ziemskiego strumienia ciepła, które związane są z układem litologicznym rozpatrywanego terenu.

Z praktyki wiemy, że iloczyn współczynnika przewodzenia ciepła i gradientu daje strumień ciepły ziemskiej energii ciepła. Może on w różnych punktach obszaru (co też obserwuje się w ROW-ie) wykazywać anomalie od średniej emisji ciepła przez Ziemię w danym regionie, w wyniku zniekształcenia jego wielkości, zwrotu i kierunku natężenia. Decyduje tutaj wpływ rzeźby powierzchni terenu, stropu karbonu i węgloność, oraz zmienne stosunki hydrogeologiczne (szczególnie ruch wód podziemnych), stopień wymiany ciepła między atmosferą, a wierzchnią strefą skorupy ziemskiej, jak też głębokość i forma występowania podłoża karbonu (fundamentu). Na tle tych wszystkich czynników otrzymano obraz ziemskiego strumienia ciepła o bardzo złożonej morfologii zarówno w rozprzestrzenieniu poziomym, jak i pionowym, jest to oczywiście odzwierciedlenie tych stosunków.

Jak wykazały badania właściwości cieplnych górotworu, dopływ energii ziemskiego strumienia cieplnego jest zmienny. Zmienność ta zaznacza się w postaci odmiennego kierunku przepływu i natężenia strumienia w różnych partiach całego obszaru w przedziale głębokościowym od stropu karbonu do głębokości 1000 m. Innym przepływem energii cieplnej odznacza się powierzchnia stropu karbonu, a innym poziom -700 m. Dla ilościowego ustalenia energii cieplnej w jednostce czasu, w jednostce powierzchni, jakim są obszary górnicze kopalń, wykorzystano zależność wzrostu temperatury od głębokości występowania badanych poziomów. W pierwszej kolejności ustalono w poszczególnych otworach wiertniczych temperaturę pierwotną skał, a następnie wyliczono w stosunku do grubości kompleksów skalnych i ich przewodności cieplnej jednostkowy współczynnik zagęszczenia ciepła w ziemskim strumieniu, według następującej zależności:

$$\bar{q} = \frac{v_2 - v_1}{\sum_{i=1}^n \frac{d_i}{\lambda \bar{\alpha}_i}} \frac{W}{m^2},$$

gdzie:

v_1 - temperatura skał poziomu nadległego °C,

v_2 - temperatura skał poziomu badanego °C,

d_i - grubość skał w przedziale między poziomami m,

$\lambda \bar{\alpha}_i$ - średni współczynnik przewodzenia ciepła skał występujących między poziomami $\frac{W}{m \text{ deg}}$.

W ten sposób ustalono jednostkowy współczynnik powierzchniowy zagęszczenia ciepła w ziemskim strumieniu cieplnym, który określił intensywność

przepływu energii cieplnej w jednostce czasu przez grubość skał rozpatrywanego kompleksu międzypoziomowego. Po ustaleniu wartości liczbowych tego współczynnika dla poszczególnych poziomów i zmierzeniu powierzchni utworzonych przez równoimienne wartości liczbowe współczynnika, wykorzystano zależność:

$$Q = \bar{q} \cdot A, W$$

Wykorzystując tę zależność wyliczono ilość energii przypadającej na całkowity strumień dla poszczególnych poziomów, do głębokości około 1000 m (poziom -700 m npm). Na tym poziomie obliczony całkowity strumień cieplny jest znacznie wyższy i wynosi około 90 MW aniżeli na poziomach wyżej położonych. Z wyliczeń wynika, że różnica w dopływie energii cieplnej w całym obszarze jest mniejsza, co świadczyłoby, że intensywność przepływu ziemskiego strumienia cieplnego jest większa, a to związane może być z większym ciśnieniem górotworu na głębokości powyżej 1000 m.

Dane cieplnej energii ziemskiego strumienia cieplnego, mogą posłużyć w praktyce górniczej do ustalania bilansu cieplnego poszczególnych poziomów. Dla ułatwienia zbilansowania ciepła pochodzącego z głębi górotworu wykonano przekroje geotermodynamiczne (rys. 4).

Właściwa lokalizacja głównych wyrobisk udostępniających i wentylacyjnych jest bardzo ważna dla prawidłowego funkcjonowania kopalń ROW-u w całym okresie ich istnienia. Przedstawiona w dużym skrócie analiza warunków geotermodynamicznych obszaru Rybnickiego Okręgu Węglowego wskazuje, że można w właściwy sposób zlokalizować główne wyrobiska górnicze w obszarach najbardziej korzystnych pod względem istniejących warunków cieplnych górotworu. Wyrobiska udostępniające najkorzystniej jest zlokalizować w tych partiach obszaru, w których natężenie współczynnika zagęszczenia ciepła w ziemskim strumieniu jest nieduże, a jego konfiguracja powierzchniowa jest łagodna i bez większych anomalii. Natomiast szyby wentylacyjne (wydechowe) winny być lokalizowane w partiach o największym natężeniu tego współczynnika.

LITERATURA

- [1] Arshavskaya N., Berzina I., Lubimova G.: Geochemical and geothermal parameters for the Pechenga and Ridaiva regions, Baltic shield, Geothermics. v.1.1 Pisa, 1972.
- [2] Bogomołow J.T.: Danyje o tieplowom rezimie ziemnej kory jugozapodn. Biał. SSR. Dokł. Akad. Nauk Biał. SSR 14, str. 57-61, nr 1, Mińsk 1970.
- [3] Chmura K.: Przewodność cieplna skał i węgla Górnośląskiego Karbonu. Zeszyty Nauk. Pol. Śl. nr 190, ser. Górnictwo z. 26, 1968.
- [4] Chmura K.: Charakterystyka termiczna karbońskich skał Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. Przegl. Górn. nr 4; 1970.

- [5] Chmura K.: Własności fizykotermiczne skał niektórych krajowych Zagłębi Górniczych. Wydawnictwo Śląsk, Katowice, 1971.
- [6] Chmura K., Kempa St., Łukwinski L.: Właściwości cieplne węgla Rybnickiego Okręgu Węglowego. Przegl.Górnicy nr 2., 1971.
- [7] Chmura K., Dusik L., Frączek M.: Wpływ ciśnienia na wielkości współczynnika przewodzenia ciepła skał. Przegl. Górn.nr 10, 1972.
- [8] Chmura K.: Przewodność cieplna i własności fizyczne skał w obrębie anomalii geotermicznych w Kopalni Borynia (praca zbiorowa z problemu resortowego 125) Gliwice 1974 (Biblioteka Instytutu Projektowania Budowy Kopalń i Ochrony Powierzchni).
- [9] Chmura K.: Analiza ziemskiego strumienia ciepła na przykładzie Kopalni Borynia. Przegląd Górnicy nr 12, 1975.
- [10] Christopher H., Armstead H.: Geothermal power development at Hairakei, New. Zealand. U.N. Conference 1961 G/71, t.3, s.100-110.
- [11] Clarck S.P., Ringwood N.E.: Density distribution and constitution of the mantle, Rev. Geophys., 2, nr 35.
- [12] Cuterch A.: On anomalous structure of the earth's crust and surface parts of the upper mantle in the area of Poland. publ. Polish Inst. Geophys. Acad.,Sc., 34, Warsaw. 1970.
- [13] Decius L.G.: Geological environment of hyperthermal areas in continental United States and suggested methods prospecting them for geothermal power. U.N. Conference 1961. g/48, t.2, s.166-177.
- [14] Dokumentacja geograficzna: Atlas bilansu promieniowania w Polsce. Inst. Geografii PAN. 2.4 (materiały do bilansu cieplnego Polski). Warszawa 1966.
- [15] Doyle D., Studt F.E.: Scientific factors in geothermal investigation and exploitation. U.N. Conference 1961, G/12, t.2. s. 230-235.
- [16] Fajkiewicz Z.: Crustal thickness in the region of pre-Sudetic monodine in the light of geophysical data Publ. Polish. Inst. Geophys. Acad. Scienc., 34, Warsaw, 1970.
- [17] Fooks A.C.L.: Preliminary investigation of the Rabaul geothermal area for the production of electric power. U.N. Conference 1961, G/12, t. 2, s. 230-235.
- [18] Frołow N.M.: Температурный режим гелиотермозоны. Издательство "Недра", Москва 1966.
- [19] Hisachi Hayada, Tsunetoda Mon.: The present position regarding the utilization of geothermal energy and the role of geothermal energy from the viewpoint of energy economy in Japan. U.IX. Conference 1961, 6/57, t.2, s. 246-249.
- [20] Jureczko J.: Stan wykorzystania energii geotermicznej na świecie. Zeszyty Prognoz Rozwoju Górnictwa. SITG Katowice 1974.
- [21] Kerr R.N., Bongma R., Cooke W.L., Furness F.G., Vames G.: Recent developments in New Zealand in the utilization of geothermal energy for heating purposes, U.N. Conference 1961, 6/52, t.3, s. 456-470.

- [22] Kowalczyk J., Pałys J.: Wstępne wyniki badań geotermicznych na Górnym Śląsku. Przegl. Geol. nr 2, 1967.
- [23] Kozłowski B.K.: Ekonomičeskaja perspektiwa geotermičeskoj energetiki. Wyd. "Nauka", Moskwa 1966, s. 339-346.
- [24] Krasemikow G.J.: Perspektiwy ispolzowanija tiepla niedr' zemli w kompleksnych schemach tiepla i chładodobnienija. Izucenija i ispolzowanije głubinnogo tiepla zemli. Wyd. "Nauka", Moskwa 1973, s. 331-339.
- [25] Kraskovskij S.A.: Heat field on the shields, Izv. Acad. Nauk SSSR, ser. Geof. 13, Moskwa in Russien, 1961.
- [26] Kaujah's M.W.: Próba określenia wielkości promieniowania efektywnego na obszarze Polski. Przegląd geograficzny, t. 37, z. 1, 1965.
- [27] Kutas P.J., Gordienko W.W.: Tiepłowoje polie Ukrainy. Akademia Nauk Ukrainskiej SSR. Instytut Geofizyki. Kiew 1971.
- [28] Lee W.M.K., Uyeda S.: Review of heat flow data W.H.K. Lee and Geophysical Monograph 8, Am. Geophys. Union, Washington D.C. 1965.
- [29] Lubimowa E.A., Feldman I.S.: Heat flow, temperatures and electrical conductivity of the crust and upper mantle in USSR. Tectonophysics, 10, 245-281, Amsterdam 1970.
- [30] Ljubinowa E.A.: Podgotowka spiecjalistow w obłasti ispolzowanija geotermalnej energii, Izuczenie i ispolzowanije głubinnogo tiepla zemli. Wyd. "Nauka", Moskwa 1973, s. 40-43.
- [31] Majerowicz J.: Przebieg wartości stopnia geotermicznego w Polsce w przedziale głębokości 200-2500 m. Kwartalnik Geologiczny t. 15, nr 4, Warszawa 1971.
- [32] Majerowicz J.: Aspekty geologiczne rozkładu parametrów geotermicznych w Polsce i Europie Środkowej. Kw. Geol. J.G. nr 2, Warszawa 1972.
- [33] Majerowicz J.: Związki elementów pola ciepłego z wiekiem konsolidacji podłoża obszaru Polski. Kw. Geol. nr 4, Warszawa 1972.
- [34] Majerowicz J.A.: Polish heat flow data Nature Phys.Sci., 241 (105) London 1973.
- [35] Mielchietiejew S.F., Muržadżandie A.H., Aliew S.M.A.: Geotermičeskije issledowanija nieftionych i gazowych miestorozdijenije. Izdatielstwo "Nedra", Moskwa 1971.
- [36] Nursanow W.A., Dworow J.M., Bolgarina J.F.: Osnownyje zadaci organizacii promyslennogo ispolzowanija głubinnogo tiepla zemli w SSSR. Geotermičeskije issledowanija i ispolzowanije tiepla zemli. Wyd. "Nauka", Moskwa 1966, s. 19-23.
- [37] Paszyński J., Krawczyk B.: Zużycie ciepła na parowanie na obszarze Polski. Dokumentacja Geograficzna Instytutu PAN, z.2. Materiały do Klimatologii Polski Warszawa.
- [38] Pisp. B.J., Iwanow V.V.: Sowremiennoje sostojanije geotermalnych issledowanij w energetičeskich celach za rubezon. Geotermičeskije issledowanija i ispolzowanije tiepla zemli. Wyd. "Nauka", Moskwa 1965, s. 23-33.

- [39] Plewa S.: Regionalny obraz parametrów geotermicznych obszaru Polski. Przegląd geofizyczny, 1. Kraków 1966.
- [40] Plewa S.: Regional survey of geothermal parameters in the Polish territory, Kraków 1970.
- [41] Rabinowic L.J.: Prieobrazowatieli tiepłowej energii tiermalnych wod w méchaniceskuju energiiu. Gieotieiniceskije issledowanija i ispolzowanija tiepła ziemi. Izd. "Nauka", Moskwa 1966, s. 322-330.
- [42] Ryka W.: Development of the crystalline basement of north eastern Poland. Publ. of the Inst. Geophys. Pol. Acad. Scien. 34, Warsaw 1970.
- [43] Tardźordzi E.: Izucenije i ispolzowanije gieotermiceskich riesur-sow. Izdatielstwo "Mir" Moskwa 1975.
- [44] Wąsierska M.: Terrestrial heat flow measurements. Publ. of the Inst. Pol. Acad.Sci. 60 Warsaw, 1873.

ТЕПЛОВОЙ ПОДЗЕМНЫЙ ПОТОК В РЫБНИЦКОМ
УГОЛЬНОМ РАЙОНЕ

Р е з ю м е:

В статью представлены результаты исследований теплового подземного потока для Рыбницкого угольного района от кровли карбона до глубины 1000 м. Рассматривается теплопроводность пород, на основании которой рассчитана начальная температура на поверхности кровли карна и на глубине 700 м ниже уровня моря. На основе температуры составлена карта распределения теплового подземного потока на глубине 700 м ниже уровня моря. Определены размеры теплового потока для этой глубины и выполнены геотермодинамические разрезы.

THERMAL TERRESTRIAL CURRENT IN THE ROW AREA

S u m m a r y

In the paper the results of investigations concerning the thermal terrestrial current in the Rybnik Coal District from the carbon roof to the 1000 m depth have been presented.

The thermal conductivity of rocks, on the ground of which the original temperature on the carbon roof surface and on the level of 700 m above the sea level, have been discussed.

Basing on temperature, a map of the terrestrial thermal current on the level of 700 m above the sea level, was made. The total thermal current value for this level has been calculated and the geothermodynamic cross-sections have been made.