

Geofizyka

Potencjalne pola sił na Ziemi

Wykład dla geologii III r., licencjat

Stanisław Ciechanowicz

Uniwersytet Wrocławski, Instytut Fizyki Teoretycznej

Program wykładu

1. Wstęp	1
2. Grawimetria	2
3. Pomiar bezwzględny siły ciężkości	2
4. Pomiar względny siły ciężkości	3
5. Potencjał pola siły ciężkości	3
6. Pole normalne siły ciężkości	5
7. Anomalie siły ciężkości	5
8. Metody interpretacji zdjęć grawimetrycznych	6
9. Magnetometria	9
10. Magnetostatyka	9
11. Pole geomagnetyczne	11
12. Normalne pole geomagnetyczne i anomalie pola geomagnetycznego.	11
13. Magnetyzm minerałów i skał	12
14. Pomiary anomalnej składowej pola geomagnetycznego	13
15. Literatura	14

1. Wstęp

Geofizyka jest nauką o fizycznych własnościach Ziemi. Własności te są badane i mierzone w litosferze, także w głębokim wnętrzu Ziemi, w hydrosferze i atmosferze. Przedmiotem badań są następujące własności fizyczne: siła ciężkości, figura Ziemi, sprężystość skał, magnetyzm, elektryczność, temperatura, promieniotwórczość oraz inne.

Ze względu na przedmiot oraz cel badań, geofizyka dzieli się na część podstawową (ogólną) i stosowaną. Geofizyka podstawowa zajmuje się całościowym badaniem własności Ziemi i jej poszczególnych sfer. Natomiast celem geofizyki stosowanej, w szczególności poszukiwawczej, jest badanie prospekcyjne płytkich stref skorupy ziemskiej na wybranych obszarach Ziemi dla potrzeb geologii złóż mineralnych, górnictwa, geologii inżynierskiej i hydrogeologii oraz ochrony środowiska naturalnego. Badania własności fizycznych skał w celach prospekcyjnych prowadzone z powierzchni ziemi są niekiedy określane przez praktyków mianem geofizyki powierzchniowej. Wyspecjalizowanym działem w geofizyce stosowanej jest geofizyka wiertnicza zajmująca

się badaniem fizycznych własności skał w otworach wiertniczych.

Przedmiotem tego wykładu będą naturalne pola fizyczne Ziemi, takie jak pole siły ciężkości i pole geomagnetyczne. Są to tak zwane pola potencjalne, to znaczy że dla każdego z tych pól obowiązuje prawo zachowania energii, jeśli ciała ważne zmieniają swoje położenie w polu siły ciężkości albo ładunki magnetyczne - w polu geomagnetycznym. Inne fizyczne pola naturalne to ziemskie pole elektryczne, pole termiczne oraz pole promieniowania substancji radioaktywnych. Pole elektromagnetyczne Ziemi oraz pole drgań sprężystych są polami fizycznymi wzbudzonymi.

Rozwiązywanie problemów geologicznych w górnych warstwach skorupy Ziemi metodami geofizycznymi polega na rozpoznaniu zróżnicowania parametrów fizycznych skał i minerałów tam występujących, ogólnie ujmując wszelkiego rodzaju niejednorodności w rozkładzie tych parametrów. Tak więc w grawimetrii bada się pole siły ciężkości w celu określenia rozkładu gęstości masy w ośrodku skalnym. W magnetometrii badaniem parametrem fizycznym skał jest ich podatność

magnetyczna. Sejsmika zajmuje się badaniem stałych sprężystości ośrodka skalnego. Celem geoelektrycznych metod poszukiwawczych jest pomiar przewodności elektrycznej ośrodka lub jego oporności właściwej. Poszukiwawcze metody geotermiczne zajmują się pomiarem pola temperatury lub strumienia ciepłego w skałach. Parametrem fizycznym w geotermice jest przewodność cieplna ośrodka lub jego oporność cieplna, także pojemność cieplna i oporność temperaturowa. W radiometrii rejestruje się promieniowanie, przede wszystkim γ , emitowane przez jądra pierwiastków ulegających przemianie radioaktywnej. Mogą to być przemiany naturalne skał i minerałów albo rzadziej przemiany wzbudzone sztucznie pod wpływem odpowiednich źródeł radioaktywnych.

2. Grawimetria

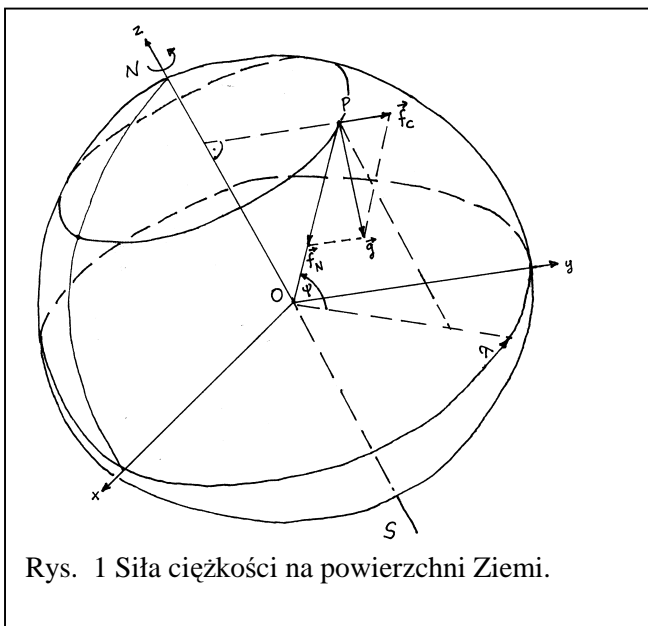
Grawimetria – nauka zajmująca się pomiarami natężenia siły ciężkości w celu badania i opisu pola grawitacyjnego Ziemi, poszukiwania złóż mineralnych itp.

1. Siła ciężkości na Ziemi

Natężenie siły ciężkości jest wektorem, który ma taką samą wartość absolutną, kierunek i zwrot jak wektor przyspieszenia ziemskiego. Wektor natężenia siły ciężkości \mathbf{g} w danym punkcie na powierzchni Ziemi;

$$\mathbf{g} = \mathbf{f}_N + \mathbf{f}_C$$

jest to suma geometryczna wektora siły przyciągania grawitacyjnego \mathbf{f}_N i wektora siły odśrodkowej \mathbf{f}_C , Rysunek 1.



Rys. 1 Siła ciężkości na powierzchni Ziemi.

Pion siły ciężkości jest to kierunek wektora \mathbf{g} , czyli prosta linia, na której ten wektor leży.

Litera \mathbf{g} pisana grubą czcionką oznacza wektor w trójwymiarowej przestrzeni położenia. W geocentrycznym układzie odniesienia złożonym z trzech wzajemnie prostopadłych osi (X, Y, Z) o wspólnym środku w punkcie O wektor \mathbf{g} zapisujemy jako zestawienie jego trzech składowych (g_x, g_y, g_z) wyznaczonych przez prostopadłe rzuty tego wektora na odpowiednie osie układu odniesienia¹.

Zgodnie z prawem powszechnego ciążenia Newtona, wektor natężenie siły przyciągania grawitacyjnego dla Ziemi kulistej jest określony znaną formułą matematyczną;

$$\mathbf{f}_N = -G \frac{M_Z}{r^2} \cdot \frac{\mathbf{r}}{r}$$

G – stała grawitacyjna, M_Z – masa Ziemi, $\mathbf{r} = (x, y, z)$ – wektor wodzący punktu P w układzie geocentrycznym, gdzie,

$r = |\mathbf{r}| = \sqrt{x^2 + y^2 + z^2}$ – długość wektora \mathbf{r} ,

przy czym $r \geq R$, gdzie R oznacza promień Ziemi.

Natężenie siły odśrodkowej na powierzchni Ziemi;

$$|\mathbf{f}_c| = \omega^2 r \cos^2 \psi$$

$\omega = 2\pi / T$ jest to prędkość kątowna obrotu Ziemi, oraz, $T = 23^h 56^m 4,099^s$ – okres obrotu Ziemi (doba ziemską – wartość średnia), dla punktu P leżącego na szerokości

geocentrycznej ψ , ρ jest wektorem wodzącym tego punktu na płaszczyźnie równoleżnikowej, długość tego wektora - $|\rho| = r \cos \psi$.

Geofizyczne jednostki natężenia siły ciężkości;

$$1 \text{ Gal} = 1 \text{ cm s}^{-2},$$

$$1 \text{ mGal} = 10^{-3} \text{ Gal} = 10 \mu\text{m s}^{-2},$$

$$1 \mu\text{Gal} = 10^{-6} \text{ Gal}$$

3. Pomiar bezwzględny siły ciężkości

Pomiar bezwzględny (absolutny) siły ciężkości ma na celu dokładne określenie wartości przyspieszenia ziemskiego g , tj. natężenia siły ciężkości. Pomiary bezwzględne są wykonywane w laboratoriach geofizycznych na instrumentach stacjonarnych; są to rewersyjne wahadła fizyczne oraz instrumenty, których działanie jest oparte na metodzie

¹ Taki sposób zapisu wektora za pomocą jego składowych w ustalonym układzie odniesienia wprowadzamy dla potrzeb całego wykładu.

balistycznej. Absolutne pomiary wahadłowe polegają na pomiarze *półokresu wahan* T ;

$$T = \pi \cdot \sqrt{\frac{l}{g}}$$

gdzie l – długość wahadła fizycznego. Widać więc, że mierząc półokres T i długość l możemy wyznaczyć przyspieszenie g . Należy tu pamiętać, że półokres T zależy od wysokości n.p.m. punktu. Absolutny pomiar metodą balistyczną polega na mierzeniu czasu przelotu spadającej masy bezwładnej na odcinku około 2 m. Współcześnie, dokładność pomiarów absolutnych siły ciężkości jest rzędu 1 *mGal*. Miejsca pomiarów bezwzględnych nazywamy *punktami podstawowymi* (bezwzględnymi). W Polsce są trzy punkty podstawowe; Kraków, Warszawa (Główny Urząd Miar) i Poznań.

4. Pomiar względny siły ciężkości

Grawimetria poszukiwawcza posługuje się metodą pomiarów względnych, gdyż są one łatwiejsze i szybsze w wykonaniu. Dzięki temu metoda nadaje się do wykonywania pomiarów siły ciężkości na dużych obszarach. Polega ona na wyznaczaniu różnicy siły ciężkości Δg między dwoma punktami pomiarowymi, których położenie geograficzne i wysokość n.p.m. wyznacza się z dokładnością do kilku *mm*. Wyznaczenie wartości absolutnej g w punktach pomiarowych następuje poprzez nawiązanie pomierzonych różnic do wartości bezwzględnych.

Idea pomiaru względnego na przykładzie wahadła: Półokres wahan T zależy od siły ciężkości g w taki sposób, że jest spełnione;

$$g \cdot T^2 = const$$

gdzie, $const = \pi^2 l$. Różniczkując względem zmiennych g i T i przechodząc do wyrażeń różnicowych, otrzymujemy;

$$\Delta g = -\frac{2g_1}{T_1} \cdot \Delta T$$

gdzie, $\Delta g = g_2 - g_1$, jest to różnica siły ciężkości między punktami 1 i 2, natomiast $\Delta T = T_2 - T_1$, odpowiednia zmiana półokresu drgań wahadła. Wynika z tego, że jeśli w jednym miejscu znamy wartość g_1 , a w innym zmierzmy wartość względną Δg , to możemy tam wyznaczyć wartość bezwzględną g_2 . W geofizyce poszukiwawczej, wartości Δg są bezpośrednio mierzone przy pomocy

instrumentów nazywanych grawimetrami. Klasyczny grawimetr konstrukcyjnie jest rodzajem wahadła poziomego.

Zasada pomiaru grawimetrem polowym – wykonuje się pomiar względny na powierzchni terenu z dokładnością rzędu 0,01 *mGal*. Dokładność tych pomiarów jest prawie sto razy lepsza od dokładności pomiarów bezwzględnych. Wyniki pomiarów względnych siły ciężkości nawiązuje się do wartości bezwzględnych w punktach sieci podstawowej. W ten sposób wyznaczamy wartości bezwzględne siły ciężkości g dla poszczególnych punktów pomiarowych. Grawimetr polowy może być również używany do pomiarów siły ciężkości pod ziemią. Specjalnie skonstruowane grawimetry służą do pomiarów otworowych. W mikrograwimetrii wymagana dokładność grawimetrów wynosi przynajmniej 5 μGal .

5. Potencjał pola siły ciężkości

Ziemskie pole siły ciężkości jest polem potencjalnym, gdyż istnieje funkcja $W(\mathbf{r})$ nazywana potencjałem pola taka, że pole wektora siły ciężkości jest wyznaczone przez jej pochodne cząstkowe;

$$\mathbf{g} = -\mathbf{i} \frac{\partial W}{\partial x} - \mathbf{j} \frac{\partial W}{\partial y} - \mathbf{k} \frac{\partial W}{\partial z}$$

jest to operacja gradientu na funkcji $W(x,y,z)$, gradient przyjęto oznaczać symbolem ∇ (nabla) $\mathbf{g} = -\nabla W$.

\mathbf{i} , \mathbf{j} , \mathbf{k} są to wektory jednostkowe w układzie odniesienia odpowiednio wzdłuż osi \mathbf{X} , \mathbf{Y} , \mathbf{Z} .

Według przyjętej konwencji wartość potencjału W , w danym punkcie pola, jest równa pracy wymaganej do przeniesienia masy jednostkowej z tego punktu do nieskończoności.

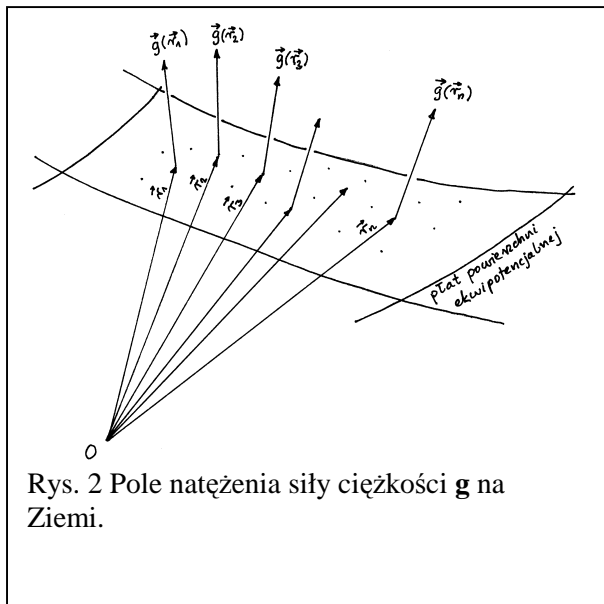
Figura Ziemi a pole potencjalne siły ciężkości:

Ziemia ma kształt geoidy, tj. bryły, której powierzchnia jest w każdym miejscu prostopadła do lokalnego pionu (wyznaczonego przez kierunek siły ciężkości) i jednocześnie pokrywa się ze średnią powierzchnią oceanów. Warunek prostopadłości pionu do powierzchni geoidy wynika z równania geoidy zdefiniowanej jako powierzchnia ekwipotencjalna²;

² Po polsku to znaczy równopotencjalna, czyli że wartość liczbowa potencjału jest jednakowa w każdym punkcie takiej powierzchni.

$$W(\mathbf{r}) = \text{const}$$

gdzie *constans* oznacza wartość pola potencjalnego siły ciężkości na poziomie morza.



Różniczkując obie strony tego równania;

$$dW(\mathbf{r}) = \frac{\partial W}{\partial x} dx + \frac{\partial W}{\partial y} dy + \frac{\partial W}{\partial z} dz = \nabla W(\mathbf{r}) \cdot d\mathbf{r} = 0$$

otrzymujemy, że w każdym punkcie na powierzchni ekwipotencjalnej;

$$\mathbf{g} \cdot d\mathbf{r} = 0$$

To oznacza, że wektor siły ciężkości \mathbf{g} jest prostopadły do wektora nieskończenie małego przesunięcia zgodnie z wektorem $d\mathbf{r}$ na płaszczyźnie stycznej do tej powierzchni ekwipotencjalnej, na której dany punkt leży, Rysunek 3.

Potencjał pola natężenia siły ciężkości W dla geoidy jest sumą potencjału siły przyciągania grawitacyjnego Ziemi, i potencjału siły odśrodkowej;

$$W(\mathbf{r}) = -G \int_{\Omega} \frac{dm(\mathbf{r}')}{|\mathbf{r} - \mathbf{r}'|} - \frac{1}{2} \omega^2 r^2 \cos^2 \psi$$

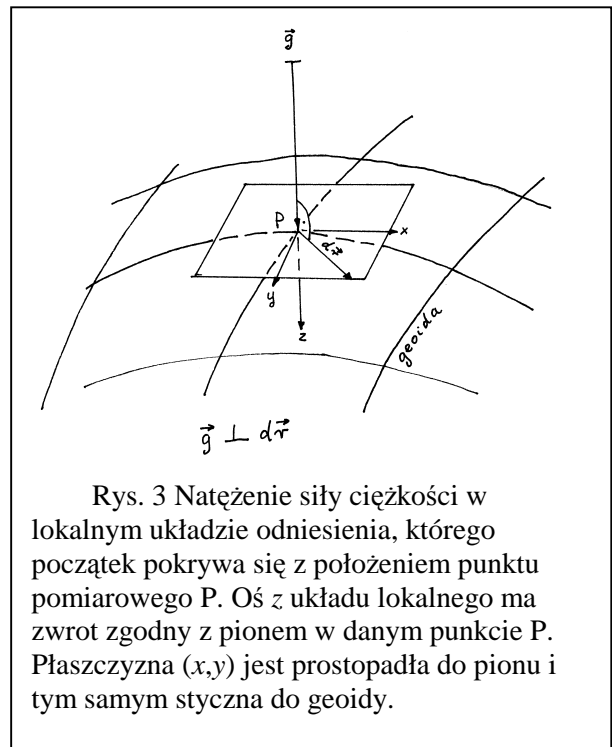
Ω oznacza objętość Ziemi, $dm(\mathbf{r}')$ - element masy w punkcie leżącym wewnątrz Ziemi. Potencjał siły przyciągania grawitacyjnego jest całką potencjałów dla poszczególnych elementów mas Ziemi, oznaczamy go symbolem $V(\mathbf{r})$. W geofizyce stosowanej jest używane rozwinięcie harmoniczno-sferyczne Gaussa (1838 r) potencjału przyciągania grawitacyjnego;

$$V(\mathbf{r}) = -\frac{GM}{r} \left\{ 1 + \sum_{l=2}^{\infty} \frac{a^l}{r^l} \times \sum_{m=0}^l P_l^m(\sin \psi) (c_l^m \cos m\lambda + s_l^m \sin m\lambda) \right\}$$

a oznacza promień równikowy elipsoidy, $P_l^m(\sin \psi)$ są to wielomiany Legendre'a względem zmiennej $\sin \psi$,

l stopień wielomianu, m - liczba azymutalna, c_l^m, s_l^m - amplitudy Gaussa, są to liczby bezwymiarowe o wartościach malejących dla większych stopni wielomianów i wartości liczby azymutalnej. Dla potrzeb geofizyki satelitarnej stosuje się rozwinięcie Gaussa z wielomianami do $l = 200$. Praktyczną zaletą rozwinięcia Gaussa jest separacja współrzędnych geocentrycznych r, ψ, λ za pomocą funkcji elementarnych³. Drugi człon potencjału $W(\mathbf{r})$ jest to funkcja potencjału siły odśrodkowej;

$$U(\mathbf{r}) = -\frac{1}{2} \omega^2 r^2 \cos^2 \psi$$



Potencjał normalny $W_o(r, \varphi)$ jest to część główna rozwinięcia harmoniczno-sferycznego potencjału $V + U$ w postaci wielomianu drugiego stopnia względem zmiennej $\sin \psi$;

³ W podobny sposób postępujemy przy badaniu budowy całego Wszechświata, oczywiście amplitudy rozwinięcia Gaussa są wtedy innego rodzaju.

$$W_0(r, \varphi) = -\frac{GM_z}{r} \left\{ 1 + n \frac{a^2}{r^2} (1 - 3 \sin^2 \varphi) + \frac{1}{2} q \frac{r^3}{a^3} \cos^2 \varphi \right\}$$

φ - szerokość geograficzna (stosowana w zastępstwie szerokości geocentrycznej ψ),

$$n = \frac{\mu}{2M_z}, \quad q = \frac{\omega^2 a}{GM_z / a^2}$$

μ - masa nadržmiej równikowych,
 $\omega^2 a$ - natężenie siły odśrodkowej na równiku,
 GM_z / a^2 - natężenie siły grawitacyjnej na równiku.

Potencjał W_0 uzyskujemy z potencjału W odejmując tak zwany potencjał zakłócający T ; są to wszystkie człony z potencjału V zawierające wielomiany Legendre'a rzędu $l > 2$.

Normalna powierzchnia odniesienia (powierzchnia pozioma) jest to powierzchnia ekwipotencjalna $W_0(\mathbf{r}) = \text{constans}$, gdzie *constans* ma wartość potencjału siły ciężkości na poziomie morza. Powierzchnia normalna ma kształt elipsoidy obrotowej i jest nazywana elipsoidą ziemską.

6. Pole normalne siły ciężkości

Wartość normalną siły ciężkości definiujemy w lokalnym układzie odniesienia jako składową radialną gradientu potencjału normalnego W_0 ,

$$\gamma_0 = \frac{\partial W_0}{\partial r}$$

z tego otrzymujemy ogólny wzór na pole normalne siły ciężkości dla elipsoidy ziemskiej;

$$\gamma_0 = \gamma_r (1 + \beta \sin^2 \varphi - \beta_1 \sin^2 2\varphi)$$

$$\beta = \frac{5}{2} q - \alpha - \frac{17}{14} \alpha q, \quad \beta_1 = \frac{5}{2} q \alpha - \frac{1}{8} \alpha^2,$$

$$\alpha = \frac{a-c}{c} = 3n + \frac{1}{2} q, \quad \gamma_r = \frac{GM_z}{a^2} (1 + 3n - q)$$

α jest to spłaszczenie geometryczne elipsoidy ziemskiej, c - promień biegunowy elipsoidy.
 γ_r - wartość równikowa siły ciężkości.

Wzory na pole normalne γ_0 stosowane w grawimetrii poszukiwawczej:

Pole normalne Helmerta (1911) z parametrami elipsoidy Bessela;

$$\gamma_0 = 978030(1 + 0,005302 \cdot \sin^2 \varphi - 0,000007 \cdot \sin^2 2\varphi)$$

Pole normalne GRS80 (Geodetic Reference System);

$$\gamma_0 = 978032,70(1 + 0,0053027 \cdot \sin^2 \varphi - 0,0000058 \cdot \sin^2 2\varphi)$$

z parametrami elipsoidy GRS80.

7. Anomalie siły ciężkości

Anomalia grawimetryczna jest to różnica pomiędzy zmierzoną wartością siły ciężkości wyznaczoną grawimetrycznie w danym miejscu powierzchni Ziemi a wartością obliczoną teoretycznie.

Wartości siły ciężkości uzyskane w wyniku pomiarów grawimetrycznych nie mogą być bezpośrednio porównywane ze sobą z powodu ich zróżnicowania ze względu na szerokość geograficzną, wysokość npm, gęstość podłoża, topografię otaczającego terenu i ew. pływy ziemskie. Z tej przyczyny wyniki pomiarów siły ciężkości są redukowane do takich wartości, jakie otrzymalibyśmy na powierzchni normalnej, ewentualnie na innej ekwipotencjalnej powierzchni odniesienia. W grawimetrii poszukiwawczej stosujemy tzw. redukcję Bouguer'a siły ciężkości;

$$g_0 = g + (\delta g_t + \delta g_w - \delta g_p)$$

g_0 - wartość zredukowana siły ciężkości,
 g - wartość pomierzona siły ciężkości,
 δg_t - poprawka topograficzna, uwzględnia wpływ zróżnicowania rzeźby terenu,
 $\delta g_w = 0,3086 \cdot h$ - poprawka wolnopowietrzna, uwzględnia wpływ różnicy wysokości h [m] między stanowiskiem pomiarowym i poziomem odniesienia,
 $\delta g_p = 0,0419 \cdot \sigma \cdot h$ - poprawka na płytę (nazywana również poprawką Bouguer'a), uwzględnia wpływ grawitacyjny kompleksów skalnych o miąższości h i gęstości właściwej σ , zalegających między stanowiskiem pomiarowym i poziomem odniesienia.

Anomalią Bouguer'a siły ciężkości nazywamy różnicę między wartością siły ciężkości zredukowaną do poziomu odniesienia i wartością normalną γ_0 w danym punkcie pomiarowym;

$$\Delta g = g_0 - \gamma_0$$

Występowanie anomalii siły ciężkości $\Delta g \neq 0$ oznacza obecność tzw. mas anomalnych w otoczeniu, tzn. niejednorodny rozkład gęstości masy (w grawimetrii poszukiwawczej nazywa się to kontrastem masowym).

8. Metody interpretacji zdjęć grawimetrycznych

Celem interpretacji zdjęć grawimetrycznych jest rozpoznanie rzeczywistego rozkładu siły ciężkości wskazujących na występowanie struktur geologicznych o charakterze lokalnym. To zadanie wymaga znajomości rozkładu regionalnych i lokalnych anomalii grawimetrycznych. Pod względem stopnia zaawansowania metody interpretacji dzielą się na metody jakościowe i metody ilościowe.

Metoda interpretacji jakościowej siły ciężkości ma na celu opisanie związku anomalii lokalnych i regionalnych z czynnikami wywołującymi te anomalie w świetle geologicznych warunków ich występowania. Przeważnie w pierwszym etapie interpretacji jakościowej z pomierzonego pola anomalii Δg wyodrębnia się anomalie regionalne, oznaczamy Δg_R . Pozostałą różnicę między wartością anomalii pomierzonej i wartością anomalii regionalnej nazywamy rezyduum grawimetrycznym;

$$\Delta g_r = \Delta g - \Delta g_R$$

Celem interpretacji ilościowej jest określenie danych dotyczących parametrów ciała zaburzającego pole siły ciężkości, takich jak kształt ciała, głębokość jego występowania, ciężar objętościowy itp. Ciało zaburzające pole siły ciężkości jest utożsamiane ze strukturą geologiczną. Metody interpretacji ilościowej dzielą się na metody pośrednie i bezpośrednie.

Jakościowe metody interpretacji zdjęć grawimetrycznych:

Na ogół pole anomalii regionalnych Δg_R jest aproksymowane za pomocą

- Metody średnich,
- Metodą najmniejszych kwadratów, np. za pomocą wielomianów drugiego lub trzeciego stopnia.
- Metodą analitycznego przedłużania anomalii w górę.

Również istnieją bezpośrednie metody jakościowe przeznaczone do wyodrębniania pola anomalii lokalnych takie jak;

- Metoda wyższych pochodnych pionowych,
- Metoda analitycznego przedłużania anomalii w dół.

Interpretacja jakościowa metodą średnich:

Średnia wartość anomalii grawimetrycznych Bouguer'a Δg_i pomierzonych na okręgu o promieniu r wykreślonym w danym punkcie P zdjęcia Bouguer'a i przechodzącym przez n punktów siatki kwadratowej (W. R. Griffin, 1949);

$$\Delta \bar{g}(r) = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \Delta g_i(r)$$

Definicja anomalii regionalnej Griffina na podstawie średniej wartości anomalii Bouguer'a;

$$\Delta g_R = \Delta \bar{g}(r)$$

W celu określenia anomalii regionalnej Δg_R wystarczy uśrednić $n=8$ wartości $\Delta g_i(r)$ pomierzonych w punktach siatki tworzących naroża ośmiokąta foremnego wpisanego w okrąg o promieniu $r = s\sqrt{5}$, gdzie s jest to oczko siatki kwadratowej.

Przykład: Dla $s = 500m$, $r = 1118m$.

Tabela 8-1

i	1	2	3
ω_i	1,5	-0,6	0,1
\bar{g}_i	\bar{g}	$\bar{g}(2r)$	$\bar{g}(3r)$

Metoda średnich Wronicza (Warszawa):

W tej metodzie wartość anomalii regionalnej jest określona przez ważoną sumę trzech średnich Griffina;

$$\Delta g_R = \omega_1 \bar{g}_1(r) + \omega_2 \bar{g}_2(r) + \omega_3 \bar{g}_3(r)$$

gdzie wagi ω_i i średnie \bar{g}_i są podane w Tabeli 8-1. $r = s\sqrt{5}$ jest to promień diagramu Griffina.

Promień optymalny diagramu Griffina:

Promień optymalny r_{opt} jest to określona wartość promienia diagramu Griffina leżąca w przedziale zmienności r , dla którego wykres anomalii Δg_R ma plateau. Przyjmuje się wtedy, że połowa promienia optymalnego wyznacza głębokość h granicy oddzielającej anomalie lokalne i regionalne;

$$h = \frac{1}{2} r_{opt}$$

Interpretacja jakościowa metodą

wielomianów: Metoda jest oparta na założeniu, że dla określonego pola anomalii siły ciężkości $\Delta g(x,y)$, gdzie (x,y) są to współrzędne punktu pomiarowego na płaszczyźnie, pole anomalii regionalnych Δg_R można odwzorować za pomocą wielomianu drugiego (lub trzeciego stopnia);

$$\Delta g_R(x,y) = ax^2 + bxy + cy^2 + dx + ey + f$$

Współczynniki wielomianu a,b,c,d,e,f znajduje się metodą najmniejszych kwadratów z warunku;

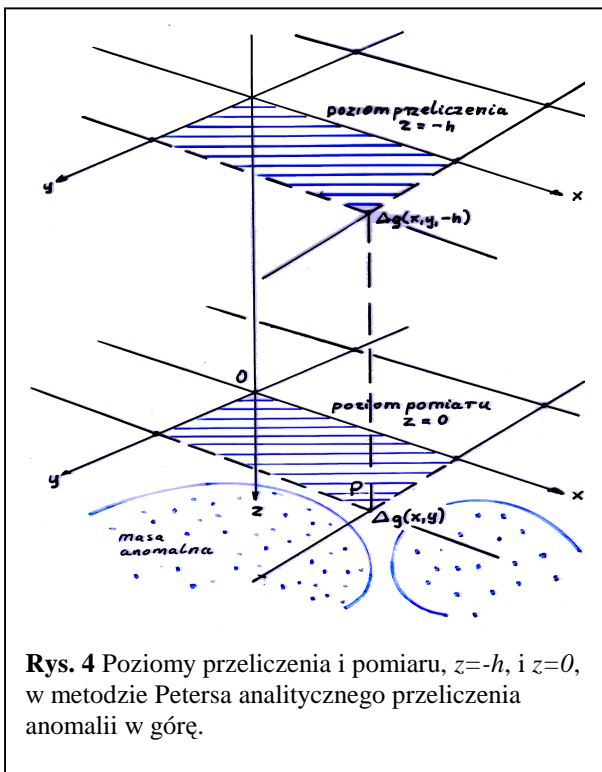
$$\sum_{(x,y)} [\Delta g(x,y) - \Delta g_R(x,y)]^2 = \min$$

Sumowanie przebiega po punktach pomiarowych odpowiednio do ich współrzędnych (x,y) .

Interpretacja jakościowa metodą analitycznego przeliczania anomalii w górę: Do przeliczenia anomalii siły ciężkości z poziomu pomiarowego $z = 0$ w górę do poziomu przeliczenia $z = -h$ służy całka numeryczna nazywana formułą Petersa;

$$\Delta g(x,y,-h) = \sum_{i=0}^9 W_g(r_i,-h) \bar{\Delta g}(r_i)$$

$\Delta g(x,y,-h)$ – wartość anomalii siły ciężkości w punkcie (x,y) przeliczona do wysokości $z = -h$.



Rys. 4 Poziomy przeliczenia i pomiaru, $z = -h$, i $z = 0$, w metodzie Petersa analitycznego przeliczenia anomalii w górę.

$W_g(r_i,-h)$ – współczynniki przeliczeniowe Petersa ($W_g > 0$). Normalizacja współczynników Petersa;

$$\sum_{i=0}^9 W_g(r_i,-h) = 1$$

r_i – promienie diagramu Petersa na sieci kwadratowej.

$\Delta g(r_i)$ – wartości średnie anomalii siły ciężkości obliczone na dziesięciu okręgach diagramu Petersa ($i=0,1,\dots,9$).

W rezultacie przeliczenia pola anomalii siły ciężkości w górę metodą Petersa, efekty lokalne zanikają w miarę oddalania się od poziomu pomiarowego i następuje wygładzenie rozkładu anomalii. Otrzymany w ten sposób rozkład ma charakter regionalny, gdyż jest obrazem struktury dużej i zalegającej głęboko.

Interpretacja jakościowa metodą wyższych pochodnych pionowych: Ta metoda interpretacji służy do poszukiwania płytko położonych struktur geologicznych i posługuje się formułą numeryczną do wyznaczania wartości drugiej pochodnej pionowej siły ciężkości;

$$\frac{\partial^2 g}{\partial z^2} = \frac{c}{s^2} (\omega_0 g_0 + \omega_1 \bar{g}_1 + \omega_2 \bar{g}_2 + \dots)$$

Gdzie $\omega_0, \omega_1, \omega_2, \dots$ są to współczynniki wagowe spełniające warunek;

$$\omega_0 + \omega_1 + \omega_2 + \dots = 0$$

g_0 – wartość siły ciężkości w punkcie, w którym wyznacza się drugą pochodną pionową tej siły, –

g_1, g_2, \dots – wartości średnie siły ciężkości na okręgach, których promienie są odpowiednio równe r_1, r_2, \dots ,

s – długość boku sieci (oczko),

c – stała liczbowa.

Przykład:

$$\frac{\partial^2 g}{\partial z^2} = \frac{2}{s^2} [3g_0 - 4\bar{g}(s) + \bar{g}_2(s\sqrt{2})]$$

Interpretacja jakościowa metodą analitycznego przeliczania anomalii w dół:

Celem tej metody jest uzyskanie dokładniejszego obrazu anomalii lokalnych, Rysunek 5.

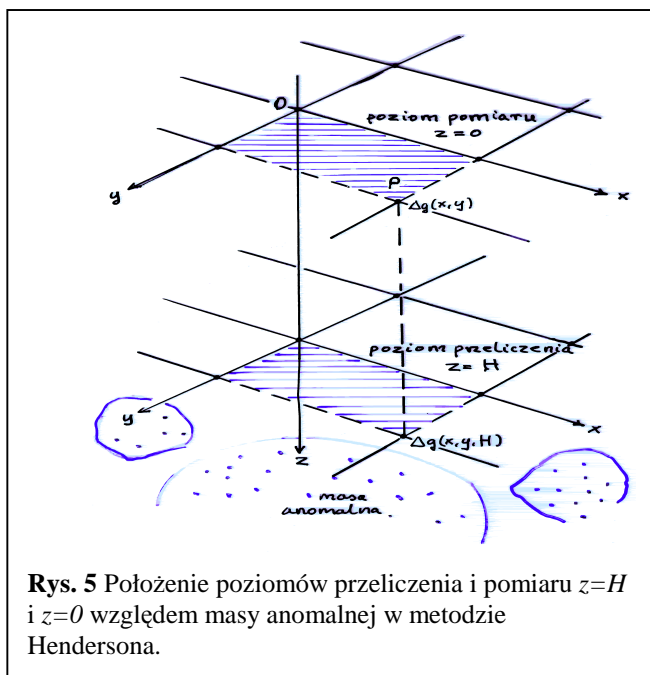
Formuła Hendersona – całka numeryczna przeliczająca zdjęcie grawimetryczne do poziomu odniesienia w dół;

$$\Delta g(x, y, H) = \sum_{i=0}^{10} W_d(r_i, H) \bar{\Delta}g(r_i)$$

$\Delta g(x, y, H)$ – wartość anomalii siły ciężkości przeliczona w dół do poziomu odniesienia na rzędnej $z=H$,

$W_d(r_i, H)$ – współczynniki Hendersona,

$\bar{\Delta}g(r_i)$ – wartości średnie wyliczone z dyskretnego zbioru anomalii siły ciężkości na okręgach r_i ($i = 1, 2, 3, \dots$) obliczone w oparciu o diagram Hendersona na sieci kwadratowej, przy czym $\bar{\Delta}g(0_i) = g(x, y, z=0)$.



Rys. 5 Położenie poziomów przeliczenia i pomiaru $z=H$ i $z=0$ względem masy anomalnej w metodzie Hendersona.

Formuła Hendersona podobnie jak formuła Petersa jest całką numeryczną w postaci sumy ważonej średnich wartości anomalii siły ciężkości na współśrodkowych okręgach, przeliczającą pole anomalii siły ciężkości na powierzchnię odniesienia leżącą bliżej masy anomalnej. Tą metodą otrzymujemy obraz anomalii lokalnych bezpośrednio z pola anomalii siły ciężkości.

Ilościowa metoda interpretacji zdjęć grawimetrycznych: Celem geofizycznej interpretacji ilościowej danych grawimetrycznych jest określenie parametrów ciała zaburzającego pole siły ciężkości; takich jak kształt tego ciała, głębokość jego występowania, ciężar objętościowy itp.

Metody interpretacji ilościowej w grawimetrii poszukiwawczej dzielą się na metody pośrednie i bezpośrednie.

Pośrednie metody interpretacji mają na celu wyznaczenie efektu grawitacyjnego, wywołanego przez strukturę anomalną, za

pomocą ustalonego modelu ciała zaburzającego o regularnym kształcie geometrycznym.

Przystępując do interpretacji metodą pośrednią, wstępnie zakładamy, lub przyjmujemy znany kontrast gęstościowy, tj. różnicę między gęstością struktury anomalnej i gęstością utworów otaczających tą strukturę. Następnie wprowadzamy do modelu parametry określające kształt struktury i głębokość jej występowania, oraz matematycznie obliczamy pole anomalne siły ciężkości. Ten wynik porównuje się z polem anomalii uzyskanym z pomiaru. Procedurę modelowania prowadzimy do chwili uzyskania wymaganej zgodności między pomierzonym i modelowym rozkładem anomalnego pola siły ciężkości.

Pośrednia metoda interpretacji wymaga dużej ilości obliczeń, gdyż w ogólności struktury anomalne mają złożone kształty geometryczne. Z tego względu pole anomalne modeluje się współcześnie za pomocą metod komputerowych.

Modelowe struktury anomalne stosowane dla ciał zaburzających pole grawitacyjne w pośredniej metodzie interpretacji:

1. Kula
2. Walec;
 - a) Poziomy o przekroju kołowym
 - b) Pionowy o przekroju kołowym
 - c) Poziomy o przekroju parabolicznym
3. Prosta materialna
4. Półprosta materialna

Bezpośrednie metody interpretacji wykorzystują charakterystyczne cechy rozkładu anomalii siły ciężkości lub jej wyższych pochodnych. Celem tych metod jest wyznaczenie głębokości występowania struktury i jej kształtu.

Metody bezpośrednie dzielą się na;

- (a) Metody doboru
- (b) Metody punktów charakterystycznych
- (c) Metody całkowe

Metody doboru polegają na wykorzystaniu atlasu (albumu) teoretycznych krzywych anomalii, obliczonych dla ciał zaburzających o prostych kształtach geometrycznych. Dla określonej formy ciała zaburzającego atlas zawiera zestaw krzywych teoretycznych w zależności od ustalonego parametru tego ciała.

Pomierzoną krzywą anomalii siły ciężkości wykreśla się w układzie i skali atlasu. Następnie szuka się zgodności tej krzywej z krzywą teoretyczną, posługując się zestawem takich krzywych, których kształty są zbliżone do

kształtu krzywej pomierzonej. Po stwierdzeniu, że dana krzywa teoretyczna jest zgodna z krzywą pomierzoną, odczytuje się parametry ciała zaburzającego bezpośrednio z tej krzywej teoretycznej.

Metody punktów charakterystycznych polegają na wyznaczeniu takich punktów na pomierzonych krzywych anomalii siły ciężkości lub jej wyższych pochodnych, które są charakterystyczne dla określonego kształtu ciała zaburzającego i głębokości jego występowania. W szczególności są to:

- 1) Punkty ekstremalne krzywej pomierzonej
- 2) Punkty $\frac{1}{2}$ ekstremum lub $\frac{1}{3}$ i $\frac{1}{4}$ ekstremum
- 3) Punkty zerowe
- 4) Punkty przegięcia

Na podstawie znajomości punktów charakterystycznych, znajduje się przede wszystkim głębokość występowania ciała zaburzającego.

Istnieje związek między tą metodą i pośrednimi metodami interpretacji, gdzie wykorzystuje się znajomość krzywych rozkładu anomalii siły ciężkości dla modeli ciał zaburzających o regularnych kształtach geometrycznych.

Metody całkowite polegają na całkowaniu anomalii siły ciężkości po obszarze jej występowania. Metodą całkową możemy wyznaczyć:

- 1) Masę anomalną ciała zaburzającego
- 2) Położenie środka ciężkości masy anomalnej
- 3) Średnią głębokość występowania ciała zaburzającego oraz głębokość zalegania jego stropu.

Istotną zaletą tej metody interpretacji jest to, że nie wymaga ona wstępnego założenia o kształcie ciała zaburzającego.

9. Magnetometria

Magnetometria jako dział geofizyki zajmuje się badaniem pola magnetycznego Ziemi. Zjawisko pola magnetycznego Ziemi przejawia się jako fakt stałego ustawiania się igły magnetycznej tym samym końcem w kierunku punktu leżącego w pobliżu północnego bieguna geograficznego. Stwierdzamy w ten sposób, że Ziemia jest źródłem pola magnetycznego, tzn. że w jej otoczeniu występuje pole tzw. sił magnetycznych, które działają min. na bieguny magnesów stałych oraz na inne urządzenia rejestrujące obecność pola geomagnetycznego.

Przy tym pole magnetyczne Ziemi wywołuje rozmaite zjawiska magnetyczne w skałach. Z punktu widzenia magnetometrii poszukiwawczej należy tu wskazać różnego rodzaju namagnesowanie szczątkowe występujące w minerałach ferromagnetycznych, takich np. jak: Magnetyt – Fe_3O_4 , (ferrimagnetyk) Hematyt – Fe_2O_3 , (antyferromagnetyk) czy Ilmenit – FeOTiO_2 .

Tym samym magnetyzm skał wnosi dodatkowe, anomalne, pole magnetyczne do normalnego rozkładu pola geomagnetycznego. Ten wkład jest rejestrowany drogą ustalonej metodyki w postaci anomalii magnetycznych, które z kolei nanosi się na mapy, jako tzw. zdjęcia magnetometryczne. Te zdjęcia są poddawane interpretacji geofizycznej i następnie geologicznej. Metody interpretacji zdjęć magnetometrycznych, szczególnie w zakresie interpretacji jakościowej są identyczne z metodami stosowanymi w grawimetrii.

W geologii metody geomagnetyczne są m.in. stosowane w celu; Poszukiwania złóż rud żelaza, Badania podłoża krystalicznego przykrytego kompleksem utworów osadowych, Wykrywania żył, dajek, potoków wulkanicznych, itp., wykrywania stref silnych anomalii magnetycznych związanych z serpentynitami.

10. Magnetostatyka

Prawa fizyczne magnetostatyki wynikają z dwóch równań Maxwella dla wektora indukcji magnetycznej \mathbf{B} , przy założeniu, że prądy ładunków elektrycznych są statyczne, tzn. gdy w jednostce czasu przez jednostkę powierzchni poprzecznej do przewodnika przepływa stała ilość ładunku elektrycznego;

$$\begin{cases} \nabla \times \mathbf{B} = \mu_0 \mathbf{j} \\ \nabla \cdot \mathbf{B} = 0 \end{cases}$$

gdzie; \mathbf{B} – pole indukcji magnetycznej powstające wokół poruszających się ładunków elektrycznych, $1\text{Wb} = 1\text{T} \cdot \text{m}^2$ – jednostka strumienia indukcji magnetycznej,

\mathbf{j} – wektor gęstości prądu elektrycznego, $[\mathbf{j}] = \text{A} / \text{m}^2$, współczynnik $\mu_0 = 4\pi \times 10^{-7} \text{Wb} / \text{A} \cdot \text{m}$ oznacza przenikalność magnetyczną próżni, jeśli rozpatrujemy prąd elektryczny płynący w próżni. Ośrodki materialne, m.in. skały mają własne przenikalności magnetyczne μ o wartościach na ogół znacznie różniących od wartości próżniowej. Największe przenikalności

mają niektóre minerały zawierające związki żelaza. Drugie prawo o zerowej dywergencji pola \mathbf{B} oznacza jedynie, że w przyrodzie nie występują pojedyncze ładunki magnetyczne, inaczej mówiąc pole indukcji jest bezźródłowe. Jednostką indukcji magnetycznej jest tesla;

$$[B] = 1T(\text{tesla}) = \frac{1N}{A \cdot m} = \frac{1N}{C \cdot m/s}$$

geofizyczna jednostka indukcji magnetycznej jest to nano podwielokrotność tesli;

$$1nT = 10^{-9}T = 10^{-9}Wb/m^2$$

Siła Lorentza: Każdy ładunek elektryczny o wielkości q poruszający się w polu indukcji magnetycznej \mathbf{B} z prędkością \mathbf{v} podlega działaniu siły Lorentza;

$$\mathbf{F} = q\mathbf{v} \times \mathbf{B}$$

Na ładunki znajdujące się w spoczynku siła Lorentza nie działa. Z definicji wartość bezwzględna (absolutna) indukcji magnetycznej $B = F/qv$ (przy $\mathbf{v} \perp \mathbf{B}$) wyznacza miarę siły magnetycznej. Tą drogą, z prawa Lorentza określamy wymiar fizyczny i jednostkę indukcji magnetycznej.

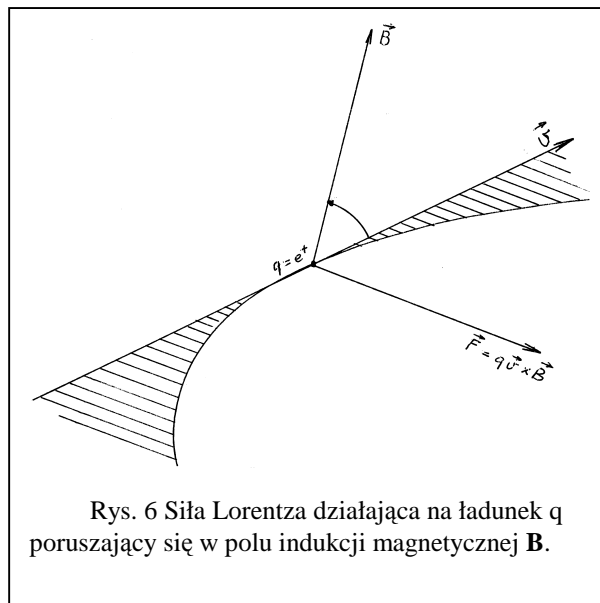
W magnetostatyce wprowadza się prawo Coulomba na siłę oddziaływania biegunów magnetycznych;

$$\mathbf{F} = \frac{1}{\mu} \frac{p_1 p_2}{r^2} \cdot \frac{\mathbf{r}}{r}$$

μ - przenikalność magnetyczna ośrodka. p_1, p_2 – ładunki magnetyczne biegunów; inne stosowane określenia – masa magnetyczna, natężenie bieguna magnetycznego. Wartości ładunków magnetycznych są podawane w jednostkach $1Wb$ (weber) gdzie $1Wb = 1T \cdot m^2$. Prawo Coulomba w magnetostatyce jest prawem przybliżonym i może być stosowane do silnie wydłużonych dipoli magnetycznych (dosłownie termin *dipol* oznacza dwubiegun).

Oddziaływanie dwóch biegunów magnetycznych położonych we względnie małej odległości r i należących do różnych dipoli można określić z prawa Coulomba.

Natężenie pola magnetycznego H jest to siła, jaką wywiera jeden biegun o ładunku magnetycznym P na biegun próbny o ładunku jednostkowym p_0 ;



Rys. 6 Siła Lorentza działająca na ładunek q poruszający się w polu indukcji magnetycznej \mathbf{B} .

$$\mathbf{H} = \frac{\mathbf{F}}{p_0} = \frac{1}{\mu} \frac{P}{r^2} \cdot \frac{\mathbf{r}}{r}$$

$1A/m$ – jednostka natężenia pola magnetycznego; jest to siła $1N$ działająca na jednostkę ładunku magnetycznego $1Wb$. Taki wynik otrzymujemy z przeliczenia $N/Wb = N/T \cdot m^2 = N(A \cdot m/N)(1/m^2) = A/m$.

Natężenie pola magnetycznego \mathbf{H} przenikającego ośrodek magnetycznie czynny wywołuje indukcję magnetyczną \mathbf{B} ;

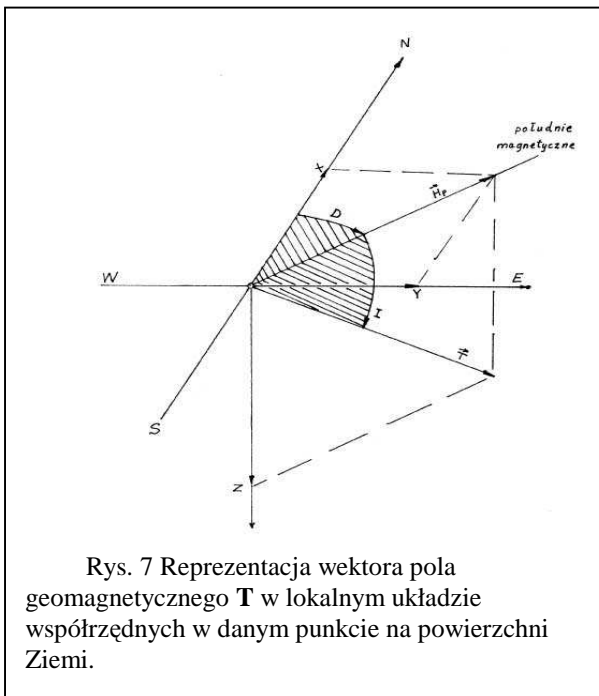
$$\mathbf{B} = \mu \mathbf{H}$$

Jest to równanie materiałowe wiążące liniowo indukcję magnetyczną z polem magnetycznym w górnych warstwach litosfery, przy czym dla tego samego pola \mathbf{H} w próżni indukcja magnetyczna będzie równa $\mathbf{B} = \mu_0 \mathbf{H}$ (np. na wysokości $2000 km$). Wartość przenikalności μ zmienia się zależnie od rodzaju skał i warunków fizycznych, temperatury, ciśnienia a tym samym i stanu skupienia. W specyficznych warunkach panujących w głębi Ziemi przenikalność magnetyczna może być wielkością tensorową. Mnożąc jednostkę przenikalności i jednostkę pola magnetycznego, po przeliczeniu otrzymujemy jednostkę indukcji magnetycznej $T = (Wb/A \cdot m) \cdot (A/m) = Wb/m^2$; jest to wynik wymiarowej zgodności obu stron równania.

11. Pole geomagnetyczne

Pole geomagnetyczne \mathbf{T} na powierzchni⁴ Ziemi jest określone przez trzy wielkości nazywane elementami geomagnetycznymi, Rysunek 7;

- 1) $T = |\mathbf{T}|$ - wartość absolutna (bezwzględna) pola geomagnetycznego.
- 2) Inklinacja I – kąt między kierunkiem wektora \mathbf{T} i płaszczyzną horyzontu, gdzie wartość kąta I jest dodatnia, gdy wektor \mathbf{T} jest skierowany ku dołowi.
- 3) Deklinacja D – kąt między geograficznym kierunkiem północy a rzutem prostopadłym wektora \mathbf{T} na płaszczyznę horyzontu, gdzie kąt D jest dodatni w kierunku E .



W geofizyce natężenie pola geomagnetycznego \vec{T} , Rysunek 8, dzielimy na:

pole normalne \vec{T}_n , którego źródłem są zjawiska zachodzące w płaszczu i jądrze Ziemi,

pole zewnętrzne \vec{T}_z , mocno zmienne generowane przez prądy elektryczne w jonosferze, oraz

pole anomalne \vec{T}_a , wywoływane przez niejednorodności namagnesowania skorupy ziemskiej,

⁴ W tradycji geofizyki polskiej przyjęto oznaczanie wektora indukcji pola geomagnetycznego symbolem \mathbf{T} . *W-Geo_III'08*

pole główne jest to suma pól $\vec{T}_n + \vec{T}_a$.

12. Normalne pole geomagnetyczne i anomalie pola geomagnetycznego.

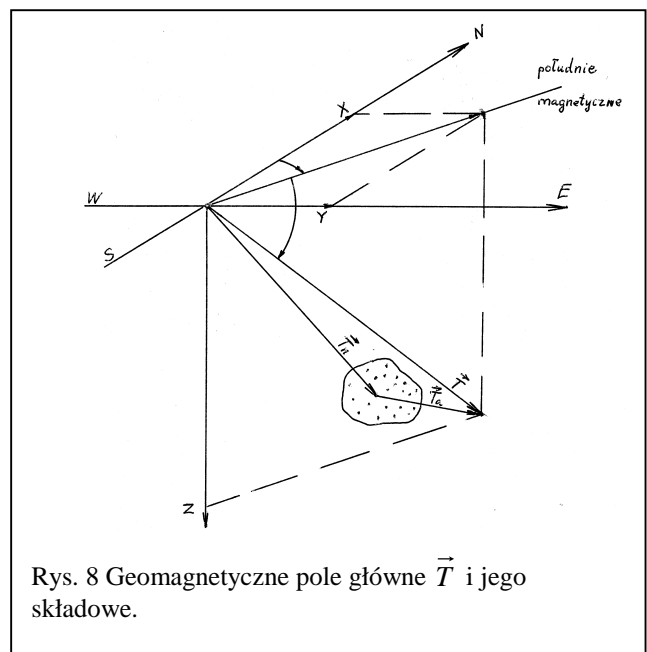
Współcześnie wyróżniamy główne geomagnetyczne pole, które obejmuje całą powierzchnię Ziemi. Globalne elementy geomagnetyczne pola są obliczane ze wzoru na geomagnetyczny potencjał skalarny (Gauss, 1838)

$$V_n(r, \theta, \lambda) = a \sum_{l=1}^{\infty} \sum_{m=0}^l \left(\frac{a}{r}\right)^{l+1} P_l^m(\cos \theta) \cdot (g_l^m \cos m\lambda + h_l^m \sin m\lambda)$$

r, φ, λ - współrzędne geocentryczne $r \geq a$,
 a - średni promień Ziemi,
 $\theta = \pi/2 - \varphi$ - dopełnienie szerokości geograficznej do kąta 90^0 ,

g_l^m, h_l^m - współczynniki Gaussa, wymiar w jednostkach nT ,

$P_l^m(\cos \theta)$ - stowarzyszone wielomiany Legendre'a, l - stopień wielomianu, m - liczba azymutalna.



W lokalnym układzie odniesienia elementy geomagnetyczne pola normalnego wyznaczone są przy pomocy potencjału geomagnetycznego Gaussa w postaci wielomianu stopnia 10-go, którego współczynniki co 5 lat podaje IAGA (International Association of Geomagnetism and Aeronomy)⁵.

⁵ <http://www.ngdc.noaa.gov/IAGA/>

Elementy geomagnetyczne normalnego pola \vec{T}_n w lokalnym układzie odniesienia (X na północ, Y na wschód, Z pionowo w dół) obliczamy z potencjału skalarnego V_n ;

$$\begin{aligned} X_n &= \frac{1}{r} \frac{\partial V_n}{\partial \theta}, \\ Y_n &= -\frac{1}{r \sin \theta} \frac{\partial V_n}{\partial \lambda}, \\ Z_n &= \frac{\partial V_n}{\partial r}, \end{aligned}$$

Pole anomalne \vec{T}_a jest superpozycją pól pochodzących od struktur, w których znajdują się namagnesowane skały. Celem badań geologiczno-poszukiwawczych jest znajdowanie i rozpoznawanie tych struktur. Rozkład tego pola jest stały w czasie i miejscu, oraz niezbyt rozległy. Składowa anomalna \vec{T}_a przejawia się w postaci niewielkich zmian w rozkładzie amplitudy pola geomagnetycznego na ładach przeważnie dodatnich. Źródła tych anomalii mogą zalegać najgłębiej do 40 km, gdyż temperatura skał na tej głębokości przekracza 550 °C (wartość bliską temperaturze Curie) w wyniku czego skały tracą namagnesowanie.

13. Magnetyzm minerałów i skał

Struktura atomowa i molekularna materii wyznacza trzy podstawowe typy magnetyzmu skał;

- 1) Diamagnetyki $\chi < 0, \mu_r < 1$
- 2) Paramagnetyki $\chi > 0, \mu_r > 1$
- 3) Ferromagnetyki $\chi \gg 0, \mu_r \gg 1$

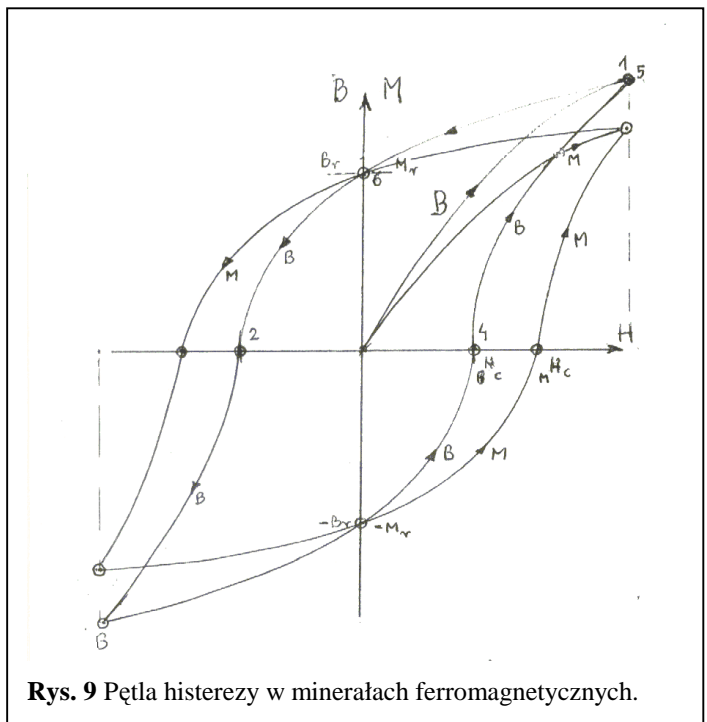
Anomalne pole indukcji geomagnetycznej pochodzi głównie od namagnesowania skał ferromagnetycznych pod wpływem normalnego pola magnetycznego Ziemi oraz od pozostałości magnetycznej tych skał, uzyskanej w różnych okresach geologicznych, także pod wpływem normalnego pola geomagnetycznego. Tak więc, struktura magnetycznie czynna pod działaniem pola ziemskiego ma własne pole indukcji magnetycznej $\mathbf{T}_a = \chi \mathbf{T}_n$, gdzie $\chi = \mu_r - 1$. Bezwymiarowy parametr χ nazywamy podatnością magnetyczną skały lub minerału. Współczynnik μ_r oznacza przenikalność względną ośrodka. Na przykład dla magnetytu

średnia wartość $\chi = 6$, natomiast dla skał metamorficznych $\chi = (0,7 - 6) \times 10^{-3}$.

Tabela 13-1. Własności magnetyczne niektórych substancji.

Ośrodek	Przenikalność względna μ_r	Podatność magnetyczna χ
próżnia	1	0
powietrze	1,00000038	+3,8 x 10 ⁻⁷
woda	0,999991	-9 x 10 ⁻⁶
żelazo	8000	+7999
magnetyt	2,2 – 20,2	+(1,2 – 19,2)

Diamagnetykiem jest np. cynober (chińska czerwień) czyli siarczek rtęci HgS - 8,1 g/cm³. Turmalin, np. borokrzemian sodu albo glinu jest paramagnetyczny. Minerale magnetyczne to platyna (Pt), również pirotyt (pirotyt magnetyczny), czyli siarczek żelaza w układzie heksagonalnym, FeS - 4,58-4,65 g/cm³. Skały magnetyczne to serpentyny.



Rys. 9 Pętla histerezy w minerałach ferromagnetycznych.

H – natężenie zewnętrznego pola magnesującego,
 B – indukcja magnetyczna,
 M_r – pozostałość magnetyczna (pkt 6 na pętli histerezy),
 B_r – indukcja magnetyczna szczątkowa (pkt 6),
 B_{H_C} – koercja indukcji magnetycznej (pkt 4),
 M_{H_C} – koercja polaryzacji.

Tylko więc ferromagnetyki ulegają silnemu

⁶ Jest to gr. litera chi. Podatność magnetyczna ośrodka materialnego może być również oznaczona literą κ (gr. kappa).

namagnesowaniu pod wpływem zewnętrznego pola magnetycznego i to jest głównym źródłem lokalnych anomalii geomagnetycznych. W takich materiałach występuje w różnym stopniu zjawisko histerezy magnetycznej w którym po uprzednim namagnesowaniu i wyłączeniu pola zewnętrznego ferromagnetyk uzyskuje

namagnesowanie szczątkowe \vec{M}_r , tzw. pozostałość magnetyczną (gr. hysteresis – pozostawanie w tyle), Rysunek 9.

Skala ferromagnetyczna zmienia się w paramagnetyk jeśli temperatura wzrośnie do wartości nazywanej punktem Curie. Jeśli skala ostygnie do temperatury Curie to w obecności pola magnetycznego Ziemi ze stanu paramagnetycznego ponownie przejdzie do stanu ferromagnetycznego oraz namagnesuje się zgodnie z aktualnym wektorem natężenia pola geomagnetycznego.

14. Pomiary anomalnej składowej pola geomagnetycznego

Zgodnie z metodyką przyjętą w magnetometrii prospekcyjnej, w pierwszej kolejności do pomierzonego pola

geomagnetycznego \vec{T} należy wprowadzić poprawki związane z polem zewnętrznym \vec{T}_z , co daje tzw. pole główne równe sumie pola normalnego \vec{T}_n i składowej anomalnej \vec{T}_a

$$\vec{T} - \vec{T}_z \Rightarrow \vec{T} = \vec{T}_n + \vec{T}_a$$

Przystępując do rozpoznania anomalii skorupowych, należy wyredukować zmienną składową pola \vec{T}_z . Do tego celu służy krzywa dobową w postaci magnetogramu otrzymanego z ciągłego pomiaru pola T w ustalonym punkcie bazowym leżącym w badanym terenie.

Następnie znajdujemy pole anomalne \vec{T}_a obliczając różnicę między zredukowanym polem pomierzonym \vec{T} , t.j. polem głównym i polem normalnym \vec{T}_n ;

$$\vec{T}_a = \vec{T} - \vec{T}_n$$

Magnetometr protonowy:

Technika pomiarów terenowych w magnetometrii poszukiwawczej w głównej mierze opiera się na zastosowaniu magnetometru protonowego. Wynikiem pomiaru w danym punkcie, po redukcji składowej zmiennej, jest wartość absolutna (bezwzględna) pola głównego indukcji geomagnetycznej $|\mathbf{T}| = 2\pi\nu/\gamma_p$, gdzie ν jest to częstość swobodnej precesji momentów magnetycznych protonów w ziemskim polu indukcji \mathbf{T} , mierzona przez licznik magnetometru, oraz γ_p jest to współczynnik giromagnetyczny protonu (stosunek momentu magnetycznego protonu do jego spinu), $2\pi\gamma_p = 23,487 \pm 0,002 \text{ nT/Hz}$.

Dokładność pomiaru magnetometru w terenie wynosi ok. $0,2 \text{ nT}$, jest ona o dwa rzędy wielkości lepsza od dokładności z jaką wyznaczamy pole normalne \mathbf{T}_n .

Szczególne zalety metody pomiaru magnetometrem protonowym to szybkość pomiaru, brak dryftu przyrządu i niezależność wyniku od temperatury otoczenia. Do mankamentów należy zaliczyć ograniczenie pomiaru do wartości bezwzględnej pola oraz przerwa o czasie około jednej sekundy pomiędzy kolejnymi pomiarami wymagana do rejestracji przez układ elektroniczny 50.000 cykli precesji momentu magnetycznego protonu potrzebnych dla uzyskania pojedynczego odczytu.

Drogą prac pomiarowych pola geomagnetycznego w terenie lub na wybranym obiekcie otrzymujemy tzw. zdjęcie magnetyczne w postaci arkusza mapy, lub mapy cyfrowej (numerycznej). Kolejnym etapem badań geomagnetycznych jest interpretacja zdjęć w celu lokalizacji struktur magnetycznie czynnych oraz określenia ich wielkości i kształtu.

15. Literatura

- [1] Zbigniew Fajklewicz red., Zarys geofizyki stosowanej (Wydawnictwa Geologiczne, 1972)
- [2] Edward Stenz i Maria Mackiewicz, Geofizyka ogólna (PWN, Warszawa, 1964)
- [3] Roman Teysseyre red., Fizyka i ewolucja wnętrza Ziemi, t. II
- [4] R. P. Feynman, Feynmana wykłady z fizyki (PWN, Warszawa, 1968)
- [5] W. M. Telford et al., Applied Geophysics. Second Edition (Cambridge Univ. Press, 1990)