

Geofizyka poszukiwawcza

Wykład dla geologii poszukiwawczej I/1 mgr.

Stanisław Ciechanowicz

Uniwersytet Wrocławski, Instytut Fizyki Teoretycznej

PROGRAM WYKŁADU

1. METODYKA POMIARÓW SIŁY CIĘŻKOŚCI W GRAWIMETRII POSZUKIWAWCZEJ	2
2. ZDJĘCIA GRAWIMETRYCZNE	2
3. ZAKRES ZASTOSOWAŃ METOD GRAWIMETRYCZNYCH	6
4. MAGNETOMETRIA	7
5. MIKROGRAWIMETRIA	8
6. ATLAS GRAWIMETRYCZY POLSKI	9
7. LITERATURA	10



**pdfMachine - is a pdf writer that produces quality PDF files with ease!
Get yours now!**

"Thank you very much! I can use Acrobat Distiller or the Acrobat PDFWriter but I consider your product a lot easier to use and much preferable to Adobe's" A.Sarras - USA

1. METODYKA POMIARÓW SIŁY CIĘŻKOŚCI W GRAWIMETRII POSZUKIWAWCZEJ

1. Zasada pomiaru grawimetrem połowym. Wykonuje się pomiar względny na powierzchni terenu z dokładnością rzędu przynajmniej $0,01 \text{ mGal} = 10 \mu\text{Gal}$. Pomiar ten polega na wyznaczeniu różnicy siły ciężkości Δg między dwoma punktami pomiarowymi, których położenie geograficzne i wysokość n.p.m. wyznacza się z dokładnością do kilku *mm*. Wartość absolutną natężenia siły ciężkości g w danym punkcie pomiarowym otrzymujemy poprzez nawiązanie pomierzonej różnicy Δg do wartości bezwzględnej w punkcie podstawowym. W ten sposób wyznaczamy wartości bezwzględne siły ciężkości g dla poszczególnych punktów pomiarowych. Grawimetr połowy może być również używany do pomiarów siły ciężkości pod ziemią. Specjalnie skonstruowane grawimetry służą do pomiarów otworowych. W mikrograwimetrii wymagana dokładność grawimetrów wynosi $5 \mu\text{Gal}$.

2. Metodyka pomiarów grawimetrycznych: sieć pomiarów podstawowa i wypełniająca. Pomiary względne w punktach sieci podstawowej wykonywane są metodą łańcuchową. Poniżej opisano metodę łańcuchową na przykładzie ciągu sześciu punktów bazowych, leżących daleko od siebie i oznaczonych jako *A, B, C, D, E, F*. Pomiary wykonane grawimetrem dają szereg szesnastu odczytów;

$$\underline{A} \underline{B} \underline{A} \underline{B} \underline{C} \underline{B} \underline{C} \underline{D} \underline{C} \underline{D} \underline{D} \underline{E} \underline{D} \underline{E} \underline{F} \underline{E} \underline{F} \underline{F},$$

w punktach zewnętrznych *A, F* odczyt jest dwukrotny, w punktach wewnętrznych *B, C, D, E* odczyt jest trzykrotny. Celem metody łańcuchowej jest eliminacja dryftu grawimetru podczas pomiarów dokonywanych w okresie jego liniowości.

Dryft grawimetru (chód własny) jest to samoistne przesunięcie punktu zerowego narastające w miarę upływu czasu [6, p. 24].

Sposób pomiarów w punktach sieci wypełniającej;

$$A \{1, 2, 3, \dots, n\} B \{1, 2, 3, \dots, n\} C \dots,$$

A, B, C – punkty bazowe, $1, 2, 3, \dots, n$ – punkty wypełniająca. Każdy ciąg odczytów w punktach wypełniających rozpoczyna się i kończy na punkcie bazowym, przy czym bazowy punkt końcowy może być inny niż punkt początkowy. Dryft w danym punkcie szczegółowym oblicza się podobnie jak w metodzie łańcuchowej za pomocą szybkości dryftu mnożonej przez odpowiedni upływ czasu, jaki nastąpił do chwili odczytu w tym punkcie. Jeśli punkty bazowe początkowy i końcowy są różne, to w celu obliczenia dryftu dla punktów wypełniających należy od różnicy odczytów siły ciężkości w punktach bazowych odliczyć względną wartość siły ciężkości między tymi punktami.

2. ZDJĘCIA GRAWIMETRYCZNE

Termin zdjęcie grawimetryczne oznacza zestawienie w formie opisowej i graficznej (na podkładzie topograficznym, odręcznie lub w trybie cyfrowym) wszystkich danych i wyników pomiarowych opracowanych dla określonych wielkości grawimetrycznych. Przeważnie są to w pierwszej kolejności anomalie Bouguer'a. Podobnie jest zdefiniowane zdjęcie magnetyczne, przy czym anomalie pola geomagnetycznego mają własną definicję.

Rodzaje zdjęć grawimetrycznych

Wykonuje się zdjęcia grawimetryczne następujących rodzajów:

- Zdjęcia rekonesansowe
- Zdjęcia regionalne

c) Zdjęcia półszczegółowe i
szczegółowe

Wszystkie rodzaje zdjęć mogą być zarówno typu profilowego jak i powierzchniowego;

- Zdjęcie profilowe – ciągi pomiarowe bieżną prostopadle do osi podłużnej struktury geologicznej

- Zdjęcia powierzchniowe – punkty pomiarowe w miarę równomiernie pokrywają określony obszar.

Liczba punktów pomiarowych na jednostkę powierzchni zdjęcia (tzw. próbkowanie) jest ustalana zależnie od rodzaju zdjęcia, wielkości obszaru, wielkości struktur przewidzianych do zdjęcia i od zadania geologicznego. Próbkowanie uwzględnia również amplitudę badanej anomalii – mniejsze amplitudy wymagają większego zagęszczenia punktów.

Zdjęcia rekonesansowe prowadzone są w ramach zwiadu geofizycznego na terenie całkowicie nierozpoznanym pod względem grawimetrycznym;

- o podkład topograficzny – skala od 1:500 000 do 1:200 000,
- o próbkowanie – 1 punkt pomiarowy na obszarze o powierzchni od 5 do 400 km².

Zdjęcia regionalne służą do badania budowy geologicznej danego regionu;

- o podkład topograficzny – skala od 1:50 000 do 1:100 000,
- o próbkowanie – 1 punkt pomiarowy na obszarze o powierzchni od 1 do 5 km²,

Zdjęcia półszczegółowe i szczegółowe wykonywane są w celu badania lokalnych struktur geologicznych;

- o podkład topograficzny – skala od 1:1000 do 1:50 000,
- o próbkowanie – od 2 do 10 000 punktów pomiarowych na obszarze o powierzchni 1 km², (2p./ 1km² - 1p./ 100 m², oczko sieci; 1000 m – 10 m)

Zdjęcia regionalne oraz półszczegółowe i szczegółowe wykonuje się w dwóch etapach;

- Pomiary w sieci podstawowej – punkty pomiarowe (bazowe) rozmieszcza się równomiernie i względnie rzadko, sposób pomiarów metodą łańcuchową
- Pomiary w sieci wypełniającej – z

Tabela 1. Rodzaje zdjęć grawimetrycznych

Zdjęcia grawimetryczne	próbkowanie	podkład topograficzny
rekonesansowe	1/5km ² – 1/400km ²	1:200000 – 1:500000
regionalne	1/km ² – 1/5 km ²	1:50000 – 1:100000
półszczegółowe i szczegółowe	2/km ² – 10000/km ²	1:1000 – 1:50000

nawiązaniem do ustalonych punktów bazowych.

Na większej powierzchni terenu sieć punktów pomiarowych zdjęcia jest nieregularna. Dla potrzeb interpretacji, metodami interpolacji różnego rodzaju takie zdjęcie jest przekształcane w regularną siatkę kwadratową. Warto dodać, że w drodze współpracy międzynarodowej, metodą pomiarów satelitarnych rozpoczęto wykonywanie zdjęć grawimetrycznych i magnetycznych dla całej Ziemi. Przykładem na to jest spektakularna misja satelitarna GRACE¹, http://www.gfz-potsdam.de/pb1/op/grace/index_GRACE.html, która między innymi służy do wyznaczenia geoidy z dokładnością 1 mm.

Cele geologiczne zdjęć

grawimetrycznych: Będą omówione rodzaje zdjęć, które wykonuje się w poszukiwaniach złóż ropy naftowej i gazu, minerałów oraz w zastosowaniach mikrograwimetrii do prac budowlanych i poszukiwań archeologicznych. Ogólnie definiuje się dwa cele geologiczne;

- znajdowanie struktur geologicznych
- opracowanie mapy dla danej struktury albo jednostki geologicznej (kartowanie) w

¹ GRACE jest skrótem od nazwy programu *Gravity Recovery and Climate Experiment*

oparciu o wyniki pomiarów grawimetrycznych.

Odpowiednio do tych celów wykonuje się zdjęcia grawimetryczne w standardowym zakresie odległości między punktami pomiarowymi 5 m – 20 km . Wybór tej odległości, tzw. oczka sieci uzależnia się od założonej głębokości i rozmiarów szukanej albo danej anomalii a także jej amplitudy. Tak więc oczko sieci jest małe dla struktur leżących płytko i małych a jest duże dla głębokich i dużych struktur.

Poszukiwanie złóż ropy naftowej i gazu: te złoża tworzą duże struktury geologiczne, są zatem badane przy pomocy zdjęć regionalnych, w których jeden punkt pomiarowy przypada na jednostkę powierzchni sieci o rozmiarach 2 – 4 km². Ze względów praktycznych w niektórych przypadkach, punkty pomiarowe rozmieszcza się na zamkniętych diagramach liniowych w granicach 6x6 km , przy odległości między kolejnymi punktami 0,5 – 1 km.

Poszukiwanie minerałów: wykonuje się szczegółowe zdjęcia grawimetryczne na sieci punktów pomiarowych użytej uprzednio do badań magnetometrycznych i elektromagnetycznych. Oczko sieci; 15 – 30 m. Podkład topograficzny, skala; 1:1000 – 1:50 000.

Mikrograwimetria i poszukiwania archeologiczne: Oczko sieci ma wymiary od 0,5 m do kilku metrów. Celem pomiarów może być wykrywanie pustek lub podłoża skalnego.

W geodezji, dla potrzeb aktualizacji punktów wiezystych można okresowo sprawdzać ich wysokość npm. wyznaczając wkład poprawki wolnopoietrznej do wartości zredukowanej siły ciężkości w tym punkcie.

Poszukiwania grawimetryczne mogą być prowadzone na lądzie, na morzu i na dnie morskim oraz z powietrza lub z orbity satelitarnej. Błąd pomiaru anomalii siły ciężkości w tych środowiskach zależy od

jakości sieci punktów pomiarowych. Jakość sieci kształtuje się odpowiednio do regularności sieci oraz precyzji, z jaką wyznacza się współrzędne punktu pomiarowego (elewację i szerokość geograficzną). Zarazem te kwestie są mocno związane z czasochłonnością i kosztami prac.

Gęstość i porowatość minerałów i skał:

Ciężar objętościowy skał i minerałów jest podstawowym parametrem w grawimetrii poszukiwawczej, gdyż jego zróżnicowanie jest głównym powodem występowania anomalii grawimetrycznych na Ziemi. Ciężar objętościowy skały danego rodzaju może być inny w różnych regionach a nawet w różnych miejscach tej samej formy geologicznej, taki efekt występuje na przykład w skrzydle i w jądrze synkliny lub antykliny.

Ciężary objętościowe, [g/cm³] oraz ich zakresy zmienności dla skał osadowych, skał magmowych i metamorficznych oraz surowców mineralnych, wg

W. M. Telford et al. Applied Geophysics, sec ed. (Cambridge, 1990)

L.p.	Osady (uwodnione)	gęstość	średnia
1	Utwory powierzchniowe		1,92
2	Gleba	1,2 – 2,4	1,92
3	Glina	1,63 – 2,6	2,21
4	Żwir	1,7 – 2,4	2,0
5	Piasek	1,7 – 2,3	2,0
6	Piaskowiec	1,61 – 2,76	2,35
7	Łupek ilasty	1,77 – 3,2	2,40
8	Wapień	1,93 – 2,90	2,55
9	Dolomit	2,28 – 2,90	2,70
10	Skały osadowe, średnia		2,50

Skały osadowe charakteryzują się dużą porowatością, w odróżnieniu od skał magmowych i metamorficznych. To jest powodem dużej zmienności ich ciężaru właściwego.

L.p.	Skąły magmowe	gęstość	średnia
1	Andezyt	2,4 – 2,8	2,61
2	Bazalt	2,70 – 3,30	2,99
3	Dioryt	2,72 – 2,99	2,85
4	Gabro	2,70 – 3,50	3,03
5	Granit	2,50 – 2,81	2,64
6	Lawa	2,80 – 3,00	2,90
7	Perydotyt	2,78 – 3,37	3,15
8	Sk. magmowe kwaśne	2,30 – 3,11	2,61
9	Sk. magmowe zasadowe	2,09 – 3,17	2,79

L.p.	Skąły przeobrażone	gęstość	średnia
1	Amfibolit	2,90 – 3,04	2,96
2	Eklogit	3,2 – 3,54	3,37
3	Gnejs	2,59 – 3,0	2,80
4	Kwarcyt	2,50 – 2,70	2,60
5	Łupek	2,7 – 2,9	2,79
6	Marmur	2,6 – 2,9	2,75
7	Serpentynit	2,4 – 3,10	2,78
8	Szarogłaz	2,6 – 2,7	2,65

Skąły magmowe i metamorficzne mają najwyższe ciężary objętościowe, zależne głównie od składu mineralnego i tekstury a ich porowatość jest rzędu 0,5 – 2 %. Skąły metamorficzne mogą być pochodzenia magmowego lub osadowego a ich ciężar objętościowy znacząco zależy od stopnia przeobrażenia. W procesie metamorficznym ciężar objętościowy tych skąły może zarówno zwiększyć się jak i zmniejszyć.

L.p.	Minerały metaliczne – tlenki i karbonatyty	gęstość	średnia
1	Boksyt	2,3 – 2,55	2,45
2	Hematyt	4,9 – 5,3	5,18
3	Ilmenit	4,3 – 5,0	4,67
4	Kasyteryt	6,8 – 7,1	6,92
5	Limonit - skąła	3,5 – 4,0	3,78
6	Magnetyt	4,9 – 5,2	5,12
7	Rutyl	4,18 – 4,3	4,25
8	Syderyt	3,7 – 3,9	3,83

L.p.	Minerały metaliczne – siarczki i arsenki	gęstość	średnia
1	Arsenopiryty	5,9 – 6,2	6,1
2	Chalkopiryty	4,1 – 4,3	4,2
3	Galena	7,4 – 7,6	7,5
4	Malachit	3,9 – 4,03	4,0
5	Markasyt	4,7 – 4,9	4,85
6	Piryty	4,9 – 5,2	5,0

L.p.	Minerały i skąły niemetaliczne	gęstość	średnia
1	Anhydryt	2,29 – 3,0	2,93
2	Antracyt	1,34 – 1,8	1,50
3	Baryt	4,3 – 4,7	4,47
4	Gips	2,2 – 2,6	2,35
5	Grafit	1,9 – 2,3	2,15
6	Kaolinit	2, - 2,63	2,53
7	Kalcyt	2,6 – 2,7	-
8	Kreda	1,53 – 2,6	2,01
9	Kwarc	2,5 – 2,7	2,65
10	Ortoklaz	2,5 – 2,6	-
11	Ropa naftowa	0,6 – 0,9	-
12	Sól kamienna	2,1 – 2,6	2,22
13	Węgiel brunatny	1,1 – 1,25	1,19
14	Węgiel kamienny	1,2 – 1,5	1,32
15	Woda morska	1,01 – 1,05	-

Kompakcja jest również czynnikiem różnicującym gęstość minerałów i skąły. Kompakcja utworów geologicznych zależy od (1) głębokości ich występowania obecnie i w przeszłości (2) ciężaru warstw nadległych (3) składu mineralnego (4) struktury i (5) procesów geologicznych, jakim skąła była poddana w swej historii. Na przykład, przy zmianie głębokości od 600 m do 1700 m, ciężar objętościowy mułowców i mułków mezozoicznych wzrasta o ok. 0,5 g/cm³. Znajomość krzywych kompaktacji ma szczególne znaczenie w geofizyce poszukiwawczej, pomaga zrozumieć przyczyny niektórych anomalii siły ciężkości, pozwala na dokładniejsze wyznaczenie głębokości występowania ciał zaburzających, umożliwia ustalenie rzeczywistego kontrastu gęstościowego między ciałem zaburzającym i otoczeniem.

Wieloznaczność interpretacji zdjęć grawimetrycznych: Niektóre metody ilościowej interpretacji anomalii grawimetrycznych są wieloznaczne, dlatego

że siła ciężkości ma naturę potencjalną. Interpretując jedno i to samo pole anomalii wywołane przez jakieś ciało zaburzające możemy na ogół stwierdzić, że obserwowany rozkład anomalii siły ciężkości może być wywołany przez różne rozkłady mas zaburzających. Tak więc, *wieloznaczne* są metody interpretacji jakościowej oraz ilościowe metody interpretacji bezpośredniej. Do tych ostatnich zaliczają się metody doboru i metody punktów charakterystycznych, które dostarczają informacji o parametrach ciał zaburzających jedynie na podstawie obserwowanego rozkładu siły ciężkości.

Podstawowe czynniki ograniczające wieloznaczność interpretacji są to:

- i. znajomość gęstości ciał zaburzających – daje najsilniejsze ograniczenie, niekiedy nawet w stopniu całkowitym.
- ii. Wartości graniczne gęstości ciała zaburzającego wynikające z przyjętego zakresu gęstości – głębokość występowania ciała zaburzającego wyznaczona z pomierzonego rozkładu anomalii siły ciężkości będzie leżała w przedziale wartości ograniczonym z góry i z dołu.
- iii. Metoda całkowita interpretacji bezpośredniej pozwala wyznaczyć w sposób *jednoznaczny* masę ciała zaburzającego, jego objętość i środek ciężkości oraz przekrój poprzeczny (z wyjątkiem pełnego kształtu).
- iv. Współcześnie, w dobie informatyzacji, stosowane są metody numerycznego modelowania struktur geofizycznie anomalnych. Modelowanie numeryczne polega na rozwiązaniu przy użyciu komputera o dużej mocy obliczeniowej tzw. *problemu odwrotnego*². Tą drogą wyznaczamy parametry grawimetrycznie anomalnego lub magnetycznie czynnego ciała bezpośrednio z pola anomalii. Taki wynik sam w sobie nadal będzie niejednoznaczny. *Odpowiedź modelu* jest to szeroko rozumiany termin określający rezultat optymalnego

² Metodę *problemu odwrotnego* zaliczamy do grupy ilościowych metod interpretacji bezpośredniej

dopasowania modelu struktury do określonego typu danych geofizycznych. Dopasowanie to uzyskujemy numerycznie metodą najmniejszych kwadratów – w zagadnieniach liniowych, lub metodą Monte Carlo – w zagadnieniach nieliniowych. W celu uzyskania możliwie jednoznacznych wyników wskazane jest podejście kompleksowe – wtedy struktura może być jednocześnie modelowana na podstawie różnego rodzaju danych geofizycznych, np. zdjęcia grawimetryczne i pomiarów sejsmicznych albo geoelektrycznych. Również interpretacja metodami klasycznymi coraz częściej jest wykonywana numerycznie za pomocą komputera. Wtedy wszelkie wyniki pomiarów geofizycznych, po uprzednim scyfrowaniu (digitalizacji, ang. digit - cyfra), są zbierane w postaci baz danych.

3. ZAKRES ZASTOSOWAŃ METOD GRAWIMETRYCZNYCH

Metody grawimetryczne są stosowane w geologii do:

- a) Celów rozpoznawczych w poszukiwaniach złóż ropy naftowej i gazu,
- b) Ścisłej, ilościowej interpretacji danych sejsmicznych,
- c) poszukiwań złóż minerałów – jako szczegółowe badania po wcześniejszym rozpoznaniu anomalii magnetycznych i elektromagnetycznych,
- d) geologii inżynierskiej i badań archeologicznych – na etapie rozpoznawczym, w niektórych sytuacjach wykonuje się zdjęcia anomalii lokalnych w zakresie interpretacji jakościowej razem z pomiarami elektrooporowymi lub sejsmicznymi.

Badanie związku pomiędzy anomalią grawimetryczną a budową struktury geologicznej na przykładzie regionalnej jednostki geologicznej: Przyjętymi metodami interpretacji geofizycznej

wyznacza się rozkład anomalii regionalnych i następnie oblicza się anomalie rezydualne. Przeprowadza się analizę ciężarów objętościowych próbek skał pobranych z otworów wiertniczych i wyznacza średnie ważone wartości ciężaru objętościowego dla rozpoznanych utworów. Wykonuje się wykresy zmienności ciężaru objętościowego względem głębokości pobrania próbki, w zestawieniu z przekrojem litologicznym. Na podstawie tego można rozpoznać granice rozdziału gęstości i pasy grawimetrycznie anomalne. Jeśli istnieje główna granica rozdziału (nieciągłości) ciężaru objętościowego skał, to jej szkic strukturalny daje obraz rozkładu anomalii regionalnych siły ciężkości i pozwala określić ich genezę. Zestawienie danych grawimetrycznych i przekroju sejsmicznego (przewodni horyzont refleksyjny w spągu utworów nadległych wobec struktury regionalnej) umożliwia rozpoznanie kształtu krzywych anomalii rezydualnych siły ciężkości.

Zakres zastosowań metod geofizycznych rozszerzył się już na dziedziny związane z ochroną środowiska. Metody te są stosowane na przykład do śledzenia migracji zanieczyszczeń w wodach podziemnych. Grawimetrycznie można na przykład śledzić zmiany głębokości występowania lustra wód gruntowych i związane z tym ruchy powierzchni terenu.

4. MAGNETOMETRIA

Dział geofizyki – zajmuje się

- Pomiarami elementów pola geomagnetycznego
- Badaniem magnetycznych właściwości skał i osadów
- Interpretacją pomiarów i wyników badań

MAGNETYKA – dział *geofizyki stosowanej* zajmujący się badaniem zmienności pola geomagnetycznego wywołanych przez struktury geologiczne magnetycznie czynne albo przez różnicowanie właściwości magnetycznych skał.

Namagnesowane skały są źródłem anomalii pola geomagnetycznego. Wielkość ich namagnesowania zależy głównie od zawartości magnetytu, który jest minerałem o znacznej podatności magnetycznej. Metodologia geomagnetycznych pomiarów terenowych oraz ich interpretacji jest podobna do grawimetrii. Pomiarów są wykonywane wzdłuż profilów lub na siatce powierzchniowej. Anomalie geomagnetyczne oblicza się z różnicy między wartością pomierzoną pola i wartością normalną pola geomagnetycznego. Uprzednio wartości pomierzone pola są redukowane względem składowej zewnętrznej. Mapy anomalii zestawia się najczęściej dla składowej pionowej ΔZ , rzadziej dla ΔH . Mapy anomalii są poddawane interpretacji jakościowej, której wynikiem jest podział anomalii na część regionalną i lokalną. Mapy anomalii regionalnych służą do analizy głębokiego podłoża, mapy anomalii lokalnych – struktur przypowierzchniowych. Anomalie lokalne poddaje się interpretacji metodami ilościowymi w celu określenia kształtu ciała anomalnego i głębokości jego zalegania.

Metody geomagnetyczne są stosowane w geologii do:

- a) Poszukiwania i okonturowanie złóż rud żelaza zawierających magnetyt, pirotyt lub ilmenit.
- a) Badania podłoża krystalicznego przykrytego kompleksem utworów osadowych
- b) Wykrywania żył, dajek, potoków wulkanicznych oraz intruzji andezytowych lub bazaltowych w skałach osadowych.
- c) Wykrywania stref anomalii magnetycznych związanych z serpentynitami.
- d) w hydrogeologii i geologii inżynierskiej do badania ruchu osuwisk oraz do rozpoznawania morfologii stropu skał magmowych i metamorficznych leżącego blisko powierzchni terenu.

5. MIKROGRAWIMETRIA

Cele mikrograwimetrii są to między innymi;

a) Dokładne pomiary pod ziemią, do wykrywania małych struktur niewidocznych na zdjęciach z powierzchni Ziemi.

b) Problemy górnicze - wykrywanie niejednorodności gęstościowych, rozpoznawanie niecek, uskoków, wyklinowań, pustek poeksploatacyjnych, form antropogenicznych, odkształceń objętościowych górotworu, predykcja wstrząsów górniczych.

c) Wykrywanie złóż kruszcowych, w szczególności typu gniazdowego.

d) Poszukiwanie i badanie jaskiń - rozpoznanie dla potrzeb geologii krasowej.

e) Archeologia – wykrywanie struktur antropogennych.

Wielkość bezwzględnych wartości anomalii Bouguer'a badanych metodami mikrograwimetrii³ leży w przedziale 0,002 – 0,5 mGal, przy czym anomalie tej wielkości zajmują obszar o powierzchni w granicach od 5 do 5000 m².

Mikrograwimetryczna anomalia Bouguer'a Δg jest liczona za pomocą redukcji, w której obok standardowych poprawek, topograficznej, wolnopowietrznej i poprawki na płytę, występują dodatkowe specjalne poprawki;

$$\Delta g = g + \delta g_u + \delta g_{szw} + \delta g_{ls} + \delta g_t + 0,3086 \cdot h + 0,04187 \cdot \sigma \cdot (H - h) - \gamma$$

R. (1)

gdzie, $+0,04187 \cdot \sigma \cdot H$ jest to poprawka dla pomiarów podziemnych, H – głębokość w układzie lokalnym liczona wzdłuż osi Z od punktu pomiarowego do powierzchni Ziemi,

δg_u - poprawka urbanistyczna na siłę przyciągania budowli znajdujących się na

obszarze zdjęcia, także w jego bliskim sąsiedztwie,

δg_{szw} - poprawki na składową pionową siłę przyciągania wyrobisk i szybów górniczych, stosowane w mikrograwimetrii górniczej,

δg_{ls} - poprawki lunisolarne, wprowadzane w przypadku, gdy czas trwania pomiarów jest dłuższy od sześciu godzin.

h - miąższość warstwy zredukowanej, dla punktów pomiarowych na wysokości h (odległość w metrach) względem poziomu odniesienia. Gdy poziom odniesienia leży na powierzchni morza, to stosujemy $h > 0$ dla punktów leżących ponad poziomem morza i $h < 0$ dla punktów znajdujących się poniżej poziomu morza.

γ - wartość normalna siły ciężkości na poziomie odniesienia,

g – pomierzona wartość siły ciężkości.

Metodyka pomiarów - wykonuje się pomiary względne w sieci podstawowej i wypełniającej, na podstawie których dla każdego punktu sieci wyznacza się przyrosty siły ciężkości względem wybranego punktu podstawowego. Należy precyzyjnie wyznaczać położenie punktów, wszystkie poprawki, wartość siły ciężkości (przynajmniej z dokładnością rzędu 5 μ Gal) i dryft grawimetru. Dla potrzeb redukcji Bouguer'a, w przypadku konkretnego zdjęcia, ustala się *lokalny poziom odniesienia*, taki że najniżej położony punkt

pomiarowy
zdjęcia
powinien
znajdować

się na tym poziomie (wtedy dla tego punktu $h = 0$, tzn. nie ma warstwy zredukowanej).

Oczko sieci jest równe $s = 0,5 - 5$ m.

Gęstość sieci należy dobierać odpowiednio do spodziewanej amplitudy mikroanomalii⁴.

Sieć pomiarową, zależnie od potrzeb, nawiązuje się do punktu podstawowego na powierzchni Ziemi. Stosowane jest

³ Firmy produkujące sprzęt geofizyczny mają obecnie w ofercie handlowej grawimetrię o dokładności 1 μ Gal, czyli 0,001 mGal.

⁴ Oczko sieci musi być odpowiednio małe dla mniejszych amplitud.

porównywanie zdjęć podziemnych z naziemnymi.

6. ATLAS GRAWIMETRYCZY POLSKI

Atlas grawimetryczny Polski [7] wykonano na podstawie szczegółowego zdjęcia grawimetrycznego dla liczby punktów pomiarowych równej 832589.

Pomiary na lądzie przeprowadzono w latach 1957 – 1989 (wykonane grawimetrami typu *Ascania*, *Scintrex*, *Sharpe*, *Soden* i *Worden*), zaś pomiary na morzu w latach 1978 – 1980. Dokładność pomiarów na lądzie wynosiła dla sieci podstawowej $\pm 0,02 \text{ mGal}$, natomiast dla pomiarów wypełniających $\pm 0,035 \text{ mGal}$; średni błąd pomiaru rzędnej punktu pomiarowego $\leq 5 \text{ cm}$.

Dokonano unifikacji danych w systemie IGSN71 (Int. Gravity Standardization Net 1971; G. P. Woolard 1979), w wyniku czego od wartości siły ciężkości uzyskanej w systemie poczdamskim odejmuje się stałą wartość 14 mGal .

Anomalie Bouguer'a były wyliczone dla stałej jak i zmiennej gęstości warstwy zredukowanej. Wartości anomalii pierwotnie wyznaczone względem pola normalnego Helmerta zostały przeliczone względem pola normalnego GRS80. W rezultacie tych zmian wartości anomalii na terenie Polski wzrosły średnio o 4 mGal . Wartości anomalii Bouguer'a na lądzie są wyznaczone wg;

$$\Delta g = g + (0,3086 \cdot h - 0,0419 \cdot \sigma_s \cdot h) - \gamma_0 \quad \text{R. (2)}$$

gdzie h – wysokość *npm.* w metrach, $\sigma_s = 2,67 \text{ g/cm}^3$ – gęstość warstwy granitowej skorupy Ziemi. Wartości anomalii Bouguer'a na morzu są wyznaczone według wzoru⁵;

$$\Delta g = g + 0,0419 \cdot (\sigma_s - \sigma_w) \cdot H - \gamma_0 \quad \text{R. (3)}$$

⁵ Nie ma tu poprawki topograficznej

gdzie, H - głębokość morza w metrach, $\sigma_w = 1,03 \text{ g/cm}^3$ – gęstość wody morskiej.

Anomalie regionalne wyznaczono metodą Griffina stosując promień uśrednienia anomalii Bouguer'a równy 20 km . Zakres zmian anomalii regionalnych wynosi od -79 mGal (rejon Chyżnego w Karpatach), do $+27 \text{ mGal}$ (anomalia Ślęzy, Dolny Śląsk). Średnia anomalia grawimetryczna Polski wynosi $-17,5 \text{ mGal}$. Dokonano nowego podziału kraju na regionalne jednostki grawimetryczne. Zrezygnowano przy tym z izolacji zerowej anomalii Bouguer'a jako granicy między jednostkami na rzecz osi anomalii modułu gradientu poziomego siły ciężkości⁶;

$$\frac{\partial g}{\partial s} = \sqrt{\left(\frac{\partial g}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial g}{\partial y}\right)^2} \quad \text{R. (4)}$$

Nowe granice między jednostkami regionalnymi mają swoje odpowiedniki geologiczne a ich przebieg dobrze odzwierciedla kontur rowu duńsko-polskiego. Między innymi, także morfologia stropu podłoża krystalicznego oraz ukształtowanie powierzchni Moho wnoszą rozpoznawalny wkład do rozkładu regionalnych anomalii Bouguer'a.

Pomiary grawimetryczne w Polsce są nadal wykonywane zarówno przez geologiczne i geofizyczne firmy poszukiwawcze, jak i dla potrzeb geofizyki podstawowej.



⁶ Są to punkty, gdzie $\frac{\partial g}{\partial s} = 0$

7. LITERATURA

- [1] Zbigniew Fajklewicz red., *Zarys geofizyki stosowanej* (Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa, 1972)
- [2] Edward Stenz i Maria Mackiewicz, *Geofizyka ogólna* (PWN, Warszawa, 1964)
- [3] Roman Teysseyre red., *Fizyka i ewolucja wnętrza Ziemi*, t II
- [4] Przemysław Stenzel, Jacek Szymanko, *Metody geofizyczne w badaniach hydrogeologicznych i geologiczno-inżynierskich* (Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa, 1973)
- [5] R. P. Feynman, *Feynmana wykłady z fizyki* (PWN, Warszawa, 1968)
- [6] W. M. Telford et al., *Applied Geophysics. Second Edition* (Cambridge Univ. Press, 1990)
- [7] Czesław Królikowski, Zdzisław Petelski, *Atlas Grawimetryczny Polski*, (PIG, Warszawa, 1999)