

PODSTAWY METODY PROCESÓW PRZEJŚCIOWYCH I MOŻLIWOŚCI JEJ ZASTOSOWANIA W WYKRYWANIU ZŁÓŻ WĘGLOWODORÓW

**Principles of the transient electromagnetic method and possibilities
of its application to oil and gas exploration**

Wojciech KLITYŃSKI¹ & Paweł TARGOSZ²

¹AGH Akademia Górniczo-Hutnicza,

Wydział Geologii, Geofizyki i Ochrony Środowiska;

al. A. Mickiewicza 30, 30-059 Kraków; e-mail: gpklityn@geol.agh.edu.pl

²TARGEO; ul. Jana Matejki 7, 34-100 Wadowice; e-mail: targosz.pawel@interia.pl

Treść: W pracy opisano podstawy metody procesów przejściowych (metoda elektromagnetyczna w domenie czasu – TDEM), w tym metodykę prac polowych, przetwarzania danych i prac interpretacyjnych. Przedstawiono także zagadnienia zasięgu głębokościowego i rozdzielczości metody procesów przejściowych. Obliczono i przeanalizowano krzywe sondowań dla modeli odpowiadających trójwarstwowym przekrojom geoelektrycznym z wysokooporową warstwą środkową i niskooporową warstwą górną i dolną. Przeanalizowano obliczone krzywe sondowań pod względem możliwości kartowania struktur wysokooporowych, które mogą być związane z występowaniem złóż węglowodorów. Przedstawiono możliwości zastosowania metody sondowań TDEM w wykrywaniu złóż węglowodorów.

Słowa kluczowe: metoda procesów przejściowych, TDEM, warstwa wysokooporowa, zasięg głębokościowy, wykrywanie złóż węglowodorów

Abstract: This paper describes the principles of the transient electromagnetic method (time-domain electromagnetic method, TDEM) as well as TDEM measurement systems, data processing and 1D data interpretation techniques. The paper discusses also some problems of resolution and penetration depth of the method. We calculated and discussed TDEM sounding curves for three-layer geoelectric models, which consisted of a high-resistivity middle layer and low-resistivity upper and lower layers. The calculated curves were analysed from a viewpoint of a possible mapping of high-resistivity structures that could be hydrocarbon-prospective areas. The application of TDEM sounding to oil and gas exploration was evaluated.

Key words: transient electromagnetic method, TDEM, high-resistivity layer, penetration depth, oil and gas exploration

WSTĘP

Metoda procesów przejściowych TDEM stosowana przez szereg dziesięcioleci w kartowaniu struktur geologicznych w późnych latach 70. i we wczesnych 80. XX w. przeszła swój renesans związany z wdrożeniem do prac terenowych wydajnych i skutecznych systemów akwizycji polowej, a zarazem rozwojem komputerowych technik interpretacyjnych. Elementy te pozwoliły na uzyskanie danych o wysokiej jakości i rozdzielczości z głębokości od kilkunastu do tysiąca i więcej metrów. Metoda charakteryzuje się większą czułością na niewielkie zmiany przewodności ośrodka w stosunku do innych metod elektromagnetycznych, a także dużą efektywnością ekonomiczną.

Artykuł ten poświęcony jest omówieniu podstaw teoretycznych metody procesów przejściowych. Autorzy skupili się głównie na omówieniu metodyki pomiarowej, problemu zasięgu głębokościowego i rozdzielczości metody oraz zagadnieniu przetwarzania danych i ich interpretacji. Celem pracy jest opracowanie metod interpretacji struktur wysokooporowych pod względem wykrywania złóż węglowodorów i zmienności złóż w trakcie ich eksploatacji.

PODSTAWY METODY PROCESÓW PRZEJŚCIOWYCH

Metoda procesów przejściowych, nazywana najczęściej TDEM (*Time-Domain Electromagnetic Method*, metoda elektromagnetyczna w domenie czasu), należy do grupy aktywnych metod elektromagnetycznych (EM) rozpoznawania ośrodka geoelektrycznego.

System pomiarowy w metodzie TDEM (Fig. 1) składa się z układu nadawczego: nadajnik (ang. *transmitter*) i pętla nadawcza (ang. *transmitter LOP*), oraz układu odbiorczego: odbiornik (ang. *receiver*) i cewka odbiorcza (ang. *receiver coil*) lub rzadziej pętla odbiorcza (ang. *receiver loop*).

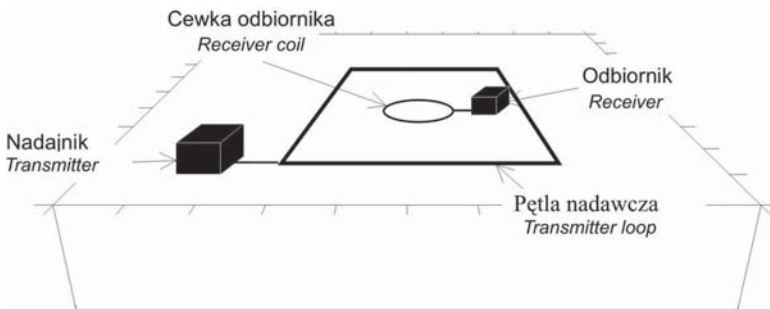


Fig. 1. Układ pomiarowy w metodzie pionowych sondowań TDEM (*central-loop/in loop*)

Fig. 1. TDEM field configuration for vertical sounding (*central-loop/in loop*)

Źródłem pola elektromagnetycznego w metodzie TDEM jest szybki nadajnik prądowy zasilający rozłożoną na ziemi pętlę nadawczą. Prąd jest cyklicznie włączany i wyłączany w postaci impulsów o zmiennej polaryzacji (Fig. 2), generując zmienne pole magnetyczne

wewnątrz ziemi. Początkowo indukowany prąd koncentruje się bezpośrednio pod powierzchnią ziemi poniżej pętli nadawczej, potem dyfunduje w czasie w dół i zasięg pola EM się powiększa. Tempo dyfuzji zależy od przewodności ośrodka. W wysokooporowym ośrodku tempo dyfuzji jest szybkie. W przewodzącym ośrodku prąd dyfunduje wolniej. Wyindukowanemu zmiennemu polu elektrycznemu, z którym związane są prądy wirowe zgodnie z równaniami Maxwella, towarzyszy zmienne pole magnetyczne. Pole magnetyczne wraca na powierzchnię ziemi, niosąc ze sobą informację o rozkładzie przewodności tego ośrodka. Wtórne zmienne pole magnetyczne pochodzące od wtórnych prądów wirowych rozprzestrzenia się wolno w porównaniu z tempem ustalania się pierwotnego pola magnetycznego (Keller *et al.* 1984).

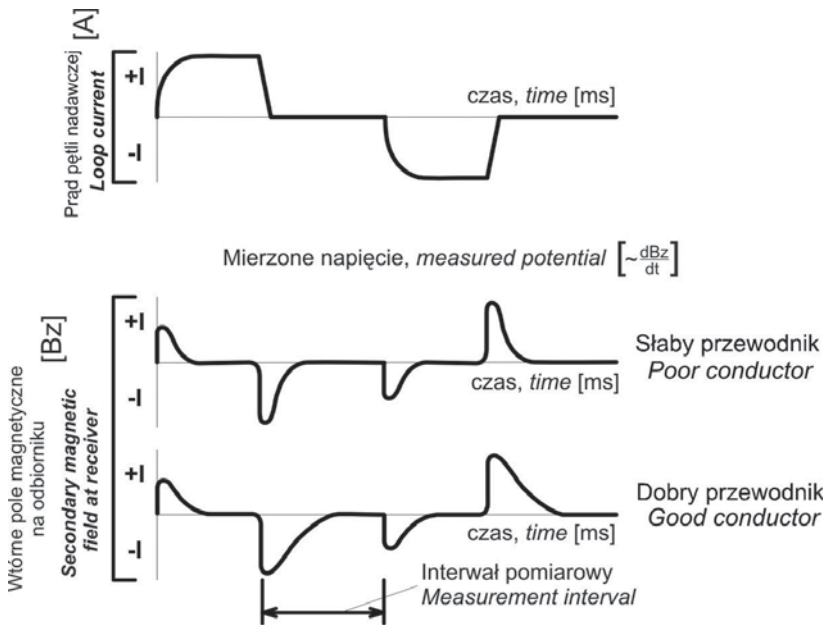


Fig. 2. Zgeneralizowany schemat przebiegów czasowych/kształtu fal w metodzie TDEM

Fig. 2. Generalized scheme of TDEM system waveforms

W metodzie procesów przejściowych pomiar wykonuje się w interwałach pomiędzy kolejnymi impulsami, mierząc wtórne pole magnetyczne, a dokładnie – zmianę w czasie jego pionowej składowej (B_z) i czas opóźnienia (t), czyli czas, jaki upłynął od wyłączenia prądu w pętli nadawczej. W rzeczywistości wykonuje się pomiar napięcia na cewce odbiorczej, które jest proporcjonalne do zmiany w czasie składowej pionowej wtórnego pola magnetycznego. Napięcie mierzone w cewce odbiorczej (proporcjonalne do zmiany składowej pionowej wtórnego pola magnetycznego) spada wolniej w przypadku dobrego przewodnika niż ośrodka słabo przewodzącego (Fig. 2). Pomiaru te nie są obciążone zaburzeniami galwanicznymi (związanymi z niejednorodnościami przypowierzchniowymi), jak to ma miejsce w metodzie magnetotellurycznej czy CSAMT (*Controlled Source Audiofrequency Magnetotellurics*).

Dlatego metoda ta często stanowi uzupełnienie metody magnetotellurycznej i jest stosowana do wprowadzenia poprawki na przesunięcie statyczne (Krivochieva & Chouteau 2003). Nie występuje tutaj także pole pierwotne podczas pomiaru pola wtórnego, jak dla metodach wykorzystujących ciągłe źródło fali elektromagnetycznej, jednocześnie pomiar pola wtórnego w funkcji czasu jest równoważny pomiarom przy ciągłym źródle fali w szerokim zakresie częstotliwości.

Pomiary metodą TDEM prowadzone są w wersji **pionowych sondowań, profilowań oraz sondowań otworowych** (Zonge 1992) w konfiguracji sprzętowej MulTEM (*Multi Transient ElectroMagnetic Method*) lub LoTEM (*Long-offset Transient Electromagnetic Method*) różniących się sposobem generowania pola/fali elektromagnetycznej. W układzie MulTEM pole EM wytworzone jest przy użyciu pętli nadawczej, LoTEM za pomocą uzemnionego dipola prądowego zbudowanego z dwóch grup elektrod prądowych. Zarówno grupy elektrod prądowych, jak i pętla nadawcza podłączone są do nadajnika.

Pionowe sondowania TDEM wykorzystywane są zazwyczaj z zastosowaniem układu pomiarowego noszącego nazwę *central-loop*. Składa się on z dużej pętli nadawczej rozłożonej w kształcie kwadratu. Cewka odbiornika wraz z odbiornikiem znajduje się w centrum pętli nadawczej (Fig. 1). Pomiar wykonywany jest punktowo (w nieruchomej cewce odbiornika), a wynik pomiaru odzwierciedla rozkład oporności w kierunku pionowym. Profilowania TDEM (MulTEM) wykonywane są układem *fixed loop*, pętla nadawcza ma kształt prostokątny i jest nieruchoma, a cewka odbiorcza wraz z odbiornikiem porusza się wzdłuż profili prostopadłych do dłuższego boku pętli nadawczej. Pomiar wykonywany jest wzdłuż profilu (cewka odbiornika przesuwana wzdłuż profilu z pewnym krokiem) i wynik pomiaru odzwierciedla dwuwymiarowy rozkład oporności w płaszczyźnie profilu. Profile pomiarowe mogą wychodzić poza obręb pętli nadawczej na odległości do dwóch szerokości pętli nadawczej (Fig. 3A).

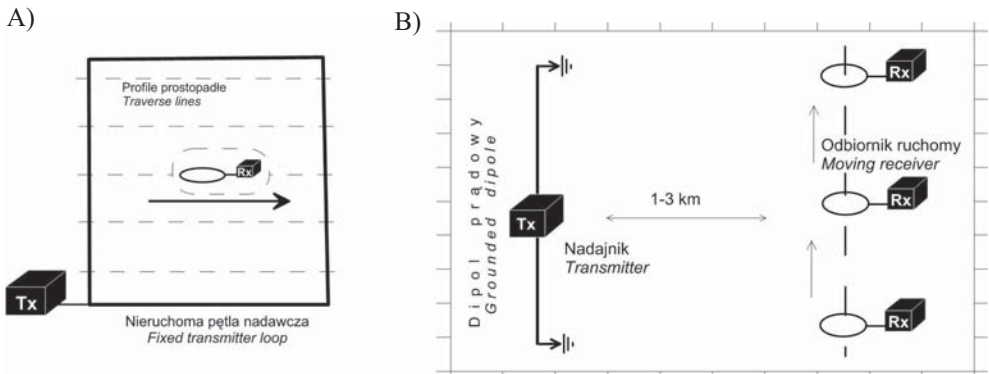


Fig. 3. Układ pomiarowy: A) profilowy fixed loop; B) pionowe sondowania lub profilowania TDEM w konfiguracji sprzętowej LoTEM

Fig. 3. TDEM field array: A) profiling fixed loop; B) vertical sounding or profiling in LoTEM configuration

W przypadku pomiarów w wersji LoTEM układ nadawczy (Fig. 3B) zbudowany jest z dwóch grup elektrod prądowych (zasilanych z nadajnika) zlokalizowanych w odległości kilku kilometrów od obszaru pomiarowego, długość dipola prądowego wynosi od kilkuset metrów do kilku kilometrów, układ odbiorczy przesuwany jest wzdłuż profilu pomiarowego (wersja profilowania) lub pomiar wykonywany jest za pomocą sondowań (odbiornik nieruchomy).

Zasięg głębokościowy w metodzie TDEM zależy od czasu, jaki upływa od wyłączenia prądu w pętli nadawczej do jego maksymalnej wartości wynikającej z interwału pomiarowego (Fig. 2) (t [ms]) oraz od średniej oporności ośrodka (ρ [$\Omega \cdot m$]). Zmienna ta oznacza czas zaniku napięcia mierzonego w cewce odbiornika, jego minimalna i maksymalna wartość wynika z kroku próbkowania i częstotliwości źródła. Na przykład przy częstotliwości źródła o wartości 1 Hz teoretyczna szerokość interwału pomiarowego wynosi 0–250 ms, minimalny czas pomiaru napięcia wynosi tutaj jednak 2.68 ms, a maksymalny czas pomiaru to 213 ms. Czas maksymalny t_{\max} [ms] określający zasięg głębokościowy jest jednak ograniczony przez moc źródła, rozmiar pętli nadawczej i poziom zakłóceń.

Zasięg głębokościowy wynosi (wg danych firmy Phoenix Geophysics Ltd.)

$$D = \sqrt{500 \cdot \rho \cdot t_{\max}} \quad [m] \quad (1)$$

Z kolei według Kellera *et al.* (1984) zasięg głębokościowy jest jeszcze większy i wynosi

$$D = \sqrt{\frac{t_{\max} \rho}{\mu_0}} \quad [m] \quad (2)$$

gdzie μ_0 – przenikalność magnetyczna próżni.

Na podstawie wielu obserwacji krzywych sondowań magnetotellurycznych i procesów przejściowych ustalono relację pomiędzy czasem przejściowym a częstotliwością fali MT (Meju 1996)

$$t = \frac{1}{3,9f} \quad (3)$$

Tak więc np. czasowi 216 ms w metodzie TDEM odpowiada częstotliwość 1.19 Hz w metodzie MT.

Należy się tutaj jednak wyjaśnienie. Napięcie $U(t)$ mierzone w metodzie procesów przejściowych, odpowiadające zmianie pola magnetycznego w czasie $\frac{dB_z}{dt}$, zależy od czasu i przewodności właściwej ośrodka. Dla jednorodnej półprzestrzeni o przewodności właściwej σ możemy zapisać (Spies 1989)

$$U(t) \propto \frac{M_t \sigma^{3/2}}{t^{5/2}} \quad (4)$$

gdzie M_t – moment magnetyczny pętli nadawczej (iloczyn prądu i powierzchni pętli).

Z relacji tej widać, że metoda TDEM jest bardziej czuła na zmiany przewodności właściwej (ρ) niż inne metody. Zakładając, że oporność właściwa wynosi $\rho = 1/\sigma$, i wprowadzając oporność pozorną ρ_a , otrzymamy (Spies 1989)

$$\frac{U(t)}{M_r} = \frac{\mu_o \cdot M_t}{5 \cdot t} \left(\frac{\mu_o}{4 \cdot \pi \cdot t \cdot \rho_a} \right) \quad (5)$$

gdzie M_r – moment magnetyczny cewki odbiornika.

Z równania tego wynika, że napięcie jest odwrotnie proporcjonalne do czasu i trudniej jest uzyskać dane z głębszych warstw, chyba że moment magnetyczny pętli nadawczej rośnie. Z kolei łatwo zauważyć, że im większa oporność ośrodka ρ_a , tym trudniej zmierzyć napięcie (napięcie szybciej spada – Fig. 2). Wysoka oporność ośrodka stanowi więc ograniczenie zasięgu głębokościowego (zmniejsza się czas t_{\max} [ms], w którym napięcie jest możliwe do zmierzenia). Zatem relacja (1) nie w pełni wyjaśnia koncepcję zasięgu głębokościowego w metodzie TDEM.

W przypadku układu pracującego w strefie bliskiej (gdy odległość pętla nadawcza – cewka odbiornika jest wielokrotnie mniejsza od długości fali EM) zasięg głębokościowy możemy określić ze wzoru (Spies 1989)

$$D \approx 0.55 \left(\frac{I \cdot A}{\sigma \cdot Nm} \right)^{1/5} \quad (\text{układ z pętlą nadawczą}) \quad (6)$$

a w przypadku układu pracującego w strefie dalekiej (gdy odległość nadajnik – odbiornik jest wielokrotnie większa od długości fali EM) z zależności

$$D \approx 0.48 \left(\frac{I}{\sigma \cdot Nm} \right)^{1/3} \quad (\text{LOTEM}) \quad (7)$$

gdzie:

- I – prąd nadajnika,
- A – powierzchnia pętli nadawczej,
- Nm – poziom zakłóceń.

Możemy jednak określić maksymalny czas, w którym poziom sygnału jest wystarczający do jego rejestracji, w układzie z pętlą nadawczą. Zależy on od rozmiaru pętli nadajnika, mocy źródła oraz poziomu zakłóceń. Tak więc zasięg głębokościowy bezpośrednio zależy od czasu t , jaki upływa od wyłączenia prądu w pętli nadawczej, a pośrednio od ww. czynników.

Wartość poziomu zakłóceń Nm najczęściej mieści się w przedziale od 10^{-8} do 10^{-10} V/m².

Maksymalny czas rejestracji można wyznaczyć ze wzoru (wg danych firmy Phoenix Geophysics Ltd.)

$$t = \mu_o \cdot \left[\frac{(M_t / Nm)^2}{400 \cdot (\pi \cdot \rho_a)^3} \right]^{1/5} \quad [s] \quad (8)$$

gdzie:

M_t – moment pętli nadajnika = $I \cdot L^2$ [$A \cdot m^2$],

I – prąd pętli nadawczej [A],

L – długość boku pętli nadawczej [m],

ρ_a – oporność ośrodka [$\Omega \cdot m$].

Zakładając rozmiar pętli nadawczej ($L \times L$ [m^2]) wynoszący: $1000 \text{ m} \times 1000 \text{ m}$ oraz średni poziom zakłóceń $Nm = 10^{-9} \text{ V/m}^2$, obliczamy czas ostatniego rejestrowanego sygnału oraz odpowiadający temu czasowi zasięg głębokościowy (1) (Tab. 1, 2). Widać, że nawet dla niskich oporności ($5\text{--}10 \text{ } \Omega \cdot m$) badanego ośrodka, jakie występują w pokrywie osadowej Karpat, przy dużych wartościach prądu (30 A lub 40 A) można osiągnąć zasięg głębokościowy do ok. 1000 metrów.

Głębokość badań w metodzie TDEM wynosi najczęściej od dziesiątków do ok. 1000 m i więcej (Fig. 4). Głębokość penetracji można zwiększyć nawet do 10 km , stosując specjalną metodykę pomiarową (LOTEM) i nadajnik dużej mocy (Keller *et al.* 1984).

Rozdzielczość metody TDEM w dużej mierze zależy od rozmiaru pętli nadawczej. W razie zastosowania bardzo małej pętli ($10\text{--}15 \text{ m}$) możliwe jest wydzielenie płytkich warstw o niskich opornościach. Gdy konieczne jest zapewnienie dużego zasięgu głębokościowego należy użyć pętli nadawczej o dużych rozmiarach. Wówczas jednak utrudnione jest wydzielenie struktur w płytkich warstwach. Najbardziej efektywny przedział oporności w metodzie TDEM to oporność od niskich wartości (ok. $5 \text{ } \Omega \cdot m$) do $300 \text{ } \Omega \cdot m$. Mięszoszo wydzielanych warstw możliwa do interpretacji w pętli nadawczej o rozmiarze L wynosi ok. $h_{\min} > L/10$ a $h_{\max} < 3L$ (Barrocu & Ranieri 2000).

Tabela (Table) 1

Czas ostatniego rejestrowanego sygnału [ms] dla poziomu szumu $Nm = 10^{-9} \text{ V/m}^2$ oraz rozmiaru pętli nadawczej $1000 \text{ m} \times 1000 \text{ m}$, M_t – moment pętli nadajnika

Time of latest detectable signal [ms] assuming a noise level of $Nm = 10^{-9} \text{ V/m}^2$, and 1000 m by 1000 m loops, M_t – moment of transmitter loop

M_t [$A \cdot m^2$]	Oporność (resistivity) ρ_a [$\Omega \cdot m$]						
	1	2	5	10	20	50	100
$5 \cdot 1000^2$	363	240	138	91.2	60.2	34.7	22.9
$10 \cdot 1000^2$	479	316	182	120	79.4	45.8	30.2
$20 \cdot 1000^2$	632	417	241	158	104	60.5	39.9
$30 \cdot 1000^2$	744	491	283	187	123	71.1	46.9
$40 \cdot 1000^2$	834	550	318	210	138	79.8	52.6

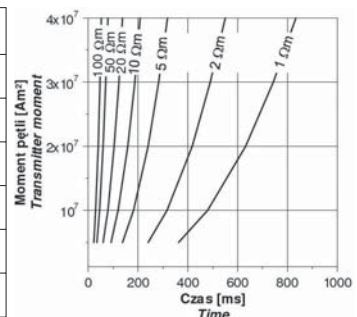


Tabela (Table) 2

Zasięg głębokościowy (D) dla poziomu szumów $N_m = 10^{-9} \text{ V/m}^2$ oraz rozmiaru pętli nadawczej $1000 \text{ m} \times 1000 \text{ m}$, M_t – moment pętli nadajnika

Depth of investigation for TDEM assuming a noise level of $N_m = 10^{-9} \text{ V/m}^2$, and 1000 m by 1000 m loops M_t – moment of transmitter loop

M_t [A·m ²]	Oporność (resistivity) ρ_a [Ω·m]						
	1	2	5	10	20	50	100
$5 \cdot 1000^2$	426	489	588	675	776	1227	1735
$10 \cdot 1000^2$	489	562	675	776	891	1409	1993
$20 \cdot 1000^2$	562	646	776	891	1024	1619	2289
$30 \cdot 1000^2$	610	700	841	966	1110	1755	2482
$40 \cdot 1000^2$	646	742	891	1024	1176	1859	2629

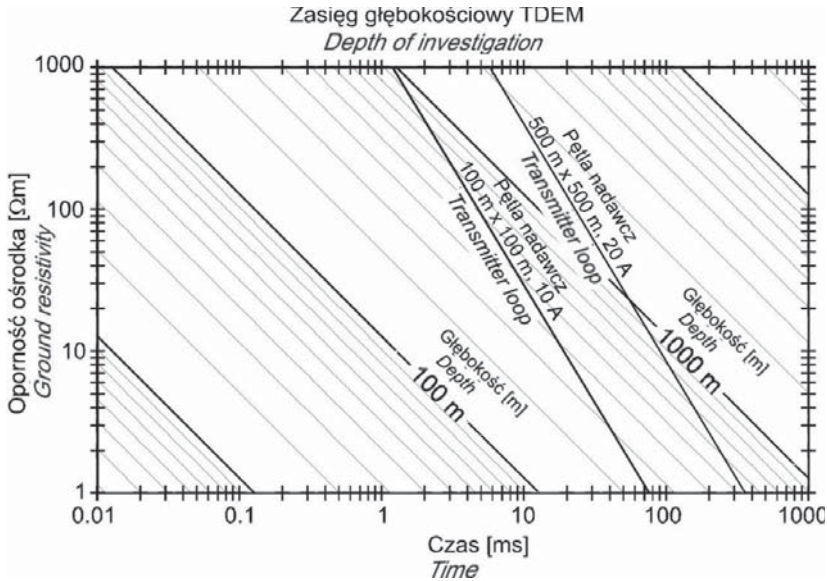
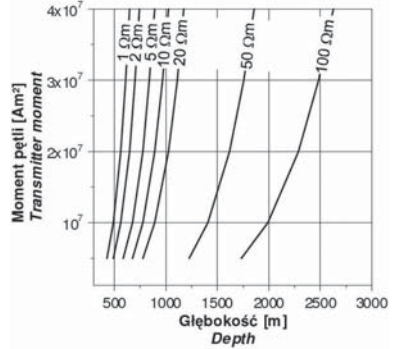


Fig. 4. Zasięg głębokościowy pomiarów TDEM dla poziomu szumów $N_m = 10^{-9} \text{ V/m}^2$ oraz rozmiaru pętli nadawczej $100 \text{ m} \times 100 \text{ m}$ i $500 \text{ m} \times 500 \text{ m}$ (Zonge 1992)

Fig. 4. Depth of investigation plot for TDEM assuming a noise level of $N_m = 10^{-9} \text{ V/m}^2$, showing the absolute limits for 100 by 100 and 500 by 500 m loops (after Zonge 1992)

Metoda TDEM charakteryzuje się największą spośród wszystkich elektromagnetycznych metod pionową rozdzielczością w kartowaniu dobrze przewodzących struktur (Krivochieva & Chouteau 2001). Zwykle dokładność pomiaru w tej metodzie jest bardzo duża (Keller 1997).

Metoda TDEM ma szerokie zastosowanie m.in. w rozpoznawaniu ośrodków hydrogeologicznych, w tym kartowaniu kontrastu opornościowego wód kwaśnych i zasolonych z jednej strony, a wód słodkich z drugiej (Krivochieva & Chouteau 2001), określaniu geometrii wód podziemnych (Papadopoulos *et al.* 2004), w kartowaniu kontrastów opornościowych związanych z występowaniem wód geotermalnych, lokalizacji skupień rud siarczków, w poszukiwaniu struktur dobrze przewodzących związanych z występowaniem uranu, diamentu i rud metali, w kartowaniu struktur geologicznych związanych z występowaniem węgla kamiennego, w kartowaniu granic pomiędzy zmarzliną a ośrodkiem niezamarzniętym, w połączeniu z innymi metodami geofizycznymi: z metodą elektrooporową, z metodą magnetotelluryczną (Krivochieva & Chouteau 2003, Manzella *et al.* 2004) oraz CSAMT i jako dodatkowa z metodą sejsmiczną (Chouteau *et al.* 1997).

W Polsce metoda TDEM nie została jeszcze zastosowana na większą skalę. Zwrócono jednak uwagę na możliwości jej stosowania w rozpoznaniu morfologii podłoża prekambryjskiego na zapadliku przedkarpaccim (Klityński & Miecznik 1998). Przedstawiono również możliwości zastosowania metody TDEM w kompleksie z metodą elektrooporową przy monitorowaniu migracji zanieczyszczeń w warstwie wodonośnej (Antoniuk *et al.* 1991).

W kartowaniu struktur wysokoporowych w Polsce metoda TDEM ma dotychczas mniejsze zastosowanie. W Karpatach Wschodnich często w obrębie niskooporowych struktur fliszu na głębokościach kilkuset metrów występują jednak struktury wysokooporowe (związane prawdopodobnie z przewagą piaskowców), niekiedy zawierające złoża ropy naftowej i gazu ziemnego. Celem tego artykułu jest analiza możliwości zastosowania metody TDEM w takich sytuacjach geologicznych.

Przetwarzanie danych pomiarowych

Przetwarzanie danych w metodzie procesów przejściowych obejmuje następujące etapy:

1. Kontrole wstępne. Na tym etapie dokonujemy korekty notatek terenowych i selekcji przebiegów czasowych, a także weryfikację geometrii układu pomiarowego.
2. Formowanie przebiegów czasowych. Jest to proces grupowania (łączenia) przebiegów czasowych zarejestrowanych przy różnych częstotliwościach źródła na punkcie pomiarowym.
3. Edycja przebiegów czasowych. Jest to proces usuwania lub poprawiania przebiegów czasowych, które w pierwotnej postaci mogą powodować pogorszenie przetwarzania i interpretacji. Eliminuje się wpływ odwróconej polaryzacji, zakłóceń amplitudy sygnału, częstotliwości oraz geometrii układu pomiarowego.
4. Obliczanie krzywych oporności pozornej w funkcji czasu.
5. Wizualizacja krzywych TDEM.
6. Tworzenie bazy danych i końcowa edycja krzywych.
7. Archiwizacja danych w formie cyfrowej.

Wielkością liczoną i interpretowaną w metodzie TDEM, podobnie jak w innych metodach geoelektrycznych, jest oporność pozorna w funkcji czasu $\rho_a(t)$ wyrażona w omotrach (Kauffman & Keller 1983)

$$\rho_a = \frac{\mu_o}{4 \cdot \pi} \left(\frac{2 \cdot \mu_o \cdot M_t}{5 \cdot U / S_r} \right)^{2/3} \cdot t^{-5/3} \quad (9)$$

gdzie:

- t – czas pomiaru mierzony od momentu wyłączenia pola podstawowego,
- M_t – moment nadajnika (powierzchnia pętli – L^2 [m²] pomnożona przez wartość prądu I [A]),
- U – napięcie rejestratora [V],
- S_r – efektywna powierzchnia cewki rejestratora [m²].

Prace interpretacyjne

Interpretacja jakościowa obejmuje analizę krzywych pomiarowych prezentowanych w formie zestawień wykresów oporności pozornej lub amplitudy mierzonego napięcia w funkcji czasu (por. rozdz. *Zastosowanie metody TDEM w wykrywaniu złóż węglowodorów*). Wzdłuż profili pomiarowych prowadzana jest interpretacja rozkładu oporności pozornej w funkcji czasu (pseudoprzekroje) oraz analiza kształtu krzywych sondowań i zmienności oporności pozornej w wybranych oknach czasowych. Wynikiem interpretacji jakościowej są wyznaczone strefy anomalne rozkładu oporności.

Podczas interpretacji ilościowej danych TDEM wykorzystywany jest algorytm inwersji przy założeniu modelu jednowymiarowego (1D). Hipotetyczny model 1D jest konstruowany w procesie interpretacji i dalej liczne krzywe sondowań TDEM ($\rho_a(t)$) odpowiadają temu modelowi. Model jest zmieniany (automatycznie), dopóki nie uzyska się zgodności danych obserwowanych i teoretycznych (odpowiadających modelowi) z dokładnością określaną przez funkcję błędu RMS (Zonge 1992). Najczęściej stosowane algorytmy w inwersji 1D to metoda Occama (Constable *et al.* 1987) oraz Levenberga–Marquardta (LMA) (Levenberg 1944, Marquardt 1963). W metodzie Occama uzyskuje się model gładki rozkładu oporności, a w metodzie LMA model zbliżony do rzeczywistego, ale tylko w przypadku wprowadzenia odpowiedniego modelu startowego.

Wyniki interpretacji ilościowej 1D są przedstawione w postaci przekrojów oporności (w przypadku danych profilowych), rozkładu oporności z głębokością (dla sondowań) oraz map oporności dla zadanych interwałów głębokościowych (Zonge 1992).

KRZYWE SONDOWAŃ W METODZIE PROCESÓW PRZEJŚCIOWYCH. ANALIZA ROZDZIELCZOŚCI MODELU 1D

Stopień odwzorowania rozkładu oporności badanego przekroju geologicznego w obrazie mierzonego pola elektromagnetycznego obrazują krzywe sondowań. Przedmiotem tego artykułu jest wykorzystanie metody procesów przejściowych w wersji sondowań

i profilowań (MulTEM). Krzywe sondowań odpowiadające układowi pomiarowemu składającemu się z kwadratowej pętli nadawczej (o boku L) i koncentrycznie względem niej umieszczonej cewki odbiorczej, obliczono przy użyciu programu, który uwzględnia takie parametry techniczne aparatury pomiarowej, jak rozmiar pętli nadawczej, moc nadajnika czy rozmiar cewki odbiorczej.

Obliczenia wykonano w zakresie czasu stabilizacji pola elektromagnetycznego w granicach od 0.4 ms do 1000 ms. Wykorzystano program 1X1D firmy Interpex.

Program umożliwia obliczenie krzywych sondowań w przypadku modelu 1D. Na figurze 5 przedstawiono krzywe sondowań metodą procesów przejściowych, odpowiadające czterowarstwowym przekrojom geoelektrycznym z bardzo wysokooporowym podłożem.

Ze względu jednak na zasięg głębokościowy metody TDEM krzywe te odpowiadają modelom trójwarstwowym (ostatnia czwarta warstwa jest poza zasięgiem w tym zakresie czasowym). Obliczenia wykonane zostały dla różnych rozmiarów (L) pętli nadawczej (20 m, 50 m, 100 m, 200 m, 300 m, 500 m), prądu nadajnika odpowiednio 1 A, 5 A, 10 A, 10 A, 30 A i 30 A i odpowiadają warunkom technicznym aparatury pomiarowej firmy Phoenix Geophysics Ltd. Modelowania wykonano w celu określenia możliwości kartowania struktur wysokooporowych ($100 \Omega \cdot \text{m}$) znajdujących się na różnych głębokościach w otoczeniu struktur niskooporowych ($10 \Omega \cdot \text{m}$). Rozdzielczość metody TDEM zależy od rozmiarów pętli nadawczej. Jeśli weźmie się pod uwagę pętlę o rozmiarze $L = 500$ m, miąższość wydzielonych warstw możliwa do interpretacji wynosi $h_{\min} > 50$ m, a $h_{\max} < 1500$ m (patrz rozdz. 1). Rozdzielczość metody można zwiększyć, zmniejszając rozmiar pętli nadawczej, zasięg głębokościowy metody wówczas jednak maleje. Dla pętli nadawczej o rozmiarze $L = 100$ m miąższość wydzielonych warstw możliwa do interpretacji wynosi $h_{\min} > 10$ m, a $h_{\max} < 300$ m. Z kolei dla pętli nadawczej o rozmiarze 20 m, $h_{\min} > 2$ m, a $h_{\max} < 60$ m. Podane wartości są jednak najbardziej dokładne w przypadku kartowania struktur niskooporowych (Barrocu & Ranieri 2000). Lewa gałąź krzywych sondowań TDEM charakteryzuje się stromym spadkiem w kierunku małych czasów rejestracji. Ten charakterystyczny element krzywej nie odpowiada oporności strefy przypowierzchniowej i jest tym szerszy, im większa jest zastosowana pętla nadawcza. Utrudnia to kartowanie płytkich struktur. Przez zwiększenie rozdzielczości (mniejsza pętla nadawcza) możliwe jest jednak kartowanie płytszych struktur geologicznych. Jak widać, dla uzyskania w miarę pełnej krzywej sondowania, odpowiadającej szerokiemu zakresowi głębokościowemu i możliwości kartowania płytkich struktur, krzywa sondowania powinna być złożona z krzywych pomierzonych za pomocą co najmniej dwóch pętli nadawczych, np. o rozmiarach 100 m i 500 m. Możliwe będzie wówczas badanie płytkich (od kilkunastu metrów) i głębokich struktur, uzyskanie zasięgu głębokościowego przy maksymalnym czasie rejestracji ok. 270 ms wynoszącego ok. 1160 m (przy niskim poziomie zakłóceń 10^{-10} mV/m²) i wydzielenie warstw o miąższości ok. 50 m. Przy dziesięciokrotnie wyższym poziomie zakłóceń (10^{-9} mV/m²) maksymalny czas rejestracji wynosi ok. 107 ms, a zasięg spada do ok. 730 m. W modelu A (Fig. 5) głębokość do stropu warstwy wysokooporowej o miąższości 200 m wynosi 200 m. Na takiej głębokości warstwa ta na krzywej sondowania jest rejestrowana już dla czasu nieco powyżej 10 ms (uzyskana rozdzielczość wynosi około 50%). Rozdzielczość oznacza błąd RMS względem krzywej syntetycznej sondowania TDEM odpowiadającej modelowi półprzestrzeni (bez rozpatrywanej warstwy wysokooporowej).

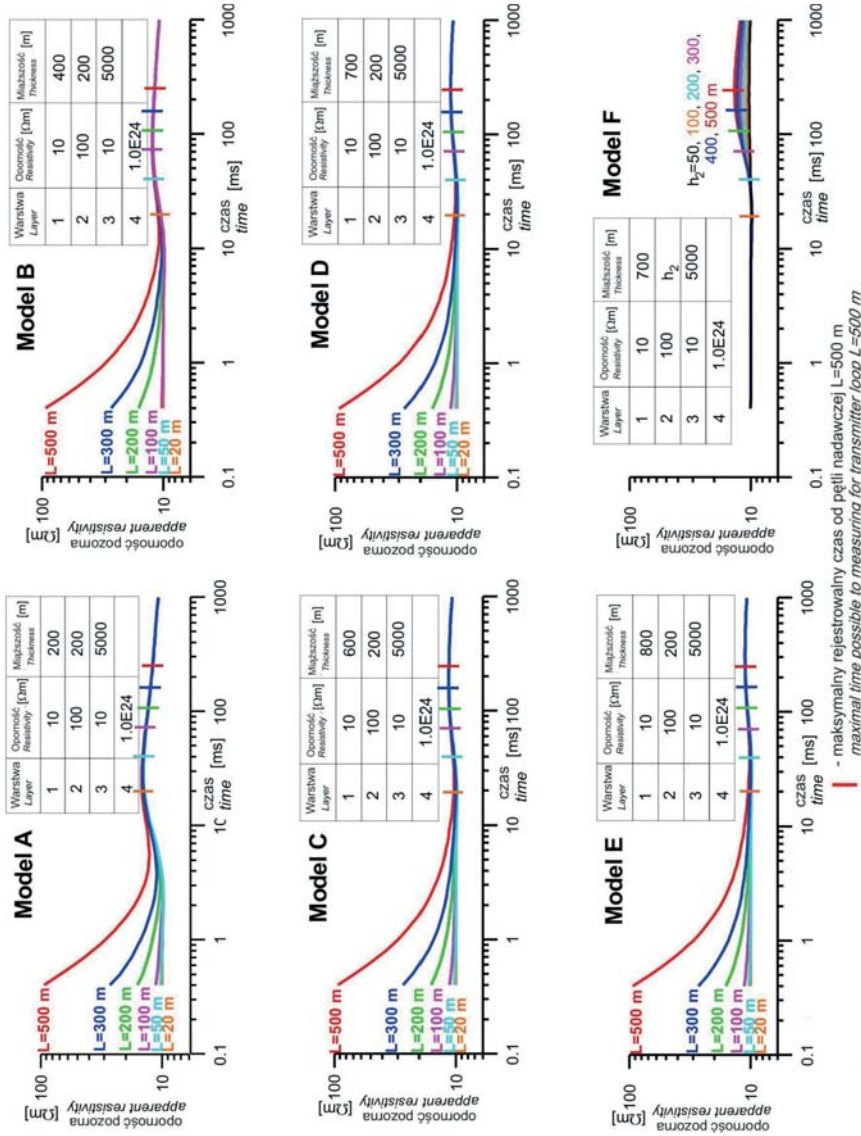


Fig. 5. Krzywe modelowe sondowań przejściowych dla czterowarstwowego przekroju geoelektrycznego i poziomu szumów $Nm = 10^{-10} \text{ V/m}^2$

Fig. 5. Calculated sounding curves of transient electromagnetic method (four-layer geoelectric model), assuming a noise level of $Nm = 10^{-10} \text{ V/m}^2$

Z kolei w modelu B (Fig. 5) głębokość warstwy wysokooporowej zwiększona została do 400 metrów. Tutaj warstwa wysokooporowa zaznacza się na krzywej sondowania już dla czasu rejestracji kilkadziesiąt milisekund (uzyskana rozdzielczość wynosi około 25%). W miarę zwiększania głębokości pograżenia warstwy wysokooporowej możliwości jej kartowania maleją. Przy głębokości 600 m (model C – Fig. 5) do wykrycia struktury wysokooporowej konieczne jest zastosowanie pętli nadawczej o rozmiarze minimum 300 m, tak aby możliwe było uzyskanie minimalnego czasu rejestracji 70 ms (przy średnim poziomie zakłóceń – 10^{-9} V/m²). W przypadku jeszcze większych głębokości zalegania warstwy wysokooporowej, np. 700 m (model D – Fig. 5) czy 800 m (model E – Fig. 5), konieczna jest rejestracja na czasach przekraczających 100 ms, a więc przy użyciu dużej pętli nadawczej ($L = 500$ m) i przy średnim albo niskim poziomie zakłóceń. Wówczas jednak konieczna jest duża precyzja pomiarów (uzyskana na krzywych rozdzielczość wynosi kilkanaście procent), która wydaje się zapewniona w metodzie procesów przejściowych (Keller 1997).

Mięszczość warstwy struktury wysokooporowej ma ogromny wpływ na możliwości jej kartowania. Inny problem to określenie głębokości zalegania warstwy (jej stropu) oraz jej miąższości. Interpretacja miąższości warstwy na głębokości 700 m wydaje się bardzo utrudniona. Analizując model F (Fig. 5), widzimy, że na głębokości 700 m możliwe jest wyinterpretowanie warstwy wysokooporowej o minimalnej miąższości 100 m. Do określenia jej miąższości konieczne jest jednak użycie czasów rejestracji rzędu kilkuset milisekund. Im większa miąższość warstwy wysokooporowej, tym lepiej się ona zaznacza na krzywej sondowania.

Obliczone krzywe sondowań obrazują zasadnicze właściwości pól przejściowych rozchodzących się w ośrodkach warstwowych. W miarę zwiększania się głębokości zalegania warstwy wysokooporowej zaznacza się ona na krzywych sondowania coraz mniej wyraźnie i na coraz większych czasach rejestracji. Przy głębokościach zalegania stropu warstwy wysokooporowej powyżej 800 m badanie struktury wysokooporowej dla ww. zakresu czasowego jest bardzo utrudnione i wymaga zastosowania dużej pętli nadawczej, dużej precyzji pomiarów i niskiego poziomu zakłóceń. Jest możliwe jednak określenie głębokości zalegania tej struktury nawet do 1000 m i więcej.

PRZYKŁADY INTERPRETACJI 1D KRZYWYCH SYNTETYCZNYCH

Interpretację syntetycznych sondowań TDEM wykonano przy założeniu pętli nadawczej $L = 500$ m w przedziale czasowym 0.536–216 ms. Parametry te są zbliżone z parametrami zastosowanymi w rejestracjach wykonanych przez Przedsiębiorstwo Badań Geofizycznych Sp. z o.o. w Warszawie w rejonie otworu Grabownica-104. Na krzywe syntetyczne nałożono błąd pomiaru 1%. Analizę możliwości interpretacyjnych krzywych sondowań TDEM przeprowadzono dla modeli A–F (por. poprzedni rozdział), jak również dodatkowych modeli przy założeniu głębszego zalegania warstwy wysokooporowej. Interpretację 1D przeprowadzono metodą Occama i metodą LMA. Rezultat interpretacji metodą Occama daje model gładki, z nieco rozmytymi granicami warstw geoelektrycznych. Rezultat interpretacji metodą LMA daje model ostrych granic odzwierciedlający rozkład oporności w badanym ośrodku.

W przypadku modelu, w którym warstwa wysokooporowa o miąższości 200 m zalega na głębokości 800 m, wyniki interpretacji zarówno metodą Occama, jak i metodą LMA są bardzo dobre (Fig. 6). Wystarczającą rozdzielczość (10%) uzyskujemy także na głębokości zalegania warstwy wysokooporowej 900 m (Fig. 7). Dalsze zwiększanie tej głębokości (do 1000 m i więcej) znacznie ogranicza możliwości wyinterpretowania warstwy wysokooporowej (Fig. 8). W interpretacji metodą Occama możliwe jest jednak określenie głębokości zalegania tej warstwy. Interpretacja metodą LMA daje dobry rezultat, ale tylko przy założeniu odpowiedniego modelu startowego.

Gdy zmniejszymy miąższość warstwy wysokooporowej do 150 m, to wówczas jej interpretacja na głębokości poniżej 800 m jest możliwa (Fig. 9, 10). Przy poprawnym określeniu modelu startowego, np. na podstawie danych otworowych i wyników interpretacji metodą Occama, możliwa jest poprawna interpretacja metodą LMA. Zmniejszenie miąższości warstwy wysokooporowej do 100 m znacznie utrudnia jej interpretację, gdy znajduje się ona już na głębokości 800 m. Możliwa jest jej efektywna interpretacja do głębokości 700 m (Fig. 11). Możliwości interpretacji warstwy o miąższości 50 m (tj. określenie jej miąższości) znajdującej się na głębokości większej niż 700 m są mocno ograniczone. Możliwe jest natomiast określenie stropu warstwy wysokooporowej o nawet niewielkiej miąższości (kilkadziesiąt metrów) zalegającego na głębokości do 1000 m.

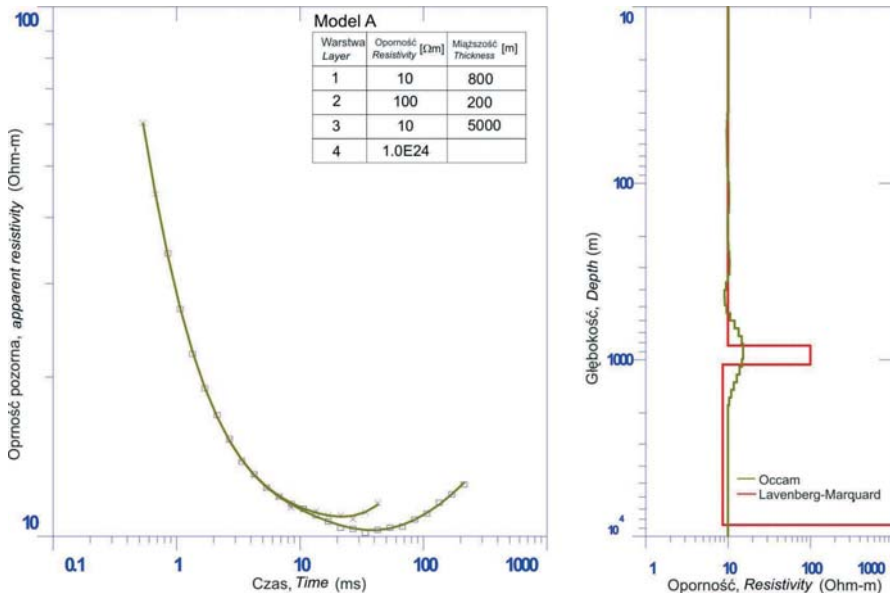


Fig. 6. Rezultaty interpretacji metodą Occama i metodą Levenberga–Marquardta krzywej syntetycznej sondowania TDEM (pętla nadawcza $L = 500$ m, czas 0.536–213 ms) (Model A)

Fig. 6. Results of interpretation of a synthetic sounding TDEM curve with the use of Occam and Levenberg–Marquardt methods (transmitter loop $L = 500$ m, time range 0.536–213 ms) (Model A)

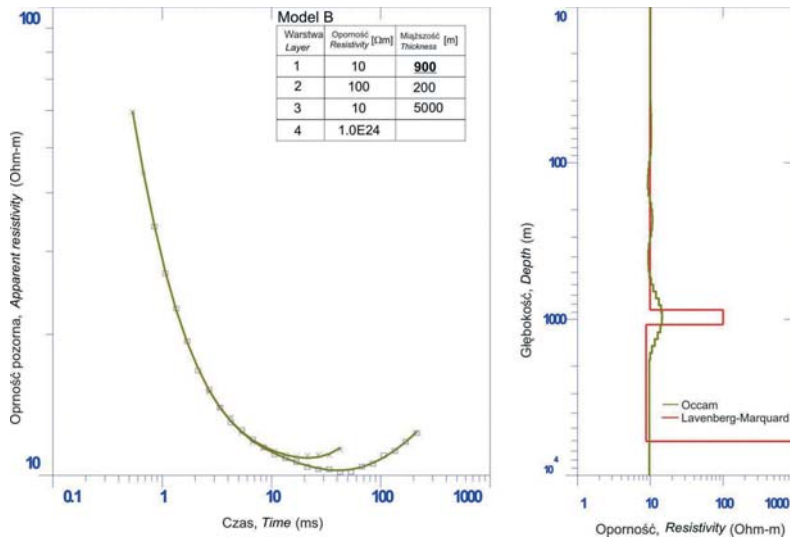


Fig. 7. Rezultaty interpretacji metodą Occama i metodą Levenberga–Marquardta krzywej syntetycznej sondowania TDEM (pętla nadawcza $L = 500$ m, czas 0.536–213 ms) (Model B)

Fig. 7. Results of interpretation of a synthetic sounding TDEM curve with the use of Occam and Levenberg–Marquardt methods (transmitter loop $L = 500$ m, time range 0.536–213 ms) (Model B)

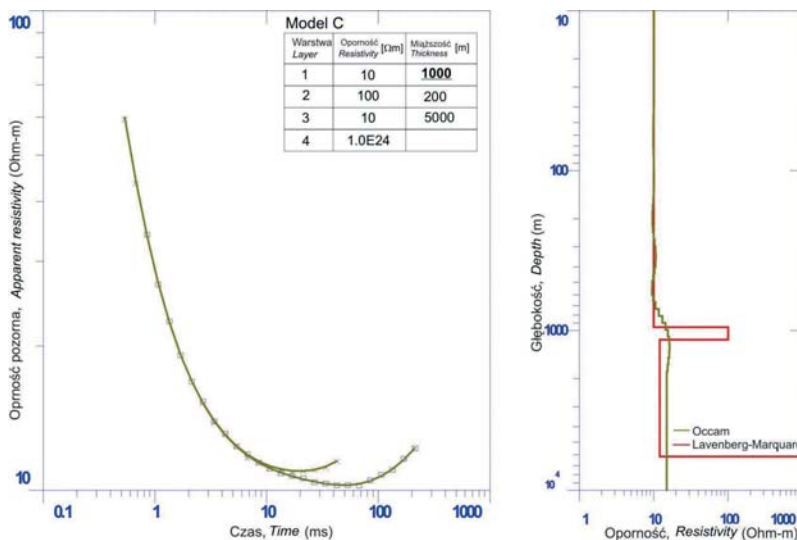


Fig. 8. Rezultaty interpretacji metodą Occama i metodą Levenberga–Marquardta krzywej syntetycznej sondowania TDEM (pętla nadawcza $L = 500$ m, czas 0.536–213 ms) (Model C)

Fig. 8. Results of interpretation of a synthetic sounding TDEM curve with the use of Occam and Levenberg–Marquardt methods (transmitter loop $L = 500$ m, time range 0.536–213 ms) (Model C)

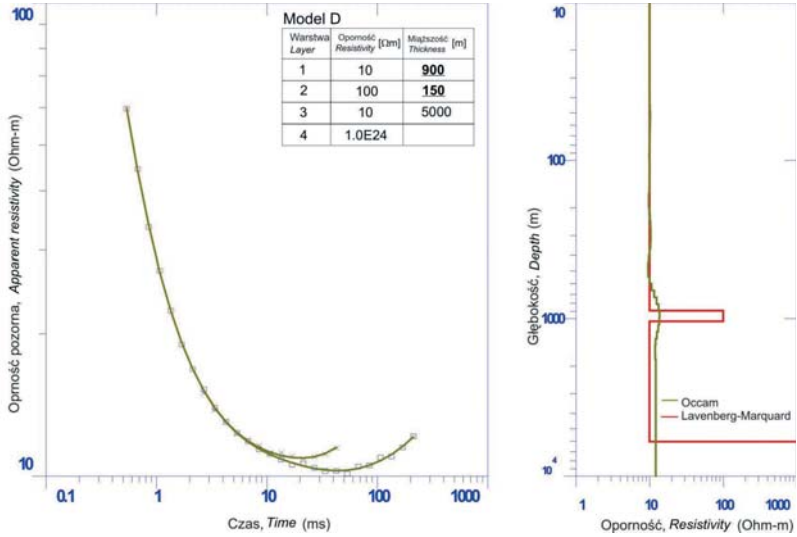


Fig. 9. Rezultaty interpretacji metodą Occama i metodą Levenberga–Marquardta krzywej syntetycznej sondowania TDEM (pętla nadawcza $L = 500$ m, czas 0.536–213 ms) (Model D)

Fig. 9. Results of interpretation of a synthetic sounding TDEM curve with the use of Occam and Levenberg–Marquardt methods (transmitter loop $L = 500$ m, time range 0.536–213 ms) (Model D)

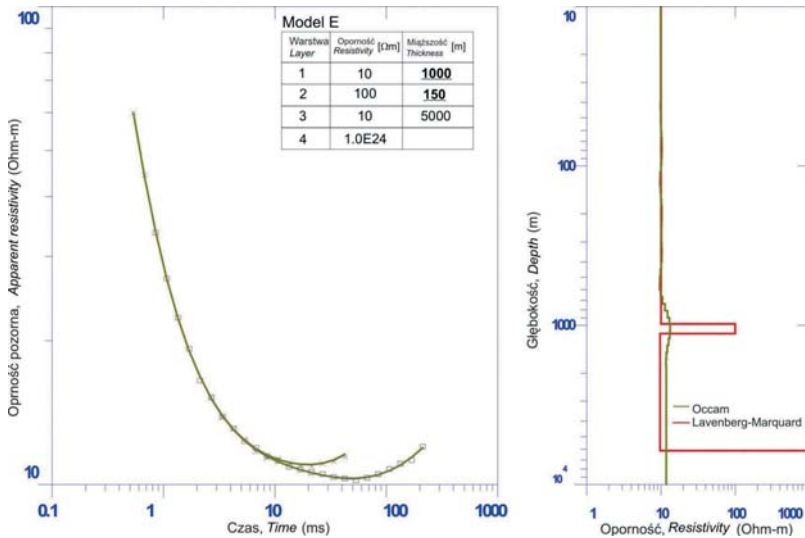


Fig. 10. Rezultaty interpretacji metodą Occama i metodą Levenberga–Marquardta krzywej syntetycznej sondowania TDEM (pętla nadawcza $L = 500$ m, czas 0.536–213 ms) (Model E)

Fig. 10. Results of interpretation of a synthetic sounding TDEM curve with the use of Occam and Levenberg–Marquardt methods (transmitter loop $L = 500$ m, time range 0.536–213 ms) (Model E)

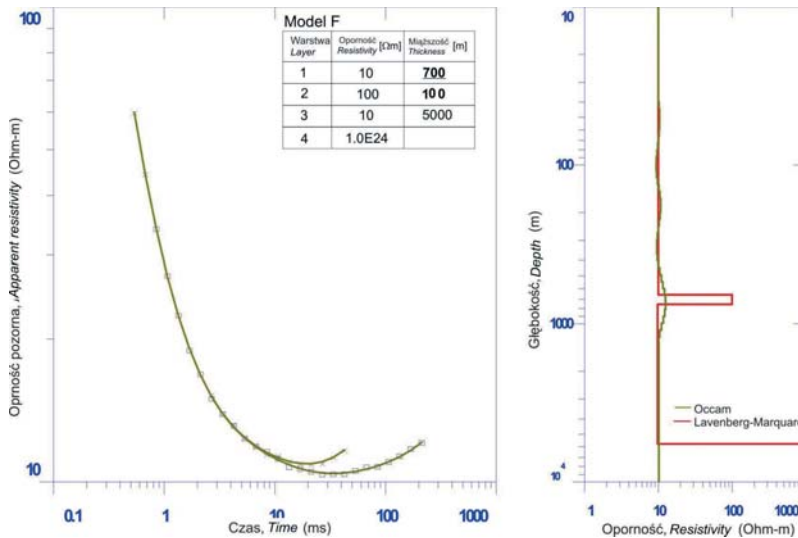


Fig. 11. Rezultaty interpretacji metodą Occama i metodą Levenberga–Marquardta krzywej syntetycznej sondowania TDEM (pętla nadawcza $L = 500$ m, czas 0.536–213 ms) (Model F)

Fig. 11. Results of interpretation of a synthetic sounding TDEM curve with the use of Occam and Levenberg–Marquardt methods (transmitter loop $L = 500$ m, time range 0.536–213 ms) (Model F)

ZASTOSOWANIE METODY TDEM DO WYKRYWANIA ZŁÓŻ WĘGLOWODORÓW

Skały zbiornikowe nasycone węglowodorami charakteryzują się względnie wysoką opornością. Skały wypełnione węglowodorami mają zwykle wyższe oporności od skał otaczających, szczególnie gdy te wypełnione są solanką. Jak opisano wyżej, struktury wysokooporowe mogą być wykartowane przy użyciu metody procesów przejściowych. Złoża węglowodorów występują zwykle w strefach antyklinalnych (wysokooporowych), które mogą być określone przy wykorzystaniu interpretacji ilościowej. Złoże ropy czy gazu może być rejestrowane zarówno w postaci anomalii oporności, jak i anomalii przewodnictwa wzdłużnego (Tasci & Zordan 2009). Ze złożami tymi związane są zwykle trzy strefy: warstwy złożowe (I), czapa złoża (II) i strefa warstw nadległych (III), które tworzą strukturę antyklinalną (Fig. 12). Figura 12 przedstawia oporności warstw w stosunku do oporności tła (na brzegach obszaru złożowego) związanych odpowiednio ze strefami: I (podwyższona ostra oporność), II (podwyższona oporność) i III (obniżona oporność).

W rzeczywistości pułapka złożowa objawia się jako anomalia wysokooporowa, która na brzegach jest większa niż w centrum. To obniżenie oporności wywoływane jest przez mineralizację występującą wewnątrz złoża i bezpośrednio nad złożem (Fig. 13).

Innym charakterystycznym elementem wykorzystywanym przy wykrywaniu złóż węglowodorów jest lokalne obniżenie oporności związane ze strefą zmineralizowaną. Oblicza się tutaj przewodnictwo wzdłużne dla kilku warstw związanych z obszarem nad złożem

i z obszarem złoża. Zasady takiej interpretacji danych TDEM przedstawiono na przykładzie złoża Degirimenkoy w Turcji (Fig. 14, 15) (Tasci & Zordan 2009). Rozkład przewodnictwa uzyskuje się przy wykorzystaniu wyników inwersji 1D z interwału głębokościowego związanego z nadkładem warstwy złożowej.

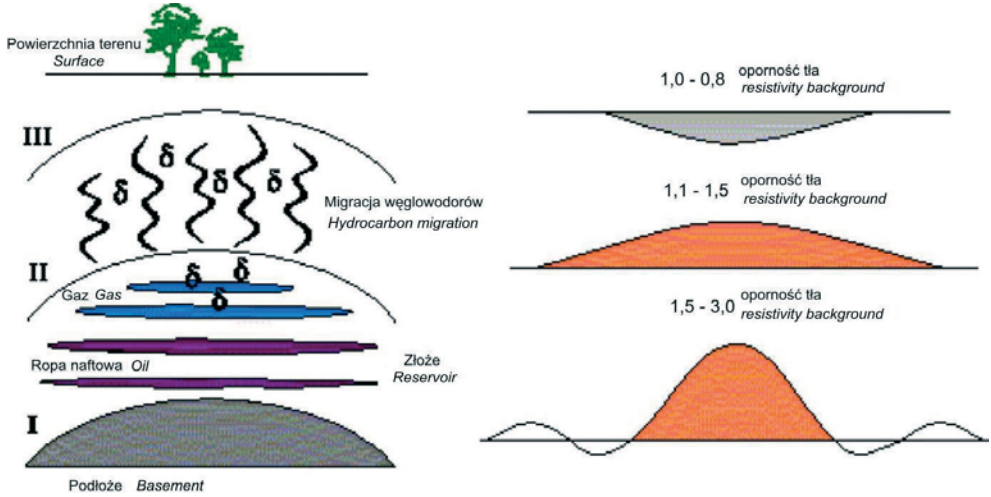


Fig. 12. Model geoelektryczny i rozkład oporności wzdłuż profilu dla złoża węglowodorów (Tasci & Zordan 2009)

Fig. 12. Geoelectric model and resistivity profile for oil and gas fields (after Tasci & Zordan 2009)

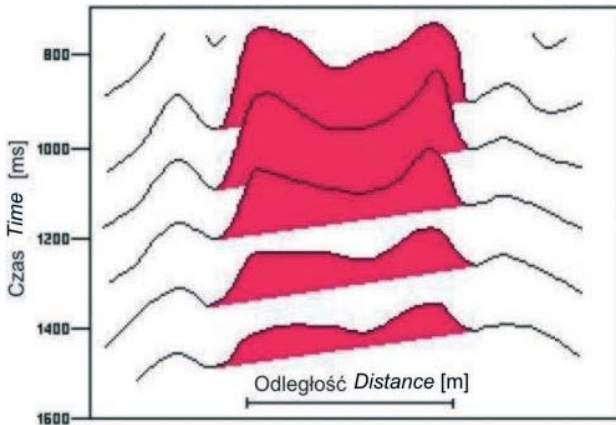


Fig. 13. Przykład rozkładu oporności pozornej dla wybranych czasów nad antykliną złoża węglowodorów (Tasci & Zordan 2009)

Fig. 13. Example of apparent resistivity cross sections across a prospective anticline (after Tasci & Zordan 2009)

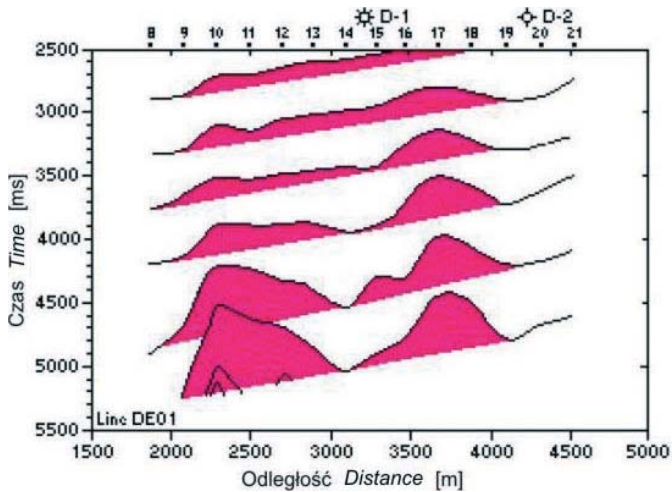


Fig. 14. Rozkład oporności pozornej dla wybranych czasów nad antyklina łoża węglowodorów Degirmenkoy w Turcji: D-1 – otwór gazowy, D-2 – otwór bez łoża (Tasci & Zordan 2009)

Fig. 14. Apparent resistivity cross-section across a prospective anticline, Degirmenkoy, Turkey: D-1 – gas well, D-2 – dry well (after Tasci & Zordan 2009)

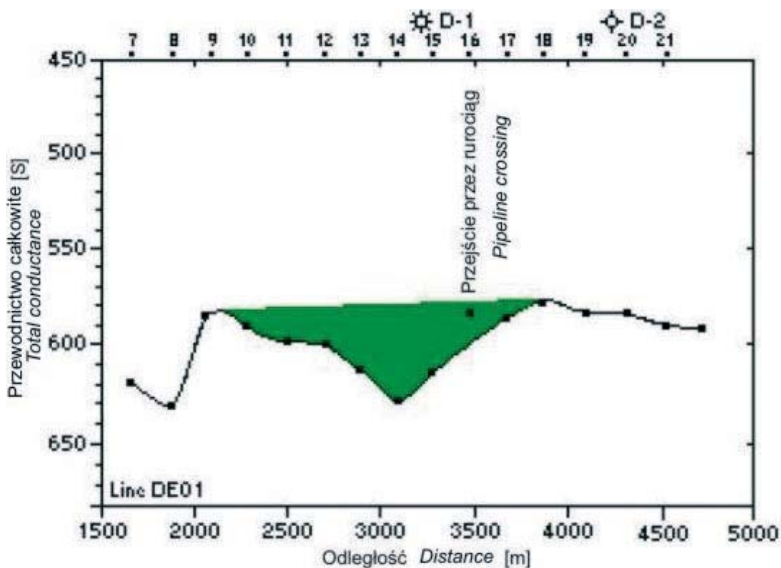


Fig. 15. Przewodnictwo wzdłuż profilu dla interpretacji trzech warstw, łożo gazu Degirmenkoy, Turcja, D-1 – otwór gazowy, D-2 – otwór bez łoża (Tasci & Zordan 2009)

Fig. 15. Conductance cross profile from three-layer inversions, Degirmenkoy gas field, D-1 – gas well, D-2 – dry well (after Tasci & Zordan 2009)

PODSUMOWANIE

Metoda procesów przejściowych TDEM należy do grupy metod elektromagnetycznych aktywnych, w których system pomiarowy składa się z układu nadawczego oraz odbiorczego (Fig. 1, 3). Źródłem pola elektromagnetycznego w metodzie TDEM jest szybki impulsowy nadajnik prądowy (Fig. 2). Zasięg głębokościowy zależy od mocy źródła, rozmiaru pętli nadawczej, oporności badanego ośrodka i poziomu zakłóceń (Fig. 4, Tab. 1, 2).

Wyniki obliczeń krzywych sondowań syntetycznych metodą procesów przejściowych dostarczyły informacji pozwalających określić możliwości kartowania struktur wysokooporowych znajdujących się na głębokościach od 200 m do 1000 m. Wraz z warstwami nadległymi i niżej leżącymi warstwa wysokooporowa o miąższości od 50 m do 500 m tworzy model geoelektryczny trójwarstwowy z niskooporowym nadkładem i głęboko pograżoną niskooporową warstwą niżej leżącą. W pracy tej wykonano obliczenia krzywych syntetycznych sondowań w zakresie czasowym 0.4–1000 ms (Fig. 5), uwzględniając użycie dużych i małych pętli nadawczych. Wykonano także interpretację krzywych sondowań syntetycznych przy zastosowaniu metody Occama oraz metody Levenberga–Marquardta. Interpretowano krzywe syntetyczne przy różnych miąższościach i głębokościach zalegania struktur wysokooporowych dla rozmiaru pętli nadawczej $L = 500$ m i w przedziale czasowym 0.536–213 ms (Fig. 6–11). Celem tych prac było określenie możliwości interpretacyjnych metody TDEM w odniesieniu do struktur wysokooporowych w zależności od ich miąższości i głębokości zalegania. Podstawowe znaczenie przy interpretacji struktur wysokooporowych ma ich miąższość, głębokość zalegania i oporność warstw nadległych. Im niższa oporność warstw nadległych, tym większe tłumienie. Przy oporności warstw nadległych poniżej 6 m metoda jest mniej skuteczna.

Podsumowując możliwości interpretacyjne metody procesów przejściowych, należy stwierdzić, że pozwala ona na kartowanie struktur wysokooporowych, gdy miąższość ich jest odpowiednio duża (powyżej 100 m), a głębokość zalegania nie przekracza 1000 m (Fig. 6–10). W przypadku cieńszych struktur wysokooporowych (do 100 m) ich efektywna interpretacja jest możliwa, gdy głębokość zalegania nie jest większa niż 800 m (Fig. 11). Możliwe jest jednak określenie stropu podłoża wysokooporowego nawet do głębokości 1000 m przy miąższości warstwy kilkadziesiąt metrów. Należy spełnić jednak odpowiednie warunki w czasie pomiarów, wykorzystując do tak głębokich badań dużą pętlę nadawczą (500 m, 1000 m) uzupełnioną pętlą mniejszą (np. 100 m), celem objęcia płytkich struktur, oraz stosując odpowiednią moc źródła. Pomiaru należy wykonywać w warunkach możliwie niskich zakłóceń, a interpretację ilościową przy wykorzystaniu tradycyjnych metod interpretacji 1D: Occama i/lub Levenberga–Marquardta. Interpretację metodą Levenberga–Marquardta należy wykonywać, wykorzystując przy konstruowaniu modelu startowego wyniki interpretacji metodą Occama i dane elektrometrii otworowej.

Oprócz ilościowej interpretacji danych TDEM przy wykrywaniu złóż węglowodorów należy stosować również interpretację jakościową. Obejmuje ona określenie rozkładu oporności pozornej wzdłuż profili dla stałych czasów. Oporność charakterystyczna dla stref złożowych jest wysoka (Fig. 12). W rzeczywistości pułapka złożowa objawia się jako wysokooporowa anomalia, która na brzegach jest większa niż w centrum (Fig. 13, 14). Drugim elementem wykorzystywanym w interpretacji jakościowej jest lokalne obniżenie przewodnictwa wzdłużnego związane ze strefą zmineralizowaną (Fig. 15).

Prezentowana praca została wykonana w czasie realizacji projektu badawczo-rozwojowego nr 13102 pt. „Opracowanie nowatorskich metod wykrywania złóż węglowodorów oraz rozpoznawania struktury i zmienności złóż w trakcie ich eksploatacji za pomocą głębokich i średniozasięgowych badań elektromagnetycznych” finansowanego przez Ministerstwo Nauki i Szkolnictwa Wyższego w ramach Inicjatywy Technologicznej I umowa nr 162/R/T02/2007/IT1. W artykule zostały wykorzystane wyniki badań metodą procesów przejściowych wykonanych w ramach realizacji tego projektu przez Przedsiębiorstwo Badań Geofizycznych w Warszawie.

LITERATURA

- Antoniuk J., Maćkowski T. & Klityński W., 1991. Analiza rozdzielczości krzywych sondaży elektrooporowych i procesów przejściowych w aspekcie monitorowania zanieczyszczeń wód podziemnych. *Materiały III Krajowej Konferencji Naukowo-Technicznej: Zastosowanie metod geofizycznych w górnictwie kopalni stałych*, Jaworze, 2, 109–126.
- Barrocu G. & Ranieri G., 2000. TDEM: A Useful Tool for Identifying and Monitoring the Fresh-saltwater Interface. *16th Salt Water Intrusion Meeting, Międzyzdroje, Poland, 12–15 June 2000*, 1–7.
- Chouteau M., Philips G. & Prugger A., 1997. Mapping and Monitoring Softrock Mining. *Fourth Decennial International Conference on Mineral Exploration edited by A.G. Gubins*, 927–940.
- Constable S.C., Parker R.L. & Constable C.G., 1987. Occam's inversion: A practical algorithm for generating smooth models from electromagnetic sounding data. *Geophysics*, 52, 3, 289–300.
- Kaufman A.A. & Keller G.V., 1983. Frequency and Transient Soundings. W: *Methods in Geochemistry and Geophysics*, 16, Elsevier, Amsterdam.
- Keller G.V., James I., Pritchard J.I., Jacobsons J.J. & Harthill N., 1984. Megasource time-domain electromagnetic sounding methods. *Geophysics*, 49, 7, 993–1009.
- Keller G.V., 1997. Principles of time-domain electromagnetic (TDEM) sounding. *The Leading Edge*, 16, 4, 355–357.
- Klityński W. & Miecznik J., 1998. Kartowanie podłoża wysokooporowego metodą procesów przejściowych. *Nafta – Gaz*, 1, 1–9.
- Krivochieva S. & Chouteau M., 2001. Improvement in 1D TDEM Interpretation by Simultaneous Inversion of Data from Two Loop Configurations. *JEEG*, 6, 1, 19–32.
- Krivochieva S. & Chouteau M., 2003. Integrating TDEM and MT methods for characterization and delineation of the Santa Catarina aquifer (Chalco sub-Basin, Mexico). *Journal of Applied Geophysics*, 53, 1, 23–43.
- Levenberg K., 1944. A method for the solution of certain nonlinear problems in least squares. *The Quarterly of Applied Mathematics*, 2, 164–168.
- Manzella A., Volpi G., Zaja A. & Meju M., 2004. Combined TEM-MT investigation of shallow-depth resistivity structure of Mt Somma-Vesuvius. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 131, 19–32.

- Marquardt D.W., 1963. An algorithm for least squares estimation of nonlinear parameters. *SIAM Journal of Applied Mathematics*, 11, 431–441.
- Maxwell A. Meju, 1996. Joint inversion of TEM and distorted MT soundings: Some effective practical considerations. *Geophysics*, 61, 1, 56–65.
- Papadopoulos P., Tsourlos P., Karmis G., Vargemezis G. & Tsokas G.N., 2004. A TDEM survey to define local hydrogeological structure in Anthemountas Basin, N. Greece. *Journal of Balkani Geophysical Society*, 7, 1, 1–11.
- Phoenix Geophysics Limited, 2006. *System 2000.net User Guide, Version 3.0*.
- Spies B.R., 1989. Depth of investigation in electromagnetic sounding methods. *Geophysics*, 54, 7, 872–888.
- Tasci M.T. & Zordan J.M., 2009. *Case Histories Using the Time Domain Electromagnetic Sounding Method in Oil and Gas Exploration*. StrataSearch Corporation, Golden, CO, [on-line:] <http://www.stratasearchcorp.com/case-hist.htm> (dostęp: 20.01.2009).
- Zonge K.L., 1992. Introduction to TEM. W: Van Blaricom R. (Ed.), *Practical Geophysics II for the Exploration Geologist*, Northwest Mining Association, Spokane, USA, 1–7.

Summary

Transient electromagnetic method TDEM (Time-Domain ElectroMagnetic) can be used for vertical depth sounding or profiling. The equipment consists of a transmitter and receiver (Figs 1, 3). The transmitter current is a symmetrical square wave, as shown in figure 2. The depth of exploration in TDEM depend on current source, length of transmitter loop side, earth resistivity and noise level (Fig. 4, Tabs 1, 2).

Important information obtained from 1D interpretation of synthetic TDEM curves encouraged us to evaluate the TDEM capabilities to map high-resistivity structures resting at a depth of 200–1000 m. We constructed approximate three-layer models, which consisted of a high-resistivity layer (50–500 m thick) located between low-resistivity upper and lower layers. This paper presents results of calculations of synthetic TDEM sounding curves for a time range of 0.4–1000 ms and transmitter loops ranging from 20–50 m (Fig. 5). The synthetic curves were interpreted with the use of Occam and Levenberg–Marquardt methods assuming different thickness and depth of high-resistivity structures for a transmitter loop of 500 m and the time range of 0.536–213 ms (Figs 6–11). The goal of the interpretation was to evaluate possible mapping of high-resistivity layers with the TDEM method depending on layer thickness and depth of occurrence. Of basic importance to the interpretation of high-resistivity structures is their thickness and depth of burial as well as resistivity of the overlying layers. The lower the overlying layer resistivity, the higher attenuation. When resistivity of the overlying layer is smaller than $6 \Omega\cdot\text{m}$, the TDEM data interpretation is almost impossible.

TDEM supplies a lot of information provided that the conditions have been fulfilled: the thickness of a high-resistivity layer is sufficiently big (minimum 150 m) and a depth of its burial does not exceed 900–1000 m (Figs 6–10). Thinner high-resistivity layers (up to

100 m) can be efficiently interpreted if their depth does not exceed 800 m (Fig. 11). However, it is possible to determine the depth of the roof (even to 1000 m) of a high-resistivity horizon with the thickness of a few dozen meters. Then, the following measurement conditions should be satisfied: a small transmitter loop (e.g. 100 m) used in addition to a big one (e.g. 500 m or 1000 m); strong power source applied; low noise level guaranteed. The quantitative interpretation should be made with the use of 1D Occam and/or 1D Levenberg–Marquardt methods and resistivity logging data should be used to construct a starting model.

In addition to the quantitative TDEM data interpretation, one should also carry out the qualitative interpretation including apparent resistivity distribution along the profile for chosen times. Hydrocarbons manifest themselves as anomalously high resistivity (Fig. 12). The edges of resistivity anomalies tend to be higher than the center of the anomaly (Figs 13, 14). The other element used in the qualitative interpretation is a decrease of the total conductance in the center of the profile, which is related with a mineralized zone (Fig. 15).