

Zarys geofizyki poszukiwawczej

Niniejszy artykuł traktuje o praktycznym wykorzystaniu metod fizycznych do śledzenia i analizowania pól i zjawisk fizycznych na powierzchni Ziemi. Zagadnieniami tymi zajmuje się nauka zwana geofizyką.

■ DR RADOŚLAW MIESZKOWSKI

Pod pojęciem pól fizycznych Ziemi należy rozumieć pola: grawimetryczne, magnetyczne, elektryczne, radiometryczne i termiczne.

Ze względu na obszar badań, geofizykę dzieli się na:

- **geofizykę ogólną (zwaną również fizyką Ziemi)**, która zajmuje się rozpoznawaniem Ziemi jako globu, a więc rozpoznawaniem jej wielkości, kształtu, ogólnej budowy wewnętrznej oraz związanej z Ziemią hydrosfery i atmosfery (Kozera 1987).
- **geofizykę poszukiwawczą (stosowaną)**, która zajmuje się rozpoznawaniem budowy geologicznej skorupy ziemskiej oraz poszukiwaniem złóż kopalin użytecznych.

Na lekcjach fizyki i geografii w szkole podstawowej, gimnazjum i liceum omawiane są elementy geofizyki ogólnej, która ma w dużej mierze charakter naukowy. Dlatego w tym artykule zostaną przybliżone elementy **geofizyki poszukiwawczej**, która ma charakter aplikacyjny i jest powszechnie stosowana do rozpoznania budowy geologicznej oraz warunków gruntowo-wodnych w przy powierzchniowej części skorupy ziemskiej.

Ze względu na własności fizyczne skał w geofizyce geologicznej można wyróżnić następujące metody:

- **grawimetrię** – w metodzie tej wyznacza się wartość siły ciężkości g . Metoda ta

opiera się na zróżnicowaniu gęstości objętościowej minerałów i skał (np. węgiel brunatny ma gęstość objętościową $\rho = 0,8 \div 1,2 \text{ g/cm}^3$, a wapienie $\rho = 2,1 \div 2,9 \text{ g/cm}^3$),

- **magnetykę** – metoda opiera się na zróżnicowaniu podatności magnetycznej minerałów i skał (np. granit $\chi \cdot 10^{-5} = 0 \div 4,500$, a ruda żelaza (magnetyt) $\chi \cdot 10^{-5} = 30\,000 \div 500\,000$),
- **geotermikę** – metoda opiera się na zróżnicowaniu cieplnej oporności właściwej (ξ) i współczynnika przewodności temperaturowej (a) minerałów i skał (np. sól kamienna $\xi = 0,32 \text{ [h}^\circ\text{C/kcal]}$, $a = 714 \text{ m}^2/\text{h}$; iły $\xi = 0,95 \text{ [h}^\circ\text{C/kcal]}$, $a = 294 \text{ m}^2/\text{h}$),
- **metody geoelektryczne** – metody te wykorzystują zróżnicowanie oporności elektrycznej (ρ) i stałej dielektrycznej (ε) minerałów i skał (np. piasek zawodniony $\rho = 80 \div 350 \text{ Wm}$, $\varepsilon = 20 \div 30$, piasek suchy $\rho = 250 \div 10\,000 \text{ Wm}$, $\varepsilon = 3 \div 5$),
- **sejsmikę** – metoda ta opiera się na zróżnicowaniu parametrów sprężystych minerałów i skał (Moduł Younga E i współczynnik Poissona ν), a tym samym na zmienności prędkości rozchodzenia się fal sprężystych w górotworze (np. il $V_p = 1200 \div 2500 \text{ m/s}$, wapień $V_p = 3200 \div 5500 \text{ m/s}$),
- **metody radiometryczne** – w metodzie tej wykorzystuje się zróżnicowanie skał

i minerałów w zakresie natężenia naturalnej i sztucznej promieniotwórczości,

- **geofizykę wiertniczą** (karotaż) – metoda ta opiera się na wykorzystaniu zróżnicowania wszystkich ww. parametrów fizycznych do badań w otworach geologicznych

1. Geofizyka – rys historyczny

W historii rozwoju geofizycznych metod poszukiwawczych można umownie wydzielić trzy okresy (Stein 2004):

I okres – do połowy XIX wieku

Najwcześniejsze znane były magnetyczne właściwości skał i minerałów. Chińczycy kilka wieków p.n.e. znali właściwości magnetyczne skał i prawdopodobnie umieli wyznaczać kąty deklinacji i inklinacji magnetycznej. Być może Wikingowie w XI w. n.e. umieli posługiwać się kompasem. Pierwszy opisany kompas w Europie znany jest z roku 1190. W 1296 r. Francuz Maricourt opisał właściwości magnesu i po raz pierwszy zaproponował określenia: biegun północny i południowy. W XV w. Krzysztof Kolumb odkrył deklinację magnetyczną. Około roku 1600 Gilbert postawił tezę, że ziemia jest wielkim magnesem. Tezę tę udowodnił Gauss w roku 1839. Pierwsza mapa ziemskiego pola magnetycznego pochodzi z roku 1701.

W zakresie grawimetrii należy wspomnieć o zasługach Galileusza, który w roku 1590 dokonał pierwszego pomiaru przyspieszenia siły ciężkości. W 1666 r. Newton sformułował słynne prawo powszechnego ciążenia, czyli prawo grawitacji. Do tej pory zjawisko spadania ciał na ziemię uważane było za wewnętrzną, tajemniczą właściwość tych ciał, która nie wymagała dalszego wyjaśniania (Kozera 1987).

W 1798 r. Cavendish dokonał pomiaru stałej grawitacji (G) – wielkość ta występuje w prawie Newtona.

Badań sejsmicznych w tym okresie jeszcze nie prowadzono. Trzęsienia ziemi tłumaczono istnieniem pustek. Niektórzy wiązali zjawiska sejsmiczne z procesami tektonicznymi i tworzeniem złóż. W połowie XIX w. powstaje termin sejsmologia,

a w 1851 r. skonstruowano pierwsze urządzenie do rejestracji trzęsień ziemi.

Własności elektryczne niektórych kamieni np. bursztynu były znane już starożytnym Grekom. Naturalne pole elektryczne nad złożem miedzi w Anglii zostało stwierdzone przez Foxa w XIX w.

II okres – od połowy XIX wieku do lat 20. XX wieku

Gauss rozwija teorię magnetyzmu ziemskiego. W 1879 r. skonstruowano w Szwecji urządzenie do pomiaru całkowitego natężenia ziemskiego pola magnetycznego zwane **magnetometrem**.

W 1894 r. dokonano szczegółowych pomiarów elementów magnetyzmu ziemskiego w rejonie anomalii Burskiej.

W tym okresie rozwija się również grawimetria – np. skonstruowano instrumenty wahadłowe oraz wagi skręceń, pozwalające na bardziej szczegółowe badania siły ciężkości. Uzyskane dane grawimetryczne pozwoliły niemieckiemu badaczowi Helmerlowi na sformułowanie pierwszych wzorów, dotyczących rozkładu wartości przyspieszenia normalnego γ . To właśnie pierwszy Helmerlow wskazał na związki między anomaliaми grawimetrycznymi, a zróżnicowaniem budowy geologicznej skorupy ziemskiej.

W okresie tym zaczęto udoskonalać metodę sejsmiczną, np. uzyskano pierwsze dane dotyczące prędkości rozchodzenia się fal sejsmicznych w górnych warstwach skorupy ziemskiej. W 1892 r. zbudowano pierwszy sejsmograf do rejestracji drgań wywołanych trzęsieniami ziemi, a w 1911 r. skonstruowano pierwszą aparaturę sejsmiczną służącą do rozpoznania wglębnej budowy geologicznej na podstawie sztucznie wzbudzonych drgań.

Na przełomie XIX i XX w. nastąpił bardzo szybki rozwój metod geoelektrycznych. Opracowano i zastosowano w poszukiwaniach geologicznych metody: potencjałów naturalnych, prądów stałych i prądów zmiennych.

Odkrycie promieniotwórczości przez Becquerela na przełomie XIX i XX w., a następnie badania Marii i Piotra Curie

oraz Rutherforda dały początek metodzie radiometrycznej.

III okres – od lat 20. XX wieku do dzisiaj

Następuje konsolidacja poszczególnych gałęzi geofizyki stosowanej w oparciu o rozwiązywanie ważnych geologicznych problemów i w ten sposób zbliżenie jej z naukami geologicznymi. Intensywny rozwój metod geofizycznych w zakresie budowy coraz bardziej wydajnej aparatury oraz coraz lepszych możliwości przetwarzania danych nastąpił po II wojnie światowej i trwa do dzisiaj.

2. Wybrane fizyczne własności skał wykorzystywane w geofizyce

2.1. Gęstość objętościowa

Gęstość objętościowa (ρ) wyraża stosunek masy skały (fazy stałej wraz z porami oraz medium w nich się znajdującym) m do jej objętości V :

$$\rho = m/V$$

Jednostką ciężaru objętościowego jest kg/m^3 (układ SI – franc. *Système International d'Unités*) lub g/cm^3 (układ CGS – *Centymetr Gram Sekunda*).

Średnia gęstość Ziemi wynosi 5520 kg/m^3 , natomiast średnia gęstość skorupy ziemskiej $2500 \div 2700 \text{ kg/m}^3$. Z tego wynika, że wewnątrz Ziemi charakteryzuje się wyraźnie wyższą gęstością.

Według różnych badaczy, gęstości dla jądra i płaszczu Ziemi kształtują się w granicach $9600 \div 18\,500 \text{ kg/m}^3$.

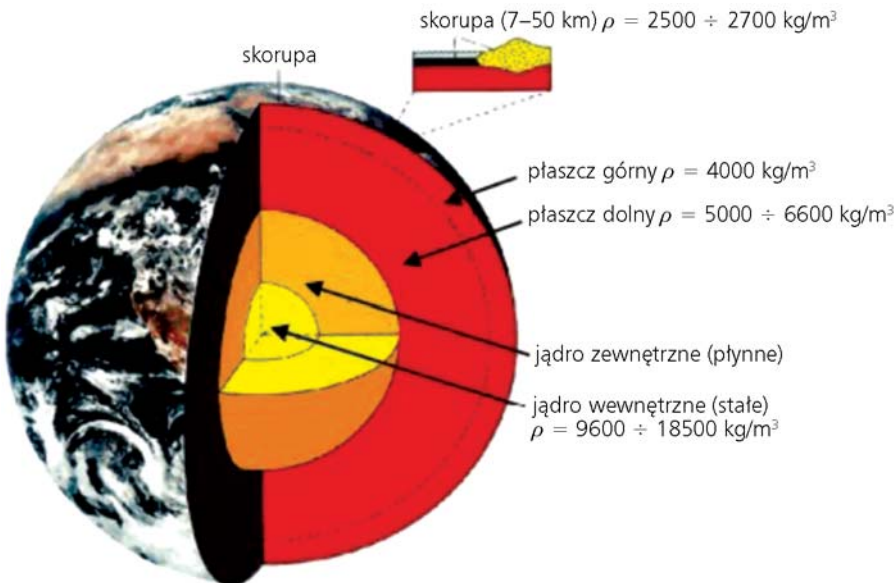
Rysunek 1 przedstawia schemat podziału kuli ziemskiej na geosfery wraz ze średnimi gęstościami poszczególnych warstw.

W geofizyce poszukiwawczej najbardziej istotne jest zróżnicowanie gęstości objętościowej skał w obrębie skorupy ziemskiej. Przykładowe wartości średnich gęstości dla skał przypowierzchniowych zestawiono w tabeli 1.

Tabela 1.

Rodzaj skały	$\rho_{sr} \text{ kg/m}^3$	Rodzaj skały	$\rho_{sr} \text{ kg/m}^3$
Granit	2700	Wapień	2500
Bazalt	3000	Gips	2300
Diabaz	2900	Węgiel kamienny	1300
Łupek	2600	Węgiel brunatny	1000
Piasek	1800	Sól kamienna	2200
Piaskowiec	2300	Rudy metali żelaznych	4000
Glina	2100	Rudy metali kolorowych	5000

Źródło: Stein, 2004.



Rys. 1. Schemat podziału kuli ziemskiej na geosfery

Tabela 2.

Rodzaj skały i minerału	$\chi \cdot 10^{-5}$ (w układzie SI)	Rodzaj skały i minerału	$\chi \cdot 10^{-5}$ (w układzie SI)
łł	2 ÷ 3000	Granit	0 ÷ 4500
Piasek	3 ÷ 2000	Gabro	800 ÷ 30 000
Piaskowiec	5 ÷ 2000	Bazalt	0 ÷ 30 000
Margiel	3 ÷ 500	Diabaz	0 ÷ 15 000
Wapień	3 ÷ 30	Magnetyt	30 000 ÷ 500 000
Gips	-15 ÷ 300	Syderyt	100 ÷ 400
Sól kamienna	-1 ÷ 3	Rudy miedzi	5 ÷ 4000

Źródło: Stein, 2004.

Następstwem zróżnicowania gęstości objętościowej skał jest zmienność wartości siły ciężkości. Tzn., że siła ciężkości będzie większa nad skałami o dużej gęstości, niż nad skałami o małej gęstości.

2.2. Magnetyczne własności skał

Magnetyczna charakterystyka skał jest głównym czynnikiem określającym wielkość anomalii, z którymi mamy do czynienia przy rozwiązywaniu zadań geologiczno-geofizycznych. Własności magnetyczne wykazują skały, które zawierają minerały ferromagnetyczne.

W geofizyce geologicznej najbardziej interesujące jest namagnesowanie tych skał oraz ich podatność magnetyczna.

Namagnesowanie (I) skał i minerałów jest sumą namagnesowania indukcyjnego (I_B) (współczesnego), wywołanego ziemskim polem magnetycznym i naturalną pozostałością magnetyczną (I_R) zwaną **magnetyzmem resztkowym**.

Tabela 3.

Rodzaj skały	V_p [m/s]	V_s [m/s]	Rodzaj skały	V_p [m/s]	V_s [m/s]
Bazalt	5600	3000	Wapień	3200–5500	1700–2900
Granit	4000–5700	2300–3300	Gлина	300–900	50–100
Anhydryt	3500–4500	1900–2400	łł	1200–2500	120–250
Diabaz	4000–5000	1800–2300	Piasek suchy	1000	600
Dolomit	5000–6200	2600–3300	Lód	3600	1700

Źródło: Stein, 2004 – modyfikacja R. Mieszkowski.

Namagnesowanie indukcyjne skał zależy od natężenia współczesnego pola magnetycznego oraz od podatności magnetycznej minerałów (Kozera 1976).

Natomiast istnienie magnetyzmu resztkowego wiąże się z przeszłością geologiczną skały i jest wynikiem działania odmiennego kierunku namagnesowania od obecnego w momencie jej tworzenia się.

Podatność magnetyczna χ jest wielkością bezwymiarową i wyraża stosunek namagnesowania i natężenia działającego pola magnetycznego.

Zróżnicowanie podatności skał χ przedstawiono w tabeli 2.

2.3. Sprężyste własności skał

Badanie sprężystych własności skał sprowadza się najczęściej do badania prędkości rozchodzenia się w skałach fal podłużnych V_p i/lub poprzecznych V_s (Fajkiewicz 1972). Prędkości rozchodzenia się w skałach fal sprężystych (V_p i V_s) określa się jako stosunek drogi L przebytej przez falę sprężystą do czasu t , w jakim ta droga została przebyta. Prędkości dla fal podłużnych i poprzecznych są związane z parametrami sprężystymi skał (z modułem Younga E i współczynnikiem Poissona n) w następujący sposób:

$$E = \frac{\rho \cdot V_s^2 \cdot (3V_p^2 - 4V_s^2)}{2 \cdot (V_p^2 - V_s^2)}$$

$$\nu = \frac{V_p^2 - 2V_s^2}{2 \cdot (V_p^2 - V_s^2)}$$

gdzie:

V_p – prędkość fali podłużnej [m/s],

V_s – prędkość fali poprzecznej [m/s],

Tabela 4.

Rodzaj skały	Opór elektr. [Ωm]	Stała dielektryczna [-]
Piaski różne, w tym z domieszką żwirów	200–1000	3–5
Piaski różne z domieszką glin piaszczystych i glin	100–250	4–8
Piaski słabo gliniaste i gliny piaszczyste	30–80	6–15
Iły	10–20	5–35
Gliny	30–90	3–6
Wapienie, dolomity słabo szczelinowate	200–800	7–12
Wapienie, dolomity szczelinowate	1000–3000	8–15
Piaskowce szczelinowate	100–700	4–7
Współczesne osady jeziorne i błotne	30–80	12–15
Powietrze	bardzo wysoki	1
Ropa naftowa	wysoki	2,1
Woda	0,1–300	80–81

Źródło: Krynicki, Mieszkowski 2007.

E – moduł Younga [kg/m^2],
 ν – współczynnik Poissona [-],
 ρ – gęstość objętościowa [kg/m^3].

Oprócz parametrów sprężystych, prędkość fal sprężystych zależy jeszcze od: składu mineralnego, porowatości, gęstości, wilgotności, głębokości, wieku skały i rejonu występowania. Prędkości fal V_P i V_S dla wybranych skał przedstawiono w tabeli 3.

2.4. Elektryczne własności skał

Podstawowymi parametrami elektrycznymi, decydującymi o zastosowaniu badań elektrycznych dla celów geologicznych są: oporność właściwa (ρ) i stała dielektryczna (ϵ). Elektryczny opór właściwy skał jest oporem 1 m^3 skały i jest mierzony w omometrach (Ωm). Wartości oporności właściwej skał i minerałów zmieniają się od ułamków do setek tysięcy omometrów. Opór elektryczny skał zależy od:

- rodzaju skały,
- składu mineralnego,
- wilgotności i mineralizacji wody,
- tekstury (ułożenia minerałów).

Stała dielektryczna (ϵ) decyduje o charakterze rozprzestrzeniania się fal elektromagnetycznych w skałach.

Zestawienie przykładowych wartości oporów właściwych stałej dielektrycznej są przedstawione w tabeli 4.

2.5. Promieniotwórcze własności skał

Naturalna promieniotwórczość skał uzależniona jest od zawartości w nich uranu, toru, aktynouranu i izotopu potasu.

Tabela 5.

Pierwiastek	Charakterystyka występowania
Tor (Th)	Współwystępuje głównie z minerałami ilastymi oraz w skałach ilastych (iły, łupki ilaste itp.). Może również współwystępować z minerałami ciężkimi w skałach wylewnych.
Uran (U)	Na ogół współwystępuje z materią organiczną oraz w skałach ilastych.
Potas (K)	Występuje w skałach ilastych oraz może występować w złożach soli potasowej.

W tabeli 5 zestawiono charakterystykę występowania pierwiastków promieniotwórczych w środowisku.

Wynika z niej, że pierwiastki promieniotwórcze koncentrują się w skałach ilastych. Zjawisko to można tłumaczyć procesami fizyko-chemicznymi zachodzącymi na powierzchni minerałów ilastych, które mają dużą powierzchnię czynną obdarzoną ładunkiem ujemnym.

Klasyfikację skał pod względem promieniotwórczości przedstawiono w tabeli 6.

Tabela 6.

Promieniotwórczość	Skała
duża	Czarne iły głębokowodne, sole potasowe, fosforyty
średnia	Iły piaszczyste, łupki
niska	Piaski, piaskowce, wapienie, gipsy, sól kamienna, węgiel kamienny

3. Geofizyka geologiczna – przykłady zastosowania

W poprzednich rozdziałach omówiono ogólne założenia poszczególnych metod geofizycznych. W następnych numerach

„Fizyki w Szkole” metody te zostaną dokładniej scharakteryzowane. Natomiast teraz czas na kilka przykładów zastosowania metod geofizycznych w geologii.

3.1. Metoda grawimetryczna

W niniejszym przykładzie zostanie przedstawione zastosowanie metody grawimetrycznej do lokalizacji kopalnianych pustek poeksploatacyjnych w rejonie szlaku kolejowego Muchowiec–Zawiercie na terenie obszaru górniczego Kopalni Węgla Kamiennego – Mysłowice, Górny Śląsk (Dubiński 2001).

W rejonie ww. linii kolejowej występują wychodnie utworów karbońskich, w których w latach 1893–1896 prowadzona była eksploatacja pokładów węgla kamiennego. W wyniku prowadzonej eksploatacji pozostały w nich nie zlikwidowane wyrobiska poeksploatacyjne, które uaktywniły się w 1968 r. Na rysunku 2 przedstawiono przekrój geologiczny biegnący wzdłuż linii kolejowej wraz z hipotetycznym przebiegiem powstania katastrofalnego zapadliska terenu pod tą linią. Zapadlisko to oznaczono jako Z-1 (rys. 3).

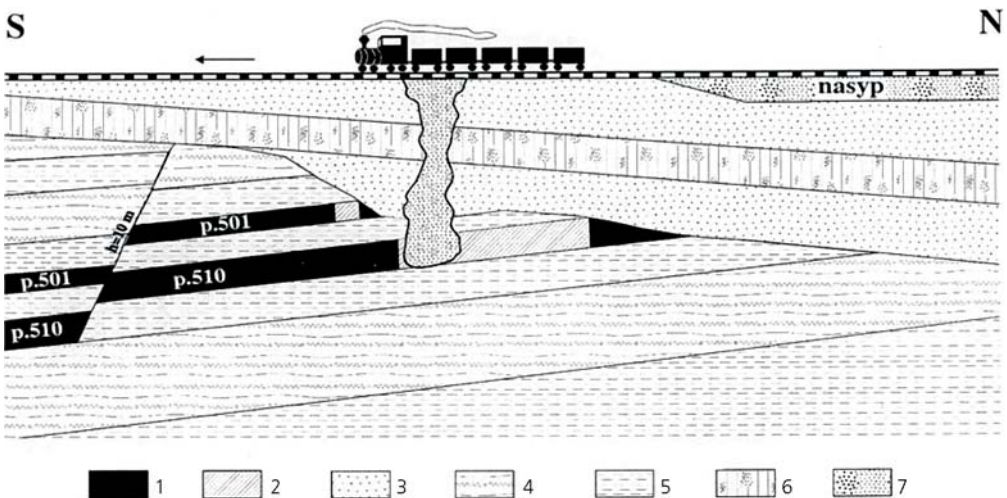
Mimo prowadzonych prac wiertniczo-podszadzkowych w roku 1970 następowała

reaktywacja tego zapadliska. Jego średnica zwiększyła się do 20 m i zniszczeniu uległ budynek nastawni przylegający do tej linii. Prawie w tym samym czasie powstało zapadlisko Z-2 (rys. 3). Przez blisko 17 lat w okresie formowania się tych zapadlisk cały czas trwały prace wiertniczo-podszadzkowe, które nie przynosiły spodziewanego efektu powstrzymania migracji pustek poeksploatacyjnych.

Wobec tego w roku 1985 zdecydowano się na przeprowadzenie badań geofizycznych, m.in. grawimetrycznych. W efekcie stwierdzono występowanie pustki w punkcie 11-IV, tj. 5–10 metrów od wschodniej krawędzi torowiska. W obszarze tym wykonano trzy wiercenia, które potwierdziły istnienie pustek poeksploatacyjnych na głębokości od 41 do 48 m ppt. W pustki te zatłoczono 640 m³ emulgatu tzn. substancji podszadzającej. Od tego momentu nie zauważono już reaktywacji starych zapadlisk ani powstawania nowych.

3.2. Metody geoelektryczne

Zastosowanie większości metod geoelektrycznych polega na wprowadzeniu do ośrodków skalnych prądów stałych, zmien-

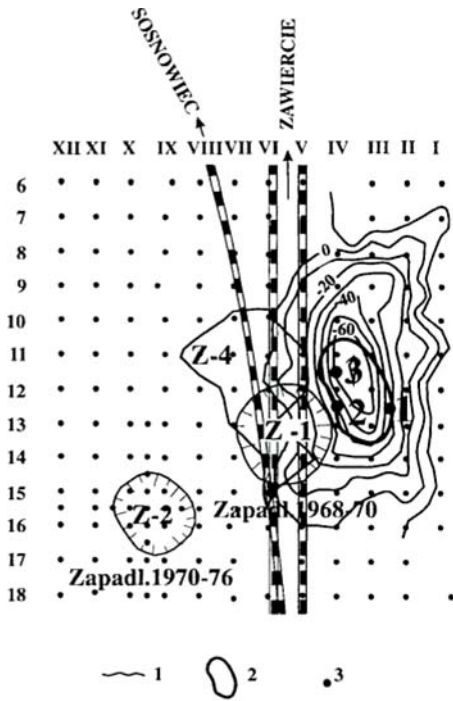


Rys. 2. Przekrój geologiczny

Przekrój geologiczny wykonany w płaszczyźnie pionowej szlaku kolejowego Muchowiec–Zawiercie. Rejon Mieszko, KWK „Mysłowice”.

1 – węgiel, 2 – wyrobisko, 3 – piasek, 4 – piaskowiec, 5 – łupek, 6 – glina, 7 – usypisko

Źródło: Dubiński 2001.

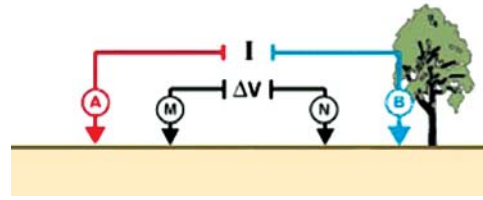


Rys. 3. Szkic sytuacyjny obszaru zapadliska
 1 – izolinie anomalii gravimetrycznych, 2 – obszar zagro-
 żony zapadliskami, 3 – lokalizacja otworów wiertniczych
 Źródło: Dubiński 2001.

nych lub fal, a także na rejestrowaniu i analizie powstałych dzięki temu pól fizycznych w badanych obiektach geologicznych. Metody geoelektryczne są na ogół stosowane do płytkiej prospekcji – od kilku do kilkudziesięciu metrów (czasami głębiej). Szerokie zastosowanie znajdują w hydrogeologii do poszukiwania podziemnych ujęć wód oraz w geologii inżynierskiej do rozpoznania budowy geologicznej w układzie 1, 2 i 3D.

3.2.1. Zastosowanie metody pionowych sondowań elektrycznych (SGE) do poszukiwania wód podziemnych – Pola Mokotowskie w Warszawie

Metoda pionowych sondowań elektrooporowych polega na pomiarze oporu elektrycznego skał znajdujących się w obrębie sztucznie wytworzonego pola w wymiarze 1D. Charakterystyka tego pola uzależniona jest od budowy geologicznej badanej



Rys. 4. Idea metody pionowych sondowań elektrycznych

struktury, dlatego też jego analiza pozwala uzyskać informacje o parametrach danego obiektu skalnego. Do wzbudzenia pola elektrycznego w ośrodku skalnym o danym natężeniu I używa się dwóch elektrod A i B (zwanych elektrodami zasilającymi), natomiast pomiędzy elektrodami M i N (elektrody pomiarowe) mierzy się różnicę potencjałów ΔV (rys. 4).

Z pomiarów terenowych uzyskuje się wielkości I oraz ΔV , które służą do wyznaczenia wartości oporności elektrycznej ρ ze wzoru:

$$\rho = K \cdot \Delta V / I,$$

gdzie:

ΔV – różnica potencjałów pomiędzy elektrodami M i N [mV],

I – natężenie prądu wprowadzonego do ośrodka poprzez elektrody A i B [mA],

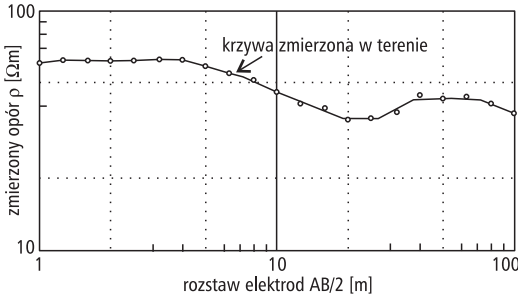
K – współczynnik rozstawu elektrod [1/m]

$$K = 2\pi \cdot \left(\frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} - \frac{1}{AN} + \frac{1}{BN} \right)^{-1}.$$

Zwiększając stopniowo odległość pomiędzy elektrodami A i B, obejmujemy liniami sił prądu coraz to większy obszar ośrodka. Graficznym wynikiem pomiarów terenowych jest wykres (w skali logarytmicznej) zależności oporu pozornego ρ od odległości $AB/2$ (rys. 5).

Na kształt krzywej (rys. 5) ma wpływ oporność właściwa poszczególnych warstw geologicznych oraz ich miąższość w obrębie wytworzonego pola elektrycznego.

Aby znaleźć rzeczywiste wartości oporu i miąższości, buduje się numeryczny model krzywej w oparciu o założone wielkości oporu i miąższości. Model ten przetwarza się iteracyjnie do momentu, aż krzywa modelowa



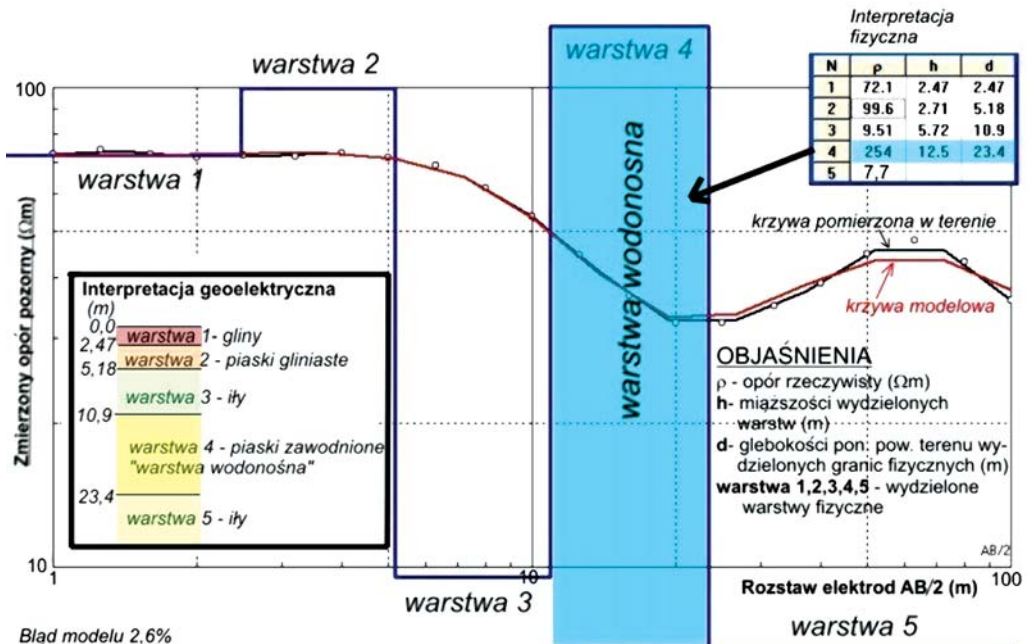
Rys. 5. Wykres zależności oporu od rozstawu elektrod

wa będzie podobna do krzywej pomierzonej w terenie. Wyniki takiego przetwarzania oraz interpretacji przedstawiono na rys. 6.

Interpretacja krzywej przedstawionej na rys. 6 pozwoliła na wyodrębnienie 5 warstw geologicznych. Znając wielkości oporu właściwego, w oparciu o tabelę 4, można było wykonać interpretację geoelektryczną, czyli dowiązać do wydzielonych oporów rodzaj gruntu. W omawianym przykładzie strop warstwy wodonośnej znajduje się na głębokości 10,9 m i ma miąższość 12,5 m.

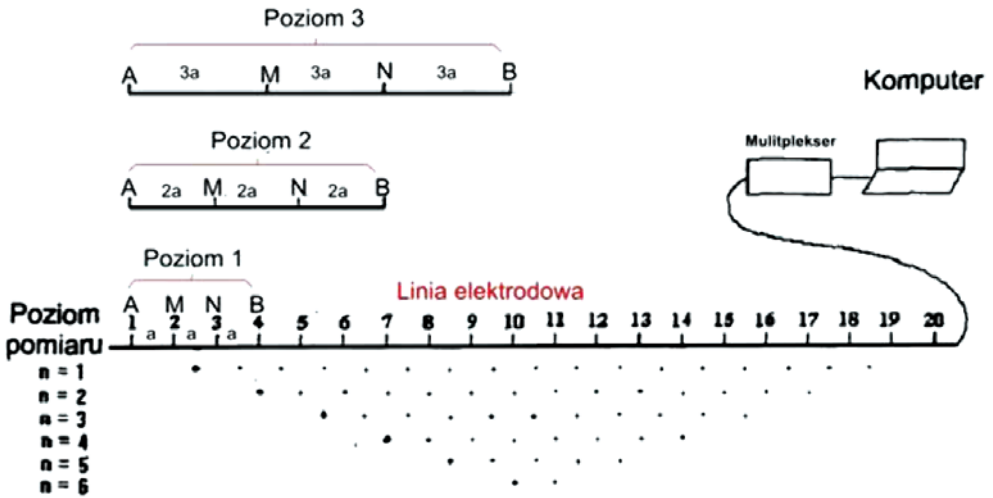
3.2.2. Zastosowanie metody tomografii elektrooporowej do rozpoznania budowy geologicznej odcinka skarpy warszawskiej

Metoda tomografii elektrooporowej jest unowocześnioną metodą pionowych sondowań elektrycznych. Tomograficzny obraz elektrooporowy ośrodka geologicznego uzyskuje się dzięki rejestracji efektu przepływu prądu elektrycznego w wieloelementowym systemie elektrod, rozmieszczonych (najczęściej) w równych odległościach, np. co kilka metrów. Pomiar jest dokonywany automatycznie – elektrody prądowe i pomiarowe są kolejno przełączane między sobą wzdłuż profilu pomiarowego. Przykładowy schemat pomiaru metodą tomografii elektrooporowej przedstawiono na rys. 7. Wygląda to tak, że w pierwszym kroku „pracują” elektrody 1-A, 2-M, 3-N, 4-B. Zasięg głębokościowy sięga do tzw. poziomu 1. Następnie system sterujący (multiplexer) przełącza tryb pracy na elektrody 1-A, 3-M, 5-N, 7-B (zasięg – poziom 2) itd. Jeden pomiar trwa ok. 2–5 sekund.

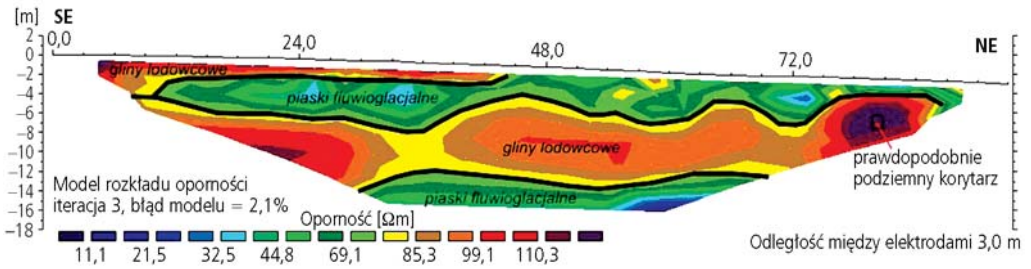


Błąd modelu 2,6%

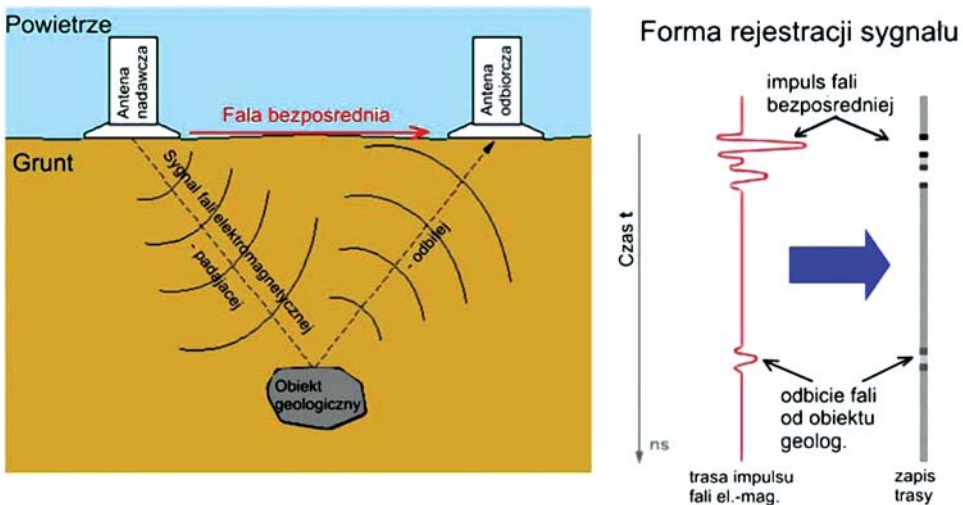
Rys. 6. Objasnienie w tekście



Rys. 7. Schemat pomiaru metodą tomografii elektrooporowej

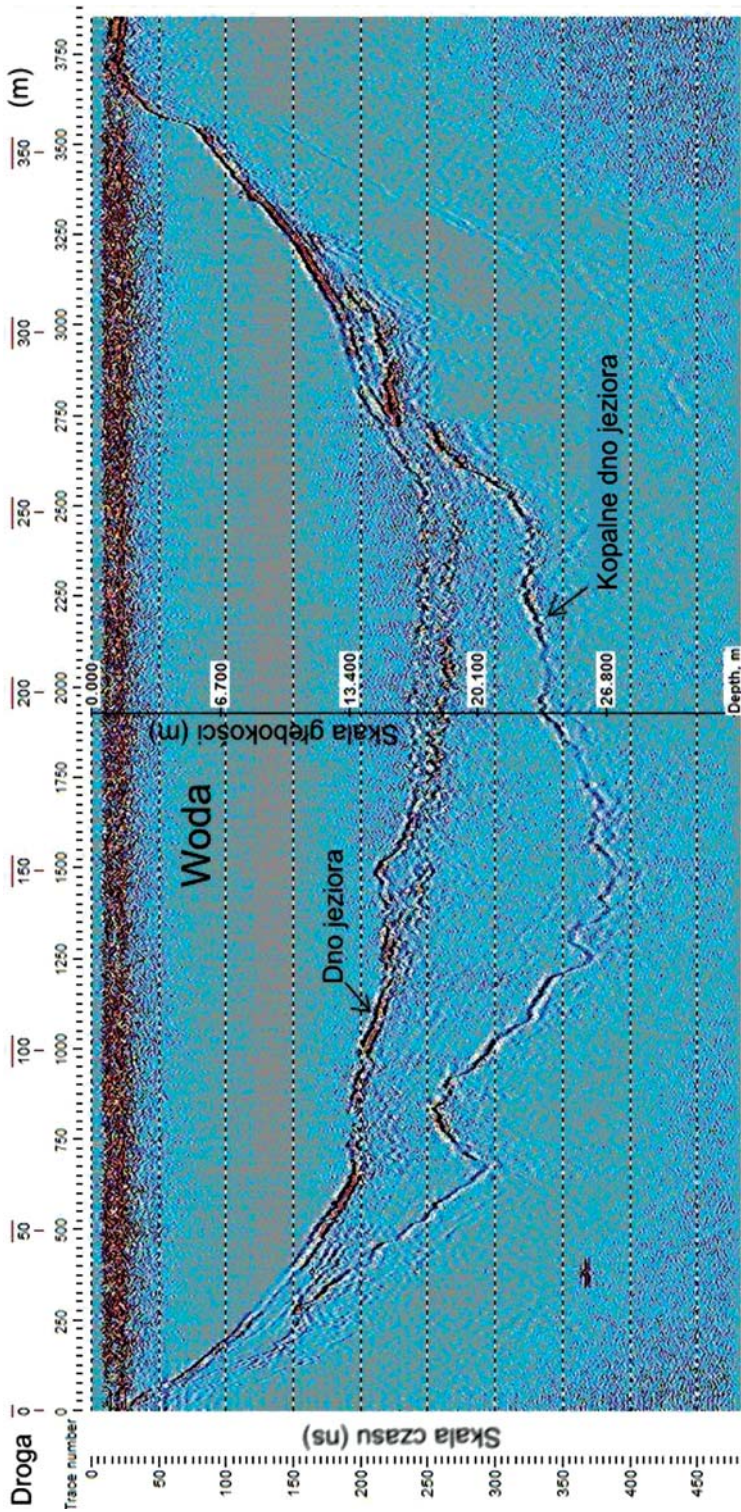


Rys. 8. Dwuwymiarowy rozkład oporności elektrycznej



Rys. 9. Idea pomiaru metodą georadarową

Źródło: MalaGeoscience



Rys. 10. Rozkład zastosowania metody georadarowej do rozpoznania zbiornika jeziora
 Źródło: DECO-Geophysical Ltd.

Przetwarzanie zebranych danych dokonuje się za pomocą specjalnych programów komputerowych.

W ten sposób uzyskuje się rozkład oporności elektrycznej w wymiarze 2D (rys. 8), a nawet 3D.

Interpretacji kolorowego obrazu rozkładu oporności (rys. 8) dokonuje się podobnie, jak w metodzie pionowych sondowań elektrycznych. Poszczególne kolory, bądź grupy kolorów, dowiązuje się do gruntu w oparciu o korelacje zebrane w tabeli 4. W omawianym przykładzie przyjęto np., że opory oznaczone od koloru żółtego (ok. 80 Ωm) do czerwonego (110 Ωm) odpowiadają glinom lodowcowym. Natomiast przyczyną podwyższonych oporów w prawym rogu rysunku 8 może być podziemny korytarz. Wniosek taki można wyciągnąć z przesłanek historycznych, które wskazują na istnienie w przeszłości w tym miejscu głęboko podpiwniczonych budynków.

3.2.3. Zastosowanie metody georadarowej do rozpoznania ukształtowania dna jeziora

W metodzie georadarowej wykorzystuje się wysokoczęstotliwościowe fale elektromagnetyczne. Zakres częstotliwościowy zawiera się w przedziale kilkudziesięciu MHz do kilku GHz. Ideę pomiaru przedstawiono na rys. 9.

Wystrzelony z anteny nadawczej sygnał fali elektromagnetycznej przemieszcza się w gruncie do momentu, gdy natrafi na obiekt geologiczny charakteryzujący się inną wartością stałej dielektrycznej ϵ . Gdy tak się stanie, fala ulega odbiciu od tego obiektu i trafia do anteny odbiorczej. Rejestrowanym parametrem jest czas (t) przebiegu impulsu fali elektromagnetycznej w gruncie. Anteny najczęściej są połączone i ciągnięte przez operatora.

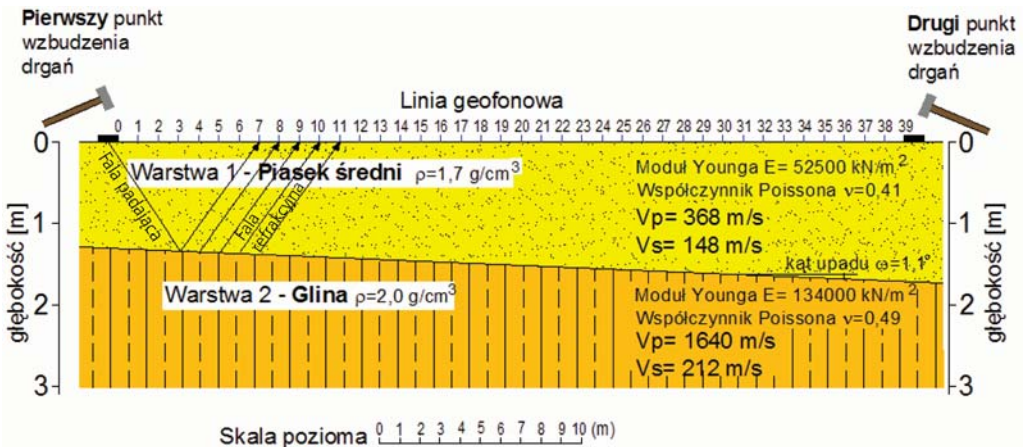
Zasięg głębokościowy metody georadarowej to maksymalnie kilkadziesiąt metrów.

Na rys. 10 przedstawiono przykład zastosowania georadaru do rozpoznania ukształtowania dna zbiornika wodnego oraz jego budowy wgłębnej.

Widoczne ślady odbicia fal elektromagnetycznych pochodzą od współczesnego oraz kopalnego dna jeziora.

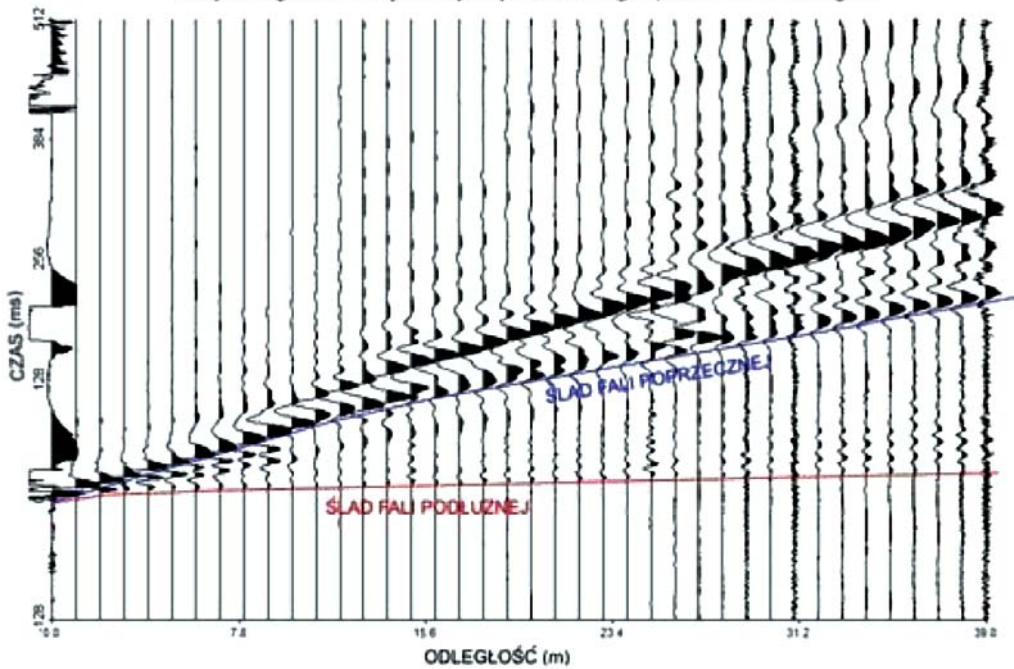
3.3. Zastosowanie metody sejsmiki refrakcyjnej do wyznaczenia parametrów sprężystych gruntów – modułu Younga E oraz współczynnika Poissona ν

Podstawowym zadaniem prac pomiarowych metodą sejsmiczną jest określenie czasu przebiegu fali sejsmicznej od chwili jej wzbudzenia do chwili przyścia do punktów obserwacji (geofonów).

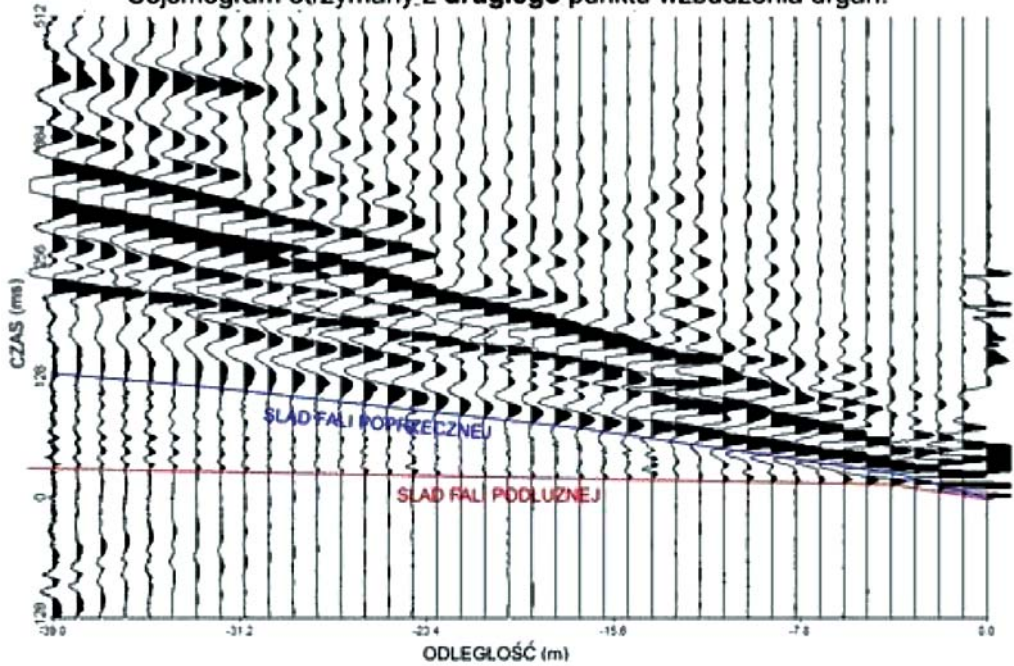


Rys. 11. Schemat metody geosejsmicznej

Sejsmogram otrzymany z pierwszego punktu wzb. drgań



Sejsmogram otrzymany z drugiego punktu wzbudzenia drgań.



Rys. 12. Sejsmogram z wydzieleniem impulsów fal podłużnych

Idea prac terenowych polega na wytyczeniu linii geofonowej oraz zlokalizowaniu punktu wzbudzenia drgań.

Wzbudzone fale sejsmiczne docierają do granic sejsmicznych, oddzielających utwory o różnych parametrach sprężystości. Na granicach tych ulegają odbiciu lub załamaniu, a następnie w postaci fal odbitych (refleksyjnych) lub załamanych (refrakcyjnych) docierają do powierzchni ziemi, gdzie są rejestrowane przez geofony.

W omawianym przykładzie celem pomiarów było wyznaczenie parametrów sprężystych gruntów w oparciu o określone prędkości fal podłużnych i poprzecznych.

Rys. 11 przedstawia schemat układu pomiarowego oraz budowy geologicznej.

Zapisy zarejestrowanych drgań (sejsmogramy) z wydzieleniem impulsów fal podłużnych oraz poprzecznych przedstawiono na rys. 12.

Na podstawie wydzielonych impulsów fal podłużnych i poprzecznych buduje się wykresy hodografy – przykładowe hodografy przedstawia rys. 13. W oparciu o kąty nachylenia poszczególnych hodografów wyznacza się prędkości fal podłużnych i poprzecznych w pierwszej i drugiej warstwie geologicznej.

W omawianym przykładzie otrzymano następujące prędkości fal sejsmicznych oraz parametrów sprężystych:

Warstwa 1 – piasek średni

$$V_p = 368 \text{ m/s}$$

$$V_s = 148 \text{ m/s}$$

$$\text{Moduł Younga } E = 52500 \text{ kN/m}^2$$

$$\text{Współczynnik Poissona } \nu = 0,41$$

Warstwa 2 – glina

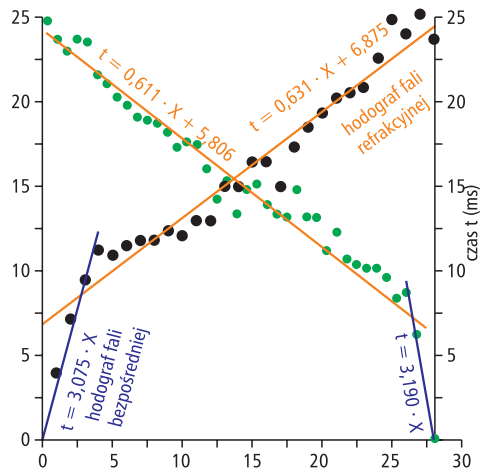
$$V_p = 1640 \text{ m/s}$$

$$V_s = 212 \text{ m/s}$$

$$\text{Moduł Younga } E = 134000 \text{ kN/m}^2$$

$$\text{Współczynnik Poissona } \nu = 0,49$$

Wartości parametrów sprężystych gruntów są potrzebne inżynierom przy opracowywaniu projektu posadowienia fundamentów obiektów budowlanych.



Rys. 13. Przykładowe hodografy

4. Podsumowanie

Geofizyka poszukiwawcza opiera się na zjawiskach i prawach fizyki zachodzących w skorupie ziemskiej. Utwory te charakteryzują się różnymi własnościami fizycznymi i chemicznymi. Mają różną gęstość, są namagnesowane w różnym stopniu, fale sejsmiczne przemieszczają się w nich z różną prędkością, mogą wytwarzać naturalne pole elektryczne, jak również mogą być promieniotwórcze. W geofizyce chodzi o to, aby potrafić zmierzyć rozkłady wartości pól fizycznych i na ich podstawie wyciągnąć wnioski dotyczące rodzaju i głębokości obiektu wywołującego anomalie.

Geofizyka cały czas jest rozwijana. Budowane są aparaty o coraz większej dokładności pomiaru oraz opracowywane są programy komputerowe, które pozwalają wydajniej przetwarzać zebrane dane, aby potem je interpretować.

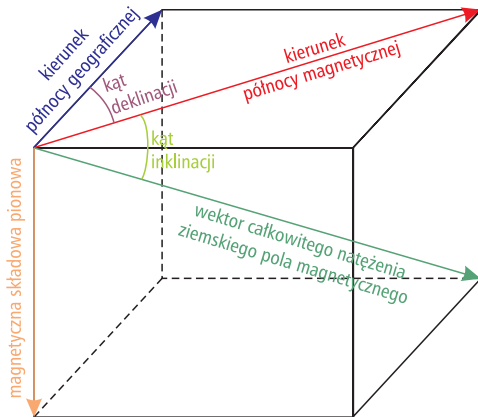
Bardzo często zdarza się, że interpretacja danych geofizycznych jest niejednoznaczna. W taki przypadku, aby uszczegółwić rozwiązanie stosuje się kompleks metod geofizycznych do rozwiązania danego zadania.

5. Wyjaśnienie terminów

Anomalia Kurska – anomalia magnetyczna w okolicach Kurska, związana ze złożami rud żelaza.

Elementy magnetyzmu ziemskiego:

- **kąt deklinacji magnetycznej** – kąt zawarty między kierunkami północy magnetycznej i geograficznej,
- **kąt inklinacji magnetycznej** – kąt zawarty między kierunkiem północy magnetycznej a wektorem całkowitego natężenia ziemskiego pola magnetycznego.



Geofon – urządzenie służące do rejestracji fal sprężystych; zamienia drgania mechaniczne na impulsy elektryczne.

Górotwór – nazwa utworów skalnych skorupy ziemskiej.

Hodografy – wykres zależności czasu przebiegu fali sejsmicznej od odległości geofonów względem punktu wzbudzenia drgań.

Minerał – najmniejszy naturalny składnik skorupy ziemskiej o określonej budowie chemicznej i fizycznej. Zazwyczaj jest to związek chemiczny, rzadziej pierwiastek chemiczny. Minerale, w składzie których występuje tylko jeden pierwiastek, nazywamy jednorodnymi np. złoto, platyna, węgiel. Minerale, w składzie których występuje nawet kilkadziesiąt pierwiastków, to minerale różnorodne. Minerale stanowiące główne składniki budujące skały nazywa się minerałami skałotwórczymi, a są to: amfibole, dolomit, kalcyt, krzemiany, kwarc, miki, minerale ilaste, oliwin, pirokseny, skalenie.

Minerale ferromagnetyczne – minerale zawierające różne związki żelaza np. ma-

gnetyt (Fe_3O_4), piryt (FeS_2), ilmenie (FeOTiO_2), limonit ($\text{FeO}_{3n}\cdot\text{H}_2\text{O}$) i hematyt (Fe_2O_3). Minerale ferromagnetyczne, poddane działaniu zewnętrznego pola magnetycznego ulegają polaryzacji, a więc stają się magnesem, który ma swoje własne pole magnetyczne.

Opór elektryczny właściwy (rzeczywisty) skał – to opór, jaki stawia jednostkowy sześcián jednorodnej skały prądowi elektrycznemu płynącemu prostopadle do ścian. Jednostką oporu elektrycznego jest Ωm .

Opór elektryczny pozorny skał – to opór skał mierzony w terenie, w którym linie sił pola elektrycznego obejmują podłoże uwarstwione. W takim niejednorodnym podłożu pole elektryczne ulega znacznym deformacjom, a obliczony opór jest wypadkową wszystkich warstw geologicznych będących w zasięgu wytworzonego pola elektrycznego.

Procesy tektoniczne – to procesy geologiczne powodujące powstanie deformacji uskokowych i fałdowych.

Przyśpieszenie normalne g – teoretyczny rozkład siły ciężkości na powierzchni morza, policzony ze wzorów matematycznych przy założeniu, że Ziemia ma kształt elipsoidy obrotowej.

LITERATURA

- [1] S. Bouriak, P. Gofman, O. Matusevich, R. Pevzner, M. Poluboyarinov, V. Safonov, M. Tokarev, *Program RadWxplorer v. 1.4*, DECO-Geophysical Ltd., 2004–2005, www.rade-xpro.ru.
- [2] *Badania geofizyczne w kopalniach*, pod red. J. Dublińskiego, Kraków, Wydawnictwo IGSMiE PAN 2001.
- [3] *Zarys geofizyki stosowanej*, pod red. Z. Fajkiewiczza, Warszawa, Wydawnictwa Geologiczne 1972.
- [4] *Geofizyka poszukiawcza*, pod red. A. Kozery, Warszawa, Wydawnictwa Geologiczne 1987.
- [5] A. Kozera, *Geofizyka – metody grawimetryczne i magnetyczne*, Warszawa, Wydawnictwa Geologiczne 1976.
- [6] T. Krynicki, R. Mieszkowski, *Metody geofizyczne w badaniach strefy aeracji* (artykuł w druku), Warszawa 2007.
- [7] J. Stein, *Geofizyka geologiczna – przewodnik do zajęć dla studentów Wydziału Geologii*, Warszawa, Wyd. Zakład Graficzny UW 2004.

Punkt wzbudzenia drgań sejsmicznych.

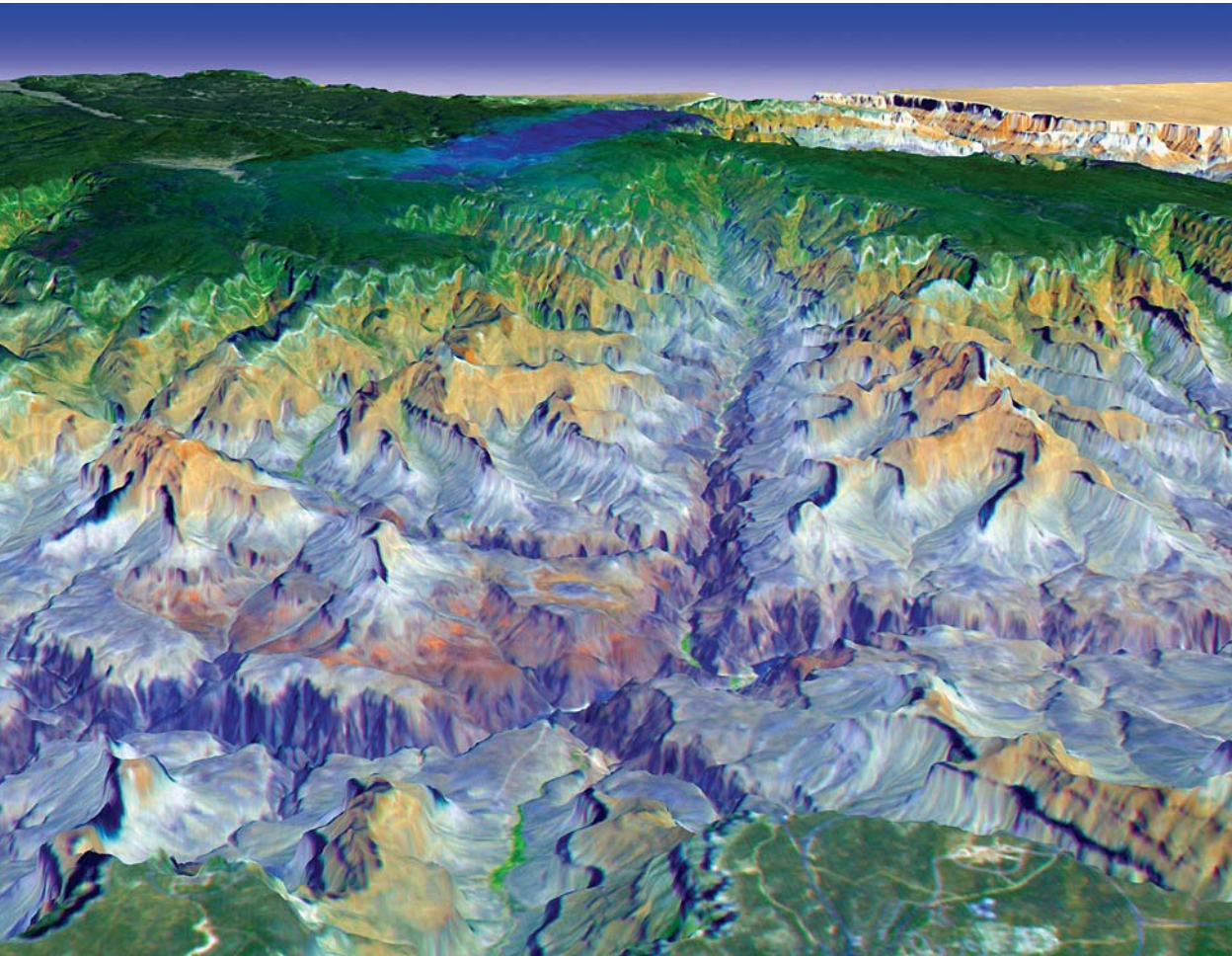
Fale sejsmiczne w skałach można wzbudzać:

- metodą eksplozywną (np. dynamit),
- metodą udarową (np. uderzanie młotkiem w płytę stalową umieszczoną na powierzchni ziemi),
- metodą vibrosejsmów (sygnał sejsmiczny jest generowany udarowo przez kilka lub kilkanaście minut przez specjalną maszynę).

Skała skupienie jednego lub więcej **minerałów**, powstałe w skorupie ziemskiej w wyniku naturalnych procesów geologicznych. Ze względu na sposób powstania wyróżnia się skały: magmowe, osadowe, metamorficzne.

DR RADOSŁAW MIESZKOWSKI

Wydział Geologii, Uniwersytet Warszawski
Al. Żwirki i Wigury 93, 02-089 Warszawa
e-mail: r.mieszkowski@uw.edu.pl



Struktura geologiczna wielkiego kanionu. Jest to unikatowe miejsce na Ziemi gdzie rzeka Colorado odsłoniła warstwy skalne pochodzące z różnych epok, fot. NASA