

ZASTOSOWANIE METODY MAGNETOTELLURYCZNEJ W BADANIACH
GEOFIZYCZNYCH

UKD 550.837.6

W artykule niniejszym omawia się pewne cechy metody magnetotellurycznej ze szczególnym uwzględnieniem tych, które powodują jej większą efektywność w porównaniu z metodami prądu stałego.

Źródłem naturalnego, elektromagnetycznego pola Ziemi, jest działalność słoneczna i zjawiska jonosferyczne. Strumień naładowanych cząstek wysyłanych przez Słońce powoduje powstanie w jonosferze magnetycznych i elektrycznych dipoli. Są one źródłem elektromagnetycznych fal. Ze względu na znaczną odległość źródeł pola od powierzchni Ziemi przyjmuje się, że w przypowierzchniowych warstwach mamy do czynienia z płaskimi, jednorodnymi falami elektromagnetycznymi. Ziemię uważa się za półprzestrzeń poziomowarstwowaną, jednorodną i izotropową w obrębie każdej warstwy (przy $z = 0$, ryc. 1). Elektromagnetyczne charakterystyki poszczególnych warstw nie są funkcją czasu. Górną półprzestrzeń ($z = 0$) traktuje się jako jednorodny, izotropowy dielektryk. Z półprzestrzeni $z = 0$ w kierunku osi OZ pada na powierzchnię ($z = 0$) n -warstwowego ośrodka płaska fala elektromagnetyczna jednorodna, liniowo spolaryzowana w płaszczyźnie XY. Wyróżniamy pole elek-

tryczne o składowych E_x , E_y , O i magnetyczne o składowych H_x , H_y , O .

Wprowadźmy do rozważań wielkość, będącą stosunkiem składowej elektrycznej i magnetycznej na poziomie z w przedziałach m -tej warstwy:

$$Z^{(m)}(z) = \frac{E_x(z)}{H_y(z)} \text{ lub } Z^{(m)}(z) = \frac{E_y(z)}{H_x(z)} \quad [1]$$

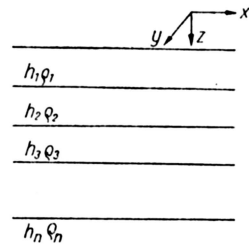
Wielkość tę nazywamy impedancją. Zależy ona od częstotliwości wariacji pola i elektrycznych parametrów ośrodka. Przez Z_n rozumie się impedancję n -warstwowego ośrodka na powierzchni Ziemi, $z = 0$ (tzw. impedancja wejściowa):

$$Z_n = -\frac{i\omega}{k_1} \text{cth} \left\{ k_1 h_1 + \text{arc th} \left[\sqrt{\frac{\rho_2}{\rho_1}} \text{cth} (k_2 h_2 + \dots \dots \dots \text{arc th} \sqrt{\frac{\rho_{n-1}}{\rho_{n-2}}}) \text{cth} (k_{n-1} h_{n-1} + \text{arc th} \sqrt{\frac{\rho_n}{\rho_{n-1}}}) \right] \right\} \quad [2]$$

We wzorze tym, k_i ($i = 1 \dots n$) oznacza liczbę falową i -tej warstwy, ρ_i , h_i – oporność właściwą i miąższość i -tej warstwy. Analogiczne zależności można uzyskać za pomocą metody odbić zwierciadlanych. Oporność pozorną określamy (18) ze wzoru:

$$\rho_T = 2T |Z_n|^2 \dots \dots \dots [3]$$

gdzie: (Z_n) – oznacza moduł wejściowej impedancji,
 T – oznacza okres wariacji,



Ryc. 1. Ośrodek poziomo warstwowany, jednorodny.

Ponadto wprowadza się do rozważań pojęcie przesunięcia fazowego φ_t (między wektorami E i H). Wyliczamy go ze związku:

$$\varphi_t = \arg Z_n \dots \dots \dots [4]$$

Równania [3] i [4] przedstawiają parametryczne rodziny krzywych zależnie od częstotliwości wariacji pola. Parametrami są wielkości, charakteryzujące przekrój geoelektryczny. Właściwości tych krzywych zostaną omówione w dalszej części pracy.

W zakresie niskich częstotliwości dla określenia wejściowej impedancji posługujemy się wzorami asymptotycznymi. Dla ośrodka wielowarstwowego o podłożu wysokooporowym słuszny jest związek:

$$Z_n = \frac{1}{4\pi S + e^{-i\frac{\pi}{4}} \sqrt{\frac{2T}{\rho_n}}} \dots \dots \dots [5]$$

zaś dla ośrodka o podłożu niskooporowym stosujemy wzór:

$$Z_n = \frac{2\pi}{T} H e^{-i\frac{\pi}{2}} + e^{-i\frac{\pi}{4}} \sqrt{\frac{\rho_n}{2T}} \dots \dots [6]$$

gdzie H i S oznaczają odpowiednio miąższość nadkładu i jego sumaryczną przewodność wzdłużną. Wzory [5] i [6] odpowiadają prawym, wznoszącym się lub opadającym gałęziom krzywych ρ_T .

Analiza krzywych pokazuje, że wzory [5] i [6] mogą być stosowane w przypadku, gdy wznoszące się lub opadające gałęzie krzywych są wywołane nie tylko warstwami podścielającymi, lecz także pośrednimi o dużej miąższości.

Opracowano dwie metodyki pomiarów metodą magnetotelluryczną:

- a) profilowanie magnetotelluryczne (PMT);
- b) sondowanie magnetotelluryczne (SMT).

Profilowanie magnetotelluryczne wykorzystuje wariacje pola o częstotliwości mniejszej od 0,1 Hz. Metodą tą można określić rzeźbę podłoża wysokooporowego nawet w przypadku, gdy warstwy pośrednie są izolatorami. Zasięg głębokościowy PMT wynosi kilkanaście kilometrów. W porównaniu do metody tellurycznej PMT wykazuje następujące zalety:

- nie zachodzi konieczność jednoczesnej obserwacji wariacji pola w dwóch różnych punktach badanego obszaru,
- łatwiejszy sposób opracowania materiałów polowych,

– możliwość określania absolutnej wartości przewodności wzdłużnej, a nie jej wartości względnej.

Sumaryczną, wzdłużną przewodność nadkładu dla ośrodków niejednorodnych określamy ze związku:

$$S = 796 \left(W - \sqrt{\frac{T}{10\rho_n}} \right) \dots \dots \dots [7]$$

gdzie: W – parametr magnetotelluryczny,
 T – okres wariacji,
 ρ_n – oporność podłoża.

Dla ośrodków niejednorodnych w pewnym interwale czasu wektory E i H zakreślą swoimi końcami elipsy o powierzchniach Φ_S i Φ_H . Wielkość $W = \sqrt{\Phi_H/\Phi_S}$ określamy jako parametr magnetotelluryczny. Zależy on od częstotliwości wariacji i parametrów danego przekroju geoelektrycznego. Dla warunków jednorodnych otrzymamy:

$$W = \eta = \frac{1}{Z_n} = \frac{H_y}{E_x} \text{ lub } W = \frac{H_x}{E_y}$$

$$S = 796 \left(\frac{H_y}{E_x} - \sqrt{\frac{T}{10\rho_n}} \right) \dots \dots \dots [8]$$

Zastanówmy się jakie warunki są sprzyjające dla zastosowania profilowania magnetotellurycznego. Przedział częstotliwości, w granicach którego można określić sumaryczną przewodność S z dokładnością do 10% nazywamy interwałem S (5). Odpowiada on zawsze prawej, wznoszącej się gałęzi krzywych ρ_T . W interwale S stwierdzono ścisły związek między Z_n i S , słabe wpływy oporności warstwy podścielającej i okresu wariacji T na wartość impedancji oraz małą wielkość argumentu Z_n (fazy wektorów E i H są prawie zgodne). Przyjmuje się, że za warunki sprzyjające do zastosowania PMT będzie się uważać takie, w których średnio okresowe wariacje pola ($10 < T < 60$ sek) znajdują się w interwale S . Granice interwału S określamy na podstawie wzoru:

$$3,6 T_{\min} \leq T \leq 1,6 T_{\min} \frac{\rho_1}{\rho_2} \dots \dots \dots [9]$$

gdzie T_{\min} jest odcięta krzywej ρ_T odpowiadająca minimum jej wartości. Związek ten uzyskano na podstawie analizy krzywych dwuwarstwowych (dla określenia T_{\min} służą odpowiednie związki, podane w literaturze). W przypadku przekrojów wielowarstwowych zamieniamy je ekwiwalentnymi dwuwarstwowymi. Wspomniany parametr W w interwale S nie zależy od kierunku osi współrzędnych, wykazuje dużą stabilność i pozwala prawie jednoznacznie określić wielkość przewodności wzdłużnej.

Badania wykonane w Zachodniej Syberii (3) wykazały, że za pomocą wzoru [8] można określić przewodność wzdłużną nadkładu z dokładnością: 5–12%. Założymy, że $T = 25$ sek,

$$S = 100, 200, 300, 500, 1000 \text{ mo,}$$

$$\rho = 1000 \text{ omm określona jest z dokładnością do } 50\%.$$

Okazuje się, że przy $S \geq 300$ mo błąd w określeniu oporności podłoża równy 50% wywołuje błąd określenia S nie większy niż 6%. Widać to z podanej tabeli.

	S (mo)	100	200	300	500	1000
$\frac{\Delta S}{S}$	= 500 omm	– 17%	– 8,5%	– 5,6%	– 3,4%	– 1,7%
	= 1500 omm	+ 7,6%	+ 3,8%	+ 2,5%	+ 1,6%	+ 0,8%

Wartość oporności wzdłużnej musi być podana dokładnie, ponieważ błąd w jej określeniu odpowiada

błędowi określenia głębokości horyzontu wysokooporowego, co wynika z zależności:

$$\frac{\Delta H}{H} = \frac{\Delta \rho l}{\rho l}$$

gdzie $\Delta \rho_1$ jest błędem określenia średniej oporności wzdłużnej.

Teoria sondowania magnetotellurycznego jest dokładnie opracowana. Tu omówi się tylko niektóre właściwości metody i krzywych sondowań, mających duże znaczenie w poszukiwaniach geofizycznych.

Warstwy izolujące nie stanowią przeszkody dla uzyskania informacji o warstwach niżej leżących. Analiza krzywych trójwarstwowych pokazuje, że w przypadku, gdy miąższość warstwy nieprzewodzącej (pośredniej) jest 256 razy większa od miąższości pierwszej warstwy, to przy częstotliwościach $f > \frac{2,5 \cdot 10^8}{\gamma_1 h_1^2} \cdot \text{Hz}$ warstwa podścielająca nie zaznacza się na krzywych Q_T . Natomiast dla miąższości warstwy nieprzewodzącej 8 razy większej od miąższości warstwy pierwszej przy częstotliwościach $f < \frac{4 \cdot 10^4}{\gamma_1 h_1^2} \cdot \text{Hz}$ uzyskamy wpływ warstwy podścielającej na krzywych oporności pozornej.

Jeżeli np. $\rho_1 = 10$ omm, $h_1 = 500$ m, $h_2 = 4000$ m, to dla uzyskania wpływu podłoża potrzeba częstotliwości mniejszych od 1,6 Hz. W przypadku gdy warstwa pośrednia ma bardzo dużą oporność, dla spełnienia warunków ekwiwalencji wystarczy równość miąższości odpowiednich przekrojów ekwiwalentnych (10). Np. dla $h_2/h_1 = 1$ krzywe są ekwiwalentne w zakresie $9 < \mu < 100$, dla $h_2/h_1 = 24$ ekwiwalentność krzywych zachodzi dla μ w zakresie od 39–100. Stąd wniosek, że dla jednoznacznej interpretacji krzywych Q_T konieczna jest znajomość oporności warstwy pośredniej. Z tego względu metodę SMT należy stosować łącznie z metodami prądu stałego (PSE, DSE i in.).

Za pomocą sondowania magnetotellurycznego można określić miąższość warstwy o bardzo dużej oporności właściwej, co jest niemożliwe w przypadku metody PSE, nie można jednak podać oporności właściwej warstwy pośredniej.

Szczegółowa analiza krzywych Q_T wykazuje, że posiadają one większą zdolność rozdzielczą niż krzywe PSE. Na ryc. 4 przedstawione są krzywe SMT i PSE typu A. Widzimy, że kształt wszystkich krzywych PSE jest zbliżony do siebie. Lewe, wznoszące się gałęzie krzywych przechodzą w asymptoty nachylone pod kątem 45° do osi odciętych. Jednoznaczna interpretacja tych krzywych jest możliwa w przypadku dużych miąższości pośredniej warstwy, kiedy na krzywych pojawia się punkt przegięcia. Krzywe Q_T w środkowej swej części wychodzą poza granice, w których zawarte są krzywe PSE o $0 < \mu < \infty$. Świadczy to o większej zdolności rozdzielczej tych krzywych. W miejscu punktu przegięcia na krzywych PSE pojawia się minimum krzywych sondowania magnetotellurycznego.

Omówimy jeszcze jedną właściwość krzywych SMT, która ma duże znaczenie dla ich interpretacji.

Obliczenia wykazują (9), że krzywe sondowania magnetotellurycznego są symetryczne względem osi $\lg \sqrt{T}$, zatem słuszne są związki $\lg |Q_k^w| = -\lg |Q_k^n|$ lub $\varphi^w = -\varphi^n + \frac{\Pi}{2}$. Rozważmy dwa ośrodki, dla których spełnione są zależności. $\rho_{n-1} \ll \rho_n$ i $\rho_{n-1} \gg \rho_n$

Parametry tych ośrodków oznaczymy odpowiednio indeksami „w” i „n” (wysokooporowy i niskooporowy). Zachodzi pytanie, przy jakich wartościach parametrów danego przekroju

np. wysokooporowego, krzywymi Q_T i φ_T będą odpowiadać krzywe symetryczne względem osi odciętych przekroju niskooporowego. Analiza wykazuje, że dla krzywych trójwarstwowych warunki symetryczności są następujące:

$$\frac{h_2^w}{h_2^n} = \frac{\rho_2^w}{\rho_2^n} = \frac{1}{\rho_2^n} \text{ lub } \frac{\nu_1^w}{\nu_1^n} = \frac{\mu_1^w}{\mu_1^n} = \frac{1}{\mu_1^n} \dots [10]$$

przy założeniach

$$h_1^w = h_1^n = 1, \quad \rho_1^w = \rho_1^n = 1, \quad T^w = T^n$$

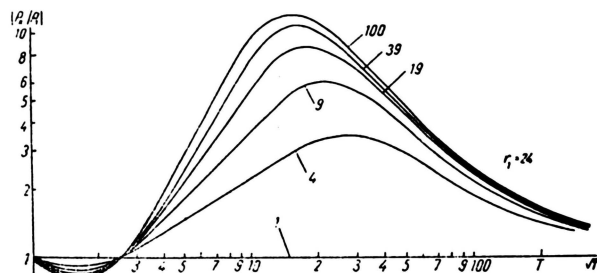
W celu konstrukcji krzywych SMT typu H i Q wystarczy znać parametry typu K i A. W myśl [10] można napisać:

$$\mu_1^H = \frac{1}{\mu_1^K}, \quad \mu_2^H = \frac{1}{\mu_2^K}, \quad \nu_1^H = \nu_1^K, \quad \mu_1^Q = \frac{\nu_1^K}{\mu_1^K}$$

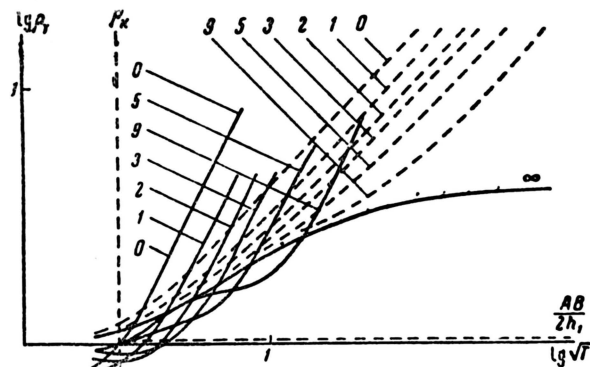
$$\mu_1^Q = \frac{1}{\mu_1^A}, \quad \mu_2^Q = \frac{1}{\mu_2^A}, \quad \nu_1^Q = \nu_1^A, \quad \mu_1^Q = \frac{\nu_1^A}{\mu_1^A}$$

Przy wykreślaniu krzywych SMT oś rzędnych należy opisać podwójną skalą odpowiadającą krzywymi o parametrach $\mu_1, \mu_2; \nu_1 \frac{1}{\mu_1}, \frac{1}{\mu_2}; \frac{\nu_1}{\mu_1}$ jak to widać na ryc. 5.

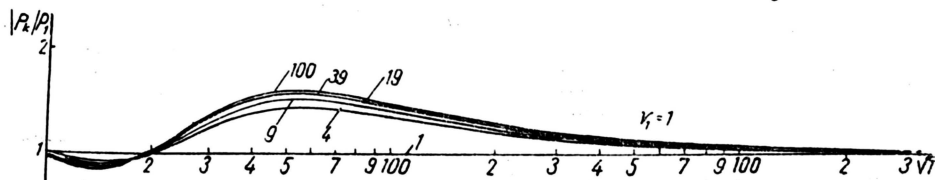
Zjawisko symetryczności krzywych SMT świadczy o jednolitej strukturze pola nad różnymi przekrojami geoelektrycznymi. Można z tej właściwości wyciągnąć wniosek o niejednakowej zdolności rozdzielczej krzywych Q_T i niejednakowej zdolności rozchodzenia się pola poprzez warstwy przekroju. Duża zdolność przenikania pojawia się u krzywych typu K i A, po-



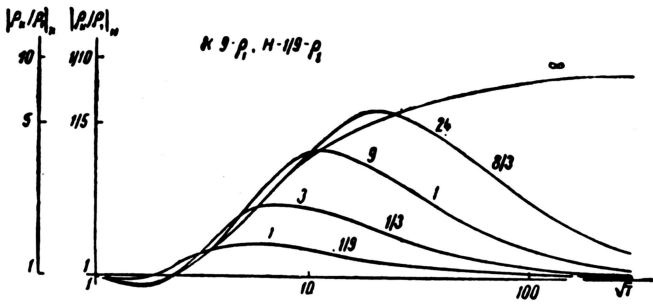
Ryc. 3. Ekwiwalentne krzywe SMT. $\nu = 24$.



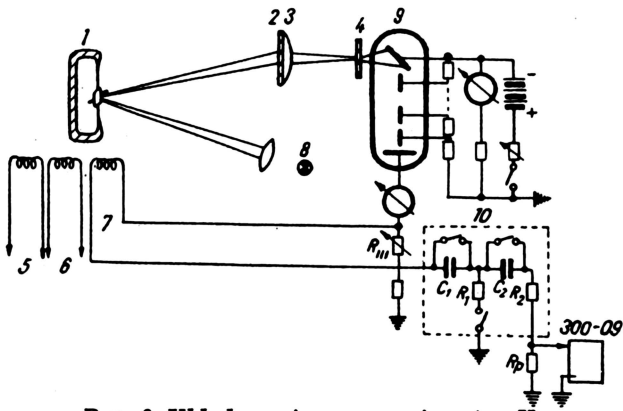
Ryc. 4. Porównanie krzywych SMT i PSE.



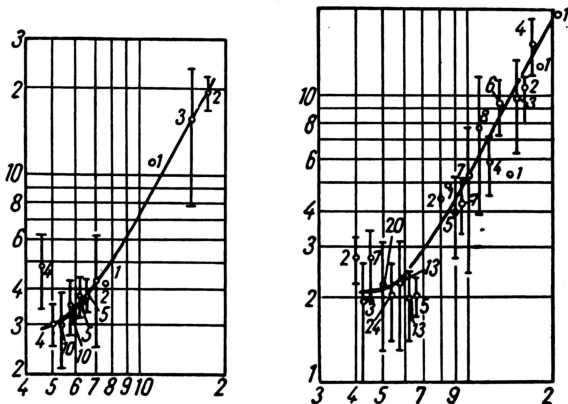
Ryc. 2. Ekwiwalentne krzywe SMT. $\nu = 1$.



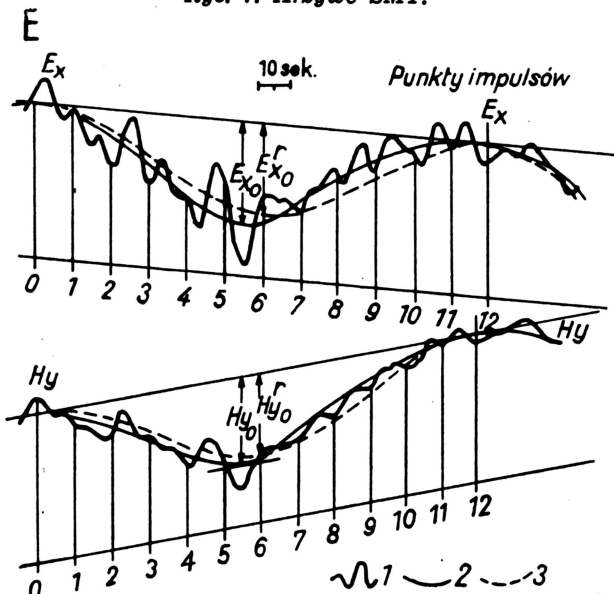
Ryc. 5. Przykład paletki $\frac{\rho T}{\rho_1}$ dla przekrojów typu K i H.



Ryc. 6. Układ pomiarowy wariometru H.



Ryc. 7. Krzywe SMT.



Ryc. 8. Uśrednianie skomplikowanych wariacji pola.

nieważ w porównaniu ze zwierciadlanymi krzywymi typu H i Q można badać μ_1 razy większe miąższości warstw. W przekrojach typu H i Q udaje się wykryć μ_1 razy cieńsze warstwy aniżeli w przekrojach K i A.

Należy zwrócić uwagę na fakt, że przy padaniu fali elektromagnetycznej na ośrodek jednorodny, izotropowy wielkość impedancji jest określona związkami $Zx' = \frac{Ex'}{Hy'}$; $Zy' = \frac{Ey'}{Hx'}$, przy czym osie x' , y' są skierowane dowolnie. Przy zadanej częstotliwości wartości impedancji nie zależy od kierunków, wzdłuż których mierzymy składowe wektory E i H . Dla niejednorodnych i anizotropowych ośrodków impedancja będzie zależała nie tylko od parametrów ośrodka, lecz także od kierunków polaryzacji poziomych składowych wektorów E i H . Wielkość impedancji mierzona wzdłuż dowolnie skierowanego układu współrzędnych $x'y'$ w warunkach niejednorodnych i anizotropowych wyraża się zależnością:

$$Z'_{x'} = \frac{E_{x'}}{H_{y'}} = Z_x \frac{1 - \frac{Z_y}{Z_x} \frac{H_x}{H_y} \tan \theta}{1 - \frac{H_x}{H_y} \tan \theta} \dots [11]$$

gdzie: Z_x , Z_y , H_x , H_y są wielkościami mierzonymi w układzie xy związanym z głównymi osiami anizotropii. Wielkość Z_y/Z_x charakteryzuje stopień niejednorodności ośrodka. Dla ośrodków jednorodnych zachodzi równość:

$$Z_x = Z_y \text{ i } H_x = H_y$$

a zatem $Zx' = Zx$ oznacza to, że w warunkach izotropowych wielkość impedancji w danym punkcie nie zależy od kierunku polaryzacji wektorów E i H . Zmiana kierunku polaryzacji pola w ośrodku niejednorodnym i anizotropowym będzie przyczyną zmiany wielkości impedancji, mierzona w dowolnym kierunku. Obserwacje wariacji naturalnego pola Ziemi wykazują, że polaryzacja wektorów E i H nie jest stała dla danego punktu obserwacji. Dlatego dla dowolnych kierunków polaryzacji będą różne wartości impedancji.

Podczas prowadzenia prac metodą magnetotelluryczną celowe jest ustalenie kierunków głównych osi anizotropii. A. A. Kowtun (11) i I. I. Rokitiński (12) omówili metody wyznaczania współczynnika anizotropii λ i azymutu osi anizotropii α .

Do chwili obecnej nie opracowano jeszcze aparatury pomiarowej, która z dostateczną dokładnością rejestrowałaby składowe pola elektromagnetyczne o bardzo niskich częstotliwościach. Dotyczy to przede wszystkim pomiarów składowych magnetycznych. Składowe te można mierzyć za pomocą cewek indukcyjnych lub wariometru H. Układ wariometru H przedstawiony jest na ryc. 6. Wariacje pola magnetycznego udzielają się magnesowi zawieszonemu na dwóch cienkich nitkach kwarcowych. Nitki są przytwierdzone do ramki kwarcowej. Do magnesu zaczepiono kwarcowe zwierciadło. Promień światła odbity od zwierciadła pada na szczelinę, a stąd na katodę fotowzmacniacza.

Przy małych wariacjach pola oświetlenie szczeliny zmienia się proporcjonalnie do kąta obrotu magnesu. Wahania promienia świetlnego zamieniają się za pomocą fotowzmacniacza na impulsy prądowe. Aparatura do pomiaru składowych elektrycznych podobna jest do aparatury tellurycznej.

W literaturze zagranicznej, a zwłaszcza radzieckiej, można znaleźć sporo przykładów zastosowania metody magnetotellurycznej do określania budowy strukturalnej podłoża. W 1959 r. prowadzono eksperymentalne prace w centralnej części zapadliska dniewrowsko-donieckiego. Skały osadowe o miąższości 3 km spoczywały na wysokooponowym podłożu krystalicznym. Przekrój geoelektryczny odpowiadał typowi KHKH. Komplex warstw od ρ_1 do ρ_4 wykazywał oporność właściwą rzędu 23-50 omm. Miąższość kompleksu tych warstw wynosiła od 900 do 1200 m, oporność warstwy

piętej 2 omm, oporność właściwa fundamentu krystalicznego 200–300 omm. Słabe zróżnicowanie pierwszych czterech warstw pozwoliło zastąpić je jedną warstwą o oporności właściwej 30 omm. Obliczenia wykazały, że elektryczne właściwości pierwszych czterech warstw nie wpływają na wielkość impedancji i z tego względu zamiana tego rodzaju była możliwa. Rozpatrywano zatem przekrój trójwarstwowy o parametrach:

$$\mu_1 = \frac{\rho_2}{\rho_1} = 16, \nu = \frac{h_2}{h_1} = 1,5, \rho_3 = \infty, h_3 = \infty$$

Rejestrowano cztery składowe pola H_x, E_y, H_y, E_x . Przykłady uzyskanych krzywych sondowania magnetotellurycznego pokazane są na ryc. 7. Długość pionowych odcinków przechodzących przez dane wartości (zaznaczone kółkiem) charakteryzują rozrzut wartości oporności pozornej. Krzywe są przesunięte wzdłuż osi rzędnych, co może być spowodowane anizotropią podścielającego ośrodka, a także niedokładną orientacją linii pomiarowych. Eksperymentalne krzywe są zgodne z krzywymi teoretycznymi o parametrach $\mu = 16, \nu = 1,5$.

W wyniku interpretacji uzyskano wartości:

$$\begin{array}{ll} \rho_1 = 18,5 - 27 \text{ omm} & h_1 = 1,06 - 1,3 \text{ km} \\ \rho_2 = 1 - 2 \text{ omm} & h_2 = 1,6 - 1,8 \text{ km} \\ \rho_3 = \infty & h_3 = \infty \end{array}$$

Podobne prace prowadzono w centralnej Turkmenii. Horyzont wysokooporowy zbudowany z granitów występował w niektórych partiach na głęb. 10–13 km, na pozostałym obszarze głębokość jego wynosiła 2–3 km. Na tym podłożu występowały utwory mezozoicznych-kenozoicznych w postaci warstw piaszczysto-łlasytych. Metodyka prac polowych i interpretacyjnych była podobna jak w poprzednim przypadku. Opracowanie magnetotellurogramów sprowadzało się do wyznaczenia amplitud i okresów wariacji. Bardziej skomplikowane wariacje uśredniano (ryc. 8).

Uśrednioną krzywą prowadzono przez środki widocznych amplitud wariacji. Dla sprawdzenia dokonano analizy harmonicznej. Amplitudy pierwszych harmonicznych pokrywały się z amplitudami uśrednionych impulsów. Krzywe polowe interpretowano za pomocą krzywych teoretycznych dwuwarstwowych ($\rho_2 = \infty$). Lewe, poziome asymptoty określały wartość oporności wzdłużnej ρ_1 . Sumaryczną przewodność wzdłużną określano ze związku $S = 356 \sqrt{T_s}$, gdzie T_s – odcięta punktu przecięcia się prawej asymptoty z linią $\rho_T = 1$. W przypadku braku lewej asymptoty ρ_1 określano na podstawie karotażu.

WNIOSKI

Metoda magnetotelluryczna wykazuje szereg zalet w porównaniu z metodami prądu stałego i metodą prądów tellurycznych, dzięki następującym właściwościom.

1. Umożliwia śledzenie przekroju geoelektrycznego nawet w przypadku występowania ekranów jako warstw pośrednich. Miąższość warstw ekranujących (pośrednich) może być znaczna. Ażeby uzyskać wpływ warstw niżej leżących należy zastosować przy pomiarach polowych odpowiednio niskie częstotliwości wariacji pola elektromagnetycznego. Dobór częstotliwości uwarunkowany jest budową geologiczną.
2. Znacznie zwiększa zasięg głębokościowy. Głębokość śledzenia przekroju geoelektrycznego w sprzyjających warunkach może dochodzić do kilkudziesięciu kilometrów.
3. Dzięki obserwacji składowych pola elektrycznego i magnetycznego uzyskujemy szereg dodatkowych parametrów przekroju geologicznego badanego rejonu. Ważną informacją uzyskaną na tej drodze jest określenie azymutu głównych osi anizotropii oraz współczynnika anizotropii. Ma to szczególne znaczenie dla metodyki prac polowych (wielkość mierzonej impedancji zależy od anizotropii ośrodka) i dla szerszego poznania charakteru pola elektromagnetycznego na badanym obszarze.
4. Krzywe ρ_T posiadają większą zdolność rozdzielczą.
5. Kompleksowe stosowanie metody magnetotellu-

rycznej (łącznie z metodami prądów tellurycznych i sondowań częstotliwościowych) ma duże znaczenie przy określaniu budowy strukturalnej na dużych głębokościach, co jest szczególnie ważne przy poszukiwaniach złóż ropy i gazu, np. w celu określenia budowy strukturalnej głębokich horyzontów wysokooporowych oraz wyżej leżącego kompleksu warstw o małej średniej oporności wzdłużnej. Badania kompleksowe metodą magnetotelluryczną i prądów tellurycznych pozwalają m. in. na ustalenie ilościowych zależności typu $\mu = f_1(\nu)$ oraz $\mu = f_2(\rho_1)$, a tym samym na wprowadzenie ilościowej interpretacji wyników obserwacji tellurycznych.

6. W przypadku jednorodności badanego ośrodka i liniowej polaryzacji pola do interpretacji wyników polowych wystarczy określić dwie składowe pola, a w przeciwnym przypadku określić musimy cztery składowe.

7. W celu przyspieszenia szerokiego zastosowania metody magnetotellurycznej w technice geologicznych prac poszukiwawczych należy zbudować odpowiednią aparaturę pomiarową wyposażoną w wysokiej klasy generatory niskiej częstotliwości oraz magnetometri.

LITERATURA

1. Aniszczenko F. N. — Magnitotelluriceskije zondirowania w centralo Turkmenii. Izv. AN ZSRR, s. geof. nr 11, 1962.
2. Bierdiczewskij M. N. — Elektriceskaja razwedka metodom tielluriceskich tokow. Moskwa 1960.
3. Bierdiczewskij M. N. — Osnovy teorii magnitotelluriceskogo profilirowanija. Prikl. Geof. wyp. 26.
4. Bierdiczewskij M. N. — Magnitotelluriceskoje pole w gorizontarno nieodnorodnej sredie. Ibidem wyp. 31.
5. Bierdiczewskij M. N., Briuneli B. E. — Teoreticeskije priedposylki magnitotelluriceskogo profilirowanija. Izv. AN SSRR, s. geof. nr 7, 1959.
6. Cagniard L. — Basic theory of the magnetotelluric method of geophysical prospecting. Geophysics, vol. 18, nr 3, 1953.
7. Denickij N. A., Jegorow J. M. — Riezultaty zondirowanija w centralnoj oblasti dniewrowsko-donieckoj wpadiny. Izv. AN SSRR, s. geof. nr 3, 1961.
8. Jungul S. H. — Magn. eto-telluric sounding three layers interpretation curves. Geophysics, vol. 26, nr 4, 1961.
9. Kołmakow M. W. — Ob odnoj intieriesnoj osobienosti teoreticeskich kriwych magnitotelluriceskogo zondirowanija. Izv. AN SSRR, s. geof. nr 4, 1961.
10. Kołmakow M. W., Władimirow N. P. — K waprosu ob ekwiwalentnosti kriwych magnitotelluriceskogo zondirowanija. Ibidem.
11. Kowtun A. A. — Magnitotelluriceskije isledowanija słoisto-nieodnorodnych struktur. Ibidem. nr 11, 1961.
12. Rokitiński I. I. — O primienienii magnitotelluriceskogo mietoda na anizotropnych i nieodnorodnych massiwach. Ibidem.
13. Tichonow A. W., Szachsuwarow D. N., — O wozmożnosti ispolzowanija impedanta jestiestwiennogo elektromagnitnogo polia ziemi dla izuczzenija jejo wierchnich słojew. Ibidem, nr 4, 1956.
14. Władimirow N. P. — O wozmożnosti ispolzowanija jestiestwiennogo elektromagnitnogo polia ziemi dla geoliceskogo razwedkii. Ibidem, nr 1, 1960.
15. Władimirow N. P. — K mietodikie obrabotki magnitotelluriceskich oscilogramm. Ibidem, nr 11, 1961.

16. Władimirow N. P., Kołmakow M. W. — O razreszajuszczej sposobnosti magnitotellurического метода. Ibidem, nr 11, 1960.
17. Władimirow N. P., Nikiforowa N. N. — K metodike intierpretacji kriwych magnitotellurического zondirowanija. Ibidem, nr 1, 1961.
18. Zaborowski A. I. — Pieriemiennye, elektromagnitnyje polia w elektrozawiedkie. 1960.

SUMMARY

The present article deals with the application of magnetotelluric method in geophysical surveys. Some

properties of the method are discussed, and these providing its greater effectiveness in relation to the continuous current method are in particular taken into account.

РЕЗЮМЕ

Статья посвящена применению магнитотеллурического метода в геофизических исследованиях. Детально рассматриваются некоторые данные этого метода, особенно такие, которые дают большую эффективность по сравнению с методами постоянного тока.