

Харківський національний університет імені В.Н.Каразіна
Кафедра фундаментальної та прикладної геології

Методичні вказівки для самостійної роботи студентів
З НАВЧАЛЬНОЇ ДИСЦПЛІНИ
“ ГЕОФІЗИКА ”

Харків 2024

ВСТУП

Геофізика (або геофізичні методи розвідки) - це методи дослідження земної кори і розвідки корисних копалин, засновані на вивченні різних фізичних полів Землі, природних або створених штучно. До природних (пасивних) фізичних полів Землі відносять гравітаційне (поле тяжіння), магнітне, електричне, сейсмічне (поле пружних коливань в результаті землетрусів) і термічне. До штучних (активних) відносять наступні фізичні поля: електричне, електромагнітне, сейсмічне (поле пружних коливань, викликаних штучним шляхом за допомогою вибухів або ударів), термічне (поле нагріву і охолодження). Кожне фізичне поле визначається своїми параметрами. Вивченням походження, структури, інтенсивності і розподілу різних фізичних полів (і їх параметрів) у твердій оболонці землі займається геофізика літосфери, в рідкій оболонці - геофізика гідросфери, в повітряній оболонці - геофізика атмосфери і космосу. Розвідувальна геофізика є розділом геофізики літосфери, проте вона використовує дані сусідніх споріднених наук - геофізики гідросфери і атмосфери. Принципова можливість проведення геологічної розвідки на основі вивчення різних фізичних полів Землі визначається тим, що розподіл параметрів полів на поверхні або в глибині Землі,

в морі, океані або у повітряній оболонці залежить не тільки від загальної будови Землі і навколосемного простору і походження полів, але також і від змінення різних фізичних властивостей гірських порід. Відмінність гірських порід і відповідно їх фізичних властивостей приводить до утворення додаткових особливостей у характері і структурі полів Землі - аномалій.

Залежно від цілого ряду фізико-геологічних чинників одна і та ж порода може характеризуватися різними властивостями і, навпаки, різні породи можуть не відрізнятися за деякими властивостями. Параметри фізичного поля однозначно залежать від властивостей і розмірів геологічних об'єктів, іншими словами, рішення прямої задачі геофізики, тобто визначення параметрів поля по відомих властивостях і розмірах геологічних тіл, виконується однозначно. Разом з тим один і той же розподіл параметрів фізичного поля може відповідати різним співвідношенням фізичних властивостей і розмірів геологічних об'єктів. Іншими словами, рішення зворотної задачі геофізики, т. є визначення розмірів геологічних об'єктів і властивостей порід як правило, неоднозначно, і інтерпретація даних геофізики з достатньою точністю може бути виконаний із залученням додаткових джерел отримані відомості про властивості порід, що залягають на глибині (наприклад, за даними геофізичних вимірювань у свердловинах або на зразках). Більшій однозначності інтерпретації в певних умовах можна добитися комплексним вивченням. Розвідувальна геофізика (як і взагалі геофізика) знаходиться на стику найрізноманітніших наук. Предметом її вивчення є земна кора з верхньою, переважно осадовою, оболонкою потужністю до 10 - 15 км і кристалічне підґрунтя з потужністю 5 км під глибокими океанами і до 70 км у геосинклінальних гірських областях. Оскільки земна кора є предметом вивчення і інших наук, то розвідувальна геофізика базується на цих науках і в той же час дає їм всіляку інформацію. А для таких прикладних розділів геології, як пошук нафти, газу і інших корисних копалин, інженерна геологія, гідрогеологія і т.д. є одним з економічних і важливих методів досліджень, які дозволяють змінювати сам характер геологорозвідувальних робіт.

Теорія розвідувальної геофізики ґрунтується на фізико-математичних науках, привносячи в геологію, що була до недавнього часу наукою описової, елементи точних наук. Методика і апаратура розвідувальної геофізики базуються на різних фізичних методах досліджень з широким залученням механіки, електроніки, автоматики.

Таким чином, знаходячись на стику різних наук і збагативши ними, розвідувальна геофізика, завдяки своєму великому промислового і економічному значенню, диференціюється і розвивається як в області фізико-математичної теорії так і в методиці, техніці спостережень і інтерпретації. Це і дозволяє вважати розвідувальну геофізику самостійною науково-прикладною дисципліною.

По видах фізичних полів Землі, що вивчаються, розвідувальна геофізика підрозділяється на гравіметричну (гравітаційну) розвідку, або гравірознавку; розвідку магнітометричну (магнітну) або магніторозвідку; електричну розвідку або електророзвідку; сейсмічну розвідку або сейсморознавку; геотермічну розвідку (термометрію) і радіоактивну розвідку (ядерну геофізику). Радіоактивна розвідка знаходиться на межі геофізики і геохімії, і хоча вона застосовується в комплексі з геофізикою але теорія її базується в основному на радіохімії. З цієї причини в даній роботі звернуто

увагу тільки на деякі питання ядерної геофізики.

По місцю проведення робіт методи розвідувальної геофізики підрозділяються на наземні, морські, повітряні, підземні (роботи у гірських виробленнях) і свердловини. Геофізичні методи свердловин (каротаж свердловин) іноді виділяють з геофізики у так звану промислову геофізику.

По вирішуваним геологічній задачі розвідувальну геофізику можна підрозділити на глибинну, структурну і нафтову, рудну, інженерно-гідрогеологічну.

Ефективність розвідувальної геофізики в рішенні тієї або іншої задачі визначається правильним вибором методу (або комплексу методів), раціональної і високоякісної методикою проведення робіт, але і правильністю як геофізичної інтерпретації так і геологічного тлумачення результатів.

Складнощі геофізичної інтерпретації пояснюються як неоднозначністю рішення зворотної задачі, так іноді і наближеністю самого рішення. Тому з декількох можливих варіантів інтерпретації необхідно вибрати найбільш достовірні що можна зробити, якщо використовувати всі відомості про фізичні властивості порід району досліджень, про їх літологію, тектонічну будову, гідрогеологічні умови.

1. ГРАВИМЕТРИЧНА РОЗВІДКА (ГРАВИРОЗВІДКА)

Гравіметрична або гравітаційна розвідка - це геофізичний метод дослідження земної кори і розвідки корисних копалин, який вивчає розподіл поля сили тяжіння на поверхні Землі. Основними параметрами гравітаційного поля є прискорення сили тяжіння і градієнти, тобто зміни прискорення по різних напрямках.

Величини параметрів поля сили тяжкості залежать, з одного боку, від причин обумовлених формою і обертанням Землі (нормальне поле), а з іншого боку - від нерівномірності зміни густини порід, що складають земну кору (аномальне поле). Ці дві основні причини змінення сили тяжкості на Землі послужили основою двох напрямків: геодезичної гравіметрії і гравітаційної розвідки. Від інших методів розвідувальної геофізики гравірозда відрізняється порівняно великою продуктивністю польових спостережень.

Інтерпретація, або тлумачення матеріалів гравірозда, частіше всього носить якісний характер. Проте у деяких випадках у результаті можна отримати кількісні дані про глибину і розміри геологічних об'єктів утворюючих аномалії сили тяжкості з точністю до 20 - 30%.

Гравірозда застосовується для вирішення різних геологічних задач з глибинністю досліджень від декількох метрів (наприклад, при розвідці околиць гірських вироблень) до декількох десятків кілометрів (наприклад, при вивченні верхньої мантії).

1.1 ЕЛЕМЕНТИ ТЕОРІЇ ГРАВИТАЦІЙНОГО ПОЛЯ ЗЕМЛІ

Сила тяжіння (G) – це рівнодіючу двох сил - сили ньютонівського тяжіння всією масою Землі (F) і центр обіжної сили, що виникає унаслідок добового обертання землі (P). Віднесені до одиниці маси ці сили характеризуються прискоренням сили тяжкості g , прискоренням тяжіння і відцентровим прискоренням. Таким чином, прискорення сили тяжкості рівно геометричній сумі прискорення тяжіння і відцентрового прискорення.

Звичайно у гравіметрії, коли говорять «сила тяжкості», мають на увазі саме прискорення сили тяжкості. Одиницею прискорення у системі СІ служить гал. В практиці гравіметрії застосовується величина в 1000 разів менша - мілігал (мгал). Сила тяжіння якої-небудь маси всією масою Землі визначається законом тяжіння Ньютона.

У Землі існує поле сили тяжіння, що характеризується напруженістю, рівній силі тяжкості одиниці маси, т. е. прискоренням сили тяжіння. Оскільки відцентрове прискорення дуже мало в порівнянні з прискоренням тяжіння те прискорення сили тяжкості практично рівно прискоренню тяжіння.

Поверхня, у кожній точці якої величина сили тяжіння спрямована по нормалі, називається поверхнею рівного потенціалу або у ревеневій поверхнею. Рівнява поверхня, співпадаюча з поверхнею океанів Землі називається геоїдом. За формою геоїд близький до сфероїда.

Повний вектор сили тяжіння однозначно визначається похідними потенціалу по трьох координатних осях. Аналогічний сенс мають другі похідні. Нормальним значенням зветься сила тяжіння, обумовлена добовим обертанням і тяжінням Землі, у припущенні, що вона складається з однорідних по густині концентричних шарів. Земля геоїд тому нормальні значень сили тяжкості розраховуються для поверхні геоїда, тобто для рівня океану.

У значення сили тяжіння вводяться поправки (редукції). Введення поправок необхідне тому що нормальне значення відносяться до поверхні геоїда, яка співпадає з рівнем океану, а зміряні значення відносяться до реальної земної поверхні. Для приведення зміряного значення до рівня океану вводять поправку за висоту, звану так само поправкою на «вільне повітря», або поправкою Фая. При введенні поправки на тяжіння проміжного шару обчислюється тяжіння мас шаром між рівнем океану і даною крапкою. Ці маси замінюються шаром і для розрахунку цієї поправки використовують формулу тяжіння плоско паралельні пластини. Для обліку тяжіння рельєфу місцевості, що оточує пункт спостереження, при зйомці в гірських районах вводяться топографічні поправки.

Для тлумаченні результатів необхідно знати густину гірських порід, бо це єдиний фізичний параметр, на якому базується гравірозвідка. Звичайно вимірюється густина зразків взятих з природних оголень, свердловин і гірських вироблень. Іноді густина може бути визначене з гравіметричних спостережень.

Найпростішим способом визначення густини зразка є зважування зразка в повітрі і воді. Поширений і простий прилад для вимірювання щільності - денситометр. Для достовірності і показності вимірювання слід проводити на великій кількості зразків (до 50 штук). По багатократних вимірюваннях густини зразків одного і того ж літологічного комплексу будується варіаційна крива або графік залежності значень від кількості зразків. Максимум цієї кривої характеризує найвірогідніше значення густини для даної породи.

Густина гірських порід і руд залежить від хіміко-мінералогічного складу і пористості. Густина вивержених і метаморфічних порід визначається в основному мінералогічним составом і збільшується при переході від порід кислих до основних і ультра основні відповідно до збільшення залізовміщуючі мінералів. Для осадових порід густина визначається перш за все пористістю, водонасиченістю і в меншому ступені складом.

1.2. АПАРАТУРА ДЛЯ ВИМІРЮВАННЯ СИЛИ ТЯЖІННЯ І ДРУГИХ ПОХІДНИХ ПОТЕНЦІАЛУ

Для вимірювання сили тяжіння можуть використовуватися будь-які фізичні явища, які залежать від неї: гойдання маятника, розтягування пружин з вантажем, падіння тіл в пустці. Методи вимірювання сили тяжкості підрозділяються на динамічні, у яких спостерігається рух вантажу в полі тяжкості, і статичні, в яких вимірюється розтягування пружного елемента з вантажем.

Визначення сили тяжіння можуть бути абсолютними і відносними. До абсолютних відносяться такі методи, у яких на кожній крапці визначається абсолютне, повне значення g . До відносних методів відносяться методи, у яких на кожній крапці визначаються прирости або різниці сили тяжіння по відношенню до деякої початкової точки.

У гравіметрії для абсолютних вимірювань використовуються маятникові прилади, а для відносних - маятникові прилади і гравіметри.

Маятникові методи засновані на вимірювання періоду коливання маятника. Складність і громіздкість абсолютних визначень прискорень сили тяжкості полягає в тому, що вимірювання періоду коливань необхідно виконувати з точністю до 10^{-7} сек. а довжини маятника - з точністю до 0,001 мм Абсолютні вимірювання за допомогою так званих оборотних маятників проводяться лише на обсерваторіях і деяких опорних пунктах.

Дещо простіше за допомогою маятникових приладів проводити відносні вимірювання сили тяжкості. При цьому ведуться вимірювання періоду коливань маятника на опорному пункті, на всій решті пунктів спостережень розраховується сила тяжкості якщо відоме абсолютне значення g на опорному. При відносних вимірюваннях немає необхідності виміряти довжину маятника, що полегшує процес спостереження. В маятникових приборах є чотири маятники, виготовлені з латуні

або інвару. Особлива оптична система і хронометр служать для вимірювання періоду коливань.

Окрім високої точності вимірювання T і I потрібно ввести наступні поправки: 1) поправку на густину повітря; 2) поправку на вплив температури; 3) поправку на хід хронометра; 4) поправку за амплітуду відхилення маятника; 5) поправку на сокачіння штатива.

Відносні маятникові спостереження вимагають довгого часу і проводяться в основному при морських гравіметричних зйомках. Точність абсолютних вимірювань сили тяжкості за допомогою маятникових приладів на обсерваторіях може бути доведений до 1 - 3 мгал, при наземних відносних дослідженнях - до 0,1 мгал, при роботах на підводних човнах до 1 - 3 мгал при зйомках на поверхні моря до 5 - 10 мгал.

Широко застосовуються відносні (статичні) методи вимірювання g . При цьому вимірюються різниця сили тяжіння у точках спостереження відносно початкової точки на якій абсолютне значення сили тяжкості визначено маятниковими спостереженнями або «перенесено» з найближчої обсерваторії.

Для «перенесення» сили тяжіння високоточним гравіметром багато разів проводяться відліки на обсерваторії і на початковій крапці. Визначивши приріст сили тяжкості, легко розрахувати абсолютне значення сили тяжіння початкової точки.

Статичні методи найбільш точні і швидкі. Суть статичного способу вимірювання сили тяжкості полягає в компенсації сили $F = mg$, розвивається грузилом у полі тяжіння, силою пружної витої пружини або пружної нитки величина деформації яких пропорційна діючій на масу силі тяжкості. Під дією сили mg пружина розтягується.

У гравіметрії застосовуються гравіметри або з металевою пружиною, або кварцової. Для збільшення точності спостережень застосовуються астазуючі системи. Принцип пристрою полягає в тому що пружна система встановлюється у нестійкій рівновазі. Тоді незначній зміні сили тяжкості відповідатимуть значні переміщення маси, що різко підвищує чутливість гравіметрів.

Найбільше застосування знаходять кварцові гравіметри. Чутлива система цього приладу складається з кварцового маятника з дзеркальцем, укріпленого на тонкій пружній кварцовій нитці, натягнутій на кварцову раму. Під дією сили тяжкості маятник закручує пружну нитку і відхиляється від положення рівноваги. Мікрометричним гвинтом корпус приладу повертається і система приводиться в положення рівноваги, а дзеркальце маятника встановлюється поряд з нерухомим дзеркальцем, укріпленим на рамі. Особлива оптична система з освітлювачем і мікроскопом дозволяє спостерігати поєднання дзеркал, а по мікрометричному гвинту знімається відлік. Знаючи ціну розподілу мікрометричного гвинта, можна визначити відносне значення сили тяжіння у мілігалах (мгал).

У гравіметрах типа чутлива система складається з пружної кварцової нитки і астазуючої витої кварцової пружини, тобто у цих приладах застосовані обидва згаданих вище статичних способів вимірювання сили тяжіння. Чутлива система такого гравіметру влаштована таким чином. На нитці укріплений важіль з грузилом, який під дією сили тяжіння нахилиється, закручувавши нитку і розтягуючи пружину.

За допомогою оптичної системи і додаткової компенсаційної пружини з мікрометричним гвинтом на кінці приводиться повернення маятника у нульове положення. Для захисту від різких змін температури кварцова система поміщається в судину Дьюара. Оскільки свідчення гравіметрів можуть змінюватися від зміни тиску, вимірювальна система поміщається у герметично закритій судині.

Гравіметри з металевою пружиною застосовуються рідше. Чутким елементом є кільцева металева пружина з астазуючою пружиною. Вимірювання проводяться нульовим методом при якому вимірювання сили тяжіння компенсується зміною натягнення компенсаційною пружини мікрометричним гвинтом. У приладі є електричний термостат, що утримує температуру гравіметру постійній, і барометричний компенсатор.

При роботі з будь-яким гравіметром потрібно знати ціну розподілу мікрометричного гвинта, температурний коефіцієнт і сповзання нуль-пункту. Ціна розподілу визначається або шляхом спостережень з гравіметрами на пунктах з відомим g або методом нахилу гравіметрів.

Для визначення температурного коефіцієнта перед початком робіт знімається на одній крапці крива залежності відліку по гравіметру від температури. Отриманий коефіцієнт служить для введення поправок за температуру. Головним недоліком гравіметрів є сповзання нуль-пункту, зміна відліків на

одній крапці в часі за рахунок «старіння» і зміни пружних властивостей пружини. Тому у значення сили тяжіння треба вводити поправки за сповзання нуля-пункту для чого на ряді пунктів спостереження необхідно брати повторні відліки через інтервал часу і потім визначити величину зміни сили тяжіння у часі.

Для вимірювання других похідних гравітаційного потенціалу служать гравітаційні варіометри і градієнтометри. Основним чутливим елементом варіометрів і градієнтометрів служать крутильні терези є коромислом з рівними вантажами на кінцях, підвішене на пружній нитці. Під впливом нерівномірного поля тяжіння відбувається закручування нитки, і коромисло повертається на кут пропорційний градієнту сили тяжкості уздовж напрямку. Для вимірювання градієнтів сили тяжіння по різних напрямках чутлива система встановлюється в різних (трьох або п'яти) азимутах.

У градієнтометрах відліки проводяться візуально і тривають на кожній крапці не більше 15 мін. У варіометрах відхилення коромисла фіксується на фотопластина, а виміри в різних азимутах виконуються автоматично протягом 30 - 60 мін на кожній крапці. У цілому варіометрична зйомка, хоча і громіздка, але має більш високою точністю в порівнянні з гравіметричною зйомкою.

1.3.МЕТОДИКА ГРАВІМЕТРИЧНОЇ ЗЙОМКИ

Під методикою геофізичних зйомок розуміють способи проведення робіт, що включають вибір розташування профілів, густини точок спостереження, вибір типу приладів. При гравіметричній розвідці проводять гравіметричні і варіометричні зйомки.

1.3.1. ГРАВІМЕТРИЧНА ЗЙОМКА

Гравіметрична зйомка виконується за допомогою різного типу гравіметрів. Залежно від тих, що коштують задач розрізняють загальну (регіональну), пошукову і детальну (розвідувальну) гравіметричні зйомки. Перед загальною (регіональною) зйомкою ставиться задача дослідити аномалії сили тяжкості, крупних регіонів. У результаті такої зйомки можна отримати відомості про будову земної кори, виявити крупні геологічні структури намітити перспективні ділянки для подальших гравіметричних і інших досліджень. Відстані між пунктами спостережень при загальній зйомці 1 - 10 км.

Пошукова зйомка має на меті виявлення і пошук локальних структур, перспективних на ті або інші корисні копалини. Відстань між пунктами спостережень при пошуковій зйомці менше одного кілометра.

Детальна (розвідувальна) зйомка має своїм призначенням розвідку окремих дрібних структур і родовищ. Відстань між пунктами спостережень, як правило, менше 100 м.

По своєму характеру гравіметрична зйомка розділяється на маршрутну (або профільну) і площадкову. Маршрутна зйомка виконується по окремих профілях, маршрутах, які задаються вк্রেст передбачуваного простягання структур. Вона застосовується при рекогносцирувальних, пошукових роботах. Основним видом гравіметричних зйомок є площинна зйомка, при якій весь район досліджень більш менш рівномірно покривається гравіметричними спостереженнями.

Вибір густини точок спостережень і відстаней між крапками на профілях (крок спостережень) залежить від масштабу зйомки, характеру поля сили тяжкості ділянки, що вивчається, очікуваного розмірів і глибини геологічних об'єктів. Відстань між точками може мінятися від декількох десятків метрів до декількох кілометрів. Оптимальним вважається крок спостережень у 15 - 3 рази менший передбачуваної глибини і порівнянний або дещо менший очікуваних розмірів структур або покладів корисних копалин. У залежності від масштабу, зйомки, кроку спостережень, категорії місцевості і виду транспорту за одну зміну з 2 - 3-х чоловік може виконати від 5 до 100 точок спостережень з гравіметрами.

При зйомці вимірюються відносні значення сили тяжкості послідовно у всіх пунктах по відношенню до однієї, початковій або опорній точці району досліджень. У початковій точці, як правило визначається абсолютне значення сили тяжкості шляхом маятникових спостережень або перенесення з високоточних гравіметрів сили тяжкості з найближчих обсерваторій і опорних пунктів регіональної зйомки країни.

Абсолютні значення сили тяжіння у кожній крапці можуть бути отримані шляхом складання алгебри абсолютного значень сили тяжіння у початковій точці з відносним значенням кволі тяжкості в даній крапці. Практично при гравіметричній зйомці великих площ спочатку розбивається сіть польових опірних крапок для створення жорсткої системи значень сили тяжкості, прив'язаної до опорних точок регіональної зйомки країни. Потім виконуються рядові спостереження у всіх пунктах району.

Опорні точки розміщують у місцях, зручних для пізнання, і більш менш рівномірно за площею, що вивчається, а їх кількість беруть приблизно в 10 разів меншим, ніж кількість рядових пунктів спостережень. Опорна сіть повинна відрізнятися високою точністю вимірювань значень сили тяжкості. Це досягається проведенням одночасних вимірів декількома гравіметрами, збільшенням швидкості зйомки (застосування для пересування вертольотів і автомобілів). Виконання робіт в стислі терміни сприяє малому сповзанню нуля-пункту гравіметрів. При створенні опорної сіті від 50 до 100% усіх спостережень складають контрольні. Спостереження опорної сіті починають і закінчують з початкової крапки, по відношенню до якої розраховується приріст сили тяжкості. Після замикання полігону незв'язність, яка розкидається так само, як і при нівеліровці. Точність спостережень опорної сіті характеризується середньою квадратичною помилкою.

Рядові спостереження виконуються звичайними гравіметрами або по методиці однократних спостережень, або методикою з повторенням частини крапок при зворотному ході. При методиці однократних спостережень рейс (маршрут в один день) починається з вимірювань на опорній крапці, а далі в певній послідовності ведуться вимірювання приростів g у всіх рядових точках, і до вечора знову знімається відлік на тій же опорній крапці причому у процесі зйомки за день принаймні два-три відліки повинні бути узяті на польових опорних точках.

Проведення вимірів на опорних крапках дозволяє виключити накопичення помилок, підвищити точність рядових спостережень і виключити вплив сповзання нуля-пункту гравіметра. При зйомці з повторенням щодня починають і закінчують виміри на одній опорній крапці, а при зворотному ході спостереження повторюють приблизно на одній третині рядових крапок.

Для оцінки точності зйомки протягом польового сезону систематично ведуться контрольні і повторні спостереження на 10 - 30% рядових точок.

Істотну роль при гравіметричній зйомці грає топо-геодезична підготовка робіт. При обробці результатів гравіметрів необхідно знати абсолютну висоту крапок (для введення редуції сили тяжіння), широту і довготу (для визначення нормальних значень сили тяжкості і нанесення пунктів спостереження на карту). Іноді топо-геодезична прив'язка гравіметричних пунктів проводиться по топографічних картах. У результаті гравіметричної зйомки в кожному пункті розраховується аномалія сили тяжіння. Результати гравіметричної зйомки зображаються у вигляді карт і графіків аномалій. Гравіметричні карти будуються за даними аномалій так само, як будуються і будь-які інші карти. При побудові графіків g уздовж яких-небудь маршрутів, тобто профілів по горизонталі відкладаються пікети (пункти спостереження), по вертикалі - аномалії сили тяжіння.

1.3.2. ВАРІОМЕТРИЧНА ЗЙОМКА

Для детальної розвідки рудних тіл, соляних куполів і других локальних неоднорідностей застосовується варіометрична зйомка, тобто визначення других похідних потенціалу сили тяжкості за допомогою варіометрів і градієнтометрів.

Варіометрична зйомка буває, як правило, площадкової. Вона вимагає більш ретельної, високоточної інструментальної топо-геодезичної підготовки і перш за все нівелювання навкруги пункту спостережень у радіусі до 50 м. Густина точок залежить від масштабу зйомки і розмірів тіл і змінюється від 5 до 100 м. Продуктивність варіометричної зйомки залежить від типу приладу, густина точок, рельєфу і може мінятися від 2 до 10 пунктів спостережень за зміну.

У значення других похідних потенціалів сили тяжіння U_{xz} , U_{yz} і інших вводяться поправки за рельєф, за нормальне поле земного сфероїда і обчислюються аномальні значення. Результати варіометричної зйомки зображаються у вигляді карт і графіків других похідних потенціалу, векторів градієнта, карт кривизни рівневої поверхні.

1.4. ІНТЕРПРЕТАЦІЯ РЕЗУЛЬТАТІВ ГРАВІТАЦІЙНОЇ РОЗВІДКИ

Інтерпретацію результатів гравітаційної розвідки (карт і графіків U_{xz} , U_{yz} і т. п.) можна розділити на геофізичну інтерпретацію і геологічне тлумачення. Розрізняють якісну і кількісну інтерпретацію гравіметричних даних. При якісній інтерпретації карт і профілів g виділяють гравітаційні аномалії, тобто відхилення g від нормального фону. За формою ізоліній (ізоаномал) і графіків можна судити про місцеположення, зразкових розмірах тих або інших геологічних тел.

Кількісна інтерпретація має на меті визначення форми, розмірів, глибини залягання тіл і їх густини. Кількісна інтерпретація, або рішення зворотної задачі гравірозвідки зв'язана із значними труднощами і не завжди може бути проведений однозначно.

1.4.1. ЯКІСНА ІНТЕРПРЕТАЦІЯ РЕЗУЛЬТАТІВ

Першим етапом інтерпретації результатів гравірозвідки (а в деяких складних умовах і за відсутності відомостей про густину розрізу - єдиним) є якісна інтерпретація. При якісній інтерпретації дається візуальний опис характеру аномалій сили тяжкості по картах і профілям. При цьому наголошуються форма аномалій, їх простягання, приблизні розміри, амплітуда. Встановлюється зв'язок гравітаційних аномалій з геологічною будовою; виділяються регіональні аномалії, пов'язані з будовою земної кори, регіональними структурами і тектонічними зонами, і локальні аномалії часто представляючи великий розвідувальний інтерес, оскільки вони пов'язані з будовою осадової товщі і вказують на місцеположення окремих структур, родовищ корисних копалин.

Виділення регіональних аномалій (плавних змін аномалій на значних відстанях) від локальних називається зняттям регіонального фону. Воно проводиться, як правило, графічним шляхом. По картах і графікам легко зробити якісні висновки про геологічні об'єкти, що створили дані аномалії. Так, центри аномалій розташовуються над центрами обурюючих мас напрям ізоаномал і їх форма приблизно відповідають простягання і формі аномальних тел. Ширина аномалій в 2 - 6 разів більше глибини залягання верхньої кромки покладів, а інтенсивність аномалій пропорційна надмірній масі. Позитивні аномалії відповідають місцеположенню більш щільних порід у порівнянні з вміщувачими, негативні - менш щільних.

1.4.2. КІЛЬКІСНА ІНТЕРПРЕТАЦІЯ РЕЗУЛЬТАТІВ

Визначення глибини, форми, розмірів і точного місцезнаходження геологічних тіл, що створили аномалії, є основною метою кількісної (розрахункової) інтерпретації або рішення зворотної задачі гравірозвідки.

Рішення зворотної задачі неоднозначно, оскільки однакові аномалії сили тяжкості можуть бути створений геологічними об'єктами різної форми, розмірів і густини. Тому необхідно мати зведення про густинний розріз району і загальну геологічну будову. Рішення зворотної задачі може проводитися аналітичним або графічним способами. При цьому реальні геологічні об'єкти приймаються за тіла простої геометричної форми, для яких вирішені прямі задачі. По графіках аномалій аналітичним або графічним способами визначаються глибини їх залягання а при відомій густині і розміри.

Результати кількісної інтерпретації будуть близькі до істинних (з точністю до 10 - 20%), якщо є площадкове розповсюдження аномалій (отримані карти g), обурюючі маси близькі формою до тіл простої геометричної форми, відстані між окремими геологічними неоднорідностями перевищують їх розміри, відома надмірна густина.

Проте якщо ці умови не виконуються, то у теорії гравірозвідки є формули, які дозволяють оцінити глибини і повну аномальну масу лише приблизно (з погрішністю до $\pm 30\%$). В аналітичних методах рішення зворотної задачі визначення глибини аномального тіла і його надмірної маси виконується розрахунковими методами по характерних крапках (максимуми або мінімуми, їх частки і ін.).

Для вирішення зворотної задачі використовуються формули розрахунку аномалій і других похідних потенціалу для тіл простої форми (куля, циліндр, скидання і ін.), отримані у теорії гравірозвідки при рішенні прямих задач.

1.4.3. ГЕОЛОГІЧНЕ ТЛУМАЧЕННЯ ГРАВІТАЦІЙНИХ АНОМАЛІЙ

Геологічне тлумачення гравітаційних аномалій зводиться до якісної і кількісної геофізичної інтерпретації отриманих результатів, проведеної на основі тісної ув'язки гравітаційного поля зі всіма відомостями про геологічну будову. У кожному конкретному районі підхід до геологічного тлумачення ґрунтується на виявленні закономірних зв'язків гравітаційного поля з геологічною будовою, а найбільш достовірне рішення геологічних задач може вийти лише при спільній роботі геолога і геофізика.

Складність проблеми геологічного тлумачення полягає в наступних геолого-гравіметричних особливостях.

1. Якщо невідома густина і форма тіл, то математичне рішення зворотної задачі гравірозвідки неоднозначно і кількісна інтерпретація дає декілька відповідей.
2. Теорія гравіметрії дозволяє вирішити пряму задачу, і дати способи інтерпретації гравіметричного поля лише над обурюючими масами у вигляді найпростіших геометричних моделей (куля, циліндр, уступ і т. д.), а у складніших випадках або у загальному вигляді задача не має чисельного виразу.
3. Апроксимація (заміна) реальних геологічних об'єктів запропонованими геометричними моделями є у ряді випадків умовною, оскільки реально ніколи немає геологічних об'єктів такої ідеальної форми.
4. Для правильного геологічного тлумачення аномалій потрібне детальне вивчення густини порід і закономірностей їх зміни як по простяганню, так і з глибиною. Проте точне значення густини порід і її зміни не завжди можна визначити.
5. Через принцип суперпозиції, тобто накладення полів, ефекти, обумовлені різними геологічними чинниками, підсумовуються, а аномалії від одного геологічного об'єкту відрізнити не можна. Сумарні аномалії сили тяжкості визначаються наступними основними геологічними чинниками: глибинною будовою земної кори і її різною потужністю в тектонічних областях рельєфом поверхні кристалічного фундаменту і його петрографічним складом, неоднорідністю будови товщі осадових порід і наявністю в ній тих або інших структур, корисних копалин і т.п.

Все це призводить до того, що у багатьох випадках обмежуються лише якісною інтерпретацією, тобто встановленням зв'язку аномальних полів і тих або інших структурних елементів, тектонічних зон, родовищ корисних копалин. Лише у тому випадку, коли відома надмірна густина і деякі геологічні дані, можливо приступити до кількісної інтерпретації, тобто визначенню глибини, форми і розмірів мас і їх геологічної природи.

Залежно від ступеня виконання відзначених геолого-гравіметричних особливостей інтерпретація буде або точною, або наближеною. Для підвищення надійності інтерпретації слід застосовувати у комплексі з другими геофізичними методами, бурінням, геологічними дослідженнями.

Загальною регіональною зйомкою покривається територія всієї Землі в масштабах: 1:500000 і більш дрібних. Основними задачами регіональної зйомки є: вивчення земної кори, оцінка її потужності і будови, тектонічне районування виявлення крупних структур, вивчення будови фундаменту. Інтерпретація результатів якісна, а за наявності опірних геолого-геофізичних профілів (як правило, сейсмічних) дані гравірозвідки можуть використовуватися для кількісної. У результаті гравіметричних і сейсмічних досліджень територій континентів і океанів встановлюється залежність між потужністю земної кори і аномалією сили тяжіння. Встановлено, що у геосинклінальних областях інтенсивні негативні аномалії, платформи характеризуються невеликими аномаліями різного знаку, а на океанах - позитивні аномалії, причому тим більші, чим менше потужність земної кори. Пояснюється це тим, що підошва земної кори (межа Мохоровічича) відділяє породи різної густини ~2,7 зверху і ~3,2 знизу і крива g відображає форму межі Мохоровічича.

По регіональній гравіметричній зйомці простежуються споріднені структури віддалених районів, складових область однойменних схожих по вигляду аномалій, що дозволяє виділяти їх в

єдину тектонічну зону.

На платформах з великою потужністю опадів (понад 2 - 3 км) крива g характеризує поведінку кривлі кристалічного фундаменту: максимумам g відповідають підняття у фундаменті, мінімумам відповідають прогинання. На ділянках невеликої глибини фундаменту (до 2 км) крива g характеризує і літо-логічний склад фундаменту і його рельєф. Регіональні зброси, ступені, уступи також добре картуються, створюючи аномалії типу ступеня. Застосування загальної зйомки для тектонічного районування один з важливих додатків гравіметрії.

1.5. ОБЛАСТІ РОЗВІДУВАЛЬНОГО ЗАСТОСУВАННЯ ГРАВІРОЗВІДКИ

Гравірозда з розвідувальною метою застосовується для пошуків і розвідки нафтових структур, розвідки вугільних басейнів, пошуків і розвідки рудних і нерудних корисних копалин, для розвідки наступних нафтогазоносних структур, соляних куполів, антиклінальних складок, рифових масивів, куполовидних платформних структур.

Найбільш сприятливі для розвідки соляні куполи, оскільки сіль відрізняється низькою густиною в порівнянні з навколишніми породами і різкими крутими схилами. Соляні куполи виділяються ізометричними інтенсивними негативними аномаліями по яких можна судить не тільки про їх місцеположення і форму, але і про глибину залягання.

Антиклінальні складки виділяються витягнутими ізолініями аномалій позитивного і негативного знака у залежності від густини порід, що залягають у ядрі складок. Інтерпретація результатів якісна, зрідка кількісна.

Багато родовищ нафти і газу приурочено до рифових масивів, але розвідка останніх методом гравірозда є задачею нелегкої. Для розвідки рифових вапняків серед осадових теригенних порід використовується аналіз як регіональні, так і локальних аномалій, причому рифові вапняки виділяються, як правило, позитивними аномаліями.

Куполовидні платформні підняття, до яких нерідко приурочені родовища нафти і газу, відрізняються малою амплітудою і великою глибиною залягання і тому важко розвідати. Проте застосування високоточних гравіметрів дозволяє вести розвідку і цих структур, що виділяються слабкими негативними аномаліями за рахунок ущільнення пород над підняттям.

У зв'язку з розвідкою вугільних родовищ гравіметрія застосовується як для визначення меж вугільного басейну, так і для безпосередніх пошуків окремих родовищ і пластів вугілля.

Гравірозда застосовується в комплексі з іншими геофізичними методами і для розвідки рудних і нерудних копалин, причому вона притягується як для великомасштабного картування і виявлення тектонічних зон і структур сприятливих залягання тих або інших копалин, так і для безпосередніх пошуків і розвідки родовищ. Істотна відмінність рудної гравіметрії від нафтової полягає у меншій глибинності, більшій детальності і точності розвідки.

На залізородних родовищах спостерігаються локальні позитивні аномалії за рахунок високої густини руд. Роботи проводяться спільно з магніторозвідкою, що дозволяє визначати розміри, глибини, потужності рудних покладів. У рудній розвідці часто застосовується варіометрична зйомка. Через високу густину хромітів гравірозда практично є єдиним методом пошуків і розвідки хромітових руд. Не дивлячись на невеликі розміри рудних жив при детальній розвідці можна розвідати навіть окремі жили.

На рудних колчеданових і поліметалевих родовищах основним методом розвідки є електророзвідка. Проте гравірозда є добрим методом для відділення рудних від без рудних електричних аномалій. З покладами колчеданових руд пов'язані інтенсивні позитивні аномалії за рахунок їх підвищеної густини. Застосовуються як гравіметрична, так і варіометрична зйомки, за допомогою яких оцінюються розміри і глибина рудних тел. Гравірозда застосовується не тільки для наземної зйомки, але і для зйомки в шахтах і рудниках з метою пошуків сліпих рудних тел.

Широке застосування знаходить і при розвідці нерудних копалин. Інтенсивними позитивними локальними аномаліями виділяються пегматитові, кварцові, корундові, баритові жили, алмазні трубки кімберліту, родовища слюди марганцю, бокситу і багатьох інших копалин. Мінімумами виділяються родовища мінеральних солей.

2. РОЗВІДКА МАГНІТОМЕТРИЧНА (МАГНІТОРОЗВІДКА)

Магнітометрія, або магнітна розвідка (скорочено магніторозвідка) - це геофізичний метод рішення геологічних задач, заснований на вивченні магнітного поля Землі.

Основними параметрами геомагнітного поля є повний вектор напруженості і його елементи, тобто складові по осях координат. Значення параметрів магнітного поля Землі залежать, з одного боку від намагніченості всієї Землі як космічного тіла (нормальне поле), а з другого боку, різної інтенсивності намагнічених геологічних формацій обумовленої відмінністю магнітних властивостей порід і напруженості магнітного поля Землі як у даний час, так і в геологічні епохи (аномальне поле). Від інших методів геофізики магніторозвідка відрізняється найбільшою продуктивністю (особливо аеромагніторозвідка).

Магніторозвідка є найефектнішим методом пошуків і розвідки залізняку. Вона широко застосовується і при геологічному картуванні, структурних дослідженнях і пошуках інших корисних копалин.

2.1. МАГНІТНЕ ПОЛЕ ЗЕМЛІ, ЙОГО ЕЛЕМЕНТИ І ЇХ РОЗПОДІЛ НА ЗЕМНІЙ ПОВЕРХНІ

У будь-якій точці земної поверхні існує магнітне поле, яке визначається повним вектором напруженості T . Вздовж вектора T встановлюється підвішена у центру тяжіння магнітна стрілка. Проекція цього вектора на горизонтальну поверхню і вертикальний напрям, а також кути, складені цим вектором з координатними осями, носять назва елементів магнітного поля.

Якщо вісь x прямокутної системи координат направити на географічну північ, вісь y - на схід, а вісь z - по обвісу вниз, то проекція повного вектора T на вісь z називається вертикальною складовою і позначається Z . Проекція повного вектора T на горизонтальну площину називається горизонтальною складовою, співпадає з магнітним меридіаном.

Проекція на вісь x називається північною (або південної) складовою, проекція на вісь y називається східної (або західною) складовою. Кут між віссю x і складовою називається склонінням і позначається D . Прийнято, що східна - позитивна, західна - негативна. Кут між вектором T і горизонтальною площиною називається нахилом. При нахилі північного кінця стрілки нахил називають північним (або позитивним), при нахилі південного кінця стрілки - південним (або негативним).

Сім елементів земного магнітного поля можна виразити через будь-які три складові. При магнітній розвідці виміряють лише одну-дві складові поля (як правило Z , H і T). Розподіл значень елементів магнітного поля на земній поверхні звичайно зображається у вигляді карт ізоліній, тобто ліній, сполучаючи точки з рівними значеннями того або іншого параметра. Ізолінії відміни називаються ізогонами, ізолінії нахилу - ізоклінами, ізолінії H або Z - ізодинамами H або Z .

Одиницею напруженості магнітного поля Землі є ерстед (э). Проте ця одиниця дуже велика і в практиці магніторозвідки застосовується одиниця в 105 разів менша - **гама**.

У першому наближенні магнітне поле Землі може бути уподібнено полю намагніченої кулі. При цьому північний магнітний полюс знаходиться приблизно під 72° з. ш. і 96° з. д., а магнітна вісь складає з віссю обертання Землі кут, рівний 12° . Походження магнітного поля Землі намагаються пояснити різними причинами, пов'язаними з внутрішньою будовою Землі. Найдостовірнішою і прийнятною гіпотезою, що пояснює магнетизм Землі, є гіпотеза вихрових струмів в ядрі. Ця гіпотеза заснована на тому встановленому геофізиками факті, що на глибині 2900 км, під мантією (оболонкою) Землі знаходиться «рідке ядро» з високою електричною провідністю. Остання пояснюється великою кількістю вільних електронів в речовині ядра через високу температуру і тиск.

Завдяки так званому «гіромагнітному ефекту» і обертанню Землі під час її освіти могло виникнути дуже слабе магнітне поле. Наявність вільних електронів в ядрі і обертання Землі в такому слабому магнітному полі привела до індукції у ядрі вихрових струмів. Ці струми у свою чергу регенерують магнітне поле, як це відбувається у динамо машині. Збільшення магнітного поля Землі призводить до нового збільшення вихрових струмів в ядрі, а останнє, до збільшення магнітного поля і т.д. Процес подібної регенерації триває доти поки розсіювання енергії внаслідок в'язкості ядра і його

електричного опору не компенсують додатковою енергією вихрових струмів і іншими причинами.

Спостереження магнітного поля Землі протягом довгого часу показують, що напруженість магнітного поля і його елементи міняються у часі. Ці зміни отримали назву варіацій. Прийнято розрізняти чотири види магнітних варіацій: вікові річні, добові і магнітні обурення (бурі). Вікові варіації магнітного поля відбуваються протягом тривалих періодів часу у десятки і сотні літ, і призводять до значних змін середньорічних значень елементів земного магнетизму. Під зміною того або іншого елемента магнітного поля (віковий хід) розуміють різниці значень цих елементів у різні епохи, ділені на число літ між епохами.

Віковий хід розраховується по вимірюваннях напруженості поля на магнітних обсерваторіях і опорних пунктах. Оскільки подібних багатовікових вимірювань мало, то закономірність варіацій встановити важко, хоча помічається їх періодичний характер з періодом в декілька стільників літ. Виникнення вікових варіацій, мабуть, пояснюються процесами усередині Землі (в ядрі і на межі ядра з оболонкою). У меншій мірі вони пов'язані з особливостями будови земної кори.

На постійне поле Землі накладається змінне магнітне поле (варіації річні, добові, магнітні бурі), викликане зовнішніми процесами, що відбуваються в іоносфері. Рокові варіації - це зміни середньомісячних значень напруженості магнітного поля. Вони характеризуються невеликою амплітудою.

Добові варіації пов'язані зі змінами напруженості магнітного поля через зміну сонячної активності. Максимуму варіації сягає днем і при протистоянні Місяця. Річні і добові варіації є плавними періодичними. Їх називають незбуреними варіаціями. Окрім незбурених варіацій існують обурені варіації, до яких відносяться неперіодичні імпульсні і магнітні бурі. Магнітні бурі бувають різної інтенсивності і охоплюють, як правило, великі площі частіше в північних і південних широтах. Вони виникають спорадично і проходять по всій земній поверхні або одночасно, або із запізненням на декілька годин. Тривалість магнітних бур коливається від декількох годин до декількох діб, а інтенсивність міняється від перших гамм до тисяч гамм. Помічається чіткий зв'язок між інтенсивністю магнітних бур і сонячною активністю. У роки максимумів сонячної активності, період яких близько 11 років, спостерігається найбільше число бур. Таким чином, магнітні бурі залежать від обурень в іоносфері, які, у свою чергу пов'язані із спалахами на Сонці і приходом на Землю корпускулярних потоків. Магнітним бурям супроводять полярні сйва, погіршення радіозв'язку і інші явища.

При магніторозвідці необхідно враховувати і виключати варіації магнітного поля. Магнітне поле Землі складається з поля однорідно намагніченої кулі і аномальних геомагнітних полів континентальних, материкових (Т1), регіональних (Т2) і дрібних локальними аномалії (Т3). Таким чином повний вектор напруженості магнітного поля (Т) у будь-якій точці поверхні Землі є геометричною сумою Т0 і аномальних векторів.

У практиці магніторозвідки прийнято називати нормальним геомагнітним полем (або головним магнітним полем Землі) в даній точці поле однорідної намагніченої кулі (Т0) плюс материкова аномалія (якщо вона є). Характерно що материкові магнітні аномалії розташовуються на платформах. Це указує на зв'язок їх з будовою земної кори. Відхилення значень магнітних векторів від такого нормального поля складатимуть аномалії регіональні або локальні залежно від площини, на яких вони отримані. Аномальна частина магнітного поля несе в собі інформацію про геологічну будову верхніх шарів земної кори. Регіональні аномалії, наприклад Курська, простигається на великих територіях і пов'язані з наявністю крупних структур складених породами з підвищеними магнітними властивостями. Знаходячись в магнітному полі Землі, подібні породи намагнічені і створюють додаткове аномальне поле.

У північній півкулі напрям поля Землі, що намагнічує, близько до вертикального, тому більш яскравими і локалізованими є позитивні аномалії. Інтенсивність і характер магнітних аномалій залежать від інтенсивності намагніченості гірських порід, яка визначається магнітними властивостями цих порід, а також напруженістю магнітного поля Землі. Інтенсивність намагнічення є векторною сумою інтенсивності індуктивного намагнічення, викликаного намагніченням порід у сучасному земному магнітному полі, і остаточного намагнічення, що зберігся від намагнічення порід у момент їх формування, коли магнітне поле у місці формування породи було іншої напруженості і напрямку.

Деякі гірські породи, намагнічені під дією магнітного поля Землі, існуючого у момент їх створення, здатні зберігати магнетизм довгий час, навіть якщо магнітне поле змінилося.

Таким чином, магнітні аномалії обумовлені наявністю включень порід з підвищеною магнітною сприйнятливістю і несуть у собі інформацію про походження, вік порід і їх геологічну історію розвитку.

Основним магнітним параметром гірських порід є магнітна сприйнятливість, яка є коефіцієнтом пропорційності між інтенсивністю намагнічення і напруженістю поля, що намагнічує. Магнітна сприйнятливість гірських порід міняється в широких межах. По магнітних властивостях гірські породи діляться на три групи: діамагнітні, парамагнітні і феромагнітні. У діамагнітних порід магнітна сприйнятливість дуже мала і негативна, їх намагнічення спрямовано проти поля, що намагнічує. До діамагнітних відноситься більшість мінералів і гірські породи, наприклад, кварц, кам'яна сіль, мрамур, нафта, графіт, золото, срібло, свинець, мідь і ін.

У парамагнітних порід магнітна сприйнятливість позитивна і так само невелика. До парамагнітних відноситься більшість осадових, метаморфічних і вивержених порід.

Особливо великими значеннями володіють феромагнітні мінерали, до яких відносяться магнетит, титаномангнетит, ільменіт, піротин. Магнітна сприйнятливість більшості гірських порід визначається перш за все присутністю і процентним складом феромагнітних мінералів. Сильно магнітними є феромагнітні мінерали. Серед вивержених порід найбільшою магнітною сприйнятливістю володіють ультра основні і основні породи, слабо магнітні і магнітні кислі породи. У метаморфічних порід магнітна сприйнятливість нижче, ніж у вивержених. Осадові породи за винятком деяких пісковиків і глин практично немагнітні.

Другим магнітним параметром гірських порід, що містять феромагнітні мінерали, є залишкова намагніченість, тобто специфічна властивість порід несуче в собі інформацію про зміну магнітної сприйнятливості при зміні величині поля і температури, що намагнічує. Із збільшенням температури магнітна сприйнятливість у феромагнетиків зростає досягаючи максимуму при критичній температурі, або точці Кюрі, яка у різних мінералів міняється від +400 до +700°C. Коли температура перевищує точку Кюрі, магнітна сприйнятливість зменшується практично до нуля. Завдяки так званій коерцитивній силі феромагнітні мінерали, остигаючи, зберігають намагнічення, що виявляється у вигляді остаточного.

Третім магнітним параметром речовини є магнітна проникність, яка практично у всіх порід (крім феромагнетиків) рівна магнітній проникності повітря.

2.2. АПАРАТУРА МАГНІТНОЇ РОЗВІДКИ

Вимірювання магнітного поля Землі і його варіацій проводяться на магнітних обсерваторіях (їх на Землі близько 150) і шляхом регулярних магнітних зйомок на опорних пунктах. При абсолютних визначеннях повного вектора напруженості магнітного поля вимірюються принаймні три елементи магнітного поля (наприклад T , D , H). Для цього застосовуються складні, трьохкомпонентні магнітні прилади які називаються магнітними теодолітами і варіаційними станціями. Останні ведуть запис автоматично. Абсолютні вимірювання магнітного поля Землі проводяться на суші, на морі, в повітрі і космосі.

При геологічній розвідці на всіх пунктах спостереження вимірюються лише відносні значення тих або інших елементів поля по відношенню до якої-небудь початкової (опорної) крапки. Якщо досліджувана площа невелика (декілька десятків квадратних кілометрів), те нормальне поле можна рахувати постійним і рівним полю на початковій точці, тобто воно приймається за умовний нуль. При великих площах дослідження слід враховувати зміну нормального магнітного поля Землі.

У наземній магніторозвідці вимірюються відносні прирощення вертикальній складовій геомагнітного поля, рідко горизонтальної. Прилади для магнітної розвідки різноманітні за принципами пристрою. Розрізняють оптико-механічні, кварцові, ферорезонансні і ядерно-прецесійні магнітометри.

Магнітометр М-2 довгі роки широко застосовувався в практиці магніторозвідки. Це оптико-механічний магнітометр, призначений для вимірювань приростів вертикальної складової геомагнітного поля при наземній розвідці. Магнітна система магнітометра складається з двох

магнітних пластин, сполучених сталевим кубічним каркасом, з маленьким дзеркальцем вгорі. На ній укріплена кварцова призма, яка служить віссю обертання системи. Для вимірювання вертикальної складової вісь обертання встановлюється уздовж магнітного меридіана, а магнітна система перпендикулярно магнітному меридіану. Під дією вертикальної складової система нахиляється. Вимірювання нахилу магнітної системи проводиться з допомогою особливої оптичної системи. Промінь світла, проходячи через прозору шкалу, потрапляє на дзеркальце магнітної системи, відображається від нього і потрапляє в окуляр. Спостерігач в окулярі бачить нерухому шкалу і рухому. Узявши відлік (різниця розподілів рухомої і нерухомої шкали) у будь-якому пункті спостереження і на початковому пункті, можна визначити приріст вертикальної складової. Для визначення ціни розподілу магнітометру додаються еталонні магніти, встановлювані на штативі під магнітометром на відомій відстані від центру системи.

Для зменшень впливу змін температур повітря вся магнітна система поміщена в чохол з пробковими стінками. На будиночку є два взаємно перпендикулярних рівня за допомогою яких встановлений на тринозі прилад приводиться у горизонтальне положення. Перед зняттям відліку столик, на якому встановлюється магнітометр, за допомогою бусолі орієнтується таким образом щоб магнітна система стала перпендикулярно магнітному меридіану. Для введення поправки температуру на кожній крапці записується температура по термометру. Після виміру прилад аретується, тобто чутлива система закріплюється і магнітометр можна переносити на наступну точку спостереження.

Магнітометр М-14-ф застосовується для вимірювання магнітних властивостей зразків, а магнітометр М-18 для польових вимірювань. Чутливим елементом в них служить постійний магніт з дзеркалом, укріплений на горизонтальній кварцовій нитці. Тому ці магнітометри називаються кварцовими. Під дією магнітного поля магніт відхиляється на кут, пропорційний вертикальній складовій. В магнітометрі М-14-ф відлік кута відхилення магніту візуальний за допомогою оптичної системи, як і в магнітометрі М-2. В комплект магнітометра М-14-ф входить стіл для розміщення зразків на певній відстані від магнітної системи. У магнітометрі М-18 відлік проводиться компенсаційним методом. Для цього в приладі є компенсаційний магніт, жорстко пов'язаний з відліковою шкалою. Плавна компенсація здійснюється обертанням цього магніту доти, поки постійний магніт не встановиться горизонтально. Момент компенсації фіксується за допомогою особливої оптичної системи, шляхом суміщення відображеного від дзеркала на магніті і нерухомого горизонтального індиксів. Для розширення меж вимірювання існує другий, діапазонний магніт східчастої компенсації. Узявши на будь-якій точці вимірювання (μ) і на початковій крапці (μ_0) відліки по шкалі і знаючи ціну одного розподілу шкали приладу (c) легко розрахувати приріст вертикальної складової магнітного поля. Прилад не вимагає точного орієнтування по магнітному меридіану, оскільки у момент компенсації вісь магніту знаходиться у горизонтальному положенні. Це збільшує продуктивність роботи.

Магнітометр М-17 - ферозондовий магнітометр, призначений для наземної зйомки. Вимірювачем поля в цьому приладі є ферозонд (або магніто-модуляційний датчик), з котушкою з феромагнітним сердечником. Первинна обмотка сердечника збуджується від допоміжного звукового генератора частотою 2000 гц, зібраного на двох транзисторах. Під дією збуджуючого змінного струму міняється магнітна проникність матеріалу сердечника, а унаслідок законів індукції, призводить до того, що у вторинній обмотці котушки виникає ЕРС, пропорційна вектору, напруженості магнітного поля землі, направленому уздовж осі ферозонда. Для вимірювання вертикальної становить ферозонд орієнтується по вертикалі особливим маятником, поміщеним у підвісі. Останній забезпечений демпфуючим пристроєм для швидкого загасання коливань маятника. Таким чином магнітометр є тим, що самоорієнтується, що скорочує час вимірювання і дозволяє працювати без нівелювання.

При перенесенні приладу його аретують. Маятник з ферозондом складають магніточутливий блок, підвішений на тринозі. До нього за допомогою кабелю підключається вимірювальний блок, в якому поміщений звуковий генератор, перемикач піддіапазонів, перемикач компенсації магнітного поля, вимірювальний індикаторний прилад проградуирований прямо в гаммах поля, що вимірюється, а також інші елементи електронної схеми. Вимірювання поля магнітометром М-17 проводиться по принципу різницевої оцінки, при якому постійним магнітом компенсуються вертикальна складова на початковій крапці, а вимірюванню підлягають її прирости на всіх точках спостереження.

На принципі, схожому з пристроєм магнітометра М-17, побудованій ряд сучасних

аеромагнітометрів - АЕМ-49, АМ-13, АММ-13, АСТ-46 і ін. В аеромагнітометрах вимірювальний ферозонд за допомогою особливих карданних пристроїв і двох додаткових взаємно перпендикулярних ферозондів встановлюється уздовж повного вектора напруженості магнітного поля Землі. Вимірювальний блок поміщається в спеціальній гондолі і буксирується за літаком на кабелі завдовжки 40 - 50 м. Електричний сигнал з цього блоку по кабелю потрапляє на пульт магнітометра, встановлений на літаку де посилюється електронним підсилювачем, випрямляється і подається на автоматичний компенсаційний пристрій і особливий самописець.

Аеромагнітометри встановлюються на літаках типу ан-2 ЧИ-2, МУЛ-12 і ін., а також на вертольотах. Окрім ферозондових в даний час широко застосовуються ядерно-прецесійні аеромагнітометри.

На результати вимірювань магнітного поля будь-яким магнітометром спотворюючи вплив надає сповзання нуля і змінення температури усередині приладу. В кожному магнітометрі є термометр для вимірювання температури. По відомому температурному коефіцієнту приладу і заміряній температурі вводиться поправка за температуру.

У практиці магніторозвідки застосовуються ядерно-прецесійні, або протонні, магнітометри. Протонні магнітометри засновані на вимірюванні частоти прецесії протонів (ядер водню) у магнітному полі Землі. Принцип пристрою протонних магнітометрів зводиться до наступного. Чутливим елементом будь-якого протонного магнітометру є рідина, багата протонами (вода, спирт). Судина з цією рідиною поміщається усередині живлячої (поляризаційна) котушки, в якій створюється могутнє магнітне поле, направлене перпендикулярно повному вектору магнітного поля Землі в даній крапці (Т). Рідина «намагнічується» приблизно дві секунди, і всі протони які можна вважати елементарними магнітиками, встановлюються уздовж поля. Потім поле, що намагнічує, швидко відключається. Протони, прагнучи встановитися уздовж вектора Т, коливаються (прецесують) навкруги нього і індукують у вимірювальній котушці дуже слабу ЕДС, частота якої пропорційна напруженості поля Т. Процес вимірювання з ядерно-прецесійним магнітометром зводиться до визначення частоти прецесії протонів за допомогою особливих електронних схем.

2.3. МЕТОДИКА МАГНІТОРОЗВІДКИ

2.3.1. МЕТОДИКА НАЗЕМНОЇ МАГНІТНОЇ ЗЙОМКИ

Методика, тобто спосіб проведення магніто розвідувальних робіт, зводиться до вибору виду зйомок і їх масштабу, до вибору напряму профілів, густини точок спостереження, точності вимірювання і способу зображення результатів.

Розрізняють три види наземних магнітних зйомок: 1) картировочно-пошукові, 2) пошуково-розвідувальні, 3) розвідувальні (або детальні).

Метою картировочно-пошукових магнітних зйомок є рішення задач великомасштабного геологічного картування (масштаби 1:50000, 1:25000, 1:10000), а також безпосередні пошуки руд. Зйомка ведеться по системах профілів маршрутів, відстані між якими міняються від 200 до 500 м. Профілі вибираються вкріст простягання порід. Відстані між точками не менше 50 м. Прив'язка точок спостереження як візуальна, по карті, так і інструментальна. В місцях аномалій точки спостереження згущуються.

Метою пошуково-розвідувальних магнітних зйомок є деталізація аномалій картировочно-пошукових зйомок, виявлення тектонічних порушень, рудних тіл, оцінка розмірів, форми, положення рудних тел. Пошуково-розвідувальні зйомки виконуються в масштабах 1:10000, 1:5000, 1:2000, 1:1000. Зйомка здійснюється по системах профілів, видалених на відстані в 2 - 3 рази менші передбачуваної довжини структур, вкріст їх простягання. Як правило, відстані між профілями міняються від 50 до 200 м, а крок спостережень від 10 до 50 м. Прив'язка точок спостережень інструментальна і напівінструментальна.

Метою детальних розвідувальних магнітних зйомок є з'ясування розмірів, форми і положення включений порід з різними магнітними властивостями, розвідка рудних родовищ, детальне геологічне картування. Детальна зйомка проводиться по розбитій інструментальній системі профілів (площадкова зйомка). Масштаби зйомок від 1:2000 і крупніше, а відстані між профілями можуть

мінатися від 10 до 100 м. Відстані між точками спостережень мінються від 5 до 20 м залежно від розмірів рудних тіл, їх глибини і інтенсивності намагнічення.

Оптимальним кроком спостережень при наземній магнітній зйомці можна рахувати крок, в 1,5 - 3 рази менший глибини залягання намагнічених порід і у декілька разів менший їх поперечних розмірів. Відстані між профілями звичайно вибираються в 2 - 5 разів більшими, ніж крок спостережень.

На кожній точці яким-небудь магнітометром вимірюються ті або інші елементи магнітного поля. При цьому з 3 - 4 відліків беруться середні. По термометру, що знаходиться в кожному приладі, вимірюється температура, а також записуються час. При зйомках підвищеної точності рекомендується перед началом магнітних зйомок розбивати опорну сіть з тим, щоб при рядовій зйомці щодня на декількох опорних крапках проводити виміри. Опорні зйомки проводяться приладами підвищеної точності причому вимірювання необхідно виконувати по можливості швидко, з тим щоб сповзання нуля, вплив змін температури і варіацій виявлявся якнайменшим. При наявності опорної сіті поправок за температуру і варіації на пунктах рядової зйомки можна не вводити.

Для оцінки точності спостережень на ряді крапок (до 10% від загальної кількості) ведуться повторні спостереження, і розраховується середня квадратична погрішність вимірювань. Вимоги до точності спостережень при наземній зйомці встановлюються у залежності від масштабу зйомок і напруженості магнітного поля. Залежно від типу приладу, масштабу зйомки, кроку спостережень, категорії місцевості і виду транспорту за одну зміну про гряд з 2 - 3 чоловік може виконати від 30 до 300 точок спостережень.

2.3.2. МЕТОДИКА АЕРОМАГНІТНОЇ ЗЙОМКИ

Аеромагнітна зйомка проводиться за системою профілів при безперервному записі на кожному профілі (маршруті). Напрями профілів вибираються вкріст передбачуваного простигнання структур або тектонічних порушень.

Відстань між профілями залежить від масштабу зйомки: при мільйонному масштабі відстані між маршрутами встановлюється 10 км, при масштабі 1 : 500 000 - 5 км, при масштабі 1:100000 - 1 км, при масштабі 1:50000 - 500 м. Чим більше масштаб тим меншою повинна бути висота польоту аеромагнітної станції. Звичайно вона мінється від 50 до 500 м. Прив'язка профілів при аеромагнітній зйомці здійснюється різними способами і повинна бути тим точніше, чим крупніше масштаб зйомки.

Для перевірки і обліку сповзання нуля-пункту приладу перед початком робочого дня і після його закінчення робиться спеціальний обліт на контрольному маршруті (КМ) завдовжки 10 - 30 км. Всі робочі маршрути «прив'язуються» до контрольних маршрутам.

Для оцінки погрішності вимірювань і ув'язки між собою маршрутів вибирається декілька профілів, перпендикулярних робочим маршрутам. На цих профілях проводяться повторні обльоти. За наслідками повторних вимірювань обчислюється середньоквадратичні погрішність вимірювань. При обробці магнітограм аномальні значення та розраховуються шляхом віднімання зі значення Т нормального поля. Останнє визначається по спеціальних магнітних картах або за допомогою розрахунку так званого нормального градієнта за даними аеромагнітної зйомки. В результаті аеромагнітної зйомки будуються карти, графіки по маршрутах, а також карти графіків.

2.3.3. ВИЗНАЧЕННЯ МАГНІТНИХ ВЛАСТИВОСТЕЙ ЗРАЗКІВ ГІРСЬКИХ ПОРІД

Для інтерпретації даних магніторозвідки (і особливо палеомагнітних досліджень) необхідно знати магнітні властивості гірських порід, магнітну сприйнятливість і вектор залишкового намагнічення. Визначення магнітних властивостей гірських порід проводиться як у лабораторних і польових умовах. При лабораторних вимірюваннях використовуються зразки приблизно ізометричної форми і невеликих розмірів, узяті з оголень або з свердловин.

2.3.4. ОСНОВИ ТЕОРІЇ МАГНІТОРОЗВІДКИ

Основний закон магнетизму був сформульований Кулоном, який припускав, що існування

магнетизму зв'язано з наявністю магнітних мас, позитивних і негативних. Між двома магнітними масами, поміщеними в середу з магнітною проникністю діє сила F , яка визначається законом Кулона. Будь-яке намагнічене тіло можна представити поєднанням двох магнітних мас, що знаходяться на протилежних частинах тіла - полюсах. Північним (позитивним) полюсом намагніченого тіла (наприклад, магнітної стрілки) вважається той, який обертається у бік північного географічного полюса, якщо дати можливість тілу вільно обертатися навкруги вертикальної осі. При такому визначенні магнітний полюс Землі володіє південним (негативним) магнетизмом, оскільки притягуються магнітні маси протилежного знака, а однойменні відштовхуються.

Подальшим розвитком фізики було доведено, що магнітних мас як самостійних субстанції у природі не існує, а магнітні властивості тіл є слідством руху електричні заряджені частинки у атомах речовини. Одні речовини здатні під впливом магнітного поля упорядковувати рухи зарядів і намагнічуються, інші ні. Хоча магнітних мас в природі немає, але в теорії магнетизму законом Кулона формально продовжують користуватися. При цьому під магнітною масою одного знака розуміється твір інтенсивності намагнічення на площу намагніченого тіла (S), перпендикулярну цьому вектору. Визначення напруженості магнітного поля тіл відомої форми, розмірів і намагніченості складає пряму задачу магніторозвідки.

Для полегшення рішення задач магніторозвідки вводиться поняття магнітного потенціалу точкової магнітної маси. В теорії магнетизму користуються поняттям магнітного диполя, тобто двох рівних, близько розташованих магнітних мас протилежного знака.

Тіла, у яких глибина залягання нижньої частини не набагато відрізняється від глибини залягання верхньої кромки створюють поля різних знаків: один екстремум над тілом і два екстремуми протилежного знака по сторонах від основного максимуму. При вертикальному намагніченні симетричні. При неvertикальному намагніченні аномалії будуть несиметричні, причому пологі сторони кривих розташовані по падінню осей намагніченості, а характер магнітного поля матиме складнішу форму.

2.4 ІНТЕРПРЕТАЦІЯ РЕЗУЛЬТАТІВ МАГНІТОРОЗВІДКИ

2.4.1 ЯКІСНА ІНТЕРПРЕТАЦІЯ МАГНІТОРОЗВІДКИ

При якісній інтерпретації графіків, карт профілів і карт ізодинам ведеться їх візуальний опис і порівняння з геологічними розрізами і картами. Це дозволяє встановити зв'язок тих або інших аномалій магнітного поля з певними геологічними тілами і виявити місцезонаження їх центрів або осей, оцінити форму, просторове положення, зразкове падіння і простягання.

На картах профілів і картах ізодинам виявляються і корелюються аномалії, відповідні одним і тим же об'єктам, намічається планове розташування контактів різних порід, простежуються контури тих або інших структур або включень. Ізометричним аномаліям (аномалії з приблизно однаковими поперечними розмірами на карті) відповідають ізометричні у плані геологічні об'єкти; витягнутим ізодинамам відповідають геологічні структури і окремі шари витягнутої форми. Якщо для вертикально намагнічених тіл поле аномалій має один знак, то це свідчить про велику глибину залягання іншого полюса намагнічених порід.

Якщо глибина залягання нижнього краю тіла мало відмінна від глибини залягання верхньої частини, то навкруги інтенсивної аномалії, зобов'язаної верхньому полюсу, спостерігатиметься слабе поле іншого знака, обумовлене нижнім полюсом намагнічених порід. Падіння порід в ту сторону, де площа розповсюдження слабих аномалій більше. При похилому намагніченні структура поля ускладнюється. Ділянкам з високими горизонтальними градієнтами аномалій вертикальної складової геомагнітного поля часто відповідають контакти порід з різними магнітними властивостями.

Якісна інтерпретація магнітних аномалій складніше, ніж гравітаційних. Це пояснюється складнішою структурою магнітного поля пов'язаної з наявністю у намагнічених порід полюсів позитивного і негативного знака і великим діапазоном зміни магнітних властивостей у порівнянні з щільністю.

При якісній інтерпретації виявляються регіональні, крупні аномалії, пов'язані із структурно-тектонічною будовою району, і локальні аномалії, приурочені до магнітних руд і окремих шарів порід

з підвищеними магнітними властивостями. Результати якісної інтерпретації загальних і пошукових зйомок використовуються як основа для детальних магнітних зйомок з подальшою кількісною обробкою, а також для раціонального планування як геофізичних, так і геологічних досліджень.

2.4.2. КІЛЬКІСНА ІНТЕРПРЕТАЦІЯ

Визначення глибини, розмірів, точного місцеположення, кутів падіння геологічних тіл, що створили магнітні аномалії, є основною метою кількісної (розрахункової) інтерпретації або рішення зворотної задачі магніторозвідки.

Математично рішення зворотної задачі магніторозвідки неоднозначно, оскільки схожі аномалії можуть бути створені геологічними тілами різної форми, розмірів і інтенсивності намагнічення. Для однозначної інтерпретації магнітних аномалій і зокрема наближеного визначення розмірів тіл, необхідно знати інтенсивність намагнічення тіл, визначених шляхом вимірювання магнітної сприйнятливості зразків. При цьому середнє значення напруженості поля Землі (T) можна вважати рівним 0.5 эрст.

Рішення зворотної задачі виконується аналітичним або графічним способами. Для кількісної обробки використовуються чіткі, ізольовані, не ускладнені впливом сусідніх тіл аномалії. Графіки повинні бути побудовані по напрямку вкріст виявлених на карті аномалій і виходити на нормальне поле.

В аналітичних методах рішення зворотної задачі магніторозвідки визначення глибини залягання і оцінка розмірів намагнічених тіл проводиться шляхом апроксимації виявлених геологічних об'єктів найпростішими геометричними моделями однорідно намагнічених тіл для яких вирішена пряма задача. Чим ближче форма геологічних структур і тіл наближається до форми найпростіших геометричних моделей, тим точніше інтерпретація.

При цьому велике значення має використання всієї геологічної інформації про район досліджень що дозволяє вибрати найприйнятнішу модель намагнічених тел. У загальному випадку, коли невідома форма тіл, що створили магнітні аномалії, оцінку глибини залягання верхньої кромки можна отримати методом дотичних або іншими способами. При цьому одержувані глибини, як правило, підвищені.

2.4.3. ГЕОЛОГІЧНЕ ТЛУМАЧЕННЯ РЕЗУЛЬТАТІВ МАГНІТОРОЗВІДКИ

Геологічне тлумачення результатів магніторозвідки - один з відповідальних етапів інтерпретації. Воно зводиться до рішення тих або інших геологічних задач за допомогою якісної і кількісної інтерпретації результатів магнітної зйомки з використанням всього наявного матеріалу про геологічну будову. При цьому необхідно встановити зв'язки між магнітними аномаліями і літологією, тектонікою, корисними копалинами.

Складність проблеми геологічного тлумачення даних магніторозвідки пояснюється неоднозначністю і наближеністю рішення зворотної задачі, оскільки прямі задачі вирішені для намагнічених тіл правильної форми (стовп, куля, пласт циліндр і багато ін.), тоді як реальні тіла можуть істотно відрізнятися від них. Другим ускладненням при інтерпретації є необхідність визначення інтенсивності намагнічення порід по зразках що не завжди можна зробити навіть приблизно. Нарешті, неоднорідність і похилий характер намагнічення порід, вплив залишкового намагнічення стародавніх епох і ряд інших причин також знижують точність інтерпретації. Все це призводить до того що часто обмежуються лише якісною інтерпретацією, а на отримані кількісні параметри дивляться як на наближені, даючи можливість лише оцінити глибину і розміри намагнічених тел.

Раціональний комплекс магніторозвідки з гравірозою і іншими геофізичними методами (залежно від геолого-геофізичних особливостей району досліджень) дозволяє провести геологічне тлумачення результатів більш точно і достовірно.

2.5. ОБЛАСТІ ЗАСТОСУВАННЯ МАГНІТОРОЗВІДКИ

Магніторозвідка застосовується для: 1) проведення загальної магнітної зйомки всієї Землі і палеомагнітних досліджень; 2) рішення задач регіональної структурної геології; 3) геологічного картування різних масштабів; 4) пошуків і розвідки залізорудних родовищ; 5) пошуків родовищ рудних і нерудних копалин; 6) вивчення геолого-петрографічних особливостей порід.

2.5.1 ЗАГАЛЬНА МАГНІТНА ЗЙОМКА ЗЕМЛІ І ПАЛЕОМАГНІТНІ ДОСЛІДЖЕННЯ

Поверхня суші і океанів покривається загальними, як правимо, аеромагнітними, зйомками різних масштабів. За даними цих зйомок будуються карти аномалій магнітного поля крупних регіонів і всієї Землі. Для виділення магнітних аномалій, зв'язаних з неоднорідністю будови кристалічної оболонки Землі, із змряних аномалій T віднімається нормальне геомагнітне поле яке є сумою поля однорідного намагніченої Землі і поля континентальних аномалій.

Основне призначення загальних магнітних зйомок - проведення тектонічного районування, що дозволяє визначити контури крупних структурних елементів земної кори: платформ, геосинклінальних областей, окремих блоків, глибинних розломів тектонічно активних областей. Рішення перерахованих задач проводиться в комплексі з гравірознавкою і уточнюється сейсморозвідкою.

Таким чином, загальні магнітні зйомки дозволяють вирішувати задачі, пов'язані з будовою земної кори, а також служать для вирішення таких загальнотеоретичних задач, як походження і розвиток Землі і її структурних елементів вивчення характеру магнітного поля на поверхні і ряду інших задач. Зв'язані загальними магнітними зйомками всієї Землі і палеомагнітні дослідження.

Палеомагнітні дослідження (визначення магнітного поля у віддалені геологічні епохи) засновані на вивченні залишкового намагнічення порід. Породи, феромагнітні мінерали (магнетит, титаномагнетит, гематит, піротин), що містять володіють феромагнітними властивостями, намагнітившись у момент своєї освіти, вони здатні зберегти магнетизм довгий час, не дивлячись на зміну інтенсивності і навіть знака вектора напруженості магнітного поля в районі, де вони залягають.

Вивчаючи палеомагнітні властивості породи, ми можемо судити про характер, інтенсивність магнітного поля Землі і напрям магнітної осі у момент їх освіти, якщо є докази того, що залишкова намагніченість порід не змінилася (наприклад через зміну складу, перегріву) або не порушено їх залягання (наприклад, через тектонічні рухи). Методи палеомагнітних досліджень полягають у відборі зразків у корінному їх заляганні з точною маркіровкою, вказуючою на їх просторове положення і вік (по палеонтологічних або інших даних).

Далі визначається залишкова намагніченість зразка, оцінюється стійкість цієї намагніченості і розраховується положення вектора напруженості магнітного поля при намагніченні порід під час їх освіти. Якщо подібні вимірювання провести по великій кількості одновікових зразків, можливо визначити найвірогідніше положення магнітних полюсів Землі.

Теоретичні і експериментальні дослідження показують, що середнє положення геомагнітного полюса для проміжків часу, обчислюваних сотнями тисяч літ, повинне відповідати положенню географічного полюса, тобто указує на положення осі обертання Землі. Проведені в останні 10 - 20 років палеомагнітні дослідження приводять до наступних попередніх висновків.

1. Магнітні полюси протягом геологічної історії Землі переміщуються по її поверхні, що можна пояснити зміненням положення осі обертання Землі і що підтверджується палеокліматичними дослідженнями.

2. Напрямок залишкової намагніченості гірських порід залежно від їх віку іноді відрізняється на 180° , що пов'язано з періодичною зміною знака магнетизму або інверсією полюса на 180° . Причина цього явища не встановлена.

3. Місцеположення полюсів Землі, визначені по зразках одного віку, але узяті з різних континентів (Європа, Америка, Австралія) відрізняються тим більше, ніж більше вік порід. Точного пояснення цього факту поки ні хоча одним з можливих пояснень є гіпотеза континентальних дрейфів, тобто переміщення материків.

В цілому палеомагнітні дослідження допомагають вирішувати проблему будови і розвитку Землі, а також служать для кореляції одновікових порід.

2.5.2. РІШЕННЯ ЗАДАЧ РЕГІОНАЛЬНОЇ СТРУКТУРНОЇ ГЕОЛОГІЇ

У комплексі з гравірознавкою і сейсморозвідкою магніторозвідка застосовується для мети геотектонічного районування, тобто картування таких регіональних структур, як краєві міжгірські прогини, антиклінорії і синклінорії, зони розломів зведення і западини кристалічного фундаменту. Крім того, магніторозвідка використовується для оцінки фізичних властивостей, складу і будови фундаменту, картування нафтогазоносних структур, солянокупольної тектоніки і рішень інших задач. Задача геофізичних методів зводиться до визначення місцеположення і характеру основних структурних елементів досліджуваного регіону.

Оскільки підвищеними магнітними властивостями володіють вивержені породи, то аномальні магнітні поля у значному ступені визначаються глибиною залягання і складом кристалічного фундаменту і вивержених порід. В районах з могутнім чохлам осадових відкладень, як правило немагнітних, магнітне поле спокійно.

Характерний тісний якісний зв'язок магнітних і гравітаційних аномалій: місцеположення, простягання і загальне форма цих аномалій частіше за все співпадають. Проте на відміну від гравітаційних магнітні аномалії більшою мірою залежать від магнітних властивостей і складу порід, ніж залягання і форми структур, які більш чітко характеризують форму геологічних структур. З цієї ж причини гравітаційні і магнітні аномалії одного району іноді не співпадають один з одним.

2.5.3 ЗАСТОСУВАННЯ МАГНІТОРОЗВІДКИ ПРИ ГЕОЛОГІЧНОМУ КАРТИРОВАННІ

При дрібномасштабному геологічному картуванні широко застосовується аеромагніторозвідка. Аеромагнітні зйомки є картировочно-пошуковими. За допомогою наземних магнітних спостережень ведуться як картировочно-пошукові так і пошуково-розвідувальні і розвідувальні зйомки. Карти указують на форму і місцеположення порід з підвищеними магнітними властивостями. Особливо чітко виявляються контакти осадових і магматичних порід (під наносами), глибинні розломи з якими часто зв'язано упровадження магнітних порід, крупні залізорудні родовища, місцезнаходження інтрузій і ефузивних комплексів. Матеріали магнітних зйомок використовуються як основа для раціональної постановки геологозйомочних і пошукових робіт.

2.5.4 ЗАСТОСУВАННЯ МАГНІТОРОЗВІДКИ ДЛЯ ПОШУКІВ КОРИСНИХ КОПАЛИН

Пошуки і розвідка залізорудних родовищ - задача, краще всього вирішувана магніторозвідкою. Дослідження починаються з проведення аеромагнітних зйомок масштабу 1:100000. Залізорудні родовища виділяються дуже інтенсивними (сотні і тисячі гамм) аномаліями Z. Деталізація аномалій проводиться наземною зйомкою. При цьому ведеться не тільки якісна, але і кількісна інтерпретація, тобто оцінюється глибина залягання магнітних мас, простягання, падіння, розміри пластів, а іноді по інтенсивності намагнічення навіть якість руди.

Найбільш сприятливі для розвідки магнетитові руди, менш інтенсивними аномаліями виділяються гематитові родовища.

Пошуки родовищ рудних і нерудних корисних копалин. Магніторозвідка застосовується при пошуках таких корисних копалин, як поліметалеві сульфідні, мідно-нікелеві, марганцеві руди, боксити, розсіпні родовища золота, платини вольфраму, молібдену і ін. Це виявляється можливим завдяки тому, що в рудах як домішки часто містяться феромагнітні мінерали або ж вони самі мають підвищеною магнітну сприйнятливостю. Крім того за даними магнітної зйомки виявляються зони, сприятливі рудоутворенню (скидання, контакти і т. п.). Відмінні результати виходять при розвідці трубок кімберліту, до яких приурочені родовища алмазів. Успішне застосування магнітної зйомки для розвідки руди залежить не тільки від магнітних параметрів руд, але і властивостей навколишніх порід. Іноді вміщуючи породи мають непостійні і підвищені значення магнітної сприйнятливості і ефективність магніторозвідки різко знижується. При пошуках багатьох руд аномалії Z виявляються невеликими і потрібні зйомки підвищеної точності.

Вивчення геолого-петрографічних особливостей і тріщинуватості порід може виконуватися за

допомогою мікромагнітної зйомки. Під мікромагнітною зйомкою розуміють магнітну розвідку великої детальності і високої точності. Цей метод застосовується для геолого-петрографічних досліджень порід, що залягають на глибині до 10 - 20 м. При зйомці такої точності після кожного виміру береться відлік на контрольній крапці, щоб виключити вплив температури, варіацій, сповзання нуля і т.п. В результаті будуються карти Z_a . Далі проводиться статистична обробка матеріалів зйомки. При цьому кожна ізолінія розбивається на відрізки завдовжки 5 - 10 мм і визначається напрям (азимут) кожного відрізка. Потім підраховується кількість відрізків з однаковими азимутами і будуються вектори діаграм аномалій Z . За даними деяких дослідників троянди аномалій співпадають з трояндами тріщинуватості. Це зв'язано з дією тектонічних напруг на намагніченість порід. Побудова троянд аномалій по даним мікромагнітної зйомки дозволяє також оцінити текстуру сланцюватості, умови утворення магматичних порід, а також склад і будова відкладень.

3. ЕЛЕКТРИЧНА РОЗВІДКА (ЕЛЕКТРОРОЗВІДКА)

Електрична розвідка (електророзвідка) - це методи дослідження земної кори і розвідки корисних копалин, засновані на вивченні електромагнітних полів існуючих в Землі через ті або інші природні процеси або створених штучно.

Гірські породи, залежно від складу і умов залягання, володіють різними електричними, а точніше, електромагнітними властивостями. Інтенсивність і структура електромагнітних полів крім потужності утворюючого їх джерела визначаються електромагнітними властивостями порід, а у разі неоднорідного середовища також розмірами і глибиною залягання включень. Вивчаючи електричні і електромагнітні поля на поверхні землі, можна отримати геоелектричний розріз району досліджень,

визначити місцеположення, глибини залягання і потужності шарів з різними властивостями.

Відмітною особливістю електророзвідки є більше різноманіття методів і способів дослідження. Різноманіття модифікацій електророзвідки визначається широким діапазоном частот вживаних електромагнітних полів від постійного струму до радіохвильових частот (десятки і сотні мегагерц) а також великим діапазоном зміни електромагнітних властивостей гірських порід і різноманітністю способів вимірювання і збудження поля. При цьому можуть бути використані як природні поля, що виникають в землі через фізико-хімічні, космічні і інших процесів, так і штучні.

Електророзвідка може вирішувати самі різні задачі на різних етапах геологічних робіт. По точності вона поступається лише сейсморозвідці, а за різноманітністю вирішуваних геологічних задач і економічність перевершує її. Методи електророзвідки діляться на методи постійного і змінного струму, на природні і штучні. Деякі з вказаних методів широко застосовуються в практиці геофізичної служби (наприклад, методи постійного струму), інші (наприклад радіохвильові) знаходяться лише у стадії розробки. Ряд методів з'єднаний у великі групи, що складаються з безлічі модифікацій (наприклад, методи індуктивного профілювання). Електророзвідка може виконуватися не тільки на поверхні землі, але і в гірських виробленнях, з повітря (аероелектророзвідка), на акваторіях морів, озер, річок.

3.1. ЕЛЕКТРОМАГНІТНІ ВЛАСТИВОСТІ ГІРСЬКИХ ПОРІД

До електромагнітних властивостей гірських порід відносяться питомий електричний опір, діелектрична і магнітна проникність, електрохімічна активність і поляризуємість.

Основним електричним параметром гірських порід є питомий електричний опір порід або величина зворотна електропровідності. Питомий опір вимірюється в омметрах (омм). У різних гірських порід міняється в дуже широких межах від тисячних часток омметрів у самородних металів до багатьох мільярдів омметрів у таких ізоляторів, як слюда, кварц, польові шпати. Гірські породи розділяються на електронні провідники (провідники 1 роду), у яких електричні заряди переносяться вільними електронами, і іонні (провідники 2 роду), в яких

електричні заряди переносяться іонами, що знаходяться у розчинах, заповнюючи пори гірських порід. До першої групи відноситься невелика кількість порід таких, як самородні метали, сульфіди, графіт, антрацит. До другої групи відносяться всі інші, тобто величезна більшість порід.

Питомий електричний опір порід визначається:

1. Питомий опір порід залежить від опору мінералів, що складають дану породу. У більшості мінералів воно дуже велике, лише сульфіди, графіт і антрацит мають низький опір. Опір породи зменшується із збільшенням процентного змісту добре провідних мінералів.
2. Опір порід визначається в першу чергу опором води, насичуючої породи. Чим більше концентрація різних мінеральних солей, розчинених у воді, тим менше її опір.) Сильно мінералізовані води (з мінералізацією близько 10 г/л) мають опір близько 1 омм. Поширені у природних умовах підземні води з мінералізацією в декілька міліграмів/літрів і мають опір 10-150 омм. Якщо пори в породі заповнені нафтою, що є практично ізолятором, то опір порід значно зростає.
3. Пористість, текстура і структура порід також впливають на їх електропровідність. Чим більше пористість, тим краще порода проводить електричний струм.
4. Водонасиченість порід. Так, суха глина, хоча і має велику пористість, має великий опір (понад 1000 омм). Та ж глина, насичена водою, має одиниці і десятки омметрів.

Певні різниці порід відрізняються характерним для них діапазоном зміни опорів. При цьому різні породи можуть мати однакові опори, а одна і та сама порода в різних геолого-гідрогеологічних умовах може мати різні опори. Це і є однією з причин, ускладнення інтерпретації результатів електророзвідки. Щоб обрати найвірогідніший варіант тлумачення результатів електророзвідки, необхідно врахувати і використати всі відомості про літологію і гідрогеологію району.

Не дивлячись на широкий, діапазон зміни питомих електричних опорів у різних порід, основні закономірності встановлені достатньо чітко. Вивержені породи частіше за все характеризуються високими опорами (від 500 до 10000 омм). Серед осадових порід високі опори у кам'яної солі, гіпсу, вапняку, пісковиків і деяких інших. Уламкові осадові породи, як правило, мають тим більший опір, чим більше розмір зерен, що становлять породу. При переході від глин до суглинків, супіски і піски питомий опір зраджується від часток і перших одиниць омметрів до перших десятків і сотень омметрів.

Метаморфічні породи займають по значеннях опору проміжне положення. У глинястих сланців опір низький. Чим більше ступінь метаморфізму і зцементованість порід, тим опір їх вище. Породи, відмінні шаруватістю (глини, глинисті сланці, графіт і деякі ін.), анізотропні, тобто їх питомий опір уздовж шаруватості і вкріст шаруватості різне. Ступінь цієї відмінності визначається коефіцієнтом анізотропії який завжди більше одиниці, але не перевищує 2.

Діелектрична і магнітна проникності грають значну роль лише при електророзвідці на високих частотах. Відносна діелектрична проникність показує, у скільки разів збільшується місткість конденсатора якщо замість повітря в нього помістити дану породу. Величина змінюється від декількох одиниць (у сухих осадових порід) до 80 (у води) і залежить в основному від процентного змісту води і від мінералогічного складу породи. У вивержених порід міняється від 5 до 12 одиниць, у осадових від 2 - 3 (у сухої) до 16 - 25 (у повністю насиченої водою породи). Магнітна проникність більшості порід рівна магнітній проникності повітря. Лише у феромагнетиків відносна магнітна проникність, може зростати до 10 одиниць.

Під електрохімічною активністю розуміється властивість порід створювати природні електричні поля. Ці поля можуть виникнути через окислювально-відновні реакції, фільтраційних і дифузійно-адсорбційних явищ пов'язаних з наявністю і рухом в породах розчинів різної концентрації і хімічного складу. Одиниці електрохімічної активності поки що строго не встановлені.

Здатність порід поляризуватися, тобто накопичувати заряд при пропусканні струму, а потім розряджатися після відключення струму оцінюється коефіцієнтом поляризації. Величина

обчислюється у відсотках як відношення напруги яке залишається у вимірювальній лінії після закінчення певного часу (звичайно 0,5 - 1 сік) після розмикання струмкового ланцюга до напруги в тій же лінії при пропусканні струму.

Поляризація - це складний електрохімічний процес, що протікає при пропусканні через породу струму. Найбільшою поляризацією відрізняються руди з електронною провідністю (сульфіди, сульфосоли, деякі самородні метали і окремі оксиди). Виникнення викликаних потенціалів в цій групі порід пояснюється так званою електродної поляризації руд у присутності підземних вод.

Потенціали викликані поляризації спостерігаються над обводнюючи ми рихлими осадовими породами, в яких є глинисті частинки. У цих породах при пропусканні струму відбувається перерозподіл і дифузія зарядів адсорбованих на глинястих частинках. Повернення середовища в стан рівноваги після відключення струму супроводиться ефектом викликані поляризації. Більшість вивержених і метаморфічних порід, як правило, не поляризується. Також слабо поляризується осадові породи, насичені мінеральною водою.

3.2. АПАРАТУРА І УСТАТКУВАННЯ ЕЛЕКТРОРОЗВІДКИ

Найбільший об'єм електророзвідувальних робіт виконується методами постійного струму. Ці методи застосовуються для практичного вирішення різних геологічних задач. Апаратура і устаткування всіх методів постійного струму однакові, а методика проведення робіт і область геологічного застосування у різних методів різна.

При електророзвідці постійним струмом використовується стандартне устаткування і апаратура, що складається з батареї або генераторів постійного струму, дровів в добрій ізоляції залізних електродів для введення струму в землю і мідних або латунних електродів для вимірювання напруг, що виникають в землі, і апаратури, призначеної для вимірювання напруги на приймальних вимірювальних електродах (MN), і струму, що пропускається в землю через живлячі електроди (AB).

Для розвідки невеликих глибин (до 300 - 500 м) застосовуються переносні прилади: електророзвідувальні потенціометри (ЕП-1), електронні стрілочні компенсатори (ЕКС-1), авто компенсатори транзисторні електророзвідувальні (АТЕ-1), апаратура низької частоти (АНЧ-1), вимірники кажучихся опорів (ІКС-50).

В основу пристрою більшості електророзвідувальних приладів покладена компенсаційна схема. Суттєвість компенсаційного способу вимірювання напруг полягає в наступному. В приладі є пристрій, що складається з елемента постійного струму і гальванометра. Якщо до цієї схеми підключити що виміряється на приймальних електродах напругу, то через гальванометр пройде струм. Міняючи повзунковим реостатом опір, можна добитися компенсації, тобто рівність нулю струму. Це стане можливим, якщо струми мають протилежні напрями. Знаючи величину опори і силу струму можна визначити напругу.

Перевага компенсаційного способу полягає в тому, що у момент вимірювання по приймальній лінії не тече струм, і немає падіння напруги на заземленнях, і якість заземлення не впливатиме на результат. Опір заземлення залежно від електричних властивостей ґрунту і глибини забивання електродів міняється в процесі розвідки на різних точках. Якби напруг вимірювалося простим вольтметром, в результати вносилися б помилки оскільки з напруги, що виміряється, вчиталось змінне, невідоме падіння напруг на електродах.

Найпростішим приладом, побудованим по розглянутій вище схемі, є електророзвідувальний потенціометр (ЕП-1). Він складається з власне потенціометра, компенсатора поляризації, компенсатора індукції і вмикача. Потенціометр, є мілівольтметром, може виміряти і силу струму. Для цього у струмковій приставці потенціометра, що підключається в зовнішню живлячу ланцюг, послідовно з нею включено два опори в 0,1 і 0,01 ом, що калібруються. Струм поточний в ланцюзі АВ, може бути визначений по падінню напруження на цих опорах. Таким чином, для вимірювання напруги до входу потенціометра підключається

приймальна лінія (MN), а при вимірюванні струму - опір, що калібрується на якому вимірюється падіння напруги, пропорційне струму в ланцюзі. Включення струму у живлячі заземлители і замикання компенсаційного ланцюга потенціометра проводиться ключем одночасно замикання, званим ключем Бодена.

Електророзвідувальний потенціометр влаштований дуже просто у роботі, пристосований до польових робіт, але має один істотний недолік: при роботі в умовах високих перехідних опорів заземлення приймальних електродів (кам'янистий ґрунт, сухий пісок, мерзлота і т. д.) погрішності вимірювань стають неприпустимо великими. Останніми роками для електророзвідки постійним струмом застосовуються згадані вище електронні прилади. У принципі усі вони засновані на компенсаційній схемі. Проте застосуванню електронних підсилювачів з глибоким негативним зворотним зв'язком компенсація проводиться не уручну, а автоматично. В ЕСЬК-1 і АНЧ-1 підсилювачі зібрані на пальчикових радіолампах, а в АТЕ-1 і ІКС-50 на транзисторах (напівпровідникових тріодах). Завдяки таким схемам прилади є мілівольтметрами, але мають переваги компенсаторів.

Як і в ЕП-1, в цих приладах є устрій, дозволяючи включати їх по схемі амперметра що необхідне для вимірювання струму в живлячій лінії. У порівнянні з ЕП-1 електронні прилади є більш універсальними і можуть працювати в будь-яких умовах заземлення. У них більше чутливість, простіше і швидше виробництво вимірів. В АНЧ-1 і ІКС-50, крім того робота проводиться на змінному струмі низької частоти (20 Гц), що дозволяє позбутися поляризації електродів і від електричних перешкод. Разом з тим влаштовані вони значно складніше, ніж ЕП-1, і менш пристосовані до польових робіт.

Для розвідки великих глибин, коли необхідно вводити токи великої сили, застосовуються електророзвідувальні станції різних марок. Роботи проводяться електророзвідувальними станціями: ЕРС-23; ЕРС-16,5; ЕРСУ-61; ВП-59; ВП-64 і ін., змонтованими як правило, на двох автомашинах. Електророзвідувальні станції ЕРС-23 і ЕРСУ-61 змонтовані на вантажних автомашинах типу ГАЗ-51 і ГАЗ-63, електророзвідувальні ЕРС-16,5; ВП-59; ВП-64 встановлені на легкових автомашинах типу ГАЗ-69 або УАЗ-450.

На одній автомашині електророзвідувальної станції, що зветься генераторною групою, розташовано один або два генератори постійного струму, що вводиться в землю через живлячі електроди. На іншій автомашині званою вимірювальною або польовою лабораторією, розташована апаратура, призначена для вимірювання напруг на приймальних електродах.

Обертання роторів генераторів проводиться від двигуна автомобіля через; спеціальну коробку відбору потужності і додатковий кардан. З кожного генератора можна зняти напругу до 500 в, при струмі до 25 а. Включення і виключення таких могутніх струмів виконується за допомогою електромагнітних реле-контакторів. Окрім того в генераторній групі змонтовані прилади і пристрої для контролю, регулювання і вимірювання струму.

У вимірювальних лабораторіях встановлені електророзвідочні осцилографи (ЕПО-5, ЕПО-7 і ін.). Запис величин напруг, що вимірюються, ведеться автоматично на фотопапері за допомогою дзеркальних гальванометрів. Окрім робочих імпульсів на фотоосцилограмі записуються градуйовані імпульси, необхідні для визначення ціни розподілу вимірювального ланцюга осцилографа при даному опорі заземлення приймальної лінії. В лабораторії встановлені прилади і пристрої для контролю роботи осцилографа, посилення прийнятих сигналів і прояву осцилограм.

3.3. МЕТОД ПРИРОДНОГО ЕЛЕКТРИЧНОГО ПОЛЯ

Метод природного електричного поля або метод власних потенціалів (скорочено СП, ПС) заснований на вивченні локальних електричних полів, виникаючих у гірських породах через окислювально-відновні дифузійно-адсорбційних і фільтрацій явищ. Невеликі власні потенціали існують практично всюду. Інтенсивні поля спостерігаються, як правило, тільки над сульфідними і графітними рудними покладами.

3.3.1. ПРИЧИНИ ВИНИКНЕННЯ ПРИРОДНИХ ЕЛЕКТРИЧНИХ ПОЛІВ

Найбільшу інтенсивність мають природні поля електрохімічної природи. Такі потенціали спостерігаються на багатьох сульфідних, вугільних і графітних родовищах. Вони виникають завдяки окислювально-відновним реакціям що відбувається при активній участі підземних вод.

Виникнення власних потенціалів над сульфідними рудами можна пояснити таким чином. Верхня частина сульфідного покладу, як правило, має свій в розпорядженні в зоні активної циркуляції багатих киснем і вуглекислотою атмосферних вод. Більш глибокі частини покладу розташовуються у зоні бідних киснем застійних вод. Тому у верхній частині покладу йде окислення руди і перехід сульфідів в сульфати. Окислювальні реакції супроводяться звільненням електронів в атомах окислення елементів, внаслідок чого верхня частина рудного тіла придбаває позитивний потенціал по відношенню до нижньої.

Відновні реакції в нижній частині тіла супроводжуються приєднанням електронів, зважаючи на що ця частина тіла заряджається негативно. У докільці відбудеться зворотний розподіл зарядів і потече електричний струм. При цьому до верхньої частини покладу будуть направлятися негативно заряджені іони, а до нижньої - позитивно. Тому над верхньою частиною сульфідного покладу спостерігаються негативні аномалії ПС. Подібний процес регенерації електричного поля відбувається тривалий час до повного окислення руд або зміцнення геолого-гідрогеологічних обставин.

Друга причина виникнення природних електричних полів пов'язана з дифузійно-адсорбційною активністю гірських порід, насичених підземними водами. Завдяки різній рухливості катіонів і аніонів відбувається нерівномірний розподіл зарядів в підземних водах різної концентрації, що і веде до створення природного електричного поля дифузійної природи. Величина і знак дифузійних потенціалів залежать від адсорбційних властивостей мінералів, тобто здатності дрібнодисперсних і колоїдних частинок утримувати на своїй поверхні іони того або іншого знака. Тому різниці потенціалів виникаючі при дифузії в породах підземних вод різної концентрації, отримали назву дифузійно-адсорбційних.

Третьою причиною утворення природних потенціалів є фільтрація підземних вод через пористі породи. Тріщини і пори в гірській породі можна розглядати як капіляри, стінки яких здатні адсорбувати іони одного знака (частіше всього негативні). В рідкому середовищі поблизу стінок капіляра нагромаджуються заряди протилежного знака. Таким чином, в капілярах утворюється подвійний електричний шар. При русі рідини через капіляр частина рухомих зарядів подвійного електричного шару (як правило, позитивних) виноситься по напрямку руху. В результаті цього на кінцях капіляра виникає різниця потенціалів. Рух підземних вод через складну систему пір і тріщин, в гірській породі створює деяке сумарне електричне поле, фільтрації залежне як від літологічного складу і пористості, так і від гідрогеологічних чинників.

Природні електричні поля можуть виникати також при корозії трубопроводів і інших підземних металевих конструкцій. Інтенсивність струмів корозії збільшується з погіршенням гідроізоляції цих конструкцій зменшенням питомого електричного опору порід і збільшенням їх вологості.

3.3.2. СПОСОБИ ПРОВЕДЕННЯ РОБІТ І ОБЛАСТІ ЗАСТОСУВАННЯ МЕТОДУ ПРИРОДНОГО ПОЛЯ

Зйомка природних електричних потенціалів виконується або по окремих лініях (профільна зйомка), або по системам звичайно паралельних профілів, рівномірно покриваючих ділянку, що вивчається (площадкова зйомка). Напрями профілів вибираються виріст передбачуваного простягання простежуваних об'єктів, а відстані між ними можуть мінятися від 10 до 100 м і повинні бути у декілька разів менше очікуваної довжини рудних тіл або інших розвіданих геологічних об'єктів.

На кожному профілі рівномірно розмічаються пункти вимірювання потенціалів. Відстані між точками спостережень (крок зйомки) міняється від 5 до 50 м залежно від масштабу зйомки, характеру і інтенсивності електричного поля. Оптимальним кроком можна рахувати крок дещо менший глибини залягання верхньої кромки розвідування об'єктів, і порівняний з їх поперечними розмірами.

Зйомка природних потенціалів може виконуватися двома способами: способом потенціалу, при якому проводяться вимірювання різниці потенціалів між однією нерухомою крапкою і всіма пунктами спостережень профілю або площі, що вивчається і способом градієнта потенціалу, при якому вимірюється різниця потенціалів між двома електродами, розташованими на постійній відстані один від одного і переміщуваними одночасно за профілями.

При зйомці природних потенціалів застосовуються електроди різних конструкцій. Електрод, що не поляризується, є пористою керамічною судиною, у яких наливається розчин мідного купоросу і вставляється медяний стрижень. При роботах електроди закопуються на глибину 10 - 20 см, а до стрижнів підключається вимірювальний прилад. Завдяки такому пристрою поляризація електродів є невеликою і порівняно постійною. Залежно від масштабу зйомки і категорії місцевості 2 - 3 чоловік можуть виконати за зміну від 50 до 300 точок спостережень.

Особливо висока продуктивність (понад 100 в день) виходить при безперервній зйомці способом градієнта потенціалу з човна або плоту, що рухається, при виявленні місць фільтрацій води.

За наслідками вимірювань природних потенціалів будуються графіки потенціалів. При побудові графіків потенціалів по горизонтальній осі відкладаються точки спостереження, по вертикальній - потенціали власної поляризації (вгору – позитивні, вниз - негативні). За даними зйомок будуються також карти графіків і карти рівних значень потенціалів.

Інтерпретація результатів зйомки природних потенціалів носить в основному якісний характер і дозволяє виявити місцеположення, форму і зразкове простягання геологічних об'єктів, що вивчаються. По окремих чітких локальних аномаліям можна провести кількісну інтерпретацію, тобто визначити глибину залягання і розмір рудних об'єктів, що створюють природні електричні поля. В методі природного поля для розрахунку глибини практично використовуються ті ж способи, що і в магніторозвідці.

Метод природного електричного поля застосовується для: 1) пошуків і розвідки сульфідних родовищ, антрациту, графіту; 2) геологічного і інженерно-геологічного картування при невеликій потужності наносів; 3) вивчення корозії трубопроводів; 4) виявлення місць витоків вод з річок, водосховищ (по мінімумах потенціалів) і підтікання підземних вод (по максимумах потенціалів); 5) документація розрізів свердловин. Промислові електричні перешкоди утрудняють проведення зйомок природних полів.

3.4 ПОТЕНЦІЙНІ МЕТОДИ ЕЛЕКТРОРОЗВІДКИ

Потенційні - це найпростіші методи електророзвідки, в яких застосовуються постійні (а іноді і низькочастотні змінні) штучні електричні поля. До них відносяться декілька методів електророзвідки заснованих на вимірюванні потенціалу або вивченні еквіпотенціальних ліній електричного поля, створеного за допомогою різного роду наземних або свердловин заземлених лей. Розглянемо метод зарядженого тіла і метод ізоляцій.

3.4.1. МЕТОД ЗАРЯДЖЕНОГО ТІЛА

Метод зарядженого тіла (МЗТ) або метод заряду використовується у двох варіантах: рудному і гідрогеологічному. Якщо добре провідна струм рудний поклад розкритий хоча б однією свердловиною або гірським виробленням, визначити її простягання, контури можна методом зарядженого тіла. Способи проведення робіт при цьому зводяться до наступного. Один

живлячий електрод заземляється в рудне тіло, що вивчається, а другий відноситься у «нескінченність», тобто на відстань, що перевищує розміри тіла приблизно у 20 разів з тим, щоб його впливом можна було нехтувати.

Завдяки більш високій в порівнянні з навколишнім середовищем провідності заряджене рудне тіло стає практично еквіпотенціальним провідником, з якого струм стікає рівномірно у всі сторони. Поверхні рівного потенціалу (ізоповерхні) перпендикулярні струмковим лініям, повторюватимуть форму покладу. За допомогою двох електродів і будь-якого електророзвідувального приладу знаходяться еквіпотенційні лінії (лінії рівного потенціалу). Ізолінії на поверхні землі оконтурюють заряджене тіло і лише у міру видалення від тіла ізолінії стають близькими до кіл. Якщо тіло залягає, що вивчається, на невеликій глибині у порівнянні з його розмірами, то його контури достатньо точно можна визначити по згущуванню ізоліній. Вузькі витягнуті рудні тіла виявляються у вигляді осей аномалій.

При розвідці рудних родовищ використовуються різні варіанти методу заряду, що включають вимірювання електричного поля на поверхні землі або в свердловинах при заряді тіла на різній глибині, в сусідніх свердловинах.

Одержувані при цьому дані дозволяють розвідувати рудні тіла при значно меншому, ніж без методу заряду, об'ємі буріння. Іноді для розвідки рудних покладів застосовується метод заряду з вимірюванням магнітного поля, створеного струмом у зарядженому тілі. В цьому методі використовується змінний струм частотою в декілька стільників герц. Другий варіант методу нарядженого тіла застосовується для визначення напрямку і швидкості руху підземних вод по одиночних свердловинах.

Роботи в гідрогеологічному варіанті методу зарядженого тіла проводяться в наступній послідовності. В свердловину нижче за рівень підземних вод опускається один живлячий електрод, а другий у «нескінченність», тобто приблизно у 10 разів далі чим глибина заземлення першого електроду.

Цей метод іноді називають методом електричної кореляції. Рішення цих задач звичайними гідрогеологічними способами вимагає буріння не менше 3 - 4 свердловин.

На відстані, дещо більшому глибини залягання дзеркала підземних вод, заземляється один приймальний електрод (N), а за допомогою другого приймального електроду (M) по тих, що розходяться від гирла свердловини через 45° промінню знаходяться точки рівного потенціалу. Потім в певному масштабі будується лінія рівного потенціалу (вона має вигляд, близький до кола).

Подальша операція зводиться до засолення куховарською сіллю через свердловину підземного потоку і вимірюванню в певні інтервали часу по тому ж промінні (при нерухомому електроді N) точок рівного потенціалу. Зона добре провідних струм мінералізованих вод серед прісних поступово витягується по напрямку руху потоку, а еквіпотенційні лінії на поверхні повторюватимуть її контури. Напрямок підземного потоку співпадає з напрямком максимального зсуву ізоліній. Швидкість підземного потоку рівна відношенню максимального зсуву ізоліній до часу, за який воно відбулося. Добрі результати методом зарядженого тіла виходять при роботі у не обсаджених трубами свердловинах і глибині залягання прісних підземних вод, не більшій 50 - 80 м.

3.4.2. МЕТОД ЕКВІПОТЕНЦІАЛЬНИХ ЛІНІЙ

У методі еквіпотенційних ліній (метод ізоліній) використовуються постійні (а іноді і змінні) поля, збуджені у землі не точковими, а, як правило, лінійними електродами. Для цього два голі дроти завдовжки 1000 - 1500 м вкладаються на поверхні і заземляються металевими шпильками, щоб по всій їх довжині струм стікав в землю рівномірно.

За допомогою вимірювального приладу на ділянці між електродами знаходять лінії рівного потенціалу, які над однорідним в електричному відношенні ділянкою мають вигляд майже паралельних ліній. Наявність порід, сильно відмінних по питомому електричному опору від

вміщаючих, приведе до створення ізоляцій. Наприклад, струмові лінії входять в добре провідні електричний струм сульфідні і поліметалеві руди, а ізоляції будуть їх огинати. І навпаки, струмові лінії огинатимуть копалини-ізолятори, а ізоляції будуть в них концентруватися.

При ретельному аналізі карт ізоляцій можна виявити місцезнаходження рудних або нерудних копалин з тим, щоб подальшу їх розвідку звістки іншими методами. Метод еквіпотенційних ліній застосовується в основному при пошуках і розвідці поліметалевих руд з вельми доброю провідністю, а також таких нерудних копалин дуже високого опору, як кварц, слюда і ін. Глибинність цього методу невелика (до 50 - 70 м). У складних геоелектричних умовах інтерпретація результатів методу ізоляцій обмежена.

3.5 МЕТОДИ ОПОРУ

У методах опору, найбільш широко вживаних в практиці електророзвідки постійним струмом, вимірюється питомий електричний опір порід. До них відносяться методи електричної профілізації і електричного зондування.

3.5.1. ОСНОВИ ТЕОРІЇ МЕТОДІВ ОПОРУ

В основі теорії електророзвідки методів опорів лежить закон Ома, що встановлює зв'язок між різницею потенціалів у двох точках провідника, опором і силою струму, що проходить по провіднику.

Електрод будь-якої форми можна розглядати як точковий, якщо поле вивчається на відстанях, не менше ніж в п'ять разів перевищуючих довжину заземленої частини електроду. Хай на поверхні Землі з питомим електричним опором розташовано точкове джерело постійного струму. В однорідному середовищі струм з точкового джерела стікає рівномірно у всі сторони. Еквіпотенціальні поверхні, тобто поверхні на яких електричний потенціал буде постійним, повинні бути перпендикулярні струмковим лініям, а значить, мати вид півсфер з центром в крапці. Різниця потенціалів між двома крапками або між еквіпотенційними поверхнями, з радіусами про ходячими через ці дві крапки, може бути визначений.

Електророзвідка методами опору виконується за допомогою різних установок, з різним розташуванням живлячих (А і В) і приймальних (М і N) електродів. Застосовуються і ряд інших установок. Для глибинних досліджень використовуються різні дипольні установки. Якщо приймальний диполь перпендикулярний радіусу між його центром і центром живлячого диполя і ϵ кут між радіусом і живлячою лінією то така установка називається азимутальною.

Опір порід - це деяка умовна величина - якщо виміри ведуться над неоднорідною в електричному відношенні середовищем (що практично завжди і буває при електророзвідці). Цю величину називають уявним опором. Уявний опір не слід розуміти як усереднений опір товщі гірських порід. Це величина складніша.

Глибинність електророзвідки визначається глибиною, на яку проникає велика частина електричного струму. Ця глибина тим більше, чим більше відстань між живлячими електродами. В теорії електророзвідки доводиться що в однорідному середовищі понад 70% всього струму, що підводиться до двох електродів А і В, проходить не глибше, ніж відстань між А і В (рознесення живлячих електродів).

3.5.2. МЕТОДИ ЕЛЕКТРОПРОФІЛІРУВАННЯ

Електрична профілізація (електропрофілірування) - це модифікація методу опорів, при якій уподовж заданих напрямів (профілів) вимірюється кажучийся опір за допомогою установок постійного розміру. При електропрофілізації рознесення живлячої лінії АВ залишається постійним, що дозволяє у всіх точках профілю досліджувати приблизно постійну по потужності товщу гірських порід. Методи електропрофілізації застосовуються коли породи різняться по

питомому електричному опору в горизонтальному напрямі.

Електропрофілювання виконується різними установками. Найпростішою установкою електропрофілювання є симетрична чотириелектродна установка АМNB. У цьому виді профілізації установка послідовно переміщається уздовж ліній спостережень і через постійні відстані вимірюються уявні опори (взаємні відстані між електродами у всіх пунктах вимірювання залишаються постійними).

Найпростіша електропрофілізація не завжди дає достовірний геоелектричний розріз. Тому в практиці електророзвідки широко застосовуються установки з двома живлячими лініями. Таке електропрофілювання називається профілізацією установкою. В результаті трояться два графіки для двох розносів. У складних геологічних умовах виконується електропрофілювання з декількома живлячими лініями.

Залежно від типу установки, глибини розвідки, категорії місцевості, масштабу зйомки 4 - 7 чоловік можуть виконати за зміну від 20 до 200 крапок електропрофілювання. В результаті електропрофілізації окрім графіків будуються карти графіків, карти опору для кожного рознесення питаючих електродів.

Інтерпретація результатів електропрофілізації в основному якісна, тобто по картах або графіках уявного опору виділяються контакти порід з різними електричними властивостями, пласти, окремі жили, тектонічні порушення. При якісній інтерпретації схожі аномалії корелюються за сусідніми профілями і ув'язуються з геологічними розрізами і картами, що дозволяє при сумісній інтерпретації геофізичних і геологічних матеріалів визначити простягання місцезнаходження, контури розвіданих структур або рудних відкладень. Кількісна інтерпретація зводиться до рішення зворотної задачі шляхом порівняння польових графіків з теоретичними, зібраними в альбоми типових аномалій електропрофілювання.

При кількісній інтерпретації визначаються міцність, розміри і просторове положення геологічних об'єктів. Краще виявляються добре проводячі включення.

Електропрофілізація застосовується для вивчення круто залягаючі структур, шарів і використовуються при: 1 - вивченні погребних структур (антикліналей, синкліналей, флексур, куполів, прогинань і т. п.); 2 - геологічному картуванні (виявлення контактів, фаціально-літологічне розчленування); 3 - виявлення і дослідженні розривних порушень (скидань, надвигів, розломів, зон дроблень); 4 - розвідці рудних (сульфідні, поліметалеві, залізородні і ін.) і нерудних (вугільні кварцові і ін.) копалин; 5 - рішенні інженерно-геологічних задач таких, як картування мерзлих порід і таликів, тріщинуватих і закарстованих зон, переаглиблених долин; 6 - пошуках обводнюючі зон, прісних і мінералізованих вод.

Перешкодою для ефективного проведення робіт методом електропрофілізації є нечітка диференціація електричних властивостей порід, велика потужність і неоднорідність наносів, пологі форми складчастості, сильно розчленований рельєф.

3.5.3. ЕЛЕКТРИЧНЕ ЗОНДУВАННЯ

Електричне зондування - модифікація методу опорів, при якій відстань між живлячими електродами або між живлячими і приймальними лініями поступово збільшується. Чим більше ця відстань тим більше глибина проникнення струму, а виміряний уявний опір характеризує породи, ростошування на більшій глибині.

Виміряючи уявні опори установками з різною глибиною дослідження можна розвідати геоелектричний розріз по вертикалі так само, як за допомогою буріння вивчається геологічний розріз. Застосовуються електричне зондування для вивчення шаруватих геологічних розрізів з кутами падіння, меншими 20° .

Розрізняють дві модифікації зондувань: вертикальні електричні зондування (ВЕЗ), вживані для розвідки невеликих глибин (до 300 - 500 м), і дипольні електричні зондування (ДЕЗ), вживані для розвідки глибин понад 400 м. Вертикальне електричне зондування виконується частіше за все симетричній (чотириелектродної). У вибраній для зондування точці у центру встановлюється

електророзвідувальний прилад, батарея, дві котушки з дротом для рознесення живлячих електродів і на невеликій відстані (1 - 2 м) один від одного заземляються два приймальні електроди MN. Напрямок, в якому повинні розноситися живлячі і приймальні лінії вибирається по міркуваннях геологічного і топографічного порядку і повинне бути прямолінійним. Уздовж напрямку лінії MN заземляються живлячі електроди на відстані 1,5 - 3 м від центра і проводиться вимірювання струму в живлячій лінії і напруги.

Далі розноси живлячих електродів послідовно збільшується (у геометричній прогресії). При збільшенні розносів зміряні значення будуть характеризувати всі великі і великі глибини. За наслідками вимірювання на спеціальному бланку з логарифмічним масштабом по осях координат будується крива ВЕЗ.

Звичайно точки зондувань розташовуються уздовж розвідувальних ліній. Відстані між сусідніми точками ВЕЗ міняються від декількох десятків метрів до декількох кілометрів і повинні бути менше глибин залягання структур, що вивчаються.

Залежно від категорій місцевості, відстаней між точками, пори року 3 - 10 чоловік можуть виконати за зміну від 3 до 20 крапок ВЕЗ при максимальних розносах 500 - 100 м або від 1 до 10 крапок ВЕЗ при максимальних розносах 3000 - 1000 м. Якщо треба вивчити великі глибини (декілька стільників метрів), то в певних геоелектричних умовах розноси АВ приходиться збільшувати до 10 км. При таких розносах проводити ВЕЗ по технічних міркуваннях дуже складно. В цьому випадку краще використовувати дипольні установки (азимутні, радіальні і ін.). При дипольних електричних зондуваннях (ДЕЗ) вимірюється уявний опір при різних відстанях або розносах (R) між живлячим і приймальним диполем. При цьому рознесення здійснюється або в одну сторону від нерухомої генераторної групи (одностороннє ДЕЗ), або в одну, потім в протилежну сторону (двостороннє ДЕЗ).

Дипольне зондування здійснюється у такій послідовності. Спочатку проводиться топографічна підготовка робіт. Залежно від умов пересування електророзвідувальних станцій ДЕЗ може виконуватися по криволінійних маршрутах приуроченим до доріг, річок і ділянок, до яких може під'їхати польова лабораторія. Після цього польова лабораторія переїздить в нову крапку. По отриманих значеннях на бланках з подвійним логарифмічним масштабом будується крива ДЕЗ причому по горизонталі відкладаються R (в азимутному і екваторіальному або в радіальному і осьовому зондуванні).

Продуктивність робіт від 0,5 до 5 точок односторонніх ДЕЗ в зміну залежно від довжини максимальних розносів і умов пересування машин.

Електричне зондування підрозділяються на рекогносцирувально-маршрутні, виконувані по окремих маршрутах, приуроченим до доріг, і площадкові, коли точки зондувань рівномірно розташовуються за площею, що вивчається. Профілі зондувань вибираються вкріст передбачуваного простягання порід. Відстані між сусідніми точками розташування центрів ДЕЗ (місцеположення генераторної групи) повинне бути дещо менше а максимальне рознесення в 5 - 10 разів більше глибин, що вивчаються.

Інтерпретація кривих ВЕЗ і ДЕЗ буває якісною і кількісною. Якісна інтерпретація зводиться до виявлення по кривих геологічних горизонтів і ув'язці їх з геологічними шарами. В результаті якісної інтерпретації можна скласти уявлення про геоелектричний розріз площі, що вивчається, місцеположенні опорних горизонтів. По зміні електричних опорів дається характеристика літолого-фаціальної зміни порід. Кількісна інтерпретація кривих ВЕЗ і ДЕЗ зводиться до визначення потужностей шарів. За сприятливих умов визначаються опори шарів.

У теорії електророзвідки вирішені прямі задачі електричного зондування і розраховані двошарові і тришарові криві практично для будь-яких значень потужностей і опорів. Ці теоретичні криві зібрані в палетки. Теоретичні криві ВЕЗ азимутних і екваторіальних ДЕЗ співпадають і зібрані в один альбом. Радіальні і осьові ДЕЗ зібрані у другий альбом.

Процес кількісної інтерпретації зводиться до суміщення експериментальної (польовий) кривої, викресленої на бланку, з однією або декількома теоретичними кривими з альбому палеток. Простіше всього інтерпретувати двошарові криві електричного зондування. Для цього,

дотримуючи паралель осей координат двошарової палетки і бланка з викресленою польовою кривою, проводиться поєднання її з однією з теоретичних. Іноді польова крива не співпадає ні з однією з теоретичних, а розташовується між двома сусідніми. В цьому випадку параметри виходять шляхом інтерполяції. Індокси опорів і глибин на палетці відсікають на осях координат польового бланка. Опорними називаються геоелектричні горизонти з високим або низьким опором, з витриманою і достатньо великою потужністю по всьому району робіт.

При інтерпретації тришарових польових кривих вони суміщаються з теоретичними кривими відповідних типів і однакової форми. Чотиришарові і багатошарові криві також можуть бути проінтерпретовані за допомогою тришарових палеток, правда чим більше шарів, тим точність інтерпретації менше.

Рішення зворотної задачі електророзвідки неоднозначно, тобто польова крива може бути суміщений з декількома теоретичними, а значить, можуть вийти декілька наближені значення, іноді значно відрізняються один від одного. Ця неоднозначність інтерпретації кривих зондувань є слідством так званого принципу еквівалентності, ество якого зводиться до того що над різними в деяких межах розрізами можуть спостерігатися практично однакові криві ВЕЗ.

Для точного визначення потужностей всіх горизонтів необхідно знати істинні опори цих горизонтів, так само як при гравірозвідці, потрібно знати густину, а в магніторозвідці - магнітну сприйнятливність.

Опори проміжних горизонтів визначаються шляхом вимірювання на оголеннях, якщо ці шари де-небудь виходять на поверхонь, у свердловинах, виробленнях. По деяких кривих ВЕЗ можна визначити достатньо точно. Опір можна визначити по зондуванню у свердловини, а іноді по вимірюваннях зразків. Отримавши будь-яким способом опори проміжних горизонтів в одній або декількох крапках можна розрахувати потужності цих горизонтів по всіх точках ВЕЗ площі.

У результаті інтерпретації електричних зондувань будуються геоелектричні розрізи, так само як по свердловинах будуються геологічні. При цьому по горизонталі відкладаються центри зондувань (центри ВЕЗ або точки розташування генераторних груп при двосторонніх дипольних зондуваннях), а по вертикалі глибини до виявлених горизонтів.

Шари з приблизно однаковими опорами об'єднуються в окремі горизонти. За електророзвідувальними даними виділяються тільки електричні горизонти і для геологічного тлумачення потрібно знати геологію району а інтерпретацію звістки геофізикам і геологам спільно.

Крім того, за даними зондувань будуються структурні карти по кривлі опорного горизонту і карти потужностей тих або інших шарів. Зіставивши все це з геологічними даними, можливо говорити про відповідні структурні геологічні картах.

Електричні зондування застосовуються для вивчення горизонтальних середовищ (з кутами меншими 20°) і визначення глибини залягання шарів з різними питомими електричними опорами. Результати виходять найчіткішими якщо в розрізі є опорний електричний горизонт, а загальне число електричних горизонтів не перевищує 5 - 6. Глибинність розвідки - декілька кілометрів.

Електричні зондування застосовуються при:

1. Рішенні задач структурної геології, і зокрема пошуках і розвідці глибинних пологих структур (антикліналей, синкліналей, піднятій, прогинань), картуванні рельєфу кристалічного фундаменту і визначенні глибини його залягання.
2. Рішенні задач, пов'язаних з глибинним геологічним картуванням осадових товщ, і зокрема при геоелектричному розчленуванні осадових товщ і визначенні потужностей окремих шарів оцінці літолого-фаціальної зміни порід за площею і по вертикалі.
3. Пошуках і розвідці корисних копалин осадового походження, таких, як вугілля, сланці, боксит і ін.
4. Рішенні інженерно-геологічних задач, і зокрема визначенні потужності наносів і глибини залягання скельних порід, вивченні сучасних і похоронених стародавніх долин, дослідження обвалів і мерзлоти.
5. Пошуках і розвідці підземних вод, визначенні глибини залягання дзеркала підземних вод і

оцінки їх мінералізації (картування прісних і солоних вод).

Не сприяють постановці електричних зондувань наступні умови: розчленований рельєф, велика кількість електричних горизонтів в розрізі (більше 5), наявність у розрізі пластів - дуже добрих провідників або ізоляторів, що погіршують розвідку під ними, зміна літології по простяганню. Електричне зондування замінює буріння, тому його раніше називали електричним бурінням. Проте повністю змінити буріння зондуванням не можна оскільки без опорних свердловин точно проінтерпретувати криві електричних зондувань важко. В сприятливих умовах заміна електричними зондуваннями значної частини буріння не тільки може дати великий економічний ефект але і значно прискорює розвідку. В несприятливих геоелектричних умовах зондування дають низьку точність і інтерпретацію кривих проводять лише якісно.

3.6 МЕТОДИ НЕСТАЛОГО ПОЛЯ

На стику між методами постійного і змінного струму знаходяться методи, в яких вивчаються несталі процеси, що протікають у середовищі при включенні і виключенні постійного струму в живлячих лініях. З методів несталого поля розглянемо методи викликаних потенціалів і становлення поля.

Метод викликаного поляризації (викликаних потенціалів), скорочено метод ВП, заснований на вивченні потенціалів, спостережуваних в гірських породах після пропускання через них постійного електричного струму. Якщо вимкнути струм в живлячій лінії то між приймальними електродами напруження зникає не миттєво, а протягом декількох секунд або навіть хвилин. Інтенсивність і характер спаду викликаних потенціалів залежить від поляризує мості гірських порід.

Природа викликаних потенціалів складна і недостатньо з'ясована. Причинами їх виникнення є електрохімічні процеси, що проходять на поверхні рудних і глинястих частинок у присутності підземних вод при пропусканні струму через породу.

Вимірювання викликаних потенціалів проводяться за допомогою спеціальних електророзвідувальних станцій, змонтованих на автомашинах.

На відміну від звичайних електророзвідувальних станцій в цих станціях є пристрій дозволяючи перемикаєти приймальні електроди (MN) з грубого каналу осцилографа, що вимірює великі величини при пропусканні струму в АВ, на точний канал, що вимірює мале значення після виключення струму в АВ. Вимірювання викликаних потенціалів проводяться тими ж установками, що і в методах опорів (триелектродні, чотириелектродні і ін.). При вимірах над однорідним середовищем одержуємо поляризуємість а при вимірюваннях над неоднорідним середовищем одержуємо уявну поляризуємість. Це складна функція від місцеположення і об'єму порід, а також від сили струму, вигляду і розмірів установки і деяких інших чинників, що поляризуєються.

Таким чином, метод викликаних потенціалів ґрунтується на вимірюванні і вивченні розподілу цього параметра за площі з глибиною.

Методика проведення робіт методом ВП схожа з електророзвідкою методом опору. Розрізняють профілізацію методом ВП, призначене для вивчення круто залягаючих порід з високою поляризуємістю і зондування ВП для дослідження горизонтальношаруватих розрізів. У результаті профілірування методом ВП будуються графіки, карти графіків і карти. Максимум спостерігаються над рудними об'єктами і іншими породами, що поляризуєються. У результаті зондувань ВП будуються схожі з кривими ВЕЗ криві ВП. За допомогою спеціальних палеток ВП можна оцінити поляризуємість і потужність шарів у горизонтальному розрізі.

Метод викликаних потенціалів застосовується для: 1-пошуків і розвідки металевих руд (зокрема сульфідних), а також графіту, вугілля; 2- рішення задач геологічного картування і розчленовування геологічних розрізів; 3 - пошуків і розвідки водонасичених порід, виявлення прісних і мінералізованих вод, визначення глибини залягання рівня підземних вод.

Метод ВП - один з найефективніших методів в рудній геофізиці. Він застосовується для пошуків і розвідок як сполосних, так і вкраплених і прожилково-вкраплених руд. Проте аномалії

ВП можуть бути і не над промисловою вкрапленістю руд а за рахунок «зараженості» порід рідкісної вкрапленістю сульфідів, графіту, вугілля, що утрудняє розвідку перспективних покладів. В цьому випадку необхідно суміщати метод ВП з іншими геофізичними методами.

Метод становлення поля заснований на вивченні встановлення електричної і магнітної компонент електромагнітного поля у гірських породах при подачі прямокутних імпульсів постійного струму. Тривалість і характер становлення поля пов'язана з розподілом індуктивності і питомого опору порід на різних глибинах.

Метод становлення застосовується у варіанті зондування і називається зондуванням становлення поля (ЗСП). Зміна глибинності розвідки в методі ЗСП пояснюється таким чином. При включенні імпульсу струму в живлячу лінію АВ електромагнітне поле розповсюджується спочатку в при поверхневих частинах розрізу, а надалі проникає все глибше і глибше. При цьому у середовищі відбуваються складні перехідні процеси і імпульс приходить до приймальної установки в спотвореному вигляді. Малим часам становлення поля відповідає невелика глибинність, великим часом - велика глибина розвідки.

Зондування становленням поля виконується за допомогою звичайних електророзвідувальних станцій при незмінній відстані між живлячим і вимірювальним диполями. Запис електричної і магнітної компонент здійснюється одночасно автоматично на фотоосцилограмі. Відстань між генераторною групою і польовою лабораторією на відміну від ДЕЗ залишається постійною в 3 - 6 разів великим передбачуваної глибини залягання опорного горизонту, що вивчається (як правило, кристалічного фундаменту).

Звичайно АВ паралельно MN, а кут полягає в межах $\pm 20^\circ$. У результаті обробки осцилограм становлення поля розраховуються опори по електричному і магнітному компонентах для різних (до 10) часів становлення. Під часом становлення розуміється час після включення струму в АВ.

Маючи приблизно 7 - 10 значень для різних часів, можна побудувати криві становлення. Інтерпретуючи отримані криві за допомогою палеток становлення, можна визначити глибину залягання високоомного опорного горизонту.

Зондування становленням поля застосовується в структурній геології і при вивченні глибини залягання фундаменту. Перевагою ЗСП в порівнянні з ДЕЗ є більш проста методика проведення робіт (вимірювання на одному рознесенні) і можливість вести розвідку під шарами високого опору. До недоліків методу можна віднести те, що розвідувати існуючою апаратурою структури на глибині, меншій 1 км, не можна.

3.7 МЕТОДИ ЕЛЕКТРОРОЗВІДКИ ЗМІННИМ СТРУМОМ НИЗЬКОЇ ЧАСТОТИ

Електророзвідка змінним струмом відрізняється різноманіттям методів і способів проведення робіт, що пояснюється широким діапазоном вживаних частот змінного струму (від часток герц до мільйонів герц) і відмінністю способів збудження і прийому електромагнітної енергії. Методи змінного струму можна підрозділити на низькочастотні і високочастотні.

До низькочастотних методів електророзвідки відносяться методи, в яких використовуються інфранизкі, низькі і середні частоти (від 0,01 гц до 10000 гц). У низькочастотній електророзвідці порушувати і виміряти поле можна, як гальванічним шляхом як це робиться при електророзвідці постійним струмом, так і індуктивним способом.

При гальванічному збудженні через електроди - заземлители вводиться змінний електричний струм, що створює в землі первинне поле, яке порушує в провідному середовищі вторинне, індукційне електромагнітне поле.

При індуктивному збудженні поля по рамці або петлі з проводом пропускається змінний електричний струм, що створює у землі змінне магнітне поле. Останнє індукціє у провідящому середовищі вторинні електричні струми. Сумарне поле (первинне і створене вторинними струмами) можна зміряти на поверхні землі або гальванічним шляхом, або індуктивним. Індуктивний спосіб збудження і вимірювання поля має перевагу у порівнянні з гальванічною,

оскільки відсутнє заземлення.

Приймальними пристроями вимірюється або сумарне електричне поле за допомогою електродів-заземлителів або сумарне магнітне поле за допомогою індукційних пристроїв або різних рамок. Рамкою, на якій намотаний дріт, вимірюється компоненту магнітного поля, перпендикулярна її площині. Перевагою методів змінного струму в порівнянні з методами постійного струму є те, що крім амплітудних значень можна виміряти фазові зсуви.

При електророзвідці змінним струмом використовуються гармонічні поля, що змінюються в часі з круговою частотою. Структура і характер векторів і їх фаз над різними геологічними об'єктами різна, тому, виміряючи ці чотири параметри (на постійному струмі вимірюється лише амплітудне значення), можна однозначно а значить більш надійно провести інтерпретацію.

Недоліком електророзвідки змінним струмом є менша глибинність в порівнянні з постійним струмом. Чим вище частота, тим менше глибина проникнення струму. Це пояснюється явищем, схожим з скин-ефектом, тобто віджимання струму до поверхні провідника (поверхні Землі), так і збільшенням поглинання енергії із зростанням частоти. Так, при частотах порядку 1 гц глибинність розвідки порядку кілометра при частотах в декілька тисяч герц - порядку перших сотень метрів.

Перешкодою для широкого упровадження методів низькочастотної електророзвідки є складність апаратури, теорії і інтерпретації в порівнянні з методами постійного струму. Розглянемо основні методи низькочастотної електророзвідки: природні (магнітотелурічні) і штучні (частотні) електромагнітні зондування і індуктивні методи.

3.7.1 МАГНІТОТЕЛУРІЧНІ МЕТОДИ

Магнітотелурічними називаються природні змінні електромагнітні поля частотою від сотих часток герца до декількох десятків герц, спостережувані практично одночасно у земній корі в межах значних регіонів. Походження магнітотелурічних полів пояснюється впливом на іоносферу Землі потоку заряджених частинок Сонця. Варіації магнітотелурічного поля, тісно пов'язані з варіаціями магнітного поля Землі відбуваються одночасно і залежать від однієї причині корпускулярного опромінювання Сонця. Періодичні (11-річні), річні, добові варіації магнітного поля Землі і магнітні бурі викликають відповідні зміни магнітотелурічного поля.

Магнітотелурічне поле складається з електричної компоненти, яка пов'язана з телурічними (земними) струмами, і магнітної компоненти, зобов'язаної варіаціям магнітного поля. Якщо до двох заземлених на відстані в декілька стільників метрів електродам MN підключити електророзвідувальний осцилограф і автоматично записати зміну природних потенціалів, то вийде телурограма. Магнітну компоненту можна виміряти за допомогою чутливого магнітометра.

Залежність магнітотелурічного поля від часу носить різний характер. Бувають періодичні коливання з періодом від часток секунди до декількох хвилин, коли обурення стійкі. Іноді записи носять імпульсний характер іноді взагалі тривалий час напруження ні. Магнітотелурічні дослідження проводяться за допомогою спеціальних станцій, змонтованих на автомашинах (наприклад, станції телурічних струмів СТТ-59, МТЛ-63 і ін.). Ці станції мало чим відрізняються від вимірювальних лабораторій електророзвідувальних станцій постійного струму. Марки часу записуються на фото стрічці за допомогою третього гальванометра, що підключається до особливого приладу – телевимикачу.

Телевимикач разом з радіостанцією служать для прийому сигналів точного часу, синхронізації роботи декількох станцій і подачі на телурограму марок часу тривалістю по 5 сек. Як і в методах опору на постійному струмі, при зйомці телурічних полів розрізняють магнітотелурічне зондування (МТЗ), магнітотелурічну профілізацію (МТП) і зйомку телурічних струмів (МТТ).

Єство магнітотелурічних зондувань полягає в дослідженні залежності від періоду (частоти) поля. Глибина проникнення електромагнітного поля в землю тим більше, чим менше частота або більше період коливань. Іншими словами довгоперіодні «телурики» проникають на

велику глибину і несуть в собі інформацію про глибинну будову, а короткоперіодні варіації проникають на невелику глибину і характеризують верхні частини геологічного розрізу.

Методика МТЗ зводиться до тривалих вимірювань на одній крапці двох компонент магнітотелуричного поля, різного періоду (не менше 5 - 8 компонент, відмінних по періоду приблизно в 1,5 рази). В результаті на бланках ВЕЗ з логарифмічним масштабом по осях координат будується крива МТЗ.

По горизонтальній осі відкладається величина, пропорційна глибинності дослідження (більше Т, більше глибина розвідки), а по вертикальній осі – уявний опір. Крапки МТЗ розташовуються або за окремими профілями або рівномірно за площею, що вивчається. Відстані між ними можуть мінятися від одного до декількох кілометрів.

Інтерпретація кривих МТЗ в основному кількісна, в складних умовах - якісна. Кількісна інтерпретація кривих МТЗ проводиться шляхом порівняння польових кривих з теоретичними кривими зібраними в палетки магнітотелуричного зондування. В результаті інтерпретації виходять опори і потужності окремих горизонтів.

Як і при електричних зондуваннях, інтерпретація багат шарових кривих МТЗ неоднозначна і для точного визначення потужності необхідно з'ясувати значення опору. Якнайкращі результати виходять якщо на вивчаємій ділянці є опорні свердловини або сейсмічні розрізи. Магнітотелуричне зондування служать для вивчення горизонтально шаруватих розрізів (кути падіння шарів менше 15°) і застосовуються для картування структур, вивчення глибини залягання кристалічного фундаменту, розчленовування геологічних розрізів. Звичайно глибинність МТЗ складає дещо кілометрів. Проте вивчаючи свердловгоперіодні магнітотелуричні поля, можна досягти будь-кого глибинності. Є дослідження за визначенням методом МТЗ потужності земної кори і виявленню окремих провідних шарів в мантії на глибинах декількох стільників кілометрів.

У порівнянні з ДЕЗ МТЗ має наступні переваги: при МТЗ не потрібні генераторні установки, можна вивчати розріз під шарами-ізоляторами (оскільки ізолятори, завдяки явищу індукції, не є перешкодою для магнітного поля) вище продуктивність і нижче вартість робіт. Проте іноді поле спокійно протягом декількох діб і роботи проводити не можна.

Єство магнітотелуричної профілізації (МТП) і методу телуричних струмів (МТТ) зводиться до дослідження залежностей періоду або одночасних варіацій векторів в різних крапках. При МТП вимірюючи за розвідуванню площею або профілем одного періоду, ми вивчаємо геоелектричний розріз однієї глибинності, точно так, як і це робиться при електропрофілюванні, причому роль рознесення живлячих електродів грає період коливань. Графіки і карти інтерпретують якісно, тобто виділяють максимуми, відповідні підняттю фундаменту (або взагалі високодумних порід), мінімуми, якими наголошуються прогинання фундаменту і ділянки збільшення потужності осадових порід оцінюють розміри і простягання структур.

МТП проводиться швидше МТЗ, оскільки при МТП вимірюються «телурики» однієї частоти. Спрощеною модифікацією МТП, давно що застосовується в практиці геофізичної служби, є зйомка телуричних струмів (МТТ) при якій проводиться одночасне вимірювання варіацій електричної компоненти поля на базовій (опорній) точці і на всіх пунктах площі, що вивчається.

Графіки і карти телуропараметрів служать для вивчення геоелектричного розрізу: області підвищених значень телуропараметру відповідають підняттям високоомного опорного горизонту (наприклад, підняття фундаменту) і, навпаки, мінімумам - прогинання.

МТП і МТТ застосовуються для вивчення структур з кутами падіння більше $3 - 5^\circ$ і вирішують задачі геолого-структурних досліджень (вивчення кристалічного фундаменту, картування високоомних горизонтів, виявлення нафтогазоносних структур). Для визначення глибин залягання структур магнітотелуричної профілізації слід поєднувати з МТЗ або ДЕЗ.

3.7.2. ЧАСТОТНІ ЕЛЕКТРОМАГНІТНІ ЗОНДУВАННЯ

Метод частотних електромагнітних зондувань (ЧЕЗ) заснований на вивченні електричної і магнітної компоненти електромагнітного поля, створеного в землі електричним диполем АВ або петлею, живленою змінним струмом різної частоти. У принципі метод ЧЕЗ нагадує, з одного боку, метод ДЕЗ на постійному струмі, а з другого боку, магнітотелуричного зондування і призначений для вирішення тих же задач - дослідження горизонтально шаруватих середовищ. Як і при виконанні ДЕЗ, в методі частотних зондувань використовуються дипольні установки (частіше всього екваторіальні). Проте у методі ЧЕЗ відстань між живлячим АВ і приймальним диполем MN може залишатися постійним. Принцип частотних електромагнітних зондувань (як і МТЗ) заснований на явищі, схожому на скін-ефект, тобто на збільшенні глибини розвідки із зменшенням частоти живлячого струму. Використовуючи цей фізичний процес, можна, міняючи не відстань між диполями (як в ДЕЗ), а частоту змінного струму, провести дослідження геоелектричного розрізу до різної глибини. В методі ЧЕЗ окрім електричної компоненти, що вимірюється на заземленнях MN, визначається магнітна компонента за допомогою петлі. Методика проведення ЧЕЗ зводиться до вимірювання струму в АВ і напруги на прийальному електричному диполі і магнітному диполі. По цих величинах розраховується уявний опір на змінному струмі.

Частоти поля і числа витків в приймальній петлі повинне бути в 5 - 10 разів більше глибин дослідження. У результаті виконання ЧЕЗ будуються криві по електричній і магнітній компоненті. Апаратура для виконання ЧЕЗ значно складніше, ніж для ДЕЗ. Це пояснює малий об'єм робіт, виконаних методом ЧЕЗ. Станція частотних електромагнітних зондувань змонтована на двох автомашинах і складається з генераторної групи і польової лабораторії. В генераторній групі, як і в ЕРС-23, стоять два могутні генератори постійного струму. За допомогою особливих пристроїв (генератора і перемикача) постійний струм перетворюється в змінний - імпульсний. Частота змінного струму міняється від 0,04 до 250 гц. Амперметром вимірюється що вводиться в землю через електроди АВ струм. Короткохвильовий передавач, встановлений у генераторній групі, передає опорну фазу струму завивання лабораторії змонтовані в ефір. В поле електронні підсилювачі - фільтри для відбору сигналів, що вимірюються, з різного роду електричних перешкод, вимірники амплітуди, радіоприймач для прийому опорної фази струму і фазометри, вимірюючи різниці фаз між фазами сигналів і опорною фазою, прийнятою із землі і по ефіру. Вимірювання двох компонент поля і двох зсувів фаз робить інтерпретацію кривих ЧЕЗ більш точної, ніж при ДЕЗ. Інтерпретація результатів ЧЕЗ в основному кількісна.

По експериментальним (польовим) кривих чотирьох параметрів за допомогою особливих теоретичних кривих ЧЕЗ (палеток) проводиться визначення опорів і потужностей окремих горизонтів в розрізі. Частотні електромагнітні зондування використовуються при вивченні горизонтально шаруватих середовищ. Вони застосовуються для рішення структурних задач і визначення глибини залягання фундаменту. Глибинність розвідки до 5 - 7 км. Метод ЧЕЗ в порівнянні з ДЕЗ відрізняється наступними перевагами: 1 - простіше методика робіт (вимірювання на одному рознесенні); 2 - можна розвідувати товщі під шарами-ізоляторами за рахунок проходження через них магнітного поля; 3 - інтерпретація результатів точніше, особливо в анізотропних розрізах, але апаратура і інтерпретація результатів складніше, ніж у ДЕЗ.

3.7.3. ІНДУКТИВНІ МЕТОДИ ЕЛЕКТРОРОЗВІДКИ

Індуктивні методи електророзвідки (їх іноді називають амплітудно-фазовими) об'єднують велику групу методів про філірування на змінному струмі. Якщо частотне електромагнітне зондування є аналогом електричних зондувань на постійному струмі, то індуктивні методи є аналогами електричних профілізацій. В індуктивних методах електромагнітне поле в середовищі створюється індуктивним способом за допомогою незаземлених рамок і петель, по яких проходить струм різної частоти. В однорідному просторі джерело індуктивного поля створює нормальне первинне електромагнітне поле. Наявність в середовищі провідних тіл приводить до індукції в них вторинних полів. Вимірюючи електричні і магнітні компоненти сумарного поля,

одержуємо аномалії, по яким можна судити про місцезнаходження розмірах і провідності включень. Додатковим джерелом інформації про породи є фазові зсуви, оскільки у різних геологічних умовах фазові зсуви різні. В індуктивних методах виміри проводяться на різних частотах що не тільки міняє глибинність, але і змінює величину вторинних індукційних полів.

Як і методи електропрофілізації, індуктивні методи призначені для вивчення крутозалежних шарів, і для виявлення металевих руд, зон порушень і рішення інших геологічних задач. Вимірюючи дещо компонент поля на різних частотах, можна однозначно і точно провести інтерпретацію результатів. Зокрема, великою перевагою індуктивних методів є можливість класифікувати провідні аномалії на рудні і нерудні. Останні обумовлені неоднорідностями наносів і їх різних потужністю, а також зонами заводнення і тріщинуватості.

З наземних індуктивних методів ознайомимося з методом незаземленої петлі і дипольної індуктивної профілізації. Роботи у цих методах можуть виконуватися однакою апаратурою. Найбільш широко для цієї мети застосовуються амплитудно-фазові вимірники - афіметри (АФІ-2, АФІ-4). Афіметр - це прилад, що дозволяє виміряти відношення амплітуд і різниці фаз електромагнітного поля в двох точках досліджуваної площі. Для вимірювання електричних компонент поля використовуються дві приймальні лінії (MN), а для вимірювання магнітних компонент - дві рамки. Прилад працює в діапазоні частот 75 - 7500 гц. У комплект афіметру входить ламповий генератор для живлення лінії АВ або рамки і створення електромагнітного поля.

У методі незаземленої петлі (НП) первинне поле створюється за допомогою петлі з декількох витків дроту, укладеної на поверхні землі. Поле вимірюється або усередині петлі, або зовні неї за профілями, перпендикулярними передбачуваному простяганню порід або рудних тел. При пошуковій розвідці вимірюються відношення амплітуд і різниці фаз на одній частоті, а при деталізації на 2 - 3-х частотах. Це дозволяє відділити рудні аномалії від нерудних. В результаті зйомки будуються графіки або карти відносин амплітуд і різниць фаз, які і служать для якісної інтерпретації, виділення ділянок з аномальним поведінкою поля.

Областю застосування методу незаземленої петлі є розвідка добре провідних руд (сульфіди, оксиди і ін.) у складних геологічних умовах де метод електропрофілювання не дає однозначної відповіді про природу мінімумів. Метод незаземленої петлі може бути застосований для детального картування, пошуків вугілля, графіту, при виявленні зон тектонічних порушень і обводнюють.

У методі дипольної індуктивної профілізації (ДІП) первинне поле створюється рамкою невеликого діаметра (до 1 м). Вимірюється поле за допомогою однієї або двох рамочних антен. В процесі роботи живляча і приймальна рамки переносяться за профілями так, що відстані між ними залишаються постійними. У результаті будуються графіки напруженості поля, які і служать для якісної інтерпретації. Дипольна індуктивна профілізація застосовується для детального геологічного картування закритих районів і розвідки добре провідних руд.

3.7.4. АЕРОЕЛЕКТРОРОЗВІДКА

Різновидом індуктивних методів електророзвідки є повітряна електророзвідка. Існує декілька варіантів аероелектророзвідки. Усі вони засновані на вимірюванні магнітної компоненти поля. Одним з поширених методів аероелектророзвідки є метод нескінченно довгого кабелю (БДК). В методі БДК первинне поле створюється змінним струмом, що протікає по довгому кабелю (до 30 км), заземленому на кінцях. Кабель укладається уподовж передбачуваного простягання порід. Вимірювальна станція поміщається на літаку або вертольоті, які літають за профілями завдовжки до 25 км перпендикулярні кабелю на невеликій висоті (100- 150 м). За допомогою рамкової антени намотаної навкруги фюзеляжу літака або розташованої у виносній гондолі, вимірюється напруженість магнітного поля і різниця фаз між що вимірюється в рамці напругою і струмом в живлячому кабелі. Для фазових вимірювань в генераторній групі живлячої кабель, і на літаку коштують радіостанцій, за допомогою яких проводиться передача і прийом

фази. Запис результатів проводиться автоматично, як і при аеромагніторозвідці. Отримані графіки амплітуд і фаз служать для якісної інтерпретації.

Метод БДК використовується для пошуків круто залягаючих проводящих руд, рішення задач геологічного картування закритих районів, виявлення тектонічних зон. Для деталізації аномалій проводяться наземні роботи БДК коли поле збуджується за допомогою того ж кабелю, а вимірювання виконуються афіметром так само, як в методі незаземленої петлі.

Другим різновидом аероелектророзвідки є повітряна зйомка методом індукції. При зйомці методом індукції і генераторна, і приймальня рамки поміщені або на двох літаках, або на одному літаку і виносній гондолі. Використовуються частоти від 100 до 5000 гц. Як і в методі БДК, ведеться автоматичний запис амплітуд і різниць фаз. Висота польоту повинна бути мінімальною (100л і нижче). В результаті зйомки будують графіки амплітуд і фаз по яких і виділяються місцеположення контактів, рудних тіл і інших геологічних об'єктів. Областю застосування повітряного варіанту методу індукції є пошуки масивних відкладів провідних руд і рішення задач геологічного картування.

Повітряна профільна електророзвідка починає широко застосовується, оскільки володіє приблизно тією ж глибинністю, що і наземна, а виконується швидше і дешевше. Перешкодою для широкого застосування цих методів є складність апаратури.

3.8. ВИСОКОЧАСТОТНА ЕЛЕКТРОРОЗВІДКА

Високочастотні (радіохвильові) методи електророзвідки ґрунтуються на вивченні електромагнітних хвиль високої частоти (104-107 гц). В області високих частот структура електромагнітного поля визначається трьома електромагнітними параметрами порід. Крім того, збільшується індукційні ефекти. Збільшується також поглинання енергії і вплив скін-ефекту. Тому глибинність розвідки виявляється невеликою (до 100 м). З високочастотних методів ознайомимось з методом індукції радіокомпараційним методом і радіохвильовими просвічуваннями.

3.8.1. МЕТОД ІНДУКЦІЇ

В методі індукції збудження і прийом електромагнітних хвиль здійснюються за допомогою рамкових антен. Для робіт методом індукції застосовується спеціальна апаратура, що складається з лампового передавача, що працює на частотах 18, 37 і 75 кГц і супергетеродинного приймача-компаратора, призначеного для вимірювання магнітних компонент електромагнітного поля. Приймальна рамкова антена може обертатися навкруги вертикальної і горизонтальної осі і виміряти різні складові поля. Електромагнітне поле, створюване генератором з рамковою антеною, проникає в землю і порушує в провідних тілах індукційні струми. Останні створюють вторинне поля.

По величині і напрямку сумарного поля (геометрична сума первинного і вторинного поля), зміряному на поверхні землі, оцінюється місцеположення аномальних включень. Розрізняють наступні види зйомок методом індукції: загальну детальну і методом профілізації. При загальній зйомці генераторна рамка встановлюється вертикально. По колу радіусом 50 - 70 м обходять навкруги неї і за допомогою приймача з рамковою антеною вимірюють кут нахилу сумарного вектора до горизонту. Нормальне магнітне поле вертикальної рамки над однорідним середовищем горизонтально і убуває у міру видалення від генератора.

У провідних тілах первинним полем індукується струм, що створює вторинне поле, яке розповсюджується у всі сторони від тіла. Первинне і вторинне поля, складаючись (за правилом паралелограма), створюють сумарне поле, вектор якого перед рудним тілом буде направлений вгору, над ним буде горизонтальний, і нахилений вниз за рудним тілом. Обертаючи рамку приймача навкруги горизонтальної осі і встановлюючи її уздовж сумарного вектора, одержуємо мінімальний відлік по індикатору, а по лімбу визначаємо величину кута. Проводячи спостереження і побудувавши графік кутів а легко визначити місцезнаходження рудного тіла (перехід кривої через нуль).

Відстань між приймальною і передаючою рамками, переміщуваними або поодиночі, або за двома паралельним профілями, залишається постійними і рівними 30 - 100 м. Крок спостережень

мінється від 5 до 50 м. В результаті будуються графіки компонент магнітного поля або уявного опору на змінному струмі.

Метод індукції, будучи аналогом електропрофілізації, застосовується для розвідки добре провідних рудних тіл, рішення задач геологічного картування (при потужності наносів не більшої 50 м), виявлення зон порушення, обводнення, тріщинуватості. Глибинність розвідки не перевищує 100 м.

3.8.2. РАДІОКОМПАРАЦІЙНИЙ МЕТОД

Серед методів електророзвідки найбільшою простотою відрізняється радіокомпараційний метод (метод «радіокіп»). Його іноді називають методом радіохвильового картування. Суттєвість цього методу зводиться до вимірювання електромагнітних полів довгохвильових (довжина хвилі 1 - 2 км) широкоповних радіостанцій. Радіополе такої станції в дальній зоні (на відстанях понад 50 - 100 км від радіостанції) на планшетах у декількох десятках квадратних кілометрів залишається практично постійним якщо електричні властивості порід під пунктами вимірювання напруженості не змінюються.

Довгі радіохвилі розповсюджуються у вигляді земних хвиль. Вплив іоносферної хвилі в цьому випадку невеликий, а на середніх і коротких хвилях воно більше. В методі «радіокіп» напруженість радіополя вимірюється уздовж розвідувальних ліній за допомогою чутливого батарейного радіоприймача з індикатором напруженості на виході. Найзручнішим для цієї мети є польовий вимірник напруженості поля (ПНП), що випускається спеціально для радіокомпараційної зйомки. ПНП - це високовибірче мікровольтметр-радіоприймач з феритовою (магнітною) антеною яка для вимірювання різних магнітних компонент поля може обертатися навкруги вертикальної і горизонтальної осі.

При радіокомпараційній зйомці на кожній крапці вимірюється вертикальна (H_v) і максимальна горизонтальна (H_p) складові поля. Профілі задаються вкріст передбачуваного простягання шарів. Відстань між точками вимірювань змінюється від 20 до 50 м а при деталізації може бути і меншим. Заміри на кожній крапці проводяться швидко (близько хвилини), тому продуктивність радіокомпараційного методу велика (100 - 300 крапок в зміну). Зйомку можна вести і з транспорту, що рухається (машина, літак). В результаті будуються графіки уздовж профілів спостережень. Над однорідним середовищем H_p залишається постійною, а H_v рівно нулю. Наявність меж розділу шарів з різними електромагнітними властивостями або провідних струм рудних жив приведе до спотворення поля.

У теорії методу «радіокіп» показано, що над провідною рудною жилою виходить максимум, а відстань між останніми дорівнює подвоєній глибині залягання верхньої кромки рудного тіла. Над контактом двох середовищ спостерігається максимум, розташований між максимумом і мінімумом H_p . Над провідними середовищами (море, низькоомні породи) значення H_p більше, ніж над ділянками, складеними породами з високим опором. Радіокомпараційний метод, на жаль, володіє невеликим глибинністю (до 20 - 30 м).

Радіокомпараційний метод застосовується для: 1 - розвідки витягнутих провідних рудних копалин (сульфіди, поліметалеві руди, оксиди і ін.); 2 - рішення задач геологічного картування закритих районів при потужності наносів меншої 20-30 м; 3 - виявлення тектонічних порушень, зон дроблення, тріщинуватості, обводнює; 4 - пошуків і розвідки прісних і мінералізованих вод.

Не сприяють проведенню радіокомпараційної зйомки велика потужність і неоднорідність наносів, сильно перетнутий рельєф і ряд інших чинників. Тому не всі контакти відбиваються цим методом але через простоту і швидкість вимірювань його слід застосовувати при маршрутній геологічній зйомці, для вивчення крутошаруватих середовищ.

3.8.3. МЕТОД РАДІОХВИЛЬОВОГО ПРОСВІЧУВАННЯ

Гірські вироблення і свердловини суцільно і поряд пропускають сліпі рудні жили. Для вивчення ціліків порід між виробленнями і свердловинами і виявлення металевих копалин застосовуються радіохвильові просвічування (РВП). В цьому методі в одному виробленні або

свердловині встановлюється передаючий пристрій, випромінюючий електромагнітні хвилі частотою 0,1 - 10 мГц, а в інших, сусідніх виробленнях або свердловинах вимірюється напруженість поля. Міняючи місцеположення генератора і приймача, можна просвітити породи між гірськими виробленнями, визначити коефіцієнти поглинання порід, а потім оцінити їх електричні властивості. Проте при практичному застосуванні методу РВП зустрічаються багато труднощів як апаратурного, так і методичного і теоретичного характеру. Наприклад, спотворення радіохвильового поля вносяться гірськими виробленнями, рейками електричними і світловими лініями.

Як апаратура в методі РВП застосовуються батарейні передавачі потужністю 1 - 5 вт, працюючі на декількох фіксованих частотах. Випромінювання енергії проводиться за допомогою відкритих лінійних антен у вигляді дроту завдовжки у декілька метрів. Приймачем служить радіокомпаратор (супергетеродинний батарейний приймач) з рамковою або штирьовою антеною. Застосовуються два варіанти методу РВП: шахтний і свердловинний. Вивчаючи методом РВП шахтні і рудникові поля, можна визначити електричні властивості порід у ціліках між виробленнями або свердловинами. Наявність добре провідних рудних тіл приведе до збільшення загасання енергії і появи радіотіней. Таким чином, по електромагнітних тінях можна оконтурити рудні тіла і правильно направити подальші розвідувальні роботи. Областю застосування методу РВП є пошуки і розвідка сліпих рудних жив вивчення тектонічних порушень і обводнюючих зон. Проте дальність просвічувань не перевищує декількох стільників метрів. Чим нижче опір вміщаючих порід, тим менше дальність розвідки.

4. СЕЙСМІЧНА РОЗВІДКА (СЕЙСМОРОЗВІДКА)

Сейсмічна розвідка (сейсморозвідка) - це геофізичний метод дослідження будови земної кори і розвідки корисних копалин, заснований на вивченні розповсюдження пружних хвиль, збуджених штучно за допомогою вибухів або ударів. Гірські породи володіють різними швидкостями розповсюдження пружних хвиль. Це призводить до того, що на межах шарів з різними швидкостями утворюються відображені і заломлені хвилі, реєструючи які на поверхні землі можна отримати інформацію про геологічну будову району.

Методика сейсморозвідки заснована, перш за все, на дослідженні кінематики хвиль, тобто часу пробігу різних хвиль від пункту їх збудження до сейсмоприймачів, уловлюючи коливання ґрунти у ряді точок профілю спостережень. В спеціальних достатньо складних установках (сейсмостанціях) електричні коливання, створені у сейсмоприймачах дуже слабкими коливаннями ґрунти, посилюються і автоматично реєструються на сейсмограмах. В результаті інтерпретації сейсмограм можна визначити швидкості хвиль, глибину залягання сейсмогеологічних меж, їх падіння, простягання, а використовуючи геологічні данні, можна встановити геологічну природу виявлених границь.

У сейсморозвідці розрізняють два основні методи: метод відображених хвиль (МОВ) і метод заломлених хвиль (МПВ). Останній прийнято називати кореляційним методом заломлених хвиль (КМПВ). Менше застосування має метод проходячих хвиль. У складних геологічних умовах застосовуються спеціальні прийоми проведення робіт і обробки матеріалів, що дозволяють виділити відображені і заломлені хвилі на фоні інших хвиль. Зважаючи на специфічні особливості цих робіт виділяють ще один метод сейсморозвідки - метод регульованого спрямованого прийому (РНП).

По вирішуваним задачі розрізняють глибинне сейсмічне зондування (ГСЗ), структурну сейсморозвідку, рудну сейсморозвідку, інженерно-гідрогеологічну сейсморозвідку, а по місцю виробництва спостережень - наземну, морську сейсморозвідку свердловини і підземної. По частотах коливань пружних хвиль, що використовуються, сейсморозвідка ділиться на високочастотну (частоти понад 100 гц), середньо частотну (частоти у декілька десятків герц) і низькочастотну (частоти менше 10 гц). Чим вище частота пружних хвиль, тим більше їх загасання і менше глибинність розвідки. Сейсморозвідка - дуже важливий і у багатьох випадках найточніший (хоча і найдорожчий і громіздкий) метод геофізичної розвідки, що застосовується для вирішення різних геологічних задач з глибинністю від декількох метрів (вивчення фізико-механічних властивостей порід) до декількох десятків і навіть сотень кілометрів (вивчення земної кори і верхньої мантії).

4.1. ФИЗИКО-ГЕОЛОГІЧНІ ОСНОВИ СЕЙСМОРОЗВІДКИ

Теорія розповсюдження сейсмічних хвиль базується на теорії пружності, оскільки геологічні середовища у першому наближенні можна вважати пружними. Абсолютно пружним тілом називається таке яке після припинення дії прикладених до нього сил відновлює свою первинну форму і об'єм. Зміна форми, об'єму і розмірів тіл під дією сил називається деформацією. У подовжніх хвилях частинки середовища коливаються уздовж напрямку розповсюдження хвилі, і відбувається деформація об'єму, у поперечній хвилі частинки коливаються в площині, перпендикулярній розповсюдженню, що викликає деформацію. Існують також поверхневі хвилі, в яких частинки середовища рухаються по еліптичних орбітах у поверхні Землі. У сейсморозвідці іноді застосовуються поверхневі хвилі Лява і Релея.

Закони розповсюдження пружних хвиль базуються на принципах геометричної сейсміки або геометричної оптики. Якщо у деякій точці простору провести вибух, то виникає пружна хвиля швидкість розповсюдження якої залежить від фізичних властивостей середовища. При проходженні хвилі частинки породи починають коливатися. Поверхня, обмежуюча область, де частинки коливаються під впливом пружної хвилі і необурену поверхню куди хвиля ще не прийшла, називається фронтом хвилі. Лінії, перпендикулярні фронту називаються сейсмічним промінням. Згідно принципу Гюйгенса, кожен точку фронту хвилі можна розглядати як самостійне елементарне джерело коливань. Це значить, що по фронту хвилі в деякий момент можна визначити положення його в будь-який інший момент, якщо побудувати огинаючу елементарних Сферичних фронтів з центрами, розташованими на заданому. Принцип Ферма формулюється таким чином: хвиля розповсюджується між двома крапками по такому шляху, який вимагає якнайменшого часу для його проходження. Следствием цього принципу є пряmolінійність розповсюдження проміння в середовищі з постійною швидкістю розповсюдження хвиль.

Від пункту вибуху у всі сторони розповсюджуються пружні хвилі. Уздовж поверхні землі (окрім поверхневих хвиль) розповсюдження пряма хвиля з швидкістю, рівної швидкості розповсюдження нулі у верхньому шарі. Ця ж хвиля йде углиб середовища. На межі шарів з різними швидкостями пружних хвиль сейсмічне проміння міняє свій пряmolінійний напрям. При цьому утворюються відбиті і заломлені хвилі. Відображення сейсмічних хвиль відбувається на межах шарів з різними хвильовими опором (акустичними жорсткостями). Закон віддзеркалення свідчить: кут падіння рівний куту віддзеркалення.

Для сейсморозвідки особливий інтерес представляє явище повного внутрішнього віддзеркалення. При деякому куті падіння, званому кутом повного внутрішнього відбитку, кут заломлення стає рівним 90° і уздовж межі розділу піде ковзаюча заломлена хвиля. Саме вона створює нові хвилі, звані головними, які вивчаються в сейсмічному методі заломлених хвиль. Якщо швидкість розповсюдження пружної хвилі у приломляючому шарі зростає з глибиною поступово, то критичний кут мінятиметься. При цьому проміння, падаюче під меншим кутом, проникатиме глибше в другий шар. Такі хвилі називаються рефрагованими.

Хвилі можуть бути як подовжніми, так і поперечними. У деяких фізико-геологічних умовах на межах розділу може мінятися фізична природа хвилі. Наприклад, подовжня падаюча хвиля може створити поперечну заломлену хвилю і подовжню (або поперечну) відображену хвилю. Подібні хвилі називаються обмінними. Крім того, можуть існувати багато разів відображені і багатократно відображений заломлені хвилі.

Таким чином, сейсморозвідка може базуватися на дослідження наступних сейсмічних хвиль: а) падаючих (прямих), б) поверхневих, в) відображених, г) заломлених проходячи, д) заломлених ковзаючи, е) заломлених головних, же) реградованих, з) обмінних. Все це корисні хвилі. Хвилі, перешкоджаючи дослідженню корисних хвиль, називаються перешкодами, що заважають. До них відносяться мікросейсми, звукові, багато разів відображені і відображені-преламані хвилі.

4.1.1. ШВИДКОСТІ СЕЙСМІЧНИХ ХВИЛЬ

За допомогою сейсмічної апаратури вимірюється час приходу різних хвиль, відлічуваний від моменту вибуху. Далі визначаються швидкості розповсюдження різних хвиль. В сейсморозвідці вивчаються наступні швидкості:

- 1) Пластова швидкість - це істинна швидкість розповсюдження пружних хвиль у кожному пласті геологічного розрізу, що вивчається.
- 2) Середня швидкість пачки пластів є швидкістю розповсюдження пружних хвиль в певній товщі шарів, зміряна перпендикулярно шаруватості. Вона точно може бути визначений за сейсмічними спостереженнями в свердловинах. Проте в результаті робіт методом відображених хвиль можна обчислити ефективну швидкість, яка, як правило, мало відрізняється від середньої.
- 3) Уявна швидкість - це швидкість розповсюдження фронту хвилі уздовж профілю спостережень. Вона легко може бути визначений по годографу хвилі, тобто графіку залежності часу приходу хвилі від відстані до пункту вибуху.
- 4) Гранична швидкість - це швидкість розповсюдження заломленої хвилі упродовж заломлюючої межі. Вона не завжди співпадає з пластовою швидкістю заломлюючого шару. Гранична швидкість несе інформацію про властивості підстилаючих порід і може бути визначений по годографах заломлених нулі.

Швидкості розповсюдження пружних хвиль є визначеними діагностичною ознакою гірської породи. Методи визначення швидкостей пружних хвиль діляться на лабораторні (вимірювання на зразках), свердловини (сейсмічні і акустичні спостереження у свердловинах), польові (розрахунок швидкості в результаті інтерпретації годографів сейсмічних хвиль). Швидкості розповсюдження хвиль визначаються пружними модулями і густиною і залежать від літологічного складу глибини залягання, віку порід, ступені метаморфізму, пористості, зруйнування, зв'язності, водонасиченості і ряду інших чинників.

Вивержені породи володіють швидкостями розповсюдження пружних хвиль 4 - 10 км/сек, метаморфічні 4 - 6 км/сек, скельні осадові 3 - 6 км/сек, теригенні, рихлі осадові до 3 км/сек. Чим більше абсолютний вік порід (T) і глибина залягання (h), тим більше швидкість. Для осадових порід залежність швидкості від віку і глибини слаба. Із збільшенням пористості, тріщинуватості і роздробленості швидкості хвиль зменшуються, із збільшенням водонасиченості швидкості зростають.

Дані показують, що кожна порода має певний діапазоном зміни швидкостей пружних хвиль залежно від цілого ряду чинників. Навпаки, однаковою швидкістю розповсюдження пружних хвиль можуть мати різні породи. В цьому певна трудність геологічного тлумачення результатів сейсморозвідки.

4.2. СЕЙСМОРОЗВІДУВАЛЬНА АПАРАТУРА І СПОСОБИ ПРОВЕДЕННЯ СЕЙСМОРОЗВІДКИ

Основне призначення сейсморозвідувальної апаратури - вимірювання час приходу пружних хвиль, для чого необхідний зафіксувати зсув ґрунту під впливом пружних хвиль виділити корисні хвилі на фоні хвиль-перешкод і автоматично зареєструвати їх на сейсмограмах. Незначні зсуви ґрунту, зобов'язані приходу пружної хвилі, уловлюються сейсмоприймачем (СП). Сейсмоприймач є пристроєм в якому механічні коливання ґрунту перетворюються в електричні напруги. Ці дуже малі напруги подаються по дротах в електронні підсилювачі (ВУС), звідки поступають у сейсмічний осцилограф (ОСЦ) для реєстрації на фотопапері або магнітній плівці. Сукупність сейсмоприймача, підсилювача і реєстратора носить назву сейсмічного каналу.

Сейсмоприймачі електромагнітні, електродинамічні і п'єзоелектричні. Найбільш часто застосовуються електродинамічні. Електродинамічний складається з магніту у зазорах якого на пружинах поміщена алюмінієва котушка з дротом. При зсуві магніту під впливом пружної хвилі котушка за інерцією переміщається щодо магніту і в ній індуються електричні сигнали які подаються в підсилювач. П'єзоелектричні засновані на п'єзоелектричному ефекті, тобто виникненні ЕДС на гранях деяких кристалів (наприклад, титанат барія) при прикладенні до них тиск. Вони застосовуються при морській сейсмічній розвідці.

Для посилення електричних сигналів, отриманих у сейсмоприймачі, застосовуються підсилювачі на радіолампах, збільшують сигнал у 10⁴ - 10⁶ разів. Окрім посилення важливе призначення підсилювача проводити частотну фільтрацію, підсилюють коливання певних частот, а коливання інших частот відсікати. Фільтри складаються з наборів опорів, місткостей і індуктивностей

і дозволяють виділяти сигнали вузького діапазону частот. В сейсморозвідувальних підсилювачах є набір з 3 - 5 фільтрацій. Характер фільтрації визначається частотними характеристиками підсилювачів. Набір фільтрацій дозволяє виділити корисні хвилі різного спектру частот і облегшить кореляцію тих або інших хвиль на сейсмограмах.

Третє призначення підсилювачів - автоматичне регулювання посилення (АРУ). Вона необхідна тому що сигнали від прямої хвилі у багато разів більше сигналів від хвиль, що відобразилися і заломилися на великих глибинах. АРУ служить для більшого посилення малих сигналів і малого посилення великих сигналів, щоб у цілому запис на сейсмограмі був приблизно однаковий по амплітуді.

Реєстрація посиленних електричних сигналів проводиться в більшості сейсмічних станцій за допомогою осцилографа з гальванометрами. Гальванометрів осцилографі стільки, скільки каналів у станції. Гальванометр складається з рамки з дротом підвішеним на пружній нитці із дзеркальцем, поміщених в зазорі між полюсами магніту. При пропусканні струму рамка відхиляється на кут, пропорційний струму. З рамкою відхиляється і дзеркальце, на яке падає промінь від освітлювача. Відображений зайчик потрапляє на фотопапір осцилографа, де слід його і записується.

У сейсмічному осцилографі окрім блоку гальванометрів є стрічкопротяжний механізм, що складається з магазинної касети з фотопапером, приймальної касети і електродвигуна, що обертає барабан приймальної касети. Швидкість руху стрічки 30 - 50 см/сек. За допомогою маркуючого пристрою на сейсмограму подаються марки часу через 0,01 сек.

Окрім оптичної застосовується запис сигналів на магнітній плівці. Перевага такого запису у тому, що її можна зробити широкосмуговою і багато разів переписувати за допомогою особливих пристроїв на звичайний папір. Перезапис можна вести на всіляких фільтраціях і одержувати більше інформації з кожної сейсмограми. Крім того, запис результатів на магнітній плівці різко полегшує процес автоматичної обробки даних сейсморозвідки.

У сеймостанції, змонтованій на автомашині, є або 60, або 48, або 24 канали, що дозволяє одночасно реєструвати пружні хвилі в 60, 48 або 24 крапках. Для цього станції додається відповідна кількість сеймоприймачів і підсилювачів. Сигнали від сеймоприймачів до підсилювачів подаються по багатожильному кабелю (сейсмічній косі). Реєстрація сигналів проводиться або оптичним осцилографом або магнітним реєстратором. В результаті на фотопапері або магнітної плівці виходять сейсмограми. В станції є телефони і двох дротяна лінія для зв'язку з вибух пунктом, а також передачі і записи моменту вибуху на сейсмограмі.

Строгою вимогою до сейсмореєструючої апаратури є ідентичність каналів, тобто запис однакового сигналу повинен бути однаковим на всіх каналах. Цього і добиваються при настройці апаратури. Для точного відліку часу між вибухом і приходом хвилі потрібно точно записати момент вибуху. Для цього навкруги заряду обмотується дріт, який через батарею і опір підключається до одного з гальванометрів осцилографа. У момент вибуху лінія розривається і виникає імпульс, записуваний на сейсмограмі.

Перед початком робіт розбивається профіль спостережень, по якому встановлюються 24, 48 або 60 сейсмографів. Відстань між сейсмографами міняється від 10 до 100 м. Уздовж профілю розмотується сейсмічна коса, тобто джгут дротів по два на кожний сеймоприймач. Коса підключається до блоку підсилювання і до сеймоприймач. Далі перевіряється робота і справність усіх вузлів станції і встановлюється телефонний зв'язок з підривиком.

Збудження пружних хвиль проводиться, як правило, шляхом вибухів від 50 г до сотень кілограм (залежність від глибинності розвідки і умов збудження хвиль) вибухової речовини (тротил, тол, амоніт). Підрив вибухової речовини (ВВ) здійснюється за допомогою електродетонаторів і спеціальної вибухової машинки, для чого через електродетонатор пропускається імпульс струму. Найліпший ефект буває в умовах коли вибух проводиться у водоймище або у свердловині з водою глибиною від 2 - 3 до 100 м. При невеликих глибинах розвідки збудження пружних хвиль виконується ударом кувалди або скиданням з копра важкого вантажу.

Продуктивність сейсморозвідки залежно від категорії місцевості, детальної і виду зйомки може мінятися від 0,5 до 8 пог. км профілю за зміну. Якщо запис сигналів на сейсмограмі отриманий, сеймоприймачів переносяться на нову ділянку профілю і роботи знов повторюються. Осцилограми передаються інтерпретатору для виділення різних типів хвиль, визначення часу їх приходу і

будується годографи.

Першим етапом обробки сейсмограм є визначення моменту вибуху і маркування. Далі ведеться кореляція, виділення однієї і тієї ж хвилі по різних каналах сейсмограми. В основному сейсмозвідка заснована на кінематиці або вивченні часу приходу тих або інших хвиль. Тому головним в обробці сейсмограм є визначення часу між моментом вибуху і початком приходу хвилі. Вступи хвилі легко визначити для хвиль, що прийшли першими (перші вступи). Як правило, це прямі або приламані хвилі.

Щоб виділити інші корисні хвилі, що особливо прийшли від глибинних меж, ведеться фазова кореляція. Для цього на сейсмограмах простежуються осі сінфазності, тобто фази коливань, що характеризуються однаковою стійкою формою і амплітудою сигналу на сусідніх трасах. При кореляції на трасі кожного каналу наголошується яким-небудь значком максимум коливання, найближчої до початку коливання, викликаного приходом хвилі, а потім по максимумах на сусідніх трасах прокреслюються осі сінфазності.

Часто визначення вступів хвиль ускладнено інтерференцією (накладенням) різних хвиль, тому кореляція виконується досвідченими інтерпретаторами, уважно що враховують і форму, і інтенсивність, і характер хвильової картини. Виділивши осі сінфазності і знаючи момент вибуху, легко визначити час приходу тієї або іншої хвилі до кожного сеймоприймачу. В отриманий час приходу хвиль вводяться поправки: за зону малих швидкостей, за рельєф, за глибину вибуху і, нарешті поправку за фазу. При введенні поправок за фазу вважається, що осі вступів хвиль паралелі осям фаз. Поправка за фазу завжди негативна і для однієї хвилі розраховується як середня по декількох каналах. Після введення поправок будують годографи, тобто графіки залежності часу приходу хвилі від відстані між точками спостереження. Кожна хвиля має свій годограф.

Годографи - основний матеріал сейсмозвідки, по якому ведеться інтерпретація результатів. Розрізняють лінійні годографи, складені в результаті спостережень по деяких лініях, профілях, і поверхневі годографи одержувані при вивченні хвиль з одного пункту вибуху за декількома профілями. Якщо пункт вибуху розташований на профілі спостережень, то годограф називають подовжнім, а якщо винесений убік – непрофільним.

Побудова годографів тих або інших хвиль після їх виділення на сейсмограмі проводиться таким чином. У вибраному масштабі уздовж осі x відкладають пікети точок спостережень (місцеположення сеймоприймачів), а по вертикалі - час вступу хвилі виправлене за фазу, за зону малих швидкостей, за глибину свердловин, за рельєф. Виходить система крапок, через яку прокреслюється крива. Це і є годограф. По годографу легко визначити уявну швидкість або швидкість розповсюдження фронту хвилі уздовж профілю спостережень. Швидкість будь-якої хвилі у даній точці може бути визначена, як кутовий коефіцієнт дотичній до даної точки годографа.

4.3. МЕТОД ВІДОБРАЖЕНИХ ХВИЛЬ

Метод відображених хвиль (МВХ) - один з основних методів сейсмозвідки, широко застосовується для вирішення багатьох геологічних задач. Методика проведення польових робіт методом відображених хвиль (або система спостережень) повинні бути такими, щоб упевнено прослідити межі, що відображаються. Роботи в методі відображених хвиль виконуються або методом безперервних сейсмічних профілізацій, або за допомогою сейсмосондування. При цьому слід мати на увазі що поняття сейсмічних профілізацій і зондувань мають мало загального з поняттями електричної профілізації і зондування. Система спостереження, що забезпечує безперервності вивчення сейсмічних меж називається безперервною сейсмічною профілізацією.

Системи безперервної профілізації в МОВ бувають: проста профілізація, профілізація через інтервал, подвійна профілізація і ряд інших. При простому профіліруванні сеймоприймач встановлюються в межах вибухового інтервалу (відстань між сусідніми пунктами вибуху на профілі спостережень) в обидві сторони від пункту вибуху (ПВ). Наприклад, при вибуху в крапці ОЗ спостереження проводяться на ділянках О2О3 і О3О4. Профілізація через інтервал застосовується у тому разі коли через поверхневі хвилі поблизу ПВ відображені хвилі виявити важко. В цьому випадку, наприклад, при вибуху в точці ОЗ спостереження проводяться на ділянках О1О2 і О4О5.

Подвійне безперервне профілірування застосовується в складних геологічних умовах. При

цьому з кожного пункту вибуху спостерігається виконуються в межах двох вибухових інтервалів в обидві сторони від ПВ. При сейсмічних профілізаціях роботи, як правило виконуються по системам паралельних профілів, напрямках вкріст передбачуваного простягання структур.

Система спостережень забезпечує побудову меж, що відображають, на окремих, обмежених ділянках або по окремих профілях, називається сейсмічним зондуванням. При сейсмондзуванні спостереження проводяться через інтервали, розташовані або за одним профілем, або по перпендикулярних (хрестове зондування), що дозволяє оцінити просторове положення шару, що відображає.

Як при сейсмічних профілізаціях, при сейсмічних зондуваннях роботи проводяться по системах подовжніх (пункт вибуху і сейсмоприймачі розташовані по одній лінії) або неподовжніх профілів (пункт вибуху знаходиться у стороні від сейсмоприймачів).

Вибухові інтервали в МВХ вибирають невеликими, порівняними з глибинами до меж, що відображають, і постійними по довжині для кожного району досліджень. Далеко від пункту вибуху відображені хвилі виявити важко, оскільки вони приходять зразу ж за прямими, а іноді і після заломлених хвиль. Поблизу пункту вибуху заломлені хвилі відсутні, і відображені хвилі легше виділити на фоні інших хвиль. Крім того поблизу ПВ відображене проміння приходить майже перпендикулярно до поверхні Землі і уявні швидкості виходять великими, що полегшує кореляцію і виділення відображених хвиль.

Особливістю відображених хвиль є також їх більш високочастотний спектр, тому, працюючи на високочастотних фільтраціях, можна позбулися поверхневі, прямі, іноді заломлені хвилі, що володіють зниженими частотами. Відстані між сейсмоприймачами в МВХ міняються від 10 до 30 м і залишаються постійними на кожному профілі.

4.3.1. ІНТЕРПРЕТАЦІЯ МОВ

Інтерпретація результатів МОВ зводиться до визначення глибини залягання межі, кута нахилу і ефективної швидкості розповсюдження пружних хвиль, що відображає, у перекриваючому середовищі. Інтерпретацію починають з визначення ефективної (або середньої) швидкості в перекриваючій товщі. Ефективні швидкості визначаються по годографах відображених хвиль, а середні швидкості за даними сейсмічного каротажу свердловин. Як правило ці швидкості для однієї і тієї ж товщі мало відрізняються, тому при інтерпретації годографів відображених хвиль застосовуються методи середніх швидкостей. При цьому вся товща, що перекриває контакт, що відображає, приймається за однорідний шар. Визначивши по годографах відображених хвиль або по сейсмокаротажу швидкості і використовуючи рівняння годографа відображеної хвилі, різними аналітичними або графічними способами визначаються кути, і будується межа, що відображає.

4.4. КОРЕЛЯЦІЙНИЙ МЕТОД ЗАЛОМЛЕНИХ ХВИЛЬ

Кореляційний метод заломлених хвиль (КМЗХ), або просто метод заломлених хвиль (МЗХ), заснований на вивченні головних заломлених хвиль, виникаючих при русі уздовж межі двох шарів ковзаючої заломленої хвилі. Умова утворення ковзаючої заламаної хвилі визначається законом заломлення. При критичному куті падіння, коли кут заломлення рівний 90° , уздовж межі почне ковзати заломлена хвиля. При падінні прямої хвилі під критичним кутом в крапці утворюються дві хвилі: одна відображена, що рухається по променю RS, і друга, ковзаюча уздовж межі розділу. Щоб показати, як ця ковзаюча заломлена хвиля виходить на лінію спостережень (вісь x), скористаємося принципом Гюйгенса.

Згідно принципу Гюйгенса, будь-яка точка фронту хвилі є джерелом коливань. Зокрема, з крапки R почне розповсюджуватися фронт відображеної хвилі, який через час після початку віддзеркалення досягне крапки S. За цей же час у середовищі фронт проходячої заломленої хвилі, перпендикулярний межі розділу, досягне точки f. Відповідно за час t_2 фронти цих хвиль досягнуть крапок S2, F2, за час t_3 - S3, F3 і так далі. Заломлена хвиля розповсюджується швидше відображеної. Фронт проходячої заломленої хвилі, ковзаючи уздовж границі розділу, порушує у верхньому шарі коливання, які і викликають появу головної заломленої хвилі. Однією стороною фронт головної хвилі

торкається фронту відображеної з критичної крапки хвилі, інший - примикає до фронту ковзаючої заломленої хвилі. В крапці S фронти відображеної і головної заломленої хвилі вийдуть на поверхню одночасно а далі відображена хвиля, оскільки вона має меншу швидкість, почне відставати від головної.

Фронти головної заломленої хвилі будуть площинами, нахиленими під кутом і до межі розподілу, а проміння, тобто лінії, перпендикулярні фронту, будуть нахилені під постійним кутом е до поверхні спостережень. Легко отримати годографів з двох пунктів вибуху і розташованих на профілі спостережень з однієї його сторони. Наганяючий годограф заломленої хвилі паралельні, а у рефрагованої хвилі вони не паралельні і зближуються при видаленні від пунктів вибуху. Це пояснюється збільшенням уявної швидкості (а значить зменшенням кута нахилу годографа) із збільшенням відстані до пункту вибуху. Оскільки поблизу пункту вибуху заломлені хвилі відсутні, то система спостережень КМЗХ повинна будуватися так, щоб найближчий до пункту вибуху сейсмоприймач був встановлений на деякій відстані порівнянному з передбачуваною глибиною залягання заломлюючої межі. Упевнена інтерпретація даних КМПВ можлива лише тоді, коли по лінії профілю можна побудувати два годографи, отримані з різних пунктів вибуху. Тому система спостереження будується так, щоб можна було побудувати стрічні або наганяючі годографи. Наганяючі годографи від однієї і тієї ж плоскої межі паралелі, тому по них можна будувати зведені годографи шляхом паралельних зсувів.

Звичайно застосовуються повні кореляційні системи спостереження, що забезпечують безперервне дослідження заламаних хвиль уздовж профілю спостережень. В методі КМЗХ використовують системи безперервної профілізації: через один, два або три інтервали.

У простих геологічних умовах вибираються неповні системи спостережень, коли хвилі від однієї межі виділяються не шляхом безперервної кореляції, а шляхом виявлення приламлених меж на окремих ділянках профілів, що вивчаються. Неповні системи застосовуються при постановці сейсмічних зондувань. Відстань між сейсмоприймачами в КМЗХ міняється від 25 до 100 м. Заломлені хвилі відрізняються зниженим спектром частот, тому, працюючи на низькочастотних фільтраціях, можна позбавитися від відображених, прямих і інших хвиль.

Інтерпретація КМЗХ зводиться до визначення глибини залягання заломлюючої межі, кута її нахилу і граничній швидкості в заломлюючому шарі. За даними КМЗХ можна визначити і ефективну швидкість у перекриваючій заломлюючу межу товщі. Проте практика сейсморозвідки показує, що отримані ефективні швидкості визначаються з великими погрішностями тому кути знаходять лише по годографах МОВ або сейсмокаротажу. Інтерпретація годографів заломлених хвиль є задачею складнішої, ніж відображених хвиль, і не може бути точно проведений по одиночних годографах. Надійно інтерпретуються лише стрічні годографи. Інтерпретація КМПВ починається з визначення граничної швидкості, яка, як правило, співпадає або дещо вищий швидкості в шарі, що підстилає заломлюючу межу. Далі використовуючи рівняння годографа заломленої хвилі і знаючи її в перекриваючій товщі і підстилаючому шарі, різними способами визначається кути і будують заломлюючу межу.

4.5. РІЗНОВИДИ СЕЙСМОРОЗВІДКИ І ОБЛАСТІ ЗАСТОСУВАННЯ

Сейсморозвідка застосовується для глибинних досліджень, в структурній і рудній геології і при інженерно-гідрогеологічних дослідженнях. Окрім розглянутих вище методів відображених і заломлених хвиль останнім часом при сейсморозвідці знаходить застосування метод регульованого спрямованого прийому. Кожний з цих методів застосовується для рішення специфічних геологічних задач.

Обидва основні методи сейсморозвідки - метод відображених хвиль (МВХ) і кореляційний метод заломлених хвиль (КМЗХ) мають певні відмінності і різні можливості. МВХ застосовується в основному для вивчення структур і розчленування розрізів осадових товщ. Це основний метод пошуків і розвідок нафтогазоносних структур. КМЗХ застосовується при глибинних сейсмічних дослідженнях визначенні глибини і рельєфу кристалічного фундаменту, вивченні родовищ рудних копалин. При інженерно-гідрогеологічних дослідженнях застосовується як КМПВ, так і МОВ.

4.5.1. МЕТОД РЕГУЛЬОВАНОГО СПРЯМОВАНОГО ПРИЙОМУ

Метод регульованого спрямованого прийому (РСП) включає комплекс апаратурних, методичних і інтерпретаційних засобів, що дозволяють виділяти відображені і заломлені хвилі в складних геологічних умовах коли відбувається інтерференція різних хвиль і звичайні прийоми і методи отримання і обробки сейсмограм не забезпечують їх виділення. Завдяки спрямованому прийому пружних коливань в методі РСП виділяються хвилі що прийшли під певним напрямом до лінії спостереження.

В цьому методі використовуються спеціальні сейсмостанції. На вхід кожного каналу, як правило, підключається до сеймоприймачів, тобто застосовується групування. Запис прийнятих пружних коливань проводиться на фото - або магнітній плівці. Далі виконуються фотокопії сейсмограм і проводиться їх фотоелектричне підсумовування з різними фазовими здвигами записів. У результаті виходять сумострічки, на яких набагато легше, ніж на звичайних сейсмограмах, виділити різні хвилі. Метод регульованого направленого прийому застосовується для:

- 1) дослідження складних структур (діапіри, куполи, рифи і ін.);
- 2) виконання робіт в умовах хвиль-перешкод (багатократні, поверхневі, обмінні і ін.);
- 3) вивчення розривів з незгідним заляганням порід і в умовах їх літологічної зміни.

4.5.2. ВИДИ СЕЙСМОРОЗВІДКИ

Залежно від етапів геологічної розвідки регіону і детальних досліджень, що вивчають, розрізняють три види сейсморозвідувальних робіт: регіональні, пошукові і детальні. Ці види сейсморозвідки відрізняються масштабом зйомки, густиною сіті спостережень, а також системами спостережень на профілях. При усіх видах зйомки для найраціональнішого вирішення геологічних задач слід враховувати наступне: а) напрями профілів обираються переважно вкріст передбачуваного простягання структур; б) ділянки робіт повинні бути доступними для доставки сейсморозвідувальної апаратури на автомашині або уручну (переносні станції); в) заломлюючі межі повинні простежуватися безперервно; г) на площі, що вивчається, необхідно мати опорні свердловини для ув'язки сейсмічних меж з геологічним.

Регіональні сейсморозвідувальні роботи є дрібномасштабними, рекогносцирувальними. Вони виконуються, як правило, за окремими профілями, маршрутами, вкріст простягання тектонічних структур. Частіше за все проводиться сейсмозондування розташовані один від одного на відстані, меншим передбачуваної ширини об'єктів, що вивчаються.

Роботи проводяться як методом МВХ, так і методом КМЗХ. Регіональна сейсморозвідка дозволяє вивчити сейсмогеологічний розріз, виявити перспективні ділянки для подальшої розвідки. У результаті регіональних сейсмічних досліджень уподовж розвіданих профілів будуються сейсмічні розрізи. Пошукові сейсморозвідувальні роботи є рекогносцированими і бувають маршрутними і площадковими. Вони служать для пошуків окремих структур, тектонічних зон, родовищ тих або інших копалин. Роботи проводяться за профілями, як правило, значно видаленим один від одного (3 - 10 км). Проте відстані між профілями повинні бути в 2 - 3 рази меншими передбачуваній протяжності структури. Профілі треба задавати вкріст структур але після виявлення напряму структур деякі профілі ставлять по простяганню для виявлення елементів залягання.

Застосовується як МОХ, так і КМЗХ по методиці сеймопрофілювання і сейсмозондування. У результаті пошукової зйомки складаються розрізи і структурні схеми що разом з іншими геофізичними матеріалами є початковим матеріалом для детальної розвідки.

Детальна площадкова сейсморозвідка застосовується для вивчення і розвідки невеликих ділянок з метою підготовки площ під промислове буріння. Система профілів при детальній площадковій сейсморозвідці залежить від форми структур. Профілі задаються як вкріст простягання структур, так і уздовж структур. На витягнутих структурах відстань між профілями повинна бути у декілька разів меншою передбачуваної довжини структури. Ізометричні структури розвідуються по квадратній системі профілів.

Сейсморозвідка виконується як методом відображених хвиль, так і методом заломлених хвиль, причому система спостережень повинна бути вибраний такій, щоб забезпечити безперервне

простеження всіх меж, що відображають і заломлюючих. У результаті детальної сейсморозвідки будуються сейсмічні розрізи і структурні карти поодиноці або декількома сейсмічним горизонталом. Перед початком кожного виду зйомок проводяться досвідчені сейсморозвідувальні роботи, що мають на меті з'ясування можливостей сейсморозвідки для вирішення поставлених задач, вибір раціональної методики і техніки виробництва робіт, вивчення типів хвиль.

4.5.3. МОДИФІКАЦІЯ І ОБЛАСТІ ЗАСТОСУВАННЯ СЕЙСМОРОЗВІДКИ

Залежно від вирішуваних геологічних задач розрізняють наступні модифікації і області застосування сейсмічних методів розвідки: 1. Глибинне сейсмічне зондування. 2. Структурна сейсморозвідка. 3. Рудна сейсморозвідка. 4. Інженерно-гідрогеологічна сейсморозвідка. 5. Вивчення фізико-механічних і міцнісних властивостей порід.

Глибинне сейсмічне зондування (ГСЗ). Вивчення глибин від 5 - 10 до декількох десятків кілометрів проводиться методом глибинних сейсмічних зондувань. При ГСЗ збудження пружних коливань здійснюється вибухами сотень і тисяч кілограмів ВВ. Реєстрація сверхнизькочастотних пружних коливань (1-20 гц) на відстані 50-500 км від пунктів вибуху. Частіше за все при ГСЗ використовується метод КМЗХ. Глибинні сейсмічні зондування застосовуються для рішення наступних задач: а) картування поверхні кристалічного фундаменту; б) визначення основних рис внутрішньої будови фундаменту; в) виявлення меж в земній корі глибинних розломів, різних типів земної кори (океанічна, платформна, геосинклінальна); г) картування підшови земної кори - поверхні Мохоровічича («М-поверхні»), яка відділяє земну кору від мантії і відрізняється добре витриманою швидкістю розповсюдження пружних подовжніх хвиль, рівною 8,1 - 8,2 км/сек.

Структурна сейсморозвідка. Структурна сейсморозвідка - один з основних напрямів сейсморозвідки. Структурна сейсмічна розвідка, у тому числі пошуки нафтогазоносних структур, може виконуватися на суші, на морі і уздовж річок і має справу з глибинами дослідження до 10 км. Структурні задачі розв'язуються методом відображених хвиль. Метод заломлених хвиль грає підлегле значення і служить для картування поверхні фундаменту і виділення шарів з більшою швидкістю розповсюдження хвиль. У результаті рекогносцирувального і частково пошукового сейсмогеологічного районування виділяються наступні чотири типи розрізів з різною ефективністю застосування сейсморозвідки.

I. Стародавні платформи характеризуються двоох - триповерховою сейсмогеологічною будовою, пологими структурами, витриманістю відображають і заламаних меж. Для пошуків нафтогазоносних структур у цих регіонах необхідна детальна високоточна сейсморозвідка (припустима величина перетину карт і розрізів 20 - 25 м).

II. Молоді платформи (відрізняються одно - і двоповерховою будовою, великою амплітудою структур, витриманістю відображаючих меж у поверхах і заломлюючих на межах поверхів і по кривлі фундаменту. Пошуки нафтогазоносних структур у цих районах проводяться успішно, оскільки сейсморозвідка забезпечує перетин сейсмогеологічних карт і розрізів до 40 - 50 м, чого цілком достатньо для розвідки структур.

III. Зони кайнозойської складчастості характеризуються крупними, складними структурами з великими кутами нахилу. Як правило, тут погані межі, що відображають. Основну роль грає КМЗХ. Для визначення швидкостей потрібні свердловини. Сейсморозвідка дає результати зниженої точності.

IV. Глибокі западини на платформах характеризуються складною багатоповерховою будовою з явищами діпірізма, наявністю соляних куполів. У подібних умовах застосовується КМЗХ, МВХ, РСР з обов'язковими опорними свердловинами. Точність сейсморозвідки така ж, як і для III типу сейсмогеологічного розрізу.

Для вирішення задач структурної геології широко застосовується морська і річкова сейсморозвідка. Морська сейсморозвідка - один з найшвидших методів сейсморозвідки (до 50 км профілів в день). Роботи ведуться в модифікації МОВ КМПВ спеціальною автоматичною апаратурою без зупинки судна.

Рудна сейсморозвідка. При пошуках і розвідці різних рудних родовищ сейсморозвідка застосовується ще порівняно мало. Це обумовлюється складною сейсмогеологічною будовою рудних районів. Рудна сейсморозвідка застосовується для: а) визначення потужності наносів, картування

поверхні порід і потужності кори звітрявання; б) виявлення структур рудонакопичення і вивчення внутрішньої структури рудних полів; в) картування під наносами крутозалягаючих пластів, метаморфічних і вивержених порід; г) трасування тектонічних порушень, зон роздроблення, тріщинуватості. Безпосередні (прямі) пошуки і розвідка рудних родовищ за допомогою сейсморозвідки практично не проводяться, Основним методом рудної сейсморозвідки тривалий час є лише метод заломлених хвиль. Особливо широко КМЗХ застосовується для вивчення поверхні корених порід. Заломлена хвиля, розповсюджуючись уздовж поверхні корених порід, дозволяє визначати глибину їх залягання, граничну швидкість, виявляти зони порушень тріщинуватості. Останніми роками в рудній сейсморозвідці застосовуються і інші класи хвиль: обмінні, відображені, рефраговані. Роботи проводяться за допомогою сейсморозвідувальних станцій у високочастотній модифікації (частоти коливань 100 - 400 гц), що забезпечує велику роздільну здатність сейсмічних спостережень.

Інженерно-гідрогеологічна сейсморозвідка. При інженерно-геологічних і гідрогеологічних дослідженнях сейсморозвідка застосовується для: вивчення глибини залягання корених порід, розчленовування осадових товщ, визначення потужності кори вивітрявання, картування вічної мерзлоти, дослідження розривних порушень, тріщинуватих, закарстованих зон вивчення обвалів, визначення рівня підземних вод. Інженерно-гідрогеологічна сейсморозвідка має справу з невеликими глибинами, тому збудження пружних хвиль проводиться за допомогою малих вибухів або ударів. Останніми роками для розвідки невеликих глибин (до 30 - 40 м) застосовується мікросейсморозвідка. Роботи виконуються за допомогою легких одно каналних сейсмічних установок ОСУ (вага всього устаткування до 30 - 40 кг). Збудження пружних хвиль проводиться ударом кувалди. Роботи виконуються в модифікації КМЗХ рідше МВХ. При інженерно-геологічних вишукуваннях акваторій морів, озер, річок можуть застосовуватися сейсмоакустичні методи, основані на збудженні пружних хвиль не за допомогою вибухів, а електроіскрові або газорозрядними датчиками. При цьому реєструються луна-сигнали (віддзеркалення) від меж шарів з різними акустичними жорсткостями.

Сейсморозвідка у гірських виробленнях (підземна сейсморозвідка) застосовується для вивчення сплошності масиву, виявлення пусток, обводнених зон, вивчення геологічної будови і оцінки фізико-механічних властивостей гірських порід навкруги вироблень. Роботи у гірських виробленнях проводяться або з одноканальними установками, або за допомогою переносних сейсмостанцій. Для вивчення ціликів порід між гірськими виробленнями використовуються сейсмічні і акустичне просвічування.

Важливою задачею інженерної сейсморозвідки є дослідження фізико-механічних властивостей порід. Вимірюючи швидкість розповсюдження подовжніх або поперечних хвиль у горних виробленнях, оголеннях, а також на зразках можна розрахувати пружні константи і оцінити фізико-механічні і прочностні властивості гірських порід. Отримані дані використовуються для оцінки гірського тиску, необхідного для розрахунку оброблення і кріплення гірських вироблень а також для визначення стійкості ґрунтів, що розробляються. Вимірювання швидкостей пружних хвиль проводяться як за допомогою одно каналних сейсмічних установок, так і за допомогою сеймоскопів, що працюють на ультразвукових частотах. Динамічні параметри модуля пружності, тобто параметри, отримані за даними сейсморозвідки, можуть бути розраховані по відомих швидкостях розповсюдження пружних подовжніх і поперечних хвиль.

Проте отримані динамічні параметри необхідне співставити із статичними параметрами міцності, визначеними шляхом випробувань зразків і монолітів на стиснення. Встановивши для кожного літологічного комплексу району досліджень кореляційну залежність між динамічними модулями і статичними коефіцієнтами фортеці (міцності) порід, можливо відмовитися від частини трудомістких випробувань зразків замінивши їх мікросейсморозвідкою або ультразвуковими вимірюваннями.

5. ГЕОФІЗИЧНІ МЕТОДИ ДОСЛІДЖЕННЯ СВЕРДЛОВИН (КАРОТАЖ СВЕРДЛОВИН)

Геофізичні методи дослідження свердловин - це методи визначення властивостей порід і безкернової геологічної документації розрізів, засновані на вивченні в свердловинах різних фізичних полів. Широке використання цих методів сприяє застосуванню високоефективних способів

буріння без відбору керн, що різко зменшує вартість робіт і збільшує швидкість проходки свердловин. При цьому дані про різні фізичні властивості порід оточуючих стовбур свердловин, дають іноді навіть більше інформації про геологічні розрізи, ніж відбір керн.

Геофізичні методи дослідження свердловин служать для вивчення геологічного розрізу і структури родовищ, розчленування порід по літологічних ознаках, виявлення корисних копалин в розрізах оцінки властивостей колекторів оточуючих породи і їх можливу нафтогазоносну продуктивності. Крім того, вони дають параметри для інтерпретації матеріалів наземних геофізичних досліджень. Спеціальною апаратурою проводиться також контроль технічного стану свердловин (визначення їх діаметрів, викривлення, наявність цементу у затрубному просторі і ін.), прострілочно вибухові роботи у свердловинах (відбір зразків із стінок перфорація обсадових колон). При каротажі використовуються практично всі фізичні поля і методи, вживані і в наземній геофізиці. Проте між методами свердловиною і наземної геофізики є відмінності які визначаються специфічними умовами виконання робіт в свердловинах. Це і привело до створення самостійної галузі розвідувальної геофізики - каротажу.

Вимірювання тих або інших параметрів в свердловині проводиться, як правило, автоматично при підйомі каротажного кабелю з індикатором поля з швидкістю від 200 до 5000 м/година. При каротажі використовуються електричні, радіоактивні, термічні, сейсмоакустичні, магнітні і інші фізичні методи. Ефективність геофізичних досліджень в свердловинах дуже велика, особливо в нафтовій і структурній геології, де буріння всіх свердловин супроводиться каротажем. Широке застосування каротаж знаходить при пошуках рудних і нерудних копалин. При інженерно-гідрогеологічних дослідженнях геофізичні методи свердловин дозволяють вирішувати такі задачі, як дослідження пористості, заводнення, властивостей фільтрацій порід і разом з відбором керн служать для геологічної документації розрізів.

5.1. ЕЛЕКТРИЧНИЙ КАРОТАЖ

Електричні методи дослідження свердловин (електричний каротаж) мають багато загального з методами електророзвідки. Наприклад, у свердловинах, як і при наземних дослідженнях, вимірюються природні електричні поля (ПС) визначаються уявні опори (КС), викликані потенціали (ВП) і т.п. Проте є відмінності в методиці і техніці проведення робіт і способах обробки матеріалів. Особливістю електричного каротажу є і те, що вимірювання можуть виконуватися лише у не обсаджених свердловинах. Наявність бурового розчину або води в стовбурі свердловини спотворює електричне поле, що доводиться враховувати при інтерпретації результатів.

5.1.1. АПАРАТУРА ДЛЯ ЕЛЕКТРИЧНОГО КАРОТАЖУ

Геофізичні дослідження свердловин проводяться за допомогою каротажних станцій, змонтованих на автомашинах. У комплект каротажної станції входить устаткування, загальне для різних видів каротажу, і спеціальне яке застосовується тільки при роботах одним або декількома методами. До загального устаткування каротажної станції відносяться: 1) джерела живлення; 2) прилади для реєстрації різностей потенціалів і сили струму; 3) лебідка працююча від двигуна автомобіля і призначена для спуску і підйому каротажного кабелю в свердловину; 4) блок-баланс встановлюваний поблизу свердловини і призначений для напряму кабелю в свердловину і синхронної передачі глибини розташування індикатора поля на стрічкопротяжний механізм реєстратора; 5) одножильний, трижильний або багатожильний кабель у добрій ізоляції.

Ізольовані один від одного жили кабелю, з одного боку, підключаються до кілець колектора лебідки, а з іншою, до електродів каротажного зонда, тобто пристрої для вимірювання тих або інших параметрів поля в свердловині. В різних методах електричного каротажу міняється, як правило, лише зонд. Найпростішим є зонд, складений з одного, двох або трьох свинцевих електродів, закріплених на кабелі. Такі зонди використовуються у свердловинах заповнених буровою рідиною або водою. При роботах в сухих свердловинах застосовуються ковзаючі, кожний з яких складається з металевій щітки, укріпленої в обоймі з ізолятора на плоскій металевій пружині. Пружини такого «ліхтарного зонда» притискають електроди до стінок свердловини.

Широко застосовуються мікрозонди. У мікрозонді три точкові електроди розташовуються на планці з ізолятора на відстані декількох сантиметрів один від одного. Планка укріплена на плоскій пружині ліхтаря, яка притискує електроди до стінок свердловини. У свердловинах глибиною до 100 м електричний каротаж може виконуватися або в окремих точках за допомогою звичайних електророзвідувальних приборів (ЕП-1, ЕСЬК-1), або безперервно за допомогою полуавтоматичних реєстраторів. Напівавтоматичний реєстратор представляє собою пристрій, що дозволяє вести безперервну реєстрацію.

В деяких станціях лебідки вмонтовуються на окремих автомашинах або тракторах. Ці установки називаються самохідними підйомниками. При пересуванні зонда по свердловині ролик блок-балансу, по якому проходить кабель обертається і передає за допомогою гнучкого валу обертання на стрічкопротяжний механізм реєстратора. У результаті синхронно з переміщенням зонда рухається діаграмний папір. З кілець колектора лебідки за допомогою ковзаючих контактів знімається що вимірюється на електродах зонда різниця потенціалів і подається на вхід електророзвідувального потенціометра ЕП-1. Компенсація різниці потенціалів, що вимірюється, проводиться за допомогою спеціального перетворюючого механізму, напівавтоматичного реєстратора, пов'язаного з декадниками ЕП-1 і олівцем, встановленим на діаграмному папері. Під час компенсації олівець зміщується упоперек паперу на відстань, пропорційно напрузі на вході приладу. Оскільки папір рухається синхронно зі зміною глибини зонда, на ній відображується крива зміни різностей потенціалів з глибиною. Каротаж більш глибоких свердловин слід проводити, використовуючи автоматичну реєстрацію, за допомогою самописців-потенціометрів і каротажних фото реєстраторів. У самописцях-потенціометрах компенсація напруг, що вимірюються, проводиться спеціальним електронним пристроєм, який управляє роботою. Останній відхиляє перо самописця упоперек діаграмної стрічки, що рухається, на відстань, пропорційну напрузі, що вимірюється.

У фотореєстраторах запис напруг відбувається шлейфовими гальванометрами, що вимірюються. Світло, відображене від дзеркал, встановлених на гальванометрах, потрапляє на фотопапір і фіксується фотографічним шляхом. У фотореєстраторі знаходиться декілька гальванометрів для одночасного запису різних параметрів (наприклад, ПС, КС). Рух каротажного паперу в автоматичних реєстраторах відбувається синхронно з переміщенням зонда по свердловині.

При електричному каротажі на живлячі електроди подається не постійний струм, а низькочастотний змінний, що забезпечується можливість одночасного запису декількох параметрів, а також дозволяє фільтрувати електричні перешкоди. В результаті каротажу виходить діаграма, на якій кожній глибині розташування вимірювального пристрою у свердловині відповідає певне значення різниці потенціалів. Для каротажу у свердловинах глибиною до 250 м застосовуються автоматична каротажна станція АКС-250, встановлена на автомобілі. Для проведення комплексних геофізичних досліджень глибоких свердловин пристосовуються автоматичні електронні каротажні станції АЕКС-900 (при глибинах дослідження до 900 м) і АЕКС-1500 (при глибинах до 1500 м), змонтовані на шасі вантажного автомобіля типу ГАЗ-51. Є і ряд інших каротажних станцій, що забезпечують виконання геофізичних досліджень в свердловинах глибиною до 5 - 7 км.

5.1.2. КАРОТАЖ МЕТОДОМ ПРИРОДНОГО ПОЛЯ (ПС)

Каротаж методом природного поля - найпростіший метод геофізичних досліджень свердловин. Природні потенціали (потенціали власної поляризації) виникають при окислювально-відновних, дифузійно-адсорбційних і фільтраційних процесах, що протікають у різних гірських породах. На інтенсивність і знак потенціалів власної поляризації окрім електрохімічної активності порід великий вплив надає мінералізація бурового розчину або води, що заповнює свердловину, а також різниця давлений стовпа бурового розчину і тиску у пласті.

Вимірювання власних потенціалів проводиться двома свинцевими приймальними електродами і напівавтоматичними або автоматичними реєстраторами. Каротаж ПС гушавині всього виконується методом потенціалу, тобто установкою, що складається з одного нерухомого приймального електроду (N), заземленого поблизу гирла свердловини, і другого електроду (M), переміщуваного по свердловині. Іноді, особливо за наявності електричних перешкод, зйомка ПС ведеться методом градієнта потенціалу. В цьому випадку обидві приймальні електроди (M і N) пересуваються по

свердловині, а відстань між ними залишається постійним (1 - 2 м). В результаті каротажу виходять графіки природних потенціалів, на яких можуть спостерігатися позитивні і негативні аномалії ПС, що вимірюються у мілівольтах. По аномаліях на діаграмах ПС виділяються пласти з різною електрохімічною активністю. Однозначна літологічна інтерпретація діаграм ПС дуже утруднена оскільки природне електричне поле залежить від дуже багатьох чинників як геологічного, так і технічного порядку. У різних умовах поблизу пластів однакового літологічного складу можуть виникати аномалії ПС не тільки відмінні по амплітуді, але навіть протилежні по знаку. Проте частіше за все проти глинистих порід спостерігаються позитивні аномалії ПС, а біля пористих проникних пластів (піски, тріщинуваті вапняки, пісковики) - негативні.

Інтенсивними аномаліями позитивного і негативного знака виділяються сульфідні поклади, пласти антрациту, графіту. Слабкими аномаліями (одиниці мілівольт) відрізняються масивні, щільні, погано проникні пісковики, вапняки, вивержені породи. По аномаліях ПС можна визначити потужності пластів. Якщо потужність пласта в 2 - 4 рази більше діаметра свердловини, то проти його кривлі і підшви аномалія ПС рівна половині максимальної, відповідній центру пласта. Тонкі пласти виділяються вузькими екстремумами.

Каротаж ПС служить для розчленовування геологічних розрізів і їх кореляції по сусідніх свердловинах, виявлення погано проникних сланців, глин і добре проникних пісків, пористих вапняків, виділення сульфідних, поліметалевих руд, вугілля, графіту оцінки пористості і проникності порід.

5.1.3. КАРОТАЖ МЕТОДОМ УЯВНОГО ОПОРУ

Каротаж методом уявних опорів (КС) - основний вид електричних досліджень свердловин. При каротажі КС вивчення і розчленовування порід, що оточують свердловину, виконуються по їх питомому електричному опорі. Роботи при електричному каротажі виконуються за допомогою різного виду каротажних зондів, тобто різної комбінації живлячих (А і В) і вимірювальних (М і N) електродів, опускаємих до свердловини. Найпростішим способом каротажу базуються на вивченні гірських порід по їх питомих електричних опорах, є одноелектродний або струмовий каротаж. В цьому виді електричних досліджень один живлячий електрод заземлений нерухомо поблизу гирла свердловини а другий закріплений на кабелі і переміщається по свердловині, реєструючи зміну сили струму. Струмовий каротаж, виконуваний за допомогою ковзаючих щіткових електродів, називається методом ковзаючих контактів (МСБК).

Досконалішим видом досліджень є трьохелектродний каротаж опорів. За допомогою трьохелектродних зондів, коли в свердловині розташовуються три електроди (один питаючий А і два приймальних М і N або один приймальний М і два живлячих А і В) вимірюється уявний опір. Розрізняють потенціал - і градієнт-зонди. При роботі з потенціал-зондом в свердловину опускається один живлячий електрод А і дві приймальні електроду М і N (другий живлячий електрод В заземлений на поверхні поблизу свердловини). Відстань між приймальними електродами в 3 - 5 разів більше відстані від питаючого електроду до найближчого приймального.

Точка запису, до якого відноситься зміряний опір, розташовані посередині АМ. Градієнт-зонд - це зонд в якому у свердловину також опускаються три електроди, але відстані між приймальними електродами MN в 5 - 10 разів менше АВ. Точка запису знаходиться посередині MN. Якщо приймальні електроди в градієнт-зонді розташовуються вище живлячого електроду зонд називається покрівельним (або послідовним), а якщо під живлячим електродом, то називається підшовним, або відображеним.

В теорії каротажу доведено, що якщо живлячі електроди зробити приймальними, а приймальні живлячими, то величина не зміниться. При такій заміні зонди називаються зондами взаємного живлення на відміну від звичайних зондів прямого живлення. Відстань АМ у потенціал-зонда і АТ (або МО) у градієнт-зонда називається розміром зонда. Звичайно розмір зонда міняється від 0,5 до 3 м. Чим більше ця відстань, тим більше радіус обстеження порід навкруги свердловини.

При каротажі свердловин іноді використовуються складніші 5 - 7-електродні зонди. Завдяки різній комбінації питаючих і приймальних електродів за допомогою цих зондів створюються направлені електричні поля що дозволяє точніше відбивати межі пластів і визначати їх опір. Для

виявлення тонких пластів застосовуються мікрозонди.

Методика і техніка каротажу (КС). При каротажі може реєструватися сила струму (струмовий каротаж) або - уявний опір. Вимірювання проводяться шляхом точкових спостережень, напівавтоматичного запису, або автоматичної реєстрації. У результаті струмкового каротажу виходять струмові діаграми, що характеризують зміну сили струму по стовбуру свердловини.

Основним видом каротажу КС є вимірювання опору по стволу свердловини за допомогою стандартного зонда з постійним в даних геологічних умовах розміром. Стандартний або оптимальний зонд забезпечує якнайкраще виділення по кривих КС шарів з різним питомим електричним опором, а отримані уявні опори по можливості повинні бути близькими до істинних. Для проведення автоматичного запису при каротажі КС сила струму на живлячих електродах звичайно підтримується постійною, а зміряна безперервна крива різниць потенціалів на приймальних електродах при постійній довжині зонда є фактично графіком зміни. Для перекладу кривої різностей потенціалів (у мілівольтах) в криву опорів (в омметрах) змінюється лише масштаб запису з урахуванням величини коефіцієнта установки і сили струму.

Отримані при каротажі значення визначаються не тільки опором навколишніх порід, але і опором бурового розчину або води у свердловині і радіусом його проникнення в породи, а також діаметром свердловини. Якнайменший вплив бурового розчину спостерігається у зондів великої довжини (довжина в 10 - 20 разів перевищує діаметр свердловини).

При дуже великій довжині зонда радіус обстеження стає більше зони проникнення бурового розчину в породу. Тому бурова рідина і зона проникнення вносять невеликі спотворення у значення КС. Вплив бурового розчину трохи при використуванні мікрозондів.

За даними каротажу методом КС можна отримати лише загальне уявлення про опір порід і про їх зміну по стовбуру свердловини. Проте для розшифровки каротажних діаграм і інтерпретації результатів електророзвідки велике значення має визначення істинного опору порід. Для визначення істинних опорів порід широко застосовуються бічні каротажні зондування (БКЗ). Методика БКЗ зводиться до послідовного виконання каротажу КС декількома (п'ятьма-сьома) зондами різної довжини. Провівши вимірювання зондами різної довжини, одержуємо уявні опори, що є функцій радіусу обстеження порід навкруги свердловин.

Для кожного-пласта, опір якого необхідно визначити на логарифмічних бланках будується крива БКЗ, тобто графік залежності КС від довжини зонда. Криві БКЗ інтерпретуються за допомогою спеціальних теоретичних кривих (палеток БКЗ) так само, як це робиться при інтерпретації ВЕЗ. У результаті виходить істинне опір порід і оцінюється глибина проникнення бурового розчину. Питомий опір порід може визначатися також бічним каротажем за допомогою зондів, що створюють направлене в стінки свердловини електричне поле (зонд з екрануючими, охоронними електродами). Цей метод застосовується поки рідко але має великі перспективи.

Інтерпретація і область застосування каротажу КС. При струмковому каротажі (у тому числі МСБК) сила струму, стікаючого з поміщеного в свердловину живлячого електроду, залежить від питомого опору навколишніх порід. Якщо живлячий електрод розташований проти добре провідного пласта, то його опір заземлення зменшується, а сила струму збільшується. Поблизу високоомних порід сила струму зменшуватиметься. По діаграмах струмкового каротажу добре виділяються лише пласти з різко відмінними від вмещаючих порід властивостями. Недоліком струмкового каротажу є те, що він не дає представлений про абсолютні значення опорів порід, що ускладнює зіставлення струмкових діаграм, отриманих по сусідніх свердловинах. Струмовий каротаж застосовується в основному в модифікації МСБК і призначений для виділення прошарків руд.

Інтерпретація результатів каротажу КС починається з візуального виділення на діаграмах КС аномалій, по яких визначається глибина залягання шарів з різними питомими електричними опорами. Форма і характерні особливості кривих КС визначаються не тільки опором і потужністю шарів, але і діаметром свердловини, мінералізацією бурового розчину, радіусом його проникнення в породу (останній визначається пористістю порід і різницею тиску рідини в пласті і в стовбурі свердловини), а також типом і розмірами зонда, за допомогою якого отримана діаграма. В теорії каротажу розраховані формули і побудовані графіки уявних опорів проти шарів різної потужності і опору для будь-кого виду зондів.

Криві опорів, отримані потенціал-зондом, відрізняються симетричною формою. При цьому

максимумами виділяються шари з підвищеними опорами, а мінімумами - з заниженими. Центр аномалії КС розташований проти середини пласта тому за допомогою потенціал-зонда виявляється їх місцеположення. Ширина аномалій КС менше потужності пласта підвищеного і більше потужності пласта зниженого опору на величину довжини зонда. Пласти малої в порівнянні з довжиною зонда потужністю як високого, так і низького опору, наголошуються тими, що важко розшифрувати, незначними аномаліями КС. Це є істотним недоліком потенціал-зонда.

Таким чином, за допомогою градієнт-зонда легко виявити кровлю або подошву пласта, але важко визначити його потужність і місцеположення середини. По графіках КС двох зондів - покрівельного і подошовного - визначаються достатньо точно як положення так і потужність пласта. Пласти малої потужності за допомогою градієнт-зондів виділяються вузькими, але достатньо чіткими екстремумами. За наявності в розрізі дуже тонких пластів, рекомендується застосовувати мікрозонди. Завдяки наявності бурового розчину вид аномалій КС сглажується, але відзначені вище закономірності форми кривих зберігаються.

Використовуючи висновки теорії каротажу проводиться інтерпретація діаграм КС по кожній свердловині і виділяються шари з різним питомим електричним опором. По значенням КС стандартного зонда, бічного зондування а також в результаті інтерпретації кривих БКЗ можна отримати істинні значення опорів навколишніх порід і оцінити радіус проникнення бурового розчину. Чим більше радіус проникнення бурового розчину тим більше пористість порід і краще їх властивості колекторів.

Другим етапом інтерпретації є кореляція схожих аномалій по кривих КС сусідніх свердловин. При цьому спочатку виявляються чіткі, характерні, повсюдно спостережувані у районі аномалії приурочені до якого-небудь стратиграфічного горизонту великої потужності і витриманого простягання. Такі аномалії називаються реперами. Потім виділяються проміжні горизонти і будуються геолого-геофізичні розрізи. Якнайкращі результати виходять при комплексному вивченні різних геофізичних параметрів разом зі всебічним використанням наявного геологічного матеріалу. Метод уявних опорів один з основних методів геофізичних досліджень свердловин, застосовується для геологічної документації свердловин, виділення пластів різного літологічного складу, визначення їх глибини залягання і потужності, оцінки пористості і властивостей колекторів порід, виявлення корисних копалин, у тому числі нафтогазоносних і водоносних пластів.

5.1.4. МЕТОДИ ЕЛЕКТРОМЕТРІЇ СВЕРДЛОВИН

Окрім основних методів електричних досліджень (каротажу ПС і КС) застосовуються і інші методи електрометрії свердловин: резистівіметрія, каротаж методом викликаних потенціалів, індукційний і діелектричний каротаж.

Резистівіметрія. Під резистівіметричними дослідженнями розуміється визначення опору бурового розчину або води у свердловині. Роботи проводяться резистівіметром, який є каротажним зондом малих розмірів поміщений в трубку з провідника або ізолятора. При переміщенні зонда по свердловині усередині трубки вільно проходить рідина, заповнююча свердловину, а вплив навколишніх порід виключається стінками трубки. Реєстрація проводиться так само як і при каротажі КС. Дані про опір бурового розчину або води у свердловині використовуються для обробки каротажних діаграм (особливо при БКЗ) і для виявлення місць підтікання підземних вод різної мінералізації або зон фільтрації. Крім того резистівіметрія застосовується для вивчення швидкостей фільтрації підземних вод. Для вирішення цієї задачі вода у свердловині засолоняється сіллю і через певні інтервали часу вимірюється її опір. По зміні опору води визначається ступінь зменшення концентрації електроліту, що дозволяє розрахувати швидкість фільтрації на різних інтервалах глибин. Подібні спостереження вельми ефективні для вивчення динаміки підземних вод оскільки вони значно простіше за звичайні гідрогеологічних методи.

Каротаж методом викликаної поляризації (ВП). Як і в польовій електророзвідці, при дослідженні свердловин іноді вивчаються викликані потенціали, тобто потенціали після проходження струму в гірській породі і обумовлені їх різній поляризуемістю. Каротаж ВП зводиться до вимірювання різниці потенціалів на приймальнях, електродах при пропусканні струму через живлячі електроди (так само як і при каротажі КС). Крім того, проводиться вимірювання різниці потенціалів

на тих же електродах після виключення струму, тобто вимірюються потенціали викликаної поляризації. Каротаж ВП застосовується для виявлення зон сульфідного зруденіння (у тому числі вкраплених руд), розвідки вугілля і інших руд з електронною провідністю і рішення деяких інших задач.

Індукційний і діелектричний каротаж. Всі вищеописані методи каротажу засновані на застосуванні постійного або імпульсного струму низької частоти і схожі на методи електророзвідки постійним струмом то в індукційному і діелектричному каротажі використовуються високі частоти і ці методи мають схожість з високочастотною електророзвідкою. Відмінністю індукційного і діелектричного каротажу від інших методів електричних досліджень у свердловинах є і те, що вимірювання можуть проводитися в сухих свердловинах або в свердловинах, заповнених нафтою де гальванічний контакт з навколишнім середовищем здійснити дуже важко. Єство індукційного каротажу полягає у вимірюванні вторинного індукційного магнітного поля, створеного в гірській породі під дією первинного змінного поля. При цьому, чим більше провідність навколишніх порід, тим більшим буде вторинне поле.

Прилад індукційного каротажу (ПІК-1) складається з снаряда свердловини, блоку живлення і реєстратора, розташованого у каротажній станції поблизу свердловини. В приладі свердловини розташовується портативний генератор змінного струму частотою 20 000 гц. Генератор підключений до котушки, яка створює електромагнітне поле в породах, що оточують свердловину. Вторинне вихрове магнітне поле індукує напругу у приймальній котушці. Ця напруга посилюється випрямляється і подається по кабелю на реєстратор.

Графіки напруг на вимірювальній рамці, або криві індукційного каротажу, дозволяють виділяти в розрізі високо-провідні породи і рудні включення. Індукційний каротаж призначений для вирішення приблизно тих же задач що і каротаж КС і застосовується для вивчення низькоомних розрізів.

Єство діелектричного каротажу зводиться до оцінки діелектричних властивостей порід (діелектричної проникності в електричному полі високої частоти (10 мГц). Апаратура діелектричного каротажу (ДК-1) складається з приладу свердловини і пульта управління. В приладі свердловини розташований спеціальний конденсатор, який є частиною коливальної контури генератора. При зміні діелектричних властивостей навколишніх порід міняється місткість конденсатора (а значить частота генерації) і амплітуда коливань генератора. Наявність поблизу конденсатора порід з підвищеним і низьким опором (наприклад, води) приводить до збільшення частоти генератора і зменшення напруги на ньому. Автоматична реєстрація зміни частоти і амплітуди проводиться за допомогою спеціальної апаратури, розташованої як в свердловині приладі, так і на пульті управління. Діелектричний каротаж застосовується для розділення водонасичених, нафтонасичених і сухих порід.

5.2. ЯДЕРНИЙ КАРОТАЖ

Ядерний (або радіоактивний) каротаж заснований на вивченні природної радіоактивності гірських порід, пройдених свердловиною або на вивченні процесів поглинання і розсіяння радіоактивного або нейтронного випромінювання при штучному опромінюванні порід. На відміну від електричного радіоактивний каротаж може виконуватися як в необсаджених, так і в обсаджених свердловинах.

5.2.1. ЗАГАЛЬНІ ВІДОМОСТІ ПРО ЯДЕРНІ ЯВИЩА І АПАРАТУРУ ЇХ ДОСЛІДЖЕННЯ

Ядерна геофізика має справу перш за все з явищем радіоактивності, тобто властивістю ядер елементів до мимовільного розпаду, що супроводиться альфа, бета і гамма випромінюванням. Альфа випромінювання є потік позитивно заряджених ядер атома гелію. Енергія частинок може досягти 10 мільйонів електрон-вольт (мэв), але проникаюча здатність їх невелика (декілька сантиметрів в повітрі). Швидкість частинок зменшується від взаємодії з атомами, і вони, приєднавши до себе два вільні електрони, перетворюються на нейтральний атом гелію. Бета-випромінювання є потоком електронів (негативно заряджених частинок). Енергія випромінювання частинок досягає 3 мэв, а проникаюча здатність також невелика, хоча багато більше, ніж у альфа-променів (декілька міліметрів

в породі і десятки сантиметрів в повітрі). Гамма-випромінювання є потоком нейтральних гамма-квантів електромагнітного випромінювання. Енергія сягає 3 мєв. Це проміння з високою проникаючою здатністю (десятки сантиметрів в породі). Проте вони поглинаються при зіткненні з атомами речовини. Практично повністю поглинаються шаром порід в 1 - 2 м.

У результаті радіоактивного розпаду тієї або іншої речовини кількість що містяться в ньому атомів зменшується по експоненціальному закону. Швидкість розпаду можна характеризувати періодом напіврозпаду, тобто часом, необхідним для того щоб число атомів зменшилося удвічі. У різних елементів час напіврозпаду змінюється в дуже широких межах від 10^{-6} сек. до 10^{10} років.

Відомо понад 230 радіоактивних ізотопів речовин, тобто елементів з природною радіоактивністю. До радіоактивних відносять важкі елементи, як уран, радій, торій, актиній, і більш легкі елементи, як калій, рубідій, стронцій, кальцій і ін. У таких радіоактивних елементів, як уран, торій, актиній, при радіоактивному розпаді спостерігаються послідовні перетворень одних елементів в ізотопи інших радіоактивних елементів, але з меншим періодом напіврозпаду. Ці радіоактивні ряди елементів закінчуються нерадіоактивним ізотопом свинцю. Розпад ядер часто що зустрічається в природі радіоактивного калія-40 є одноразовим актом, що призводить до формування нерадіоактивних елементів кальцію-40 і аргону-40. Радіоактивне випромінювання супроводиться іонізацією, люмінесценцією, нагріванням навколишньої речовини і поряд інших явищ і ядерних перетворень.

Радіоактивність речовини вимірюється в одиницях Кюрі (кількість речовини, яка зазнає 3,7-10¹⁰ розпадів у секунду), і в грам-еквівалентах радію (г-єкв. радія), тобто кількість речовини гамма-випромінювання якого еквівалентно випромінюванню 1 г радію. Доза опромінювання, тобто кількість радіоактивної енергії, поглинання речовиною, вимірюється в рентгенах і радах (мало відмінних між собою) і їх частках (в мілірадах, мікрорадах). Радій - доза, при якій 1 г речовини поглинає 100 ерг енергії. Одиницею потужності дози гамма-випромінювання, широко тій, що використовується в геофізичній практиці, є гамма, рівна мікрорентгену за годину. Окрім радіоактивності в ядерних методах геофізики вивчаються явища радіаційного захоплення і розсіяння потоку нейтронів ядрами речовини, а також супроводжують ці процеси випромінювання.

Для вимірювання радіоактивності (природної або викликаної штучно) застосовуються різні прилади: іонізаційні камери газорозрядні і сцинтиляційні лічильники. Іонізаційна камера - цей пристрій призначений для виявлення іонізації газу під впливом радіоактивних випромінювань. Іонізаційна камера є металевим циліндром, в якому під високим тиском знаходиться газ. Корпус камери підключений до мінуса батареї а металева нитка, розташована по осі циліндра, до плюса батареї. При проходженні гамма-квантів газ іонізується і електрони, притягуючись до позитивно зарядженої нитки, утворюють імпульс струму. Усилюючи імпульси струму за допомогою електронних підсилювачів і виміряючи величину сили струму на виході підсилювача, можна судити про інтенсивність радіоактивного випромінювання.

Газорозрядне джерело (лічильник Гейгера-Мюллера) влаштовано приблизно так само, як іонізаційна камера. Проте в лічильнику камера наповнена парами аргону з низьким тиском, а електрод розташований під значно великим напруженням (до 1000 в). Проникаючи в трубку, гамма-промені вибивають електрони з атомів газу і іонізують його. Завдяки напруженості на електродах електрони створюють розряд, імпульс струму. Із збільшенням гамма-випромінювання створюється лавина електронів.

Усилюючи імпульси електронним підсилювачем і реєструючи їх, можна визначити інтенсивність гамма-випромінювання. Найбільшою чутливістю по виявленню гамма-променів володіють сцинтиляційні лічильники, чутливим елементом яких є люмінесцентні речовини, так звані кристали. Під впливом радіоактивного опромінювання сцинтиляційний кристал здатний давати люмінесцентне свічення або спалах світла. Світло падає на світлочутливий фотокатод особливого приладу - фото помножувача. Під дією світла фотокатод випускає деяку кількість електронів. Частина з них потрапляє на другий електрод, що знаходиться під позитивним потенціалом. За рахунок вторинної емісії потік електронів відображений від другого електроду, приблизно потрійнюється і частково потрапляє на третій електрод, що знаходиться під більш високим позитивним потенціалом, ніж другий. Завдяки тому що всі подальші електроди знаходяться під все великим потенціалом, потік електронів за рахунок вторинної емісії зростає у геометричній

прогресії. Кінцева лавина електронів, потрапляючи на анод, створює імпульс струму. Цей імпульс посилюється електронним підсилювачем і подається на реєстратор. За допомогою спеціальних еталонів гамма-випромінювання прибори для вимірювання радіоактивності градууються, тобто визначається число імпульсів в секунду відповідне потужності дози опромінювання, рівної одному мікрорентгену в годину, або одній гаммі.

Індикатором теплових нейтронів служить іонізаційна камера, заповнена трьох фтористим бором. Нейтрони захоплюються ядрами бору, перетворюючи його на літій. При цій реакції створюються альфа-частки, які, іонізуючи газ, створюють імпульси струму.

5.2.2. КАРОТАЖ МЕТОДОМ ВИВЧЕННЯ ПРИРОДНОЇ РАДІОАКТИВНОСТІ (ГАММА-КАРОТАЖ)

Основним методом ядерного каротажу, у якому вивчається природне радіоактивне поле, є гамма-каротаж, оскільки гамма-промені володіють найбільшою проникаючою здатністю. Гамма-каротаж виконується за допомогою радіометра свердловини, тобто індикатора гамма-променів, переміщеного по стовбуру свердловини, і реєструючого приладу радіоактивного каротажу, встановленого у каротажній станції.

В радіометрах свердловин різних марок (наприклад, РК-40, ТРК, РМС-28, ДРСТ, НГГК-60 і ін.), вживаних у природних і штучних методах ядерного каротажу, як індикатора гамма-випромінювання служать описані вище або газоразрядні або сцинтиляційні лічильники, поміщені в сталевому приладі свердловини. Там же розташовані малогабаритні електронні підсилювачі.

Електричні сигнали, пропорційна інтенсивності гамма-випромінювання, передаються по кабелю на станцію де і здійснюється їх автоматична реєстрація. В результаті гамма-каротажу будується безперервна крива або діаграма інтенсивності гамма-випромінювання. Величина вимірюється в імпульсах в хвилину або гаммах. Інтенсивність гамма-випромінювання залежить від наявності розсіяних радіоактивних елементів в гірській породі. Найбільшій радіоактивністю відрізняються руди, що містять уран, радій, торій, актиній. Менш радіоактивним, але широко поширеним у природі є калій-40. Гамма-активність всіх порід в основному визначається присутністю урану, торія (з продуктами їх розпаду) і калія-40.

Найбільшою радіоактивністю володіють кислі вивержені породи завдяки підвищеному вмісту згаданих вище елементів. Основні вивержені породи приблизно в 10 разів менше радіоактивні, ніж кислі. Ультраосновні вивержені породи відрізняються ще меншою і рівномірною радіоактивністю. Серед осадових порід найбільша радіоактивність у глобігерінових і радіолярієві ілі, тонкодисперсні глини, глибоководні глини і глинисті сланці. Пояснюється це здатністю глинястих частинок адсорбувати радіоактивні елементи. Піски, мергелі, пісковики, доломіт менш радіоактивний. Вапняки, гіпс, ангідрид, кам'яна сіль практично нерадіоактивні. Метаморфічні породи по радіоактивності займають проміжне положення між виверженими і осадовими.

Завдяки радіоактивності порід підземні води і повітря над ними також стають радіоактивними. Оскільки гамма-промені майже повністю поглинаються шаром породи завтовшки 1 - 2 м, а до 30% ядерній енергії не пропускається обсадними трубами то радіометр свердловини може фіксувати гамма-випромінювання порід, розташованих в радіусі, що не перевищує 0,5 м від осі свердловини. Збільшення діаметра свердловини і наявність води або бурового розчину в ній ще більше знижують інтенсивність гамма-випромінювання.

На діаграмах гамма-каротажу виявляються шари порід з різної ступенем радіоактивності. Як правило, максимуми у глинястих порід, мінімумами - піщаних і карбонатних пласти. Гамма-каротаж застосовується для літологічного розчленування розрізів і виявлення радіоактивних руд.

5.2.3. КАРОТАЖ МЕТОДАМИ ШТУЧНОГО ОПРОМІНЮВАННЯ ГІРСЬКИХ ПОРІД

У штучних методах ядерного каротажу вивчаються явище поглинання, уповільнення, розсіяння гамма-променів і нейтронів, а також викликане, вторинне радіоактивне випромінювання. Для цього у свердловину опускається джерело гамма-променів або нейтронів опромінюючий гірські породи. В цій же свердловині за екраном (свинець, парафін і інші матеріали), який перешкоджає

прямій дії опромінювань, поміщається реєстратор гамма-променів або нейтронів.

Використовується декілька методів штучного радіоактивного каротажу. Три найпоширеніших: гамма-гамма-каротаж, нейтрон - нейтронний каротаж, нейтронний гамма-каротаж.

При гамма-гамма-каротажі (ГГК) вимірюється розсіяне гамма-випромінювання, що є результатом опромінювання порід джерелом гамма-променів (наприклад, радіоактивним кобальтом, сурмою). При взаємодії гамма-квантів з атомами гірської породи відбувається ряд процесів, серед яких основним є фотоелектричне поглинання гамма-квантів атомами речовини. Чим більше густина породи тим буде більшим поглинання і меншим інтенсивність розсіяння випромінювання. Навпаки, проти пористих порід з малою густиною спостерігаються максимуми на діаграмах гамма-гамма-каротажу. Тому основною областю застосування гамма-гамма-каротажу є розчленовування порід по їх густині і пористості.

У нейтронних методах каротажу вивчаються ядерні процеси, що відбуваються при опромінюванні порід швидкими нейтронами, тобто нейтронами з високими енергіями і швидкостями. Як джерело, що створює безперервний потік нейтронів часто застосовується суміш полонія і берилія. Безпечними в обігу при значно більшій потужності випромінювання є імпульсні електронні генератори нейтронів.

Опромінювання породи швидкими нейтронами супроводиться розсіянням і захопленням нейтронів ядрами атомів. При зіткненні з ядрами важких елементів нейтрони відхиляються від первинного напрямку, що приводить до їх розсіяння. Після певного числа зіткнень швидкі нейтрони поступово втрачають свою енергію, сповільнюються і перетворюються на теплові, тобто їх енергія падає до рівня середньої кінетичної енергії молекул. Велику уповільнюючу дію на нейтрони надають ядра легких елементів (в першу чергу - водню).

Теплові нейтрони поглинаються ядрами елементів, відбувається їх радіаційне захоплення, яке супроводиться гамма-випромінюванням. Таким чином, якщо порода містить велику кількість водню (вода, нафта, газ) то швидкі нейтрони перетворюються у теплові після невеликих шляхів пробігу (до 30 см), тобто поблизу джерела. На великих відстанях (понад 40 см) густина теплових нейтронів буде меншою. Оскільки теплові нейтрони схильні радіаційному захвату з супроводжуваним його вторинним гамма-випромінюванням, то поблизу джерела, де теплових нейтронів більше, буде спостерігатися збільшення гамма-випромінювання, а на великих відстанях де теплових нейтронів мало, гамма-випромінювання буде слабим.

Інша картина спостерігається при опромінюванні нейтронами породи з малим змістом водню. Відстань, пробігу нейтронами до придбання теплових швидкостей, буде в цьому випадку великою (понад 40 см). Тому поблизу від джерела кількість теплових нейтронів, а значить і вторинне гамма-випромінювання, буде малою, а на великій відстані кількість теплових нейтронів і супроводжуваче їх гамма-випромінювання збільшиться. У нейтрон-нейтронному каротажі (ННК) вимірюється густина теплових нейтронів, їх інтенсивність на відстанях 40 - 60 см від джерела нейтронів, так званими зондами більшого розміру. В нейтрон-гамма каротажі (НГК) вимірюється інтенсивність вторинного гамма-випромінювання, що виникає при радіаційному захопленні теплових нейтронів ядрами елементів гірської породи. Спостереження гамма-променів, як правило, ведеться зондами великого розміру. В обох нейтронних методах каротажу (ННК і НГК) вивчаються реакції нейтронів з ядрами елементів породи, які залежно від хімічного складу володіють різною здібністю до захоплення нейтронів. З поширених елементів з підвищеною здібністю до захоплення нейтронів володіє водень. Однак є деякі інші елементи - такі, як сіра, кальцій і особливо хлор, які також здатні захоплювати нейтрони. Присутність таких порід (і особливо широко поширеного водню) у розрізах свердловин встановлюється по мінімумам на діаграмах ННК і НГК, отриманих великим зондом. Нейтронним методом каротажу підвищеними значеннями наголошуються щільні вапняки, доломіт, пісковики, багато вивержених і метаморфічних порід. Зниженими свідченнями виділяються високопористі (вода, нафта, газ) породи. Зниженими значеннями характеризуються породи, насичені високо мінералізованими хлоридними водами, багато руд кольорових і рідкісних елементів.

Нейтронні методи каротажу (ННК і НГК) застосовуються для розчленовування геологічних розрізів і особливо для виявлення водновміщуючих, а також хлор вміщуючих порід.

5.3. ТЕРМІЧНИЙ КАРОТАЖ

При термічному (або геотермічному каротажі) уздовж ствола свердловини безперервно вимірюється температура середовища. Для термічних досліджень частіше за все застосовуються електричні термометри різних марок (ЕТС-2, ЕТМІ, ЦЕ і ін.) і реєструючий пристрій. Чутливим елементом або датчиком температури є два теплочутливих опори, виготовлених з мідного дроту, згорнутого в спіраль уздовж внутрішньої стінки мідного корпусу приладу свердловини. Всі опори моста при деякій початковій температурі підбираються однаковими, і міст балансується, тобто при пропусканні струму через діагональ моста різниця потенціалу рівна нулю. Якщо температура навколишнього середовища відрізняється від початкової, то з'явиться різниця опору теплочутливих і нечутливих плечей моста, і між тічками М і N виникне різниця потенціалів. Ця різниця потенціалів, пропорційна температурі навколишнього середовища, подається на вимірювальний прилад або реєстратор. Одержувані в результаті термічних досліджень свердловин термограми (графіки залежності температури в градусах Цельсія від глибини) служать для вирішення різних геологічних задач. Окрім свердловин термічні спостереження виконуються у шпурах, колодязях, в забоях гірських вироблень.

Природне термічне поле у гірських породах обумовлене як регіональним тепловим потоком, що йде з надр Землі і від Сонця, так і локальним полями, пов'язаним з геолого-тектонічними умовами району, термічними властивостями порід циркуляцією в них підземних вод, газів і іншими процесами. Термічними властивостями порід є: теплопровідність, що характеризує властивість середовища передавати тепло; теплоємність, тобто кількість тепла необхідне на нагрівання 1 г речовини і температуропровідність.

Основним параметром, з яким доводиться мати справу при геотермічних дослідженнях, є теплопровідність. Теплопровідність гірських порід збільшується із збільшенням густини, вологості, зменшенням пористості. Вона більше уздовж шаруватості порід і менше перпендикулярно. Низькою теплопровідністю відрізняються газ, нафта, вугілля; середньою володіє більшість сухих осадових порід; підвищеною теплопровідністю характеризуються вологі осадові і всі вивержені породи, поліметалеві руди. Природне термічне поле Землі має дві зони: зверху розташована зона сезонних коливань температур пов'язана з сонячною діяльністю, нижче знаходиться зона сталих температур, в якій відбувається поступове наростання температур з глибиною. Швидкість наростання температур із збільшенням глибини визначається геотермічним градієнтом який рівний відношенню зміни температур до зміни глибини. Звичайно геотермічний градієнт розраховується для інтервалів глибин, рівні 100 м.

Тепловий потік q через поверхню землі пов'язаний з геотермічним градієнтом. Величина, зворотна геотермічному градієнту, називається геотермічним ступенем. Вона показує, на яке число метрів треба поглибитися щоб температура гірських порід піднялася на 1°C . Геотермічна ступінь для різних геотектонічних областей різна. Так, на кристалічних щитах геотермічний ступінь рівний приблизно 100 м/град, на платформах 8 - 30 м/град в складчастих областях від 5 до 20 м/град. В результаті вимірювання температур в свердловинах на термограмах виділяються аномалії, тобто ділянки з підвищеними або зниженими температурами в порівнянні з нормальними для даного району.

На результати вимірювання температур у свердловинах вплив може надавати цілий ряд причин: зміна діаметра свердловини, потоки повітря або бурової рідини, нагріваючи породи після буріння і ін. Ці чинники необхідно враховувати або виключати при виявленні температурних аномалій.

Термічний каротаж підрозділяється на методи природних і штучних теплових полів. Крива зміни природних температур порід в свердловині і розрахований по ній геотермічний градієнт кожного пласта залежать від теплового потоку і теплопровідності порід. При горизонтальному заляганні порід тепловий потік залишається практично постійним і по графіку градієнта легко виділити породи з різною теплопровідністю.

При вивченні штучних теплових полів, що проводяться дуже рідко, бурова рідина або вода в свердловині нагрівається або охолоджується, а потім ведеться періодичне вимірювання температур по стовбуру свердловини аж до встановлення нормальних температур. Знак аномалій на термограмах залежить від температури бурового розчину. Якщо температура бурового розчину менше

температури породи, то на термограмах глинясті породи відрізняються негативними, а пісковики, піски, вапняки - позитивними аномаліями. Якщо температура бурового розчину більше, ніж у породи, то знак аномалій міняється на зворотний.

Термічний каротаж застосовується для вивчення теплових потоків у земній корі, розчленування порід по термічних властивостях, вивчення меж розповсюдження мерзлих порід, виявлення в розрізах свердловин газоносних, нафтоносних, водоносних порід, вугілля різних руд, визначення місць приток підземних вод, оцінки швидкостей фільтрації підземних вод і рішення ряду других задач. Методи штучного теплового поля застосовуються в основному для вивчення пористості порід і їх властивостей фільтрацій.

5.4. СЕЙСМОАКУСТИЧНИЙ КАРОТАЖ

Сейсмоакустичні методи каротажу свердловин засновані на вивченні часу пробігу пружних хвиль по породах, що оточують стінки свердловин, від пункту збудження до сейсмоприймачів. За способом збудження пружних хвиль і частотою коливань розрізняють сейсмічний і акустичний каротаж. При сейсмічному каротажі збудження пружних хвиль здійснюється за допомогою вибухів або електричних дугових розрядів а вимірювання часу приходу коливань частотою 50 - 200 гц проводиться при різному зануренні сейсмоприймачі по стовбуру свердловини.

За допомогою сейсмічного каротажу визначаються пластові і середні швидкості розповсюдження пружних хвиль необхідні для інтерпретації результатів МВХ і КМЗХ. Результати сейсмічного каротажу можна використовувати і для документації розрізу по зміні пружних властивостей, пористості, густина порід.

При акустичному каротажі збудження пружних коливань частотою 20 - 40 кГц проводиться за допомогою магнітострикційних (або інших) випромінювачів, що дають по 10 - 20 імпульсів в секунду. Вимірювання пружних коливань виконується за допомогою двох п'єзоелектричних сейсмоприймачів, встановлюваних по одній лінії на відстанях 0,5 - 2 м один від одного і від випромінювача. Між випромінювачем і найближчим приймачем встановлюється звукоізолятор, перешкоджаючий передачі пружних коливань по зонду.

Усі перераховані прилади разом з електронним підсилювачем прийнятих коливань розміщуються в снаряді свердловини акустичного каротажу. Решта апаратури розташовується в каротажній станції.

Акустичний каротаж виконується в не обсаджених свердловинах, заповнених рідиною. Радіус обстеження порід від осі свердловини не перевищує 0,5 - 1 м. Найпростішим способом акустичних досліджень є каротаж швидкості, коли автоматично реєструється крива зміни часу пробігу хвилі між двома приймачами. Оскільки відстань між приймачами постійна то крива часу є фактично графіком зміни швидкості. Швидкість розповсюдження пружних хвиль залежить від пружних модулів і густини породи, їх літологічного складу, а величина загасання - від характеру заповнювача пір. На акустичних діаграмах високими значеннями швидкостей розповсюдження пружних хвиль виділяються щільні породи - магматичні, метаморфічні, скельні осадові. У рихлих пісках і пісковиках швидкість тим нижче, чим більше пористість. Окрім швидкості вивчаються також особливості загасання пружних коливань. Найбільше загасання спостерігається у породах, заповнених газом, менше загасання - у породах нафтонасичених, а ще менше - у водонасичених.

Акустичний каротаж застосовується для розчленування розрізів свердловин по пружних параметрам, густині і пористості пластів, а також для виявлення меж газ-нафта, нафта-вода, оцінки пористості властивостей колекторів порід і їх обводнюють. Крім того, за даними акустичного каротажу можна судити про технічний стан свердловин, і зокрема якості цементації обсадових колон. Сейсмоакустичні методи починають використовуватися для просвічувань міжсвердловиння з метою виявлення рудних тіл, оцінки монолітності, тріщинуватості, зруйнування і закарстованості гірських порід.

5.5. МАГНІТНИЙ КАРОТАЖ

При магнітному каротажі вивчається або магнітна сприйнятливості порід, що оточують

стовбур свердловини, або зміни вертикальної складової геомагнітного поля. В деяких сучасних магнітометрах свердловин вивчаються обидва ці параметра. Апаратура для комплексного магнітного каротажу складається з приладу свердловини і наземного пульта управління.

Чутливим елементом для вимірювання магнітної сприйнятливості є котушка індуктивності, підключена до збалансованого у повітрі моста змінного струму. Якщо поблизу котушки розташовується порода з підвищеною магнітною сприйнятливістю то унаслідок зміни індуктивності котушки баланс моста порушується і виникає напруга, яка потім подається в каротажну станцію, посилюється і реєструється. Проградувавши канал, одержуємо діаграму зміни до по стовбуру свердловини. Чутливим елементом каналу, вимірюючого напруження магнітного поля, є ферозонд. Виникаюча у вторинній обмотці ферозонду ЕДС, пропорційна напруженості (магнітного поля уздовж його осі, подається по кабелю на станцію де посилюється і реєструється. Для вимірювання вертикальної складової ферозонд підвішується в спеціальному карданному підвісі.

Магнітний каротаж виконується у не обсаджених свердловинах. За рахунок іскажаючого впливу бурової рідини, зміни положення приладу по відношенню до осі свердловини і по інших причинах магнітну сприйнятливість, що виміряється, правильно називати уявною а не істинної. Для переходу від уявної до істинної магнітної сприйнятливості необхідно проводити вибіркові вимірювання магнітних властивостей зразків, узятих з свердловини.

По магнітограмах можна судити про місцеположення і потужності шарів з підвищеними магнітними властивостями. Магнітний каротаж застосовується при вивченні розрізів свердловин, для виявлення залізних поліметалевих руд з вкрапленістю феромагнітних мінералів, а також виділення пластів пісковиків, кварцитів, вивержених порід. Цінною перевагою магнітного каротажу є можливість виявлення високомагнітних руд розташованих у бок (від 1 до 30 м) від свердловини.

5.6. МЕТОДИ КОНТРОЛЮ ТЕХНІЧНОГО СТАНУ СВЕРДЛОВИН

Окрім геологічної документації геофізичні методи дослідження можуть вирішувати ряд задач контролю технічного стану свердловин. До таких задач відносяться: визначення глибини забою свердловини і обсадових труб; висоти цементу за обсадними трубами і якості цементациї; виявлення місць притоки води, нафти, газу і ін. До фізичних методів безкернової документації відносяться і що розробляються в даний час фотограмметричні і телеметричні методи. Вони засновані на фотографуванні за допомогою спеціальних фото - або телекамер стінок, свердловин, освітлюваних штучними джерелами світла. За допомогою каротажних станцій і спеціальних приладів проводиться також визначення діаметрів свердловин кута і азимута їх. викривлення; виконуються прострілочні і вибухові операції, необхідні для експлуатації свердловин (здобич газу, нафти до води).

5.6.1. КАВЕРНОМЕТРІЯ

Для вимірювання діаметра свердловин застосовується спеціальний прилад - кавернометр і устаткування звичайної каротажної: станції. Кавернометр складається з металеві гільзи, уздовж стінок яку мають свій в розпорядженні ромбоподібні важелі-щупи. При підйомі каверномера важелі під дією пружини розкриваються і щільно притискаються до стінок свердловини. При зміні кута розкриття важелів рухається закріплений на них шток, пов'язаний з повзунковим реостатом. Це приводить до зміни опору реостата і напруги в електричному ланцюзі, подаваного на реєстратор. Встановивши за допомогою градування залежність між напругою і радіусом розкриття важелів легко перевести графік зміни напружений в криву зміни діаметра свердловини (кавернограму). Вона застосовується для уточнення геологічного розрізу, вивчення технічного стану свердловин і інтерпретації результатів каротажних досліджень. Зміна діаметрів свердловин обумовлена обрушенням стінок свердловин на ділянках, де розташовані рихлі осадові породи (наприклад, піски). В щільних породах (вапняки, пісковики, вивержені і метаморфічні породи) діаметр свердловини залишається постійним і рівним діаметру інструменту, за допомогою якого буриться свердловина.

5.6.2. ІНКЛІНОМЕТРІЯ

Для визначення кутів відхилення осі свердловини від вертикалі і азимутів її викривлення по відношенню до гирла застосовується спеціальний прилад - інклінометр і устаткування звичайної каротажної станції.

У не обсаджених свердловинах застосовуються електричні інклінометри. У корпусі інклінометра поміщається вільно підвищені рамка, яка завжди встановлюється вертикально. У рамці в горизонтальній площині знаходяться бусоль для вимірювання азимута інклінометра. Для визначення кута нахилу інклінометра у рамці розташований маятник-схил, що займає вертикальне положення. Стрілка бусолі і покажчик нахилу ковзають по реохордам азимутів і кутів, сполучених послідовно і підключених до струмкової лінії інклінометра. Стрілка і покажчик передають напруги з реохордів на токозйомне кільце азимута і дріт кута нахилів. Тим самим створюється можливість зміряти величини опору, встановлених на реохордах і пропорційних азимуту і куту нахилу. За допомогою електронного перемикаючого механізму до компенсаційної місткової схеми пульта управління підключається або реохорд азимута, або реохорд кута і вимірюються опори.

Визначення викривлень свердловини проводяться в окремих крапках, для чого інклінометр зупиняється на необхідній глибині і проводяться виміри. У свердловинах, обсаджених металевими трубами вимірювання азимута і кута проводяться гіроскопічними інклінометрами. Принцип роботи цих приладів заснований на властивості гіроскопа (пристрій, маховик якого швидко обертається від спеціального електромотора) зберігати незмінним в просторі вісь обертання. В інклінометрі два гіроскопа: один для вимірювання азимутів, інший для вимірювання кутів нахилу. За допомогою особливих електричних схем визначаються кути, складені інклінометром (напрямом свердловини) з осями обертання гіроскопів.

Точність вимірювань кутів нахилу інклінометру сягає 30', а азимутів - декілька градусів. Якщо врахувати, що забій глибоких свердловин може відхилитися від вертикалі на сотні метрів, неважко зрозуміти практичне значення інклінометрів. Особливо необхідна інклінометрі у свердловинах похилого буріння.

5.6.3. ПРОСТРІЛОЧНІ І ВИБУХОВІ РОБОТИ В СВЕРДЛОВИНАХ

Для витягання нафти, газу, підземних вод з пластів, обсаджених трубами, необхідно пробити отвори в трубах, щоб забезпечити доступ рідкої або газоподібної копалини в свердловину, а потім подачу його на поверхню. Прострілові роботи в свердловинах виконуються за допомогою спеціальних приладів - перфораторів з використанням устаткування звичайних каротажних станцій. Операція по прострілу колони обсадових труб проводиться за допомогою різних стріляючих пристроїв: кульовими, без кульовим, торпедними перфораторами. Кульовий перфоратор складається із сталевого стовбура з декількома отворами по довжині, у яких розташовуються кулі вагою 9 - 27 г. За кожною кулею є вибухова камера, заповнена порохом. Для підриву пороху у камеру підводиться електровоспламеняючих. При вибуху куля пробиває трубу, цемент і утворює отвір, що і забезпечує приток з пласта у свердловину газу, нафти або води. У безкульових, кумулятивних перфораторах перфорація проводиться розколотим металевим струменем, що виникає при вибуху вибухової речовини (гексоген), у який вкладена мідна воринка.

Торпедний перфоратор стріляє снарядами діаметром від 22 до 84 мм В снаряді є вибухова речовина, яка вибухає, коли снаряд входить в породу, і руйнує її. Для узяття на окремих ділянках свердловини зразків порід застосовується вогнепальний ґрунтонос. Він схожий на кульовий перфоратор. Бойок ґрунтоносу має отвір, в який проникає порода при упровадженні його в стінки свердловини. При підйомі ґрунтоносу бойок на тросі витягується разом з породою. Під час виконання прострілочно-вибухових робіт необхідно строго дотримувати правила техніки безпеки.

6. ГЕОЛОГІЧНЕ ТЛУМАЧЕННЯ РЕЗУЛЬТАТІВ КОМПЛЕКСНИХ ГЕОФІЗИЧНИХ ДОСЛІДЖЕНЬ СВЕРДЛОВИН

Геофізичні дослідження у свердловинах служать для геологічної документації розрізів при безкерновому бурінні і дають відомості про літологію порід, потужності окремих пластів, властивості колекторів, фільтрацій і пористість навколишніх порід, наявності тих або інших копалин, оцінки їх

якості. Якнайкраще рішення поставлених задач виходить при проведенні комплексних геофізичних досліджень свердловин. Раціональний комплекс методів каротажу визначається конкретними геолого-геофізичними умовами. Проте, враховуючи велику швидкість каротажних робіт і наявність у комплекті каротажних станцій апаратури майже для всіх видів досліджень, слід прагнути отримати більшу кількість параметрів по кожній свердловині.

6.1. ГЕОЛОГІЧНЕ РОЗЧЛЕНОВУВАННЯ РОЗРІЗІВ СВЕРДЛОВИН

Геологічне розчленовування розрізів свердловин, і зокрема визначення літології, потужності шарів, наявність різних корисних копалин, - головне призначення геофізичних досліджень свердловин. Рішення цих задач, тобто інтерпретація даних каротажу, проводиться в наступній послідовності.

1. На каротажних діаграмах, отриманих різними методами, виділяються аномалії: максимуми, мінімуми, позитивні, негативні і нульові значення тих або інших параметрів поля! Проводиться розчленовування розрізу на пласти з'ясовується їх положення і потужність, яка може бути визначений по більшості аномалій (ПС, КС). Кривля або підшва пластів виділяється по екстремумах КС, зміряним градієнт-зондом, і акустичному каротажу.

2. Проводиться кореляція однакових по вигляду аномалій по сусідніх свердловинах. Спочатку виділяються опорні горизонти, або репери, тобто такі ділянки діаграм, які пов'язані з витриманих по простяганням пластами чітко відмінними по фізичних властивостях від навколишніх порід (наприклад, в піщано-глинистих відкладеннях репером може бути пласт глин, шар вапняків). Далі по каротажних діаграмах сусідніх свердловин проводиться кореляція всіх шарів з однаковою формою аномалій.

3. Зіставлення виявлених по аномаліях різних методів каротажу пластів з визначеними літологічними комплексами, тобто геологічне тлумачення результатів каротажу. Для ув'язки геофізичних даних з літологією використовуються всі данні по геологічній будові району, у тому числі дані картувального буріння, поінтервального відбору керна, аналізу зразків, отриманих за допомогою ґрунтоносів а також шламу і бурової рідини в процесі проходки свердловин.

У результаті зіставлення геологічних даних з типовими діаграмами каротажу, отриманих різними методами, складаються нормальні або зведені геолого-геофізичні розрізи які служать «еталоном» для інтерпретації всіх матеріалом каротажу в даному районі. При підготовці цих розрізів використовуються діаграми, отримані стандартними зондами, однотипною апаратурою, з урахуванням характеру бурового розчину обсадових колон і т.д.

При складанні нормальних або зведених геолого-геофізичних розрізів, а також при інтерпретації матеріалів використовуються набори типових аномалій геофізичних параметрів, отриманих теоретичним і експериментальним шляхом.

Вивержені породи на діаграмах природного поля (ПС) виділяються слабкими аномаліями позитивного або негативного знака. Уявні опори (КС) у цих порід високі (сотні і тисячі омметрів), викликані потенціали (ВП) невеликі. На діаграмах ядерних методів, акустичного і магнітного каротажу вивержені породи виявляються максимумами. Поліметалеві, залізні, сульфідні руди відрізняються наступними аномаліями: інтенсивними максимумами і мінімумами ПС (особливо сульфідні руди), мінімумами КС, максимумами ВП, підвищеними значеннями природного гамма-випромінювання, швидкості розповсюдження пружних хвиль і магнітної сприйнятливості (особливо у залізняку) пониженої інтенсивністю розсіяного гамма-випромінювання.

Карбонатні породи характеризуються, як правило, негативними аномаліями ПС, високими опорами (сотні і навіть тисячі омметрів) у щільних порід і низькими опорами (десятки омметрів) у тріщинуватих і зводнених невеликими аномаліями викликаних потенціалів. На діаграмі гамма-каротажу карбонатні породи характеризуються низькими значеннями, а на діаграмах нейтронних методів - підвищеними у сухих порід і зниженими - у тріщинуватих і обводнюючих. Вони відрізняються високими швидкостями розповсюдження пружних хвиль і дуже низькими значеннями магнітної сприйнятливості.

Пісковики і піски на діаграмах потенціалів власної поляризації виділяються, як правило, негативними аномаліями, опір їх міняється від часток омметра, у пісків, насичених мінералізованими водами до сотень омметрів у зцементованих пісковиків. Викликані потенціали бувають підвищеними, особливо якщо в породі присутні глинисті частинки. Природне гамма-випромінювання пісковиків і пісків мале, а вторинне гамма-випромінювання порівняно велике.

Глини і глинисті сланці наголошуються на каротажних діаграмах позитивними аномаліями ПС, низькими опорами (1 - 50 омм), малими значеннями викликаних потенціалів. Гамма-випромінювання у глини вище, ніж у всіх інших осадових порід. На діаграмах нейтронних методів глини відрізняються мінімумами тим більшими, чим більше їх пористість і влагонасиченість. Швидкість розповсюдження пружних хвиль у глини більше, ніж у пісків, і менше ніж у пісковиків.

Вугілля відрізняється різкими позитивними значеннями ПС широким діапазоном зміни КС (від одиниць омметра у антрацитів до сотень омметрів у вугілля, що коксується і газових), максимумами викликаних потенціалів. На діаграмах ядерних, акустичних і магнітних методів пласти вугілля виділяються мінімумами.

Приведений огляд особливостей і аномалій, спостережуваних при каротажі проти різних порід, показує, що по результатам одного-двох методів важко судити про літологію порід. Маючи декілька параметрів (4 - 8) літологічну характеристику розрізу можна дати достатньо точно. Цінним тут є те, що геологічну інтерпретацію каротажних діаграм можна проводити за допомогою машин які по набору аномалій можуть дати літологічну характеристику розрізу. У результаті інтерпретації каротажу і побудови кореляційних розрізів у вивченому районі можна побудувати геологічні розрізи, структурні карти, карти потужностей і вирішувати інші геологічні задачі.

6.2. ОЦІНКА ПОРИСТОСТІ, ПРОНИКНОСТІ, КОЛЕКТОРСЬКИХ ВЛАСТИВОСТЕЙ І НАФТАГАЗОНОСНОСТІ ПОРІД

При розвідувальному і промисловому бурінні на нафту і газ геофізичні методи дослідження свердловин служать не тільки для геологічної документації розрізів, але і для оцінки пористості, проникності і властивостей колекторів порід, а також їх промислової продуктивності. За даними каротажу виділяються нафтогазоносні пласти і здійснюється перфорація обсадових колон.

При рішенні вказаних задач першим етапом інтерпретації є якісне виділення перспективних на нафту або газ шарів. За даними комплексних геофізичних досліджень в свердловинах виділяються породи, які можуть бути колекторами, відрізняються великою пористістю, проникністю, малою глинястістю.

Породи-колектори характеризуються негативними значеннями власних потенціалів, підвищеними або зниженими величинами КС (залежно від того, ніж заповнені пори: нафтою або водою), підвищеними значеннями викликаних потенціалів, мінімумами природного гамма-випромінювання. Навпаки, осадкові породи з підвищеною глинястістю і є поганими колекторами, виділяються позитивними аномаліями ПС, низькими величинами КС, зниженими значеннями викликаних потенціалів, максимумами. Важливим етапом якісної інтерпретації каротажних діаграм є розділення колекторів на ті, що водомістять і нафтогазовміщуючих.

Водонасичені, особливо мінералізованими водами, породи відрізняються мінімумами КС (за рахунок вмісту хлору у воді), підвищеними швидкостями розповсюдження і малим загасанням пружних хвиль в порівнянні з тими ж породами, але сухими. Нафтогазонасичені колектори виділяються високими (іноді середніми) значеннями КС, зниженими (іноді середніми) величинами, зниженими швидкостями розповсюдження і більшим загасанням пружних хвиль. По решті параметрів водо- і нафтогазовміщуючих колектори, як правило, не розрізняються. Другим етапом інтерпретації даних каротажу свердловин є кількісна (або напівкількісна) інтерпретація, яка має на кінцевій меті визначення пористості, проникності, нафтогазонасиченості окремих пластів. Пористість гірських порід характеризується коефіцієнтом пористості, відношенням об'єму пір і пусток, що є, в гірській породі до загального об'єму породи. За допомогою теоретичних і емпіричних формул, графіків і номограм величина p може бути визначений по різних методам геофізичних досліджень свердловин; каротажу ПС, КС з різною довжиною зонда (у тому числі мікрокаротаж і бічне каротажне зондування), нейтронному, гамма-гамма, акустичному каротажу. При цьому комплекс різних

параметрів необхідний не тільки для дублювання отриманих значень коефіцієнта пористості, але і як матеріал для обробки даних, отриманих іншими методами. Так, наприклад, для визначення пористості по каротажу ПС або даним НГК необхідно знати питоме опору бурового розчину (за даними резистівіметрії). Отримані різними способами величини коефіцієнта пористості усереднюються і порівнюються з лабораторними вимірюваннями зразків порід району, що вивчається, і з даними інших геологічних методів.

Властивість порід пропускати рідини або газу через систему взаємо сполучаючихся пір називається проникністю. Коефіцієнт проникності порід пропорційний коефіцієнту пористості і залежить також від характеру, форми пір, розміру зерен і поверхні порового простору. Визначити величину коефіцієнта проникності можна за даними досліджень свердловин методами природних потенціалів, опору і викликаної поляризації з використанням матеріалів аналізу керн, по яких визначається літологія пройдених свердловиною пластів і розмір зерен.

Для різних типів порід є свої емпіричні залежності геофізичних і петрофізичних параметрів, по яких можна визначити коефіцієнт проникності. До кількісної інтерпретації результатів каротажу відноситься також визначення коефіцієнтів водонасичення, нафтонасичення, газонасичення і деяких інших властивостей пласта і насичуючої його рідини по яких можна судити про продуктивність пластів і передбачувану віддачу свердловиною води, нафти, газу. Методи комплексної кількісної інтерпретації даних каротажу безперервно удосконалюються і дають виключно важливі відомості про властивості колекторів порід і їх нафтогазоносності.

Питання для самоконтролю

Харківський національний університет імені В.Н.Каразіна
Кафедра фундаментальної та прикладної геології

МЕТОДИЧНІ ВКАЗІВКИ
до практичних робіт по дисципліні:

«Геофізика»

Харків 2024

Зміст

ВСТУП.....	3
1. Методика та апаратура петрофізичних досліджень. Петрофізичні дослідження осадових порід (6 год.).....	5
2. Гравіметрична апаратура та методика польових зйомок Первинна обробка результатів гравіметричних досліджень (4 год.)	12
3. Обробка гравітаційних даних (2 год.).....	15
4. Магніторозвідка та її вимірювальна апаратура та обробка польових магнітометричних даних (4 год.).....	18
5. Основи кількісного аналізу гравітаційних і магнітних аномалій.....	22
Обернена задача гравіметрії для тіл правильної геометричної форми.....	22
“Якісна інтерпретація гравітаційних аномалій”	22
6. Електророзвідувальна апаратура.....	27
Криві ВЕЗ ті їх інтерпретація (4 год.).....	27
7. Сейморозвідка. Апаратура, методика і техніка проведення сейморозвідувальних робіт. Розрахунок пружних модулів за даними визначення швидкостей пружних хвиль. Типи хвиль в сейморозвідці та їх годографи. (6 год.)	32
8. Ядерно-фізичні методи та радіометрична апаратура. Вимірювання радіоактивності в лабораторних умовах (4 год.)	42
9. Класифікація геофізичних методів дослідження свердловин. Апаратура для проведення геофізичних досліджень в свердловинах. Системи інтерпретації даних ГДС. Основи кількісної інтерпретації даних ГДС (2 год.)	47
10. Основи кількісної інтерпретації даних ГДС за допомогою сучасних систем інтерпретації даних ГДС (4 год.).....	58
Список рекомендованої літератури	Ошибка! Закладка не определена.

ВСТУП

Геофізика — комплекс наук про фізичні властивості Землі й фізичні процеси, які відбуваються в атмосфері, гідросфері та літосфері під впливом внутрішніх сил Землі й космічних тіл.

Вона включає ряд фундаментальних дисциплін:

1. гравіметрію (науку про гравітаційне поле Землі), засновану на вивченні поля сили тяжіння Землі, його просторової зміни і його градієнтів, які відображають густинні неоднорідності в надрах планети;

2. магнітометрію (вчення про земне магнітне поле), яка вивчає особливості розподілу магнітного поля і його просторово-часових варіацій, викликаного гірськими породами, які володіють різною намагніченістю;

3. сейсмометрію (науку про пружні і акустичні властивості порід), яка вивчає структуру середовища і швидкість поширення пружних хвиль в ній, займається вимірюваннями та аналізом всіх видів рухів у земній корі — від природних джерел (землетрусів) та від штучних джерел — вибухів і різного типу вібраторів;

4. електрометрію (науку про електричні та електромагнітні властивості порід), яка вивчає процеси, що відбуваються в гірських породах при проходженні через них електричних і електромагнітних полів;

5. ядерну геофізику (науку про радіоактивність гірських порід), яка вивчає природну і штучно створену радіоактивність;

6. геотермію, яка вивчає тепловий стан, розподіл температури і її джерел в земній корі і теплову історію Землі;

7. геофізичні дослідження в свердловинах, що вивчають електричні, електромагнітні, магнітні, акустичні, радіоактивні, теплові поля (природні та наведені) при дослідженнях в свердловинах;

8. петрофізику, яка досліджує фізичні властивості гірських порід і руд з метою вивчення історії геологічного розвитку земної кори, геологічної будови окремих регіонів, пошуків і розвідки корисних копалин.

Природними полями є магнітні, гравітаційні (сили тяжіння), звичайне електричне, електромагнітне і теплове поля, радіоактивність, поле пружних коливань, що викликається землетрусами. Більшість природних фізичних полів можна вважати статичними, тобто такими, що не змінюються чи практично не змінюються в часі. Це може стосуватися не всього поля, а тільки деяких його компонент.

Штучно створюються за допомогою відповідних джерел електричне, електромагнітне, сейсмічне, термічне (за рахунок штучного нагрівання чи охолодження), радіоактивне (наведені) поля. Штучно створювані фізичні поля можуть бути як статичними, так і динамічними, що змінюються в часі.

За умовами проведення, геофізику підрозділяють на наземну, морську, повітряну, підземну і свердловинну.

У відповідності із задачами, що вирішуються, геофізику підрозділяють на глибинну, структурну, рудну, інженерно-геологічну та гідрогеологічну.

Методи геофізики сьогодні використовуються на всіх стадіях геологорозвідувального виробництва, все ширше застосовуються при вирішенні найрізноманітніших задач в геології, інженерній геології, гідрогеології, географії, будівництві та ін.

В зв'язку з цим вивчення теорії і практики методів геофізики різними спеціалістами геологічної галузі в нормативному курсі «Основи геофізики» буде сприяти підвищенню ефективності виробництва.

Низка лабораторних робіт з курсу направлена на більш глибоке вивчення апаратури і методики проведення геофізичних робіт та оволодіння основами первинної інтерпретації геофізичних даних.

1. Методика та апаратура петрофізичних досліджень. Петрофізичні дослідження осадових порід (6 год.)

Структура лабораторної роботи

1. Вивчення параметрів груп петрофізичних досліджень: густинних, електричних, акустичних, ємнісних, магнітних, радіометричних та теплових властивостей гірських порід.
2. Петрофізична апаратура. Методики петрофізичних досліджень зразків гірських порід.
3. Комплекс петрофізичних досліджень при вивченні фізичних властивостей осадових порід.
4. Вимірювання фізичних властивостей колекції зразків (об'ємної густини, питомого електричного опору, загальної пористості порід).
5. Обробка результатів вимірювань.

Теоретична частина

Петрофізика є областю досліджень фізичних властивостей гірських порід і руд із метою вивчення історії геологічного розвитку земної кори, геологічної будови окремих регіонів, пошуків і розвідки корисних копалин. Детальна петрофізична характеристика геологічних утворень, крім того, формує основу інтерпретації геофізичних полів і обумовлює більш інформативне рішення різноманітних задач. Петрофізика є стиковою областю знань, яка тісно пов'язана з фізикою речовини і петрологією. Основними задачами петрофізики є:

- вивчення і систематизація фізичних властивостей порід та мінералів,
- вивчення зв'язків між фізичними властивостями, складом і структурно-текстурними особливостями порід;
- оцінка впливу на фізичні властивості різноманітних геологічних, фізико-хімічних та термодинамічних чинників;
- оцінка впливу фізичних властивостей на перебіг геологічних процесів;
- використання даних щодо фізичних властивостей порід і їх зв'язків із складом та структурними особливостями як для інтерпретації геофізичних даних, так і для побудови речовинно-фізичних і математичних моделей геологічних об'єктів і процесів.

Такий широкий перелік вирішуваних задач визначається залежністю фізичних властивостей від атомної будови речовин (будова і маса ядер, будова електронних оболонок), типу хімічного зв'язку, зміни складу середовища і термодинамічних умов утворення мінералів і порід. Як

наслідок, дуже часто встановлюється високий рівень кореляції між фізичними властивостями і хімічним складом мінералів і гірських порід. Оскільки ж властиві даній породі (мінералу) величини фізичних параметрів формуються під час її утворення і можуть змінюватись в майбутньому, при зміні характеристик середовища. у багатьох випадках є можливим за фізичною характеристикою геологічних формацій відновити термодинамічний режим їх утворення. Водночас, фізичні властивості гірських порід у значній мірі визначають хід геологічних процесів - магматичних, метаморфічних, рудоутворення тощо.

Досліджувані фізичні властивості гірських порід і мінералів (загалом нині вивчається майже 200 петрофізичних параметрів) можуть бути розділені на наступні основні групи:

1) група густинних властивостей об'єднує більше десяти параметрів, найбільш уживаними з яких є мінеральна густина (δ), об'ємна густина (σ_0), густина твердої фази (σ_T), густина газо- і водонасичених порід ($\sigma_{ГН}$ і $\sigma_{ВН}$), структурна рихлість (ω) та кристалохімічна густина (η);

2) група ємнісних властивостей, до якої включається понад 30 параметрів, серед яких: коефіцієнти загальної ($K_{ПЗ}$), відкритої ($K_{ПВ}$), ефективної ($K_{ЕФ}$) і динамічної ($K_{Д}$) пористості, коефіцієнти водо-, нафто- і газонасиченості ($K_{ВН}$, $K_{НН}$, $K_{ГН}$), коефіцієнт проникності ($K_{пр}$), пустотний склад, структура пустотного простору тощо;

3) група теплофізичних властивостей, у складі якої вивчають переважно: масову (C_M) та об'ємну теплоємність (C_V), температуропровідність (a) і теплопровідність (λ), залежності цих параметрів від температури, коефіцієнти анізотропії теплоємності, температуропровідності і теплопровідності (λ_C , λ_a і λ_λ);

4) група акустичних і пружних властивостей, найуживанішими з яких є: швидкості поширення поздовжніх (V_P), поперечних (V_S) і релеєвських (V_R) хвиль, акустична жорсткість (γ_V), коефіцієнт поглинання енергії пружних коливань (α_E), коефіцієнти анізотропії швидкостей поширення пружних хвиль і акустичної жорсткості (λ_V і λ_α), модуль Юнга (E), модуль зсуву (G), коефіцієнт Пуассона (ν), модуль об'ємного розширення (K), залежності пружних параметрів від частоти;

5) група електричних властивостей, з яких найбільше значення мають: питомий електричний опір (ρ) і електрична провідність (γ), діелектрична проникність (ϵ), тангенс кута діелектричних втрат ($\text{tg}\delta$), природна ($\Delta U_{ПС}$) і викликана поляризація ($\Delta U_{ВП}$), поляризуємість (η), коефіцієнти електрохімічної активності (α) та поглинання електромагнітної енергії ($K_{ПОГ}$), тензори електричних параметрів та залежності електричних параметрів від частоти поля та температури середовища;

б) група магнітних властивостей. Із параметрів, що до неї належать, найчастіше використовуються: магнітна проникність (μ) і магнітна сприйнятливість (α), намагніченість - об'ємна (J), індуктивна (J_i), насичення (J_s), природна залишкова (J_n), термозалишкова ($J_{\text{т}}$), орієнтаційна залишкова ($J_{\text{го}}$), в'язка залишкова (J_{rv}), хімічна залишкова ($J_{\text{тс}}$), динамічна залишкова ($J_{\text{гд}}$), п'єзозалишкова ($J_{\text{тп}}$), залишкова насичення ($J_{\text{тс}}$); тензори магнітних параметрів, температура Кюрі (T_c), напруженість магнітного поля насичення (H_s), коерцитивна сила (H_c) і параметри коерцитивних спектрів (γ_0 і Δ_M), коефіцієнт розмагнічування (N) і фактор Кенігсбергера (Q), температурні залежності магнітних параметрів;

7) група радіоактивних властивостей включає, в першу чергу: потужність дози інтегрального гама-випромінювання (J_γ або $3P$), вміст $U(Ra)$, Th та K^{40} , а також їх дольовий вклад у величину сумарного гама-фону.

Петрофізика гірських порід є основою для інтерпретації геофізичних даних при дослідженні геологічних об'єктів на будь-які корисні копалини, в тому числі глибинної будови земної кори. Істотну роль в останньому випадку відіграє вивчення фізичних властивостей мінералів і гірських порід при високих тисках і температурах, що є причиною реконструктивних або деструктурних петрофізичних змін.

Технологія петрофізичних досліджень при вивченні фізичних властивостей осадових порід.

Петрофізичні параметри, що вивчаються на етапах досліджень:

1. Зважування зразка, визначення густини зразка.
2. Визначення коефіцієнта відкритої пористості зразка газоволюметричним методом.
3. Визначення абсолютної газопроникності методом лінійної фільтрації.
4. Визначення питомого електричного опору зразка.
5. Визначення швидкостей пружних хвиль.

Етапи петрофізичних досліджень:

1. Вимірювання геометричних параметрів зразка.
2. Вивчення петрофізичних параметрів в атмосферних умовах.
3. Екстрагування зразка в розчині хлороформу для виведення бітумних компонентів та в спиртобензольній суміші – для виведення мінеральних солей. Сушка зразка при 105°C . Вивчення петрофізичних параметрів
4. Насичення зразка гасом. Вивчення петрофізичних параметрів
5. Екстрагування зразка в розчині хлороформу для виведення гасу (2-ге екстрагування). Сушка зразка при 105°C . Вивчення петрофізичних

параметрів

6. Насичення зразка мінералізованою водою (модель пластової води).
Вивчення петрофізичних параметрів

7. Визначення параметрів при різній водонасиченості (при різних обертах ротора центрифуги – 1000 об/хв., 2000 об/хв., 3000 об/хв., 4000 об/хв., 5000 об/хв). Вивчення петрофізичних параметрів

8. Екстрагування зразка з метою виведення мінералізованої води (модель пластової рідини) в спиртобензольній суміші. Сушка зразка при 105°C. Вивчення петрофізичних параметрів

9. Насичення зразка мінералізованою водою (модель пластової води).
Вивчення петрофізичних параметрів

10. Визначення акустичних і електричних параметрів при високих тисках в інтервалі від 0 до 98 МПа (на установці високого тиску - УВТ

Вимірювання фізичних властивостей колекції зразків. Обробка результатів вимірювань.

Завдання:

1. Вивчити методику дослідження об'ємної густини, коефіцієнта відкритої пористості, питомого електричного опору порід.
2. Дослідити названі параметри у представленій колекції зразків.
3. Оформити звіт.

1.1. Визначення об'ємної густини порід

Відомо, що густина порід може бути визначена як відношення його маси до його об'єму $\sigma = \frac{m}{V}$.

Методика виконання роботи:

1. Зважування зразку у повітрі, отримуємо масу m_1 ,
2. Занурювання зразка у воду та зважування його в воді – отримуємо масу m_0 .
3. Розрахувавши $(m_1 - m_0)$ отримаємо за законом Архімеда об'єм зразка

$$\frac{m_1 - m_0}{\sigma_{\text{води}}} = V_{\text{зр}}$$

4. Оскільки густина води дорівнює 1 г/см³, то густину зразка визначимо за формулою $\sigma = \frac{m_1}{m_1 - m_0}$.

Таблиця 1.1 Форма таблиці результатів досліджень об'ємної густини

№ з.п.	№ зразка	Маса зразка, г		Густина зразка, г/см ³
		у повітрі	у воді	

1.2. Визначення коефіцієнту відкритої пористості

Методика виконання роботи:

1. При визначенні пористості вимірюється висота та діаметр десяти еталонних плексигласових зразків, знаходять об'єм кожного та розраховують об'єм пустотного простору (V_{III}) в камері для кожного еталону за формулою:

$$V_{III, i} = V_{20} - V_i,$$

де $V_{III, i}$ – об'єм пустотного простору i -го зразку, V_{20} – об'єм 20-го еталону, V_i – об'єм i -го еталону

2. Будується графік залежності $V_{III, i}$ від падіння тиску P для всіх еталонів:

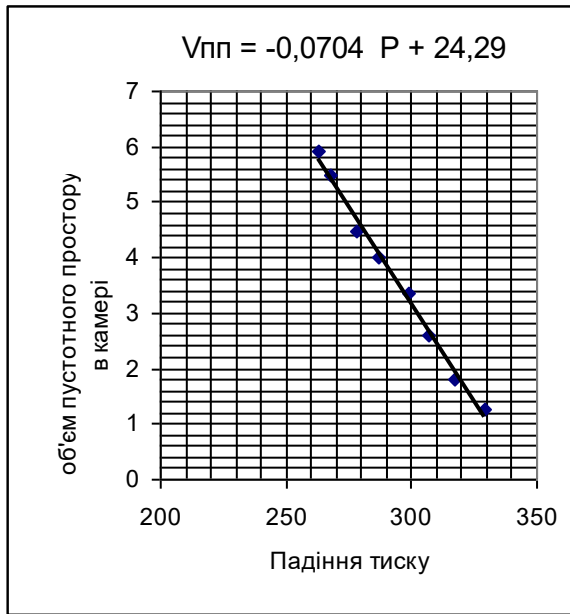


Рис. 1.1. Приклад графіку та апроксимуючої функції, що використовується при розрахунках K_p

3. Проводиться вимірювання падіння тиску (ΔP) для досліджуваного зразку, вимірюються геометричні розміри (l - висота, d – діаметр) циліндричного зразку

4. Розраховують значення об'єму зразка (V^{zp}).

5. За значенням ΔP за розрахованою за графіком $V_{III}(P)$ формулою визначають об'єм пустотного простору зразка.

6. Знаходять коефіцієнт пористості за формулою:

$$K_{II} = \frac{V_{зр}^{III}}{V_{зр}} \cdot 100\%.$$

7. Результати вимірювань та розрахунків заносять в таблицю (табл. 1.2)

Таблиця 1.2. Форма таблиці результатів досліджень коефіцієнту відкритої пористості

№ зразка	ΔP	$l, \text{см}$	$d, \text{см}$	$V, \text{см}^3$	$V_{\text{пн}}, \text{см}^3$	K_{II}

1.3. Визначення питомого електричного опору

Прилади:

- кернотримач (для міцної фіксації зразка та контакту електродів з прокладками),
- електроди – латунні пластинки діаметром 35 мм. та товщиною 0,7 мм., до них припаяні дроти, які приєднані до затискачів моста, розчин (хлористий Na, Ca, Mg)
- міст електричний .

Методика виконання роботи:

1. Налаштовують прилад (заземлюють, еталонують);
2. Виймають зразок з розчину та закріплюють в кернотримувачі;
3. Визначають опір зразка (R).
4. Визначають площу перетину циліндричного зразка (S) за формулою:

$$S = \pi d^2 / 4,$$
 де S – площа поперечного перерізу, d – діаметр зразка.

5. Розраховують питомий електричний опір (ρ) зазвичай за формулою $\rho = R_{зр} S / l$, але якщо взяти до уваги, що в кернотримувачі ми маємо дискові датчики, то формула змінює вигляд за рахунок їх впливу:

$$\rho = \frac{R_{зр}}{\frac{1}{d} + \frac{l}{S}}$$

де $R_{зр}$ - опір зразка, S – площа поперечного перерізу, l – довжина зразку, d – діаметр контакту зразка з дисковим датчиком.

6. Результати вимірювань і розрахунків заносять в таблицю 1.3

Таблиця. 1.3 Форма таблиці результатів досліджень питомого електричного опору

№ зразка	R , Ом	l , м	d , м	S , м ²	ρ , Ом*м

Самостійна робота

Скласти реферат (7-10 стор) на тему:

«Петрофізика, її задачі та параметри, які вона вивчає».

2. Гравіметрична апаратура та методика польових зйомок Первинна обробка результатів гравіметричних досліджень (4 год.)

Структура лабораторної роботи

1. Теоретична частина:

- Методи вимірювання сили тяжіння.
- Абсолютні і статичні гравіметри.
- Будова та принцип роботи чутливої системи кварцових астазованих гравіметрів.

2. Проведення гравіметричних спостережень за допомогою гравіметра ГНУ-КВ

3. Обробка результатів польових спостережень.

Теоретична частина

Способи вимірювання сили тяжіння базуються на фізичних явищах, на які сила тяжіння здійснює помітний вплив: вільне падіння тіл, коливання маятника або напруженої струни, рівновага пружинних або крутильних терезів.

Абсолютними є вимірювання, коли вимірюється повна величина прискорення вільного падіння g .

Тривалий час вимірювання g проводили маятниковим способом. У цьому способі вимірювання полягають у вивченні залежності періоду T коливань математичного маятника від величини поля сили тяжіння. Абсолютні маятникові вимірювання досить трудомісткі. Одне вимірювання може проводитися протягом доби. На результати маятникових спостережень істотно впливають похибки вимірювання довжини маятника і часу.

Абсолютне значення поля сили тяжіння в даний час вимірюють за допомогою балістичних гравіметрів. Метод вимірювання абсолютних значень сили тяжіння полягає у реєстрації часу вільного падіння пробної маси в вакуумній камері з відомої висоти. В даний час вимірювання сили тяжіння проводяться здійснюються приладом ГАБЛ-Е (гравіметр абсолютний балістичний лазерний еталонний).

Вимірювання називаються відносними (статичними), якщо вимірюється приріст сили тяжіння між двома пунктами спостереження.

1. Гравіметри наземні кварцові

В даний час на виробництві в Україні використовуються неавтоматизовані гравіметри ГНУ-КС (Гравіметри наземные узкодиапазонные с кварцевой чувствительной системой класса С), ГНУ-КВ і ГНУ-КА. Їх чутливі системи виготовляються з хімічно чистого плавленого кварцу. До цих гравіметрів випускалися ще гравіметри, що називалися ГАК (гравіметр астазований кварцовий), зазнали ряд удосконалень - ГАК-3М, ГАК-4м, ГАК-ПТ, ГАК-7т та ін

Кварцова система гравіметра поміщена в корпус циліндричної форми і ретельно ізольована від зовнішнього середовища. З корпусу відкачується повітря. Таким чином, кварцова система перебуває у вакуумі, що підвищує її чутливість і усуває вплив механічних часток і водяної пари на положення рівноваги маятника.

2. Кварцові гравіметри автоматизовані використовують мікропроцесорну технологію: CG-5 CG-3М (SCINTREX), ГНУ-01 (ВНШгеофізика), ГНШ-КВ (Геологоразведка). Автоматизований гравіметр складається з *кварцової чутливої системи* з електростатичною компенсаційною системою вимірів, розміщених у термозахисному корпусі, і *електронного блоку* для управління гравіметром і попередньої обробки даних. Автоматично компенсуються зміни нахилу до 200°.

3. При вимірах в русі застосовують струнні гравіметри, які застосовуються для відносних вимірювань Δg , що визначається за зміною частоти коливань напруженої струни. Струнний гравіметр використовувався при вимірах сили тяжіння на Місяці.

4. В надпровідних кріогенних гравіметрах дія сили тяжіння врівноважується дією пружної сили магнітного поля, що виникає при проходженні струму в надпровідних елементах. В якості чутливого елемента використовується надпровідна сфера, яка знаходиться у зовнішньому постійному магнітному полі двох соосних соленоїдів. Надпровідні гравіметри використовуються для вивчення довгоперіодичних змін сили тяжіння. SG C024 (шт. Колорадо, США), GWR (Сан-Дієго, Каліфорнія, США), GWR TT70 (Японія)

Аналогічні до кварцових автоматизовані гравіметричні комплекси створені для морських і аерогравіметричних вимірювань.

5. У морських гравіметрах чутливу кварцову систему поміщають в рідину. Це забезпечує температурну компенсацію і критичне демпфування. Морський гравіметричний комплекс "Чекан-А", СИНТ-РЕКС (Канада).

6. Аерогравіметричний "Чекан-АМ" комплекс МАГ-1 (Росія) є одним з кращих у світі (для закордонних компаній - GT-1). Постійна складова сили тяжіння компенсується подачею в пласку котушку постійного струму від прецизійного джерела струму. Компенсаційний струм перетвориться в частотний сигнал, пропорційний збільшенню сили тяжіння. За кордоном (США, Канада, Австралія) дослідження проводяться як в державних структурах (Lamont-Doherty Earth Observatory, US National Science Foundation та ін), так і у великих комерційних компаніях (Carson Services, Edcon Aero Surveys, Sander Geophysics, Fugro LCT).

7. В останні роки з'явився новий розділ - супутникової гравіметрії. Суттєвий прогрес у виконанні даної ідеї перетворення висот поверхні

океану в гравітаційні карти був досягнутий після запуску геодезичних супутників GEOSAT, GRACE і ERS-1

Вимірювання сили тяжіння відносним гравіметром ГНУ-КВ.

Методика виконання роботи:

I. Виміри та точці спостережень.

1. Встановити гравіметр на міцній основі. Відневілювати прилад за рівнями шляхом обертання підйомних гвинтів корпусу гравіметра. Підключити джерело живлення лампочки.

2. Спостерігаючи в мікроскоп і обертаючи мікрометр вимірювального пристрою, вивести індекс на нульову поділку шляхом спостереження в окуляр мікроскопу. Взяти відлік за мікрометричним лічильником обертів з точністю до 0.001 оберту мікрометра.

3. Змінити відлік шляхом повороту ручки мікрометра приблизно на 0.1 оберту. Спостерігаючи в мікроскоп, вивести індекс на нульовий відлік (риск) шкали окуляру і взяти другий відлік за мікрометром.

4. Аналогічно провести третій вимір на точці. Різниця відліків не повинна перевищувати 0.01 оберту мікрогвинта вимірювального пристрою.

Відліки і час отримання другого відліку, номер точки заносять в польовий журнал. Після цього відбувається перехід на другу точку.

II. Обробка даних

1. Розрахувати відносне значення сили тяжіння (у відліках мікрометра). Для розрахунків використати формулу: $\Delta M = M_i - M_1$, де M_i – відлік мікрометра на i -точці, M_1 – відлік мікрометра на опорній точці (№ 1).

2. Розрахувати відносне значення сили тяжіння (мГал) за формулою: $\Delta g = \Delta M * n$, де n – ціна поділки гравіметра.

3. Заповнити результуючу таблицю гравіметричного рейсу.

№ точки рейсу	Час вимірювання	Відлік мікрометра	Середнє значення (у відліках)	Δg (мГал)

Самостійна робота

Скласти реферат (7-10 стор) на тему: «Основні типи гравіметрів».

3. Обробка гравітаційних даних (2 год.)

Обробка даних вимірювання сили тяжіння відносним гравіметром.

1. Отримати таблицю даних з польового журналу спостережень з гравіметром (табл. 4.1.)

Таблиця 4.1. Приклад польового журналу спостережень з гравіметром
Профіль 120 Ділянка Михайлівська
Дата 5.08.1992р. Гравіметр ГНУ-КВ №64
Ціна поділки $C = -7,85 \text{ мГал/поділ}$

№ п.п.	№ точки	Час	Відлік за мікрометром	Значення ОГП
1	ОГП-15	11,10	4,568 4,569 4,571	89,57
2	100	11,12	4,573 4,572 4,570	
3	102	11,15	4,627 4,628 4,625	
4	104	11,17	4,689 4,688 4,686	
5	106	11,20	4,708 4,709 4,706	
6	108	11,23	4,744 4,743 4,740	
7	110	11,25	4,759 4,758 4,758	
8	122	11,39	4,569 4,566 4,568	89,32

3. Розрахувати середнє значення відліку мікрометра на кожній точці рейсу. Всі дані заносити в таблицю 4.2.
4. Розрахувати відносне значення сили тяжіння (у відліках мікрометра). Для розрахунків використати формулу:

$$\Delta a_i = a_i - a_1,$$

де a_i – середній відлік мікрометра на i -точці,

a_1 – середній відлік мікрометра на опорній точці (п. № 1).

5. Розрахувати відносне значення сили тяжіння Δg (мГал) за формулою:

$$\Delta g = \Delta a_i \cdot C,$$

де C – ціна поділки гравіметра.

6. Розрахувати поправку за сповзання «0» - пункту за формулою:

$$P_i = \frac{(g_k - g_1) - C(a_k - a_1)}{t_k - t_1} \cdot (t_i - t_1),$$

де g_1 та g_k – абсолютні значення сили тяжіння відповідно на першій (1) та кінцевій (к) точках опорних гравітаційних пунктах (ОГП),

$t_k - t_1$ та t_i – значення часу вимірювання сили тяжіння відповідно на першій (1), кінцевій (к) точках опорних гравітаційних пунктах (ОГП) та в поточних точках вимірювань (і) в хвилинах,

$a_k - a_1$ – відносні значення сили тяжіння відповідно на першій (1) та кінцевій (к) точках опорних гравітаційних пунктах (ОГП)

7. Розрахувати сумарну поправку в кожній точці (Σ_{cn}) за формулою:

$$\Sigma_{cn} = \Delta g + P_i$$

8. Розрахувати сумарне абсолютне значення сили тяжіння в кожній точці (g_{cn}) за формулою:

$$g_{cn} = \Sigma_{cn} + g_1$$

8. Заповнити результуючу таблицю гравіметричного рейсу (форма таблиці - табл. 4.1) та побудувати графік зміни g_{cn} своєму профілю.

Самостійна робота: підготувати реферат на тему: Відомості про типи гравіметрів (2-3 сторінки).

Таблиця 4.2. Форма таблиці обробки гравіметричних даних

№ точки рейсу	Час вимірювання	Відлік мікрометра	Середній відлік мікрометра, a_i	Відносне значення (у відліках) Δa_i	Δg (мГал)	Поправка за сповзання «0» - пункту, P_i , (мГал)	Сумарне поправка	$g_{сп}$ (мГал)

4. Магніторозвідка та її вимірювальна апаратура та обробка польових магнітометричних даних (4 год.)

Структура лабораторної роботи

1. Теоретична частина: типи сучасних польових магніметрів. Принципи їх дії.
2. Виконання магнітометричної зйомки магнітометром ПКМ-1.
3. Обробка польових магнітометричних даних.
4. Самостійна робота.

Теоретична частина

Квантові магніметри

Елементарні частки матерії, в т.ч. атомні ядра, є носіями магнетизму, тобто мають власні магнітні моменти. Атомне ядро прецесує (обертається) в магнітному полі навколо напрямку поля з певною частотою. Гіромагнітне відношення ядер кожного ізотопу (відношення магнітного моменту до механічного) є атомною константою, що не залежить від зовнішніх факторів (температура, тиск, вологість і т.п.). Тому частота прецесії ядра даного ізотопу залежить тільки від напруженості зовнішнього магнітного поля. Отже, вимірюючи частоту прецесії атомних ядер, можна визначити напруженість магнітного поля, в якому вони знаходяться. Це явище покладено в основу квантових магніметрів. Розрізняють протонні квантові магніметри та квантові магніметри з оптичною накачкою.

Протонні магніметри. Для вимірювання магнітного поля найзручніше використовувати протони, оскільки вони в рідинах дають найбільш гострий і інтенсивний резонанс. Якщо помістити зразок з протонами (наприклад, посудину з водою або спиртом) в котушку індуктивності, то в останній виникає ЕРС з частотою, рівною частоті прецесії протонів.

На цьому принципі побудовані вітчизняні протонні магніметри ММП-203, ММ-60. Мінімаг, найбільш відомі зарубіжні магніметри G806, G856, Grad 601-2 та ін

Квантові магніметри з оптичною накачкою. Як відомо, енергетичні рівні атомів парів металів, що знаходяться в магнітному полі, розщеплюються на кілька підрівнів (ефект Зеемана). Якщо через посудину з парами металу (рубідію або цезію) пропускати поляризоване по колу пучок монохроматичного світла, відбудеться перехід атомів металу з нижнього енергетичного рівня на більш високий. Якщо тепер впливати на посудину з парами металу змінним магнітним полем резонансної частоти, перпендикулярним до постійного поля, відбувається

перехід атомів металу з більш високого енергетичного підрівня на більш низькі підрівні і почнеться процес поглинання поляризованого світла. Спостерігаючи в світлі його інтенсивність при різних частотах змінного поля можна помітити різке падіння інтенсивності в момент резонансу. Шляхом вимірювання резонансної частоти змінного поля можливо визначити за відомим співвідношенням напруженість постійного поля Землі.

Ферозондові магнітометри

Магніточутливим елементом ферозондового магнітометра є ферозонд - електрична котушка з сердечником з магнітомягкого матеріалу, що живиться змінним струмом. Яка чутлива до величини та напрямку зовнішнього магнітного поля. Ферозонд має інші найменування: датчик магнітного насичення. Магнітонасичений датчик, магніто-модуляційний датчик. У зарубіжній літературі ферозонд називається flux-gate - потокопропускаючий, потокосприймаючий.

За певних геометричних розмірах сердечника коефіцієнт розмагнічування може бути настільки малий, що при приміщенні сердечника в зовнішнє магнітне поле розмагнічує поле буде практично відсутній. Сумарне магнітне поле в осерді виявиться рівним зовнішньому полю.

Якщо сердечник розташований уздовж поля, він сприймає повне значення поля, коли під кутом - відповідну складову. При перпендикулярному розміщенні сердечника до поля зовнішнє поле на нього не діє. Зазначені вище умови дозволяють забезпечити гостру діаграму спрямованості ферозонда, завдяки чому він придатний для вимірювання компонентів магнітного поля і відповідних їм кутів.

2. Виконання магнітометричної зйомки магнітометром ПКМ-1

Опис приладу. Магнітометр ПКМ-1 призначений для вимірювання модуля геомагнітного поля Землі. Основна галузь застосування магнітометра – виконання наземних магніто розвідувальних робіт при пошуках і розвідці родовищ корисних копалин. ПКМ-1 може працювати і як автономна магнітоваріаційна станція з програмованим циклом вимірювання від 0,1с до 24 год.

Магнітометр складається з магнітовимірювального перетворювача, пульту керування, акумулятора та кабелів.

В магнітомері ПКМ-1 в якості магніточутливого перетворювача застосований квантовий перетворювач, що діє на принципі оптичної накачки парів цезію-133. При певних умовах на виході такого перетворювача виділяється частота прецесії атомів цезію, яка пропорційна зовнішньому магнітному полю (В). Встановлений на вході пульту керування

магнітометра швидкодіючий періодомір перетворює частоту прецесії на значення магнітної індукції.

Магнітометр має два режими роботи – ручний з запуском від кнопки й автоматичний, з запуском від внутрішнього таймера.

Технічні характеристики.

1. Діапазон вимірювання модуля магнітної індукції від 20 000 до 100 000 нТл з похибкою відліку 0,001 нТл.

2. Гранична середня квадратична похибка вимірювання магнітної індукції не перевищує 0,01 нТл.

3. Кутова робоча зона магнітовимірювального перетворювача складає не менше ніж $\pm 20^{\circ}$.

4. Максимальна швидкодія магнітометра становить 10 вим/с.

Хід роботи.

Польові дослідження.

1. Увімкнути магнітометри. Час прогрівання – 10 хвилин.

2. Синхронізувати внутрішні таймери магнітометрів.

3. Встановити один з магнітометрів, який буде працювати як магніто варіаційна станція, у безпечному місці.

4. Підготувати на місцевості профіль магнітної зйомки (забити 2 кілки, розтягнути між ними вимірювальний шнур).

5. Встановити магнітометр у ручний режим, провести вимірювання послідовно на пікетах профіля.

Самостійна робота

Написати реферат (7-10 стор.) на тему : «Види магнітних зйомок».

Обробка польових магнітометричних даних (2 год.)

Процес обробки результатів магнітометричних досліджень починається з первинної обробки даних магнітної зйомки з метою перетворення результатів магнітометричних вимірів в аномалії магнітної індукції, виправлені за вплив варіацій магнітного поля Землі і приведені до єдиного (абсолютного або умовного) рівня. На цій же стадії вибудовуються попередні карти ізоліній або графіків магнітного поля.

Виконання обробки польової магнітометричної інформації

1. Вивести інформацію з пультів керування магнітометра і варіаційної станції на комп'ютер за допомогою програми rkm.exe
2. У файлі запису магнітометра відшукати свій профіль.
3. У файлі запису магнітоваріаційної станції відшукати запис варіацій магнітного поля за час проходження профіля.

4. Записати у вигляді таблиці й побудувати графік зміни польових значень магнітної індукції по профілю $B_f(l)$, де l – відстань в метрах від початку профіля.

Пікет	Відстань (l, м)	Відлік (B_f , нТл)	Час (год:хв:с)

5. Записати у вигляді таблиці й побудувати графік магнітних варіацій за час проходження профіля $B_{var}(t)$, де t – час у секундах. Охарактеризувати графік.

Відлік B_{var}	Час, t, (год:хв:с)

6. Розрахувати відносну величину варіацій магнітного поля $\Delta B_{var} = B_{var} i - B_{var} 1$, де $B_{var} 1$ - відлік варіаційної станції в початковий момент зйомки.

7. Ввести поправку за варіації магнітного поля до польових значень магнітної індукції $B = B_f - \Delta B_{var}$. Розрахувати і побудувати графік значень магнітної індукції, скорегованих за вплив магнітних варіацій, по профілю $B(l)$.

Результати розрахунків занести в таблицю.

Пікет	Відстань (l, м)	Відлік (B, нТл)

8. Порівняти графіки $B_f(l)$ та $B(l)$.

5. Основи кількісного аналізу гравітаційних і магнітних аномалій. Обернена задача гравіметрії для тіл правильної геометричної форми. “Якісна інтерпретація гравітаційних аномалій”

Найчастіше гравірозвідувальні роботи проводяться паралельно з магніторозвідувальними. При цьому необхідно пам'ятати, що якщо гравітаційна і магнітна аномалії викликані одним і тим геологічним утворенням, то вони звичайно не зовсім співпадають за місцезонашуванням, розмірам, а іноді відрізняються досить істотно. Це пояснюється різною аналітичною природою цих аномалій.

Виконання кількісного геологічного тлумачення гравітаційних аномалій.

Фізична модель геологічного середовища – це деяка спрощена схема середовища, яка дозволяє проводити інтерпретацію геофізичних даних і при цьому зроблені при її побудові спрощені припущення хоча і представляють нерідко істотне відхилення від реальних умов, проте не обумовлюють великих похибок при інтерпретації. Під час інтерпретації гравітаційних аномалій найчастіше використовують наступні спрощуючі припущення :

1. Можливість зведення задачі інтерпретації до двохвимірної, тобто, аномалії, що досліджуються, обумовлені нескінченно витягнутими тілами з постійним поперечним перерізом. Це припущення веде до значного спрощення всіх обчислювальних операцій при інтерпретації.

2. Про постійну надлишкову густину геологічних тіл, які викликають гравітаційні аномалії. Ця умова в деяких випадках досить задовільно відповідає реальним умовам, іноді є тільки досить грубим наближенням до реальності. Проте припущення про постійну надлишкову густину значно спрощує і полегшує інтерпретацію.

3. При інтерпретації аномалій градієнту сили тяжіння у випадку двовимірної задачі нерідко робиться припущення про нескінченне розповсюдження збурюючих тіл на глибину.

4. Досить часто робиться припущення про те, що геологічні тіла, які викликають гравітаційні аномалії, мають правильну геометричну форму, яка наближено відповідає дійсній.

Для виявлення аномалії саме від геологічного об'єкту, що нас цікавить, в сумарному гравітаційному полі необхідно, щоб величина її переважала над величинами аномалій від інших тіл. З цією метою необхідно домогтися “підсилення” “цікавих” нас аномалій і “ослаблення” інших, тобто зробити певне перетворення чи *трансформацію* спостереженого гравітаційного поля. Очевидно, що ефективність подібного перетворення буде залежати від

розходження властивостей аномалієутворюючих тіл – розходження їхніх глибин залягання, розходження їхніх форм, густин та ін.

Існують декілька способів трансформації гравітаційних полів. Найбільш поширені три основних операції:

- 1) аналітичне продовження спостереженого поля аномалій сили тяжіння на інші рівні;
- 2) осереднення аномального поля;
- 3) обчислення вищих похідних потенціалу сили тяжіння.

Обчислення вищих похідних потенціалу сили тяжіння дозволяє виявити локальні аномалії. Зі збільшенням відстані від мас, що збурюють поле, вищі похідні потенціалу спадають швидше, ніж перші похідні. В результаті цього підсилюється ефект від дрібних і неглибоко залягаючих аномальних мас у порівнянні з великими і глибоко залягаючими тілами. В результаті виконання перетворень будують карти трансформованих аномалій, на яких цікавлячі нас геологічні об'єкти виявляються чіткіше, ніж на вихідній карті Δg .

Пряма задача гравіметрії для тіл правильної геометричної форми (на прикладі сфери)

Визначення значень гравітаційного потенціалу та його похідних для тіла заданої форми, розмірів і густини в точках, які знаходяться за межами тіла, називається **прямою задачею** гравіметрії.

Пряма задача гравіметрії має єдиний розв'язок. Для більшості тіл правильної геометричної форми, які однорідні за густиною, пряма задача вирішується аналітично. Складні по формі або за розподілом мас тіла розбивають на окремі частини таким чином, щоб їх вплив можна було визначити аналітично, просумовують вплив частин тіла та знаходять поле, яке спричинене цим тілом.

Розподіл по профілю аномалій сили тяжіння або аномальних значень других, третіх похідних гравітаційного потенціалу зображують у вигляді кривих $\Delta g, V_{xz}, V_{zz}, V_{\Delta}, V_{zzz}$. Кривим $\Delta g, V_{xz}, V_{zz}, V_{\Delta}, V_{zzz}$ над тілами різних геометричних форм притаманні деякі особливості, які в деяких випадках характерні лише для тіл цих форм.

Гравітаційний вплив сфери в точках зовнішнього простору еквівалентний дії точкової маси, яка дорівнює масі M сфери і розташована в її центрі. В прийнятій у задачі системі координат $r = \sqrt{x^2 + h^2}$.

Поклавши, що центр сфери лежить на осі Z на глибині h , радіус сфери дорівнює R , її густина σ , а густина уміщуючих порід - σ_0 , отримуємо гравітаційний вплив сфери в точках осі X за наступними формулами:

$$\Delta g = GMh / (x^2 + h^2)^{\frac{3}{2}},$$

$$V_{xz} = -3GMhx / (x^2 + h^2)^{\frac{5}{2}}$$

$$V_{\Delta} = V_{yy} - V_{xx} = -3GMx^2 / (x^2 + h^2)^{\frac{5}{2}}$$

$$V_{zz} = GM(2h^2 - x^2) / (x^2 + h^2)^{\frac{5}{2}}$$

$$M = \frac{4}{3} \pi r^3 (\sigma' - \sigma_0)$$

Обернена задача гравіметрії для тіл правильної геометричної форми (на прикладі сфери)

Обернена задача полягає у визначенні параметрів збурюючого тіла за відомим значенням поля аномалій сили тяжіння. Вона вирішується неоднозначно, тому що однакові аномалії сили тяжіння можуть бути зв'язані з геологічними об'єктами різної форми, розмірів, густини. Тому для підвищення вірогідності інтерпретації необхідні дані про густину порід, що складають даний район, а також ймовірній формі тіл, які досліджуються. Природно, що результати інтерпретації будуть тим достовірнішими, чим більш обґрунтовано вибрана модель досліджуваного поля.

Кількісно інтерпретуються параметри збурюючих поле тіл, їх маси і густини. Результатом інтерпретації є геолого-геофізичні розрізи визначених напрямків (інтерпретаційні профілі), структурні карти поверхонь розділу середовищ різної густини. Найбільше застосовується при кількісній інтерпретації аналітичний спосіб і спосіб підбору.

У **методі характерних точок** використовуються формули розрахунку аномалій Δg і других похідних гравітаційного потенціалу для тіл простої форми, отримані при рішенні прямих задач. Досліджуючи ці аналітичні вирази, визначають координати характерних точок відповідних похідних (звідси назва методу). Звичайно це:

- точки максимуму і мінімуму,
- напівмаксимуму,
- нульових значень.

Знаходять також значення аномалії в точках максимуму і мінімуму. Цей аналіз дозволяє для кожного тіла одержати систему рівнянь. З неї і визначають невідомі елементи залягання аномалісутворюючого тіла, тобто вирішують зворотну задачу.

Геологічні тіла, які можуть бути **уподібнені сфері**, дуже різноманітні: поклади гніздоподібної і штокоподібної форми, карстові форми, соляні купола і таке ін.

Так, для тіл сферичної форми значення сили тяжіння і її горизонтального градієнта по будь-якому профілю, що проходить через епіцентр тіла, визначають по формулах:

$$\Delta g = GM \frac{h}{(x^2 + h^2)^{3/2}} \quad i$$

$$W_{xz} = -3G \frac{xh}{(x^2 + h^2)^{5/2}}$$

де M — надлишкова маса тіла; h - глибина залягання центра сфери; $G=6.67 \cdot 10^{-11} \text{ м}^3/\text{кг} \text{ с}^2$ — гравітаційна постійна; x — абсциса довільної точки на осі x (рис. 5.1).

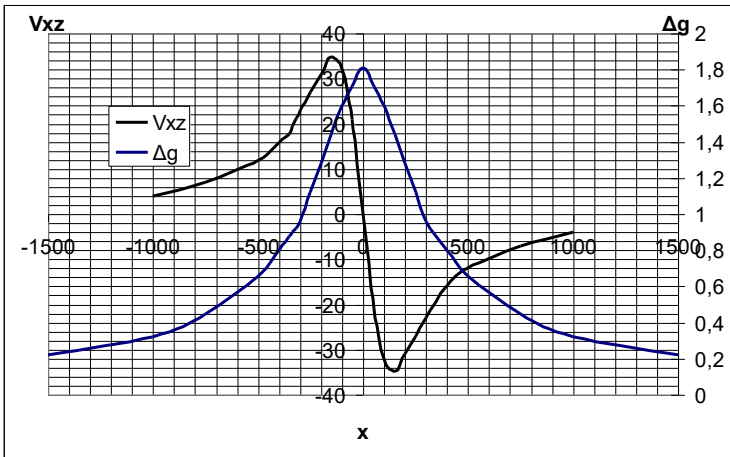


Рисунок 5.1 Криві g і W над сферою

Завдання для виконання лабораторної роботи

1. Побудувати криві Δg та V_{xz} за наданими варіантами даних (приклад в табл. 5.1.).

Для тіла, що апроксимується формою кулі необхідно визначити:

- M — надлишкову масу тіла;
- h - глибину залягання центра сфери та
- R – радіус сфери.

2. За кривою Δg глибина залягання визначається за кривою Δg за формулою:

$$h = 1.31 \cdot x_{0,5},$$

а маса тіла відповідно:

$$m = \frac{h^2}{G} \Delta g_{\max},$$

де $G=6.67 \cdot 10^{-11} \text{ м}^3/\text{кг} \text{ с}^2$, Δg - відносне значення сили тяжіння в мГал, а 1мГал відповідає $10^{-5} \text{ м}/\text{с}^2$.

Таблиця 5.1. Приклад даних для побудови та інтерпретації кривих Δg та V_{xz}

Варіант	1		2		3	
$X, \text{ м}$	$\Delta g, \text{ мГал}$	$V_{xz}, \text{ Е}$	$\Delta g, \text{ мГал}$	$V_{xz}, \text{ Е}$	$\Delta g, \text{ мГал}$	$V_{xz}, \text{ Е}$
± 0	2,79	0	3,54	0	7,07	0
± 25	2,55	∓ 180	3,51	∓ 22	6,96	∓ 86
± 50	2,00	∓ 240	3,43	∓ 40	6,66	∓ 157
± 75			3,31	∓ 54	6,20	∓ 204
± 100	0,99	∓ 148	3,16	∓ 63	5,66	∓ 226
± 150	0,48	∓ 66	2,83	∓ 68	4,53	∓ 217
± 200	0,25	∓ 30	2,50	∓ 63	3,54	∓ 170
± 250	0,14	∓ 15	2,20	∓ 54	2,76	∓ 135
± 300	0,09	∓ 8	1,96	∓ 45	2,18	∓ 100
± 400			1,58	∓ 32	1,41	∓ 57
± 500			1,31	∓ 23	0,98	$\mp 33,6$
± 600			1,11	∓ 17	0,71	$\mp 21,2$
± 800			0,86	∓ 10	0,42	∓ 9
± 1000			0,69	∓ 7	0,27	∓ 5
	$\sigma_{ef} = 1 \text{ г}/\text{см}^3$		$\sigma_{ef} = 1,5 \text{ г}/\text{см}^3$		$\sigma_{ef} = 1,5 \text{ г}/\text{см}^3$	

3. З іншого боку ці параметри можна визначити за кривою V_{xz}

$$h = \pm 2x_{\text{екстрем}},$$

$$m = \frac{1.17h^3}{G} (V_{xz})_{\max},$$

де V_{xz} визначається в Етвешах, а 1Е відповідає $10^{-9} \text{ л}/\text{с}^2$.

4. Дані, що визначено за двома кривими осереднити.

5. Радіус сфери визначається за формулою:

$$m = \frac{4}{3} \pi R^3 \sigma \text{ звідки } R = \sqrt[3]{\frac{3}{4} \frac{m}{\pi \sigma}}.$$

6. Зробити висновки.

6. Електророзвідувальна апаратура. Криві ВЕЗ та їх інтерпретація (4 год.)

Структура лабораторної роботи

Теоретична частина:

- Електророзвідка на постійному струмі. Методи опору.
- Апаратура та установки методів опору.
- Метод вертикального електричного зондування. Установка ВЕЗ.
- Типи кривих ВЕЗ.

Практична частина:

- Побудова кривих ВЕЗ та їх первинна інтерпретація.

Теоретична частина

Розв'язок геологічних задач методами опору здійснюється безпосереднім вивченням штучно створених електричних полів постійного струму, які характеризуються такими параметрами:

1. потенціалом U ,

2. напруженістю поля $E = \frac{\partial U}{\partial n}$

3. щільністю струму $j = \gamma E = \frac{E}{\rho}$

Електричне поле в землі створюється шляхом пропускання постійного електричного струму через електроди заземлення А і В, які називаються електродами живлення. Вивчення електричного поля здійснюється за допомогою двох інших електродів М і N, які називаються приймальними. Сукупність електродів живлення і приймальних називається польовою установкою.

Електричні зондування є основною модифікацією електророзвідки методом опорів.

Установки електричних зондувань складаються з ліній живлення і приймальних ліній і, на відміну від електричного профілювання, в процесі проведення польових досліджень відстань між електродами живлення або між живлячими і приймальними лініями збільшується, внаслідок чого збільшується глибина досліджень.

Криві, які показують залежність позірною опору від відстані між електродами живлення і приймальними електродами (або між відповідними лініями) називають кривими зондування.

Головні задачі, які вирішують вертикальні електричні зондування: визначення глибини залягання, потужності і опору окремих геоелектричних горизонтів.

Основні групи установок електричних зондувань:

а) вертикальні електричні зондування;

б) дипольні зондування.

Установки електричних зондувань розрізняють між собою взаємним розташуванням електродів живлення і приймальних електродів.

В основному застосовуються установки вертикальних електричних зондувань (ВЕЗ) і установки дипольних електричних зондувань (ДЕЗ).

Уявні (позірні) опори розраховуються за формулою

$$\rho_i = k \frac{\Delta U}{I},$$

де ΔU - різниця потенціалів в мВ на приймальних електродах MN;

I - сила струму в сантіамперах, яка виміряна на електродах живлення АВ та k - коефіцієнт установки, який залежить від типу і лінійних розмірів установки.

Установки вертикальних електричних зондувань (ВЕЗ).

Найбільш поширені серед них є симетричні АМNB зондування, які звичайно використовують при вивченні розрізу на глибини до декількох сот метрів.

При вивченні незначних глибин досить часто застосовують установки трьохелектродні АМN, $B \rightarrow \infty$.

Рознесення живлячої лінії АВ, як правило, збільшуються в геометричній прогресії з множителем, який близький до 1.5 або 2.

Відстань між приймальними електродами MN не повинна перевищувати третини відстані АВ (MN 1/3 АВ) і може залишатися постійною, доки вимірювальні напруги досить великі в плані їх надійної реєстрації.

Коефіцієнти k для цих установок розраховують за формулами:

$$k_{AMN, B \rightarrow \infty} = \pi \frac{|AM| \cdot |AN|}{5|MN|}, \quad k_{AMNB} = \pi \frac{|AM| \cdot |AN|}{10|MN|}$$

Побудова графіків електричних зондувань.

За результатами виконаних зондувань будують криві зондувань, які, як правило, викреслюють в подвійному логарифмічному масштабі (модуль 6.25). при побудові кривих на бланку по вертикалі відкладають значення позірних опорів, а по горизонталі відстані:

а) між живлячим електродом: центром приймальних електродів (триелектродне зондування);

б) половина відстані між двома живлячими електродами (симетричне зондування);

в) між центрами живлячого і приймального диполів (дипольне азимутальне зондування);

г) половина відстані між центрами живлячого і приймального диполів (дипольне радіальне зондування);

В залежності від кількості електричних горизонтів розрізняють дво-, три-, чотири- та багатошарові криві зондувань.

В двошаруватому розрізі розрізняють типи кривих:

- верхній шар має більший опір ($\rho_1 > \rho_2$)
- верхній шар має менший опір ($\rho_1 < \rho_2$) в порівнянні з

опором підстилюючої товщі.

Для тришаруватого розрізу можливі чотири типи кривих:

- 1) $\rho_1 > \rho_2 < \rho_3$ (крива типу Н);
- 2) $\rho_1 < \rho_2 > \rho_3$ (крива типу К);
- 3) $\rho_1 > \rho_2 > \rho_3$ (крива типу Q);
- 4) $\rho_1 < \rho_2 < \rho_3$ (крива типу А).

Для чотиришаруватого розрізу існує 8 комбінацій, тобто 8 типів кривих.

Найменування їх складається з двох тришаруватих кривих. Наприклад:

- а) $\rho_1 < \rho_2 < \rho_3 < \rho_4$ (крива типу АА)
- б) $\rho_1 > \rho_2 < \rho_3 > \rho_4$ (крива типу НК)
- в) $\rho_1 > \rho_2 > \rho_3 < \rho_4$ (крива типу QН) і т. п.

Аналогічна методика визначення найменування і багатошарових кривих електричних зондувань, де послідовно розглядається декілька (в залежності від кількості шарів) тришарових кривих ВЕЗ.

Первинна інтерпретація результатів ВЕЗ

1. Накреслити 3 криві зондувань в білогарифмічному масштабі (табл.6.1, рис.6.1.).
2. Визначити типи накреслених кривих ВЕЗ.
3. Визначити тип порід, що охарактеризовані кривими ВЕЗ за даними таблиці 4.2.

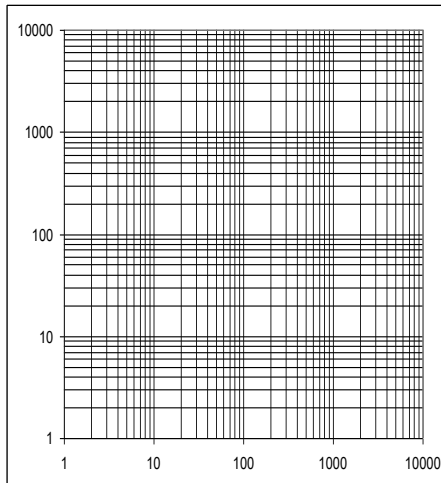


Рис. 6.1. Вигляд білогарифмічного бланку

Таблиця 6.1. Варіанти для побудови кривих ВЕЗ

№ ВЕЗ	ρ_{II} при АВ/2																	
	1,5	2	3	4	5	7	10	15	20	30	40	50	100	150	200	300	400	500
1	150	150	135	110	90	55	27	16	17	23	27	29	25	15	9			
2	150	150	140	130	120	100	85	82	90	110	130	140	210	270	310	370	400	420
3	82	70	55	48	42	33	25	17	13	11	10,5	10	10					
4	97	87	67	48	35	21	12	8,5	6,4	3,4	2,2	1,6	1,5	2,2	2,7	3,7	4,5	5,5
5	14	17	22	26	28	30	27	16	8	3	1	0,3						
6	15	15	15	15	15	16	19	23	27	30	31	28	22	20	23	32	40	50
7	28	34	46	57	70	85	110	150	190	240	300	360	500	530	500	360	220	110
8	14	17	23	29	34	44	56	77	92	120	160	200	340	480	610	840	1000	1200
9	2	2	2,1	2,4	2,7	3	3,5	3,9	3,9	3,8	3,6	3,6	5	6	7	8	9	9
10	7,2	5,5	3,2	2,4	2,7	2,7	3,2	3,5	3,6	3,4	2,7	2,3	1,2	1,05	1	1		
11	20	20	20	20	21	22	24	26	30	39	48	55	96	130	175	250	320	400
12	600	400	160	60	30	15	9,5	7,7	6	4,2	3,7	2,2	0,5	0,2				
13	150	160	170	160	200	240	300	380	420	430	440	400	250	150	80	35		
14	17	19	23	26	29	35	38	46	54	60	57	50	17					
15	70	50	28	15	11	8,5	7,5	7,7	8,7	12	16	20	38	48	53	57	55	53
16	73	55	32	24	24	27	32	35	35	36	34	26	15	14	15	18	25	30
17	10	10	9,5	8,2	7	5,5	4	3,3	3,4	3,7	4	4	2,5	1,5	0,9	0,4		
18	1,1	1,2	1,4	1,7	2	2,5	3	3,5	3,6	3,2	2,8	2,6	3,4	4,2	5	7	9,5	

Самостійна робота: Підготувати реферат (7-10 стор) на тему: Основні методи опорів в електророзвідці, їх характеристика.

Таблиця 6.2. Позірний опір деяких порід

Порода	ρ_p
Аргіліти	10^1-10^2
Алевроліт	10^3-10^5
Глини	10^0-10^3
Доломіти	10^2-10^4
Вапняки	10^2-10^3
Конгломерати	10^1-10^3
Мергелі	10^0-10^3
Пісковики	10^1-10^3
Піски	$0,5-10^3$
Піски слабозволожені	10^2-5*10^2
Піски водонасичені	$5*10^1-2*10^2$
Піски, що насичені мінералізованою водою	$5*10^{-1}-5*10^1$
Суглинки	10^1-5*10^1
Супіски	10^1-8*10^1
Сланці глинисті	10^2-10^3
Базальти	10^3-10^5
Габбро	10^3-10^5
Гнейси	10^2-10^5
Граніти	10^3-10^5
Діабази	10^4-10^5
Діорити	10^4-10^5
Мармур	10^4-10^8
Антрацит	10^2-10^2
Магнетит	10^4-10^{-2}

7. Сейсморозвідка. Апаратура, методика і техніка проведення сейсморозвідувальних робіт. Розрахунок пружних модулів за даними визначення швидкостей пружних хвиль. Типи хвиль в сейсморозвідці та їх годографи. (6 год.)

Структура лабораторної роботи

Теоретична частина:

1. Апаратура, методика і техніка проведення сейсморозвідувальних робіт.
2. Типи хвиль, що поділяються за коливанням частинок середовищ.
3. Пружні модулі та визначення їх за даними швидкостей пружних хвиль.
4. Типи сейсмічних хвиль. Годографи хвиль.

Практична частина:

1. Розрахунок пружних модулів за даними сейсмічних хвиль.
2. Побудова годографів прямої, відбитої та заломленої хвиль.

Теоретична частина

Сейсмічна розвідка – це комплекс методів дослідження геологічної будови земної кори, які засновані на вивченні розповсюдження пружних хвиль, що збуджуються штучно (вибухами, ударами) чи землетрусом. Пружні хвилі, які виникають в результаті вибуху чи удару, розповсюджуються в гірських породах із різними швидкостями. На границі, яка розділяє гірські породи різного складу, пружні хвилі відбиваються, заломлюються і частково повертаються до поверхні Землі. Вивчаючи час і швидкості розповсюдження хвиль, їх амплітуду, форму сигналу і характер коливання ґрунту, на якому встановлені приймачі коливань (сейсмоприймачі), можна визначити глибину залягання і форму границь в середовищі, кут їх падіння, напрямок простягання і ряд інших характеристик геологічного середовища.

Сейсмоприймачі - це електромеханічні пристрої, в яких енергія коливань ґрунту перетворюється на електричну, на основі використання принципу інертної маси. Зараз застосовують цифрову реєстрацію сейсмічних коливань. Цифрові записи є більш точними, ніж аналогові. Тепер широко застосовуються багатоканальні сейсморозвідувальні станції з числом каналів 500-1000 або більше. За допомогою багатоканальної станції можна реєструвати сейсмічні коливання одночасно у великій кількості точок при одному акті збудження пружних коливань.

Сейсмоприймачі розміщують на певній відстані один від одного (від 1 до 200 м), що залежить від методу, діапазону частот, умов робіт. З'єднуючі дроти сейсмоприймачів звичайно зібрані у багатоканальний кабель – косу, які підключаються до станції через роз'єми. Для виконання сейсмічних спостережень поряд із сейсмічними станціями необхідне і інше обладнання: бурові станки, змотувальні машини, автоцистерни, вибух-пункти і вибухові машинки для проведення вибухових робіт із метою збудження сейсмічних

коливань. В останній час, для збудження пружних коливань досить широко застосовують так звані невибухові джерела ударного чи вібраційного типу.

Розрахунок пружних модулів за даними визначення швидкостей пружних хвиль

Результати сейсмозвідувальних досліджень пружних властивостей гірських порід широко використовуються при вирішенні задач структурної геології, при побудові речовинно-фізичних моделей геологічних об'єктів та процесів, а також при інженерно-геологічних вишукуваннях.

Здатність порід деформуватися, передавати з певною швидкістю і на певні відстані пружні коливання, а також поглинати і розсіювати енергію пружності характеризується низкою величин, певним чином пов'язаних з іншими їх характеристиками, а також температурою і тиском.

1. Швидкість поздовжніх хвиль, V_p м/с (км/с), – це швидкість пружних хвиль, які виникають внаслідок деформації розтяг-стиск в твердих тілах, рідинах та газах. Вона характеризується таким зв'язками з пружними модулями:

$$\begin{aligned} V_p &= \sqrt{\frac{E \cdot (1 - \nu)}{\sigma \cdot (1 + \nu) \cdot (1 - 2\nu)}} = \\ &= \sqrt{\frac{\lambda + 2 \cdot G}{\sigma}} = \sqrt{\frac{K + 4/3 \cdot G}{\sigma}} \end{aligned}$$

Такі хвиля розповсюджуються в будь-яких середовищах. В рідинах і газах, які володіють пружністю об'єму, але не володіють пружністю форми, поздовжні хвилі можуть поширюватися тому, що в них коливання часток середовища відбуваються у напрямі її поширення. Швидкість V_p збільшується із збільшенням мінералізації води та тиску.

2. Швидкість поперечних хвиль, V_s , м/с (км/с), – це швидкість пружних хвиль, які виникають внаслідок деформації зсуву в твердих тілах

$$V_s = \sqrt{\frac{E}{\sigma \cdot 2 \cdot (1 + \nu)}} = \sqrt{\frac{G}{\sigma}}$$

3. Хвилі Лемба – це складні пружні хвилі, що розповсюджуються в пружному середовищі. Вони утворюються комбінацією стоячих та бігучих хвиль. Назва - від імені першовідкривача— Горация Лэмба (Horace Lamb).

Такі хвилі ще називають нормальними. Вони розповсюджуються тільки в пластах з потужністю, що співставима з довжиною хвилі.

Найменшою швидкістю пружних хвиль характеризуються породи, які збагачені легкими окислами кремнію, калію, натрію. Із зменшенням їх вмісту породи стають більш основними і більш пружними.

Мінімальні швидкості пружних хвиль характерні для мінеральних асоціацій, складених малопружними мінералами кислого складу (кварц, калієвий польовий шпат, альбіт, олігоклаз тощо), а максимальні - для мінеральних асоціацій, представлених високопружними мінералами основного складу (амфібол, піроксен, олівін, лабрадор тощо).

4. Модуль Юнга (модуль поздовжньої пружності), E , Па, характеризує спроможність тіл протидіяти деформації розтягу або стиску

$$E = \frac{\sigma \cdot V_S^2 \cdot (3 \cdot V_S^2 - 4 \cdot V_P^2)}{2 \cdot (V_P^2 - V_S^2)}$$

5. Коефіцієнт Пуассона (коефіцієнт поперечного стиснення), ν , б/р характеризує пропорційність між поперечним стиском та поздовжнім видовженням тіла при однобічному розтягу:

$$\nu = \frac{V_P^2 - 2 \cdot V_S^2}{2 \cdot (V_P^2 - V_S^2)}$$

6. Модуль зсуву (коефіцієнт Ляме μ), G , Па, характеризує здатність тіл протидіяти зміні форми при постійному об'ємі.

$$G = \sigma \cdot V_S^2 = \frac{E}{2 \cdot (1 + \nu)}$$

7. Модуль всебічного стиску, K , Па, (коефіцієнт Ляме ν), коефіцієнт стискуваності β , б/р, характеризує відносне зменшення об'єму кубу при його всебічному стиску

$$K = \frac{1}{\beta} = \sigma \cdot (V_P^2 - 4/3 \cdot V_S^2)$$

Типи хвиль та їх годографи.

Розповсюдження хвиль в сейсмозв'язці спостерігають на земній поверхні вздовж заданої лінії профілів чи на деякій площині. При цьому визначають час прибуття хвилі в кожену точку площини – профілю і будують поверхні (графіки) часу прибуття хвилі в різні точки поверхні спостережень.

Початок координат при цьому звичайно співпадає з джерелом. Ця поверхня (графік) називається сейсмічним годографом.

Годограф будь-якої хвилі, побудований за спостереженнями у точках, які розташовані вздовж деякої прямої (профілю), називається лінійним.

Якщо при цьому джерело коливань розташоване на лінії спостережень, то годограф називається повздовжнім.

Якщо профіль не проходить через джерело, то годографи, розташовані на площині, дозволяють побудувати поверхневі годографи різних хвиль. Сукупність повздовжніх годографів прямої хвилі, отриманих вздовж ліній спостереження, які проходять через джерело і мають різні азимути, утворюючи конічну поверхню з вершиною в джерелі, називається *поверхневим годографом прямої хвилі*.

У сейсморозвідці досліджують прямі, відбиті і заломлені хвилі.

Розглянемо найпростіший випадок неоднорідності середовищ, коли є 1 плоска горизонтальна границя поділу, вище якої залягає середовище зі швидкістю V_1 і густиною σ_1 , а нижче зі швидкістю V_2 і густиною σ_2 . Причому, для спрощення, будемо вважати, що при вибуху виникає тільки повздовжня хвиля P . Вона поширюється в усі сторони і падає на границю розділу в різних її точках під різними кутами. Її називають падаючою чи прямою хвилею.

У сейсморозвідці велике значення мають прямі хвилі, які поширюються вздовж поверхні спостереження за коротшим шляхом від джерела до точок спостереження. Прямі хвилі використовуються для вивчення властивостей порід, які залягають на поверхні землі. Швидкість їх поширення залежить від типу хвилі, яка збуджується джерелом, і складом порід. Величини швидкостей визначаються нахилом годографу прямої хвилі.

Повздовжній годограф прямої хвилі є прямою лінією.

$$t = \frac{x}{V_1}$$

де x – точки спостереження; V_1 – швидкість у першому середовищі.

Це рівняння *лінійного годографу хвилі*, з якого слідує що,

$$V = \frac{x_2 - x_1}{t_2 - t_1} = \frac{\Delta x}{\Delta t}$$

Таким чином, кут нахилу годографу цієї чи іншої хвилі, який визначається його похідною за даним напрямком (профілем), характеризує швидкість поширення цієї хвилі вздовж відповідного напрямку (профілю).

Хвиля частково проникає у друге середовище і поширюється в ньому як повздовжня хвиля, яка проходить, частково відбивається і повертається до поверхні у вигляді відбитих хвиль.

У всіх інших точках границі хвиля падає на неї під різними кутами і утворює вторинні відбиті, і заломлені (які проходять в друге середовище) хвилі. Якщо хвилі, які утворюються на границі, належать до того ж типу, що і падаюча хвиля (повздовжні PP і поперечні SS) то вони називаються *мономітними*, а якщо до різних типів – то *обмінними* (відповідно PS і SP).

При падінні на границю двох середовищ з різними пружними властивостями сейсмічні хвилі відбиваються. Відбиття сейсмічної хвилі на плоскій границі поділу двох середовищ з різними пружними властивостями підкоряється закону геометричної сейсміки, який називають *законом відбиття* (закон Снелліуса). При цьому синуси кутів падіння і заломлення також пов'язані між собою законом Снелліуса:

$$\frac{\sin \alpha}{\sin \beta} = \frac{V_1}{V_2},$$

де α - кут падіння хвилі на границю поділу, β - кут заломлення.

Розглянемо годографи різних хвиль.

Рівняння лінійного годографу *відбитих хвиль* у випадку горизонтальної границі має вигляд:

$$t = \frac{1}{V_1} \sqrt{4h^2 + x^2},$$

де h - глибина залягання границі.

Годограф має форму гіперболи, вісь симетрії якої співпадає з віссю часу t .

Асимптоти гіперболи є лінії годографу прямої хвилі (Γ_3), причому, чим глибше залягання відбиваючої границі, тим менша кривизна годографу.

Рівняння лінійного годографу відбитої хвилі від похилої границі має вигляд:

$$t = \frac{1}{V_1} \sqrt{x^2 + 4h^2 \pm 4hx \sin \varphi},$$

де φ - кут нахилу границі, знак + береться по падінню шару, знак – береться по підйому границі.

У випадку похилої відбиваючої границі форма годографу не змінюється, але мінімум гіперболи зміщується у бік підйому границі на величину x_0 , яка залежить від глибини залягання границі по нормалі і кута її падіння φ .

З рівняння годографу знаходять його характерні точки: час відбиття хвилі по нормалі від границі (при $x=0$) і координати мінімуму годографа.

$$t_0 = \frac{2h}{V_1}, \quad x_{min} = x_0 = 2h \sin \varphi; \quad t_{min} = \frac{2h \cos \varphi}{V_1}$$

Заломлені. При куті падіння $\alpha = i$, який називається критичним, чи кутом повного внутрішнього відбиття, кут заломлення β стає рівним 90° . При цьому виконується умова повного внутрішнього відбиття:

$$\text{з } \frac{\sin \alpha}{\sin \beta} = \frac{V_1}{V_2} \text{ слідує } \sin i = \frac{V_1}{V_2},$$

а хвиля ковзає вздовж границі поділу зі швидкістю $V_2 = V_2$. Звідси випливає положення, що ковзаюча хвиля може утворюватися тільки при $V_2 > V_1$, тобто, коли на заломлюючому шарі більшої потужності залягає шар порід із меншою швидкістю поширення пружних хвиль. Утворюючись у критичній точці, ковзаюча хвиля поширюється вздовж заломлюючої.

Годограф заломленої хвилі від плоскої границі поділу має вигляд прямої. Тому що всі заломлені промені виходять на поверхню під однаковим кутом i .

Рівняння годографа заломленої хвилі для горизонтальної границі ($\varphi = 0$) має вигляд:

$$t = \frac{2h}{V_1} \cos i + \frac{x}{V_k}.$$

Біля джерела заломлені хвилі відсутні, оскільки пряма хвиля падає на границю другого середовища під кутом меншим за критичний. У зв'язку з цим утворюється так звана "мертва зона" (AA'). Вона буде тим більша, чим більша глибина залягання границі поділу h і чим більший критичний кут i :

$$AA' = 2x_{\text{ноч}} = 2ht \text{tg} i.$$

У випадку похилої границі рівняння годографа заломленої хвилі має вигляд:

$$t = \frac{2h}{V_1} \cos i + \frac{x}{V_1} \sin(i \pm \varphi),$$

Знак $-$ береться для годографа у випадку підйому границі, $+$ - при падінні.

Для похилої заломлюючої границі гілки годографа мають різний нахил. Гілка, яка спрямована у бік падіння границі більш крута, а спрямована у бік підйому - більш полого. Що стосується віддалі до початкової точки ("мертвої зони"), то при похилій границі вона визначається виразом:

$$x_{\text{ноч}} = \frac{2h \sin i}{\cos(i \pm \varphi)}.$$

Якщо в розрізі не одна, а багато границь поділу, що характерно для товщ осадових порід, то від кожної з них можливо отримати годографи відбитої і заломленої хвилі. Сукупність годографів різних хвиль, отриманих при одному положенні джерела, називають серією годографів. Крім того, в

багат шарових середовищах утворюються багатократні відбиті і багатократно відбито-заломлені, і заломлено-відбиті та рефраговані хвилі, які відносять до завад. Всі розглянуті вище хвилі можуть бути, як повздовжніми, так і поперечними, а у низці випадків, і обмінним.

Одночасно з корисними хвилями реєструються численні (в залежності від структури і властивостей середовища) хвилі-завади з різними амплітудами, а також випадкові коливання (шуми).

Корисними вважаються хвилі, що відповідають границям, які визначаються у середовищі і можуть бути використані для вивчення геологічної будови. В деяких випадках сейсмічні хвилі утворюються поверхнями розломів. Корисні хвилі, які чітко спостерігаються на значних інтервалах профілів, називаються опорними чи маркуючими, а границі шарів, на яких вони виникають – опорними горизонтами.

Знання швидкостей поширення сейсмічних хвиль у гірських породах необхідне для інтерпретації сейсмічних даних (побудова границь, розрізів, структурних карт тощо). Крім того, вважається, що відбиваючі і заломлюючі границі співпадають з геологічними границями. Це дозволяє використовувати дані сейсморозвідки для розв'язування стратиграфічних задач і виконання структурних побудов.

Одним із завдань сейсморозвідки є вирішення задач

- структурної та нафтогазової геології (знаходження і вивчення різних форм складчастості, розломів, кутових неузгоджень, взаємовідношень різних структур, виявлення тріщинуватих зон, прогнозування геологічного розрізу, а також корисних копалин тощо);
- регіональної геології (районування великих територій, виявлення і вивчення поведінки поверхні фундаменту кристалічних порід і т. інш.);
- в інженерній геології (оцінювання глибини залягання корінних порід, вивчення гіпсометрії їх поверхні, виявлення обводнених і тріщинуватих зон тощо).

Завдання:

1. Розрахувати пружні модулі геологічних порід за даними швидкостей пружних хвиль.

Необхідні дані отримати з таблиць 7.1-7.3.

Побудувати результуючі таблиці.

Зробити висновки.

2. Розрахувати та побудувати годографи прямих, відбитих та заломлених хвиль для горизонтальної границі. Використати для побудов редактор Microsoft Office Excel та таблицю 7.4.

Прийняти: спостереження проводилися через 50 м, максимальна відстань від джерела - 2000 м (х змінюється через 50 м на відстані ± 2000 м).

Швидкості сейсмогеологічних горизонтів та глибина залягання границі наведені в табл. 6.2

Самостійна робота Підготувати реферат (4-5 стор.) на тему: «Апаратура для сейсморозвідувальних досліджень»

Таблиця 7.1 – Середні значення швидкостей поширення пружних хвиль в недеформованих відмінах магматичних порід ($f=0,33$ МГц, за [7])

Порода	V_p , км/с	V_s , км/с	σ , г/см ³
Граніт лейкократовий	5,35	2,85	2,61
Граніт біотитовий і біотит-амфіболовий	5,6	3,2	2,62
Гранітогнейс	5,65	2,8	2,65
Гранодіорит	5,95	3,35	2,67
Кварцовий діорит	6,1	3,5	2,7
Діорит, діоритогнейс	6,2	3,55	2,8
Анортозит	6	3,44	2,73
Габро	6,4	3,65	2,94
Габро-норит, олівіновий норит	7,25	4,1	3,07
Метагабро, метагабро-норит	6,6	3,8	2,96
Діабаз	6,4	3,65	3,02
Гіпербазит	8,2	4,6	3,31
Серпентеніт	5,3	3,79	2,6
Перидотит	8,2	4,6	3,41
Перидотит амфіболітизований	7,45	4,15	3,1
Сієніт і нефеліновий сієніт	6,15	3,25	2,66
Йюліт	6,05	3,45	2,8
Ліпарит	5	3	2,35
Базальт	5,5	2,95	2,81
Андезитобазальт	5,05	2,9	2,71
Обсидіан	5,8	3,45	2,33

Таблиця 7.2 – Середні значення швидкостей поширення пружних хвиль в недеформованих відмінах метаморфічних порід ($f=0,33$ МГц)

Порода	V_p , км/с	V_s , км/с	σ , г/см ³
Гнейс біотитовий	5,8	3,05	2620
Гнейс біотит-амфіболовий	5,85	3,3	2800
Амфіболіт польовошпатовий	6,2	3,6	2970
Амфіболіт	6,8	4,2	3090
Гнейс високо-глиноземистий	5,75	3,2	2780
Кальцифір	5,85	3,5	2670
Плагіочарнокіт	5,8	3,1	2830
Ендербіт	6,2	3,5	2810
Кристалосланець двопіроксеновий	7	4,3	3020
Еклогіт	7,15	4,2	3350
Грануліт плагіоклазовий	5,8	3,1	2,83
Грануліт гіперстеновий	6,2	3,5	2,81
Грануліт основного складу	7	4,3	3,02

Таблиця 7.3 – Діапазони зміни швидкості поширення поздовжніх хвиль ($f=0,33$ МГц) в осадових породах

Порода	V_p , км/с	V_s , км/с	σ , г/см ³
Алевроліт	3,5	2,64	1,33
Ангідрид	4,14	2,86	1,45
Аргіліт	2,7	1,93	2,35
Брекчія	3,53	2,52	1,40
Глина	2,7	2,5	1,08
Гравеліт	3,6	2,57	1,35
Гіпс	2,4	1,71	2,48
Доломіт	3,4	2,00	2,60
Вапняк	4,8	2,91	2,68
Крейда	1,9	1,36	2,00
Мергель	3,8	2,38	2,62
Суглинок	1,3	0,93	1,50
Конгломерат	3,5	2,50	1,20
Пісок	0,9	0,54	1,30
Пісковик	3,8	2,29	2,63
Кам'яна сіль	5	3,57	2,16

Таблиця 7.4 Варіанти для виконання лабораторної роботи

Варіант	V_1 (м/с)	V_2 (м/с)	H (м)	Варіант	V_1 (м/с)	V_2 (м/с)	H (м)
1	1300	1800	400	26	1100	1200	400
2	1200	1700	500	27	1200	1500	300
3	1100	1800	600	28	1000	1900	500
4	1300	1900	500	29	1200	2000	300
5	1200	2000	300	30	1100	1900	400
6	1100	1900	400	31	1000	2000	300
7	1000	2000	300	32	1000	2000	500
8	1300	2000	500	33	1200	1600	400
9	1100	1600	400	34	1100	1600	450
10	1200	1500	450	35	1000	1500	200
11	1000	1300	200	36	1200	1900	300
12	1200	1500	300	37	1300	1500	300
13	1300	1500	400	38	1100	1200	400
14	1200	1200	500	39	1200	1500	300
15	1100	1500	600	40	1000	1900	500
16	1300	1900	500	41	1200	2000	300
17	1200	2000	300	42	1100	1900	400
18	1100	1900	400	43	1000	2000	300
19	1000	2000	300	44	1000	2000	500
20	1300	2000	500	45	1200	1600	400
21	1100	1600	400	46	1100	1600	450
22	1200	1600	450	47	1000	1500	200
23	1000	1500	200	48	1200	1900	300
24	1200	1900	300	49	1100	1500	500
25	1300	1500	300	50	900	1100	200

8. Ядерно-фізичні методи та радіометрична апаратура. Вимірювання радіоактивності в лабораторних умовах (4 год.)

1. Ядерно-фізичні методи дослідження гірських порід.

2. Апаратура для вимірювання радіоактивності в польових та лабораторних умовах.

3. Проведення досліджень зразків та проб порід на визначення інтенсивності γ та β -випромінювання.

У залежності від вимірювальної фізичної величини польова реєструюча апаратура може бути поділена на такі типи:

- радіометри – прилади, які вимірюють інтенсивність, щільність потоку і потужність радіоактивного випромінювання,
- спектрометри чи радіометри-аналізатори, які реєструють спектри гамма-випромінювання;
- еманометри – прилади для вимірювання концентрації радіоактивних еманцій.

Зйомку поділяють на оглядово-рекогносційну, дрібномасштабну, середньомасштабну, крупномасштабну і детальну.

Серед всього різноманіття польових радіометричних методів виділяють наступні основні різновиди:

- еманційний;
- радіогідрогеологічний;
- уранометричний;
- радіобіохімічний;
- гамма-методи;
- метод підземної реєстрації космічних випромінювань.

Еманційна зйомка

Пошуки радіоактивних руд методом еманційної зйомки засновані на дослідженнях розподілу радіоактивних еманцій в рихлих відкладах шляхом відбору і аналізу проб підгрунтового повітря. Крім пошукових цілей еманційна зйомка успішно застосовується для виявлення і простеження зон тектонічних порушень, контактів порід, зон дроблення тощо.

У залежності від глибини відбору проб розрізняють два види еманційних зйомок:

а) звичайна еманційна зйомка з відбором проб з бурок глибиною $0,8 \div 1$ м, які проходять вручну або з застосуванням механічних засобів;

б) глибинна еманційна зйомка з відбором проб із шпурів глибиною від 1,5 до 10 м і більше, які проходять за допомогою самохідних бурових установок (автокрани, вібробури, СУГП-10 та інші).

Однак за рахунок зон, які добре проводять радон, вона може досягати десятків метрів. Радонова зйомка використовується також для вивчення радіоактивного забруднення.

Радіогідрогеологічні методи.

Сутність їх складається у відборі на досліджуваній території проб поверхневих, ґрунтових або підземних вод, визначення в них вмісту радіоактивних елементів, виділенні аномальних концентрацій. Всі природні води вміщують, в тих чи інших кількостях, радіоактивні елементи. Надходження останніх у водні розчини зобов'язано розчиненню та вилуговуванню цих елементів з гірських порід та руд при просочуванні вод.

Уранометрична зйомка.

Задачею зйомки є пошуки ореолів та потоків розсіювання уранових родовищ в гірських породах, водах, попелу рослин. Уранометрична зйомка заснована на прямій індикації урану в пробах і використовується в комплексі з β - та γ -польовими та лабораторними методами.

У залежності від характеру об'єкту вивчення та цілей робіт використовуються три різновиди методу:

- 1) метод донних опадів – пошуки потоків розсіювання урану в алювіальних та пролювіальних відкладах постійних та тимчасових потоків;
- 2) пошуки вторинних ореолів розсіювання в елювіально-делювіальних відкладах;
- 3) виявлення первинних ореолів урану в корінних породах

Радіобіогехімічні пошуки.

Їх сутність полягає в знаходженні аномалії вмісту урану в попелі рослин, шляхом їх систематичного опробування і аналізу. Теоретичною основою методу є залежність хімічного та видового складу рослин від хімічного складу ґрунтів та гірських порід.

У теперішній час існує декілька біогехімічних методів:

- 1) геоботанічний;
- 2) метод індикаторних рослин;
- 3) морфометричний;
- 4) власне біогехімічний;
- 5) ґрунтово-металометричний або уранометричний.

Метод підземної реєстрації космічних випромінювань

До підземних методів вивчення природної радіоактивності, крім гамма-методів, можна віднести метод підземної реєстрації космічних випромінювань мюонів (ПРКІ), або геокосмічний метод. Він заснований на вивченні жорсткої (мю-мезонової або мюонової) компоненти космічного випромінювання в гірських виробках і свердловинах.

Для вимірювання потоку мюонів в гірських виробках використовують геокосмічні телескопи. Вони являють собою набори касет (4 штуки), в

кожній з яких змонтовано до десяти газорозрядних лічильників. Після введення поправок за рельєф земної поверхні для кожної точки розраховують інтенсивність потоку мюонів в одиницю часу. За допомогою спеціальних градувальних кривих графіки уздовж профілів спостережень перераховують в глибини водного еквівалента. Якщо відомі (за даними маркшейдерської прив'язки) істинні глибини розташування пунктів спостереження, то можна визначити середню густину порід між земною поверхнею і точкою спостереження.

Гамма-радіометричні методи

Суттєвою особливістю цих методів є проведення дистанційних досліджень у зв'язку зі значною проникаючою здатністю γ -випромінювання. Основними різновидами цих методів є:

- аерогаммарадіометричний метод;

Для робіт використовують комплексні аерогеофізичні станції, в яких є аерогама-спектрометр для вимірювання інтенсивності випромінювання різних енергій (зазвичай з урану, торію, калію-40).

Методика аерогама-зйомки зводиться до безперервної реєстрації природного гамма-випромінювання різних енергій на висоті h . Для врахування висоти польоту за допомогою спеціальних поправочних коефіцієнтів $I_{\gamma h}$ перераховують на рівень земної поверхні I_{γ} .

У результаті аерогама-спектрометричної зйомки розраховують аномалії різних енергій, що дозволяють виділити уранову, торієву і калієву складові радіоактивного поля. Далі будують карти графіків, а інколи карти ΔI_{γ} .

- автомобільна γ -зйомка;

Роботи проводять за допомогою автогама-спектрометрів (АГС-3, АГС-4). Чутливість автогама-зйомки значно вище, ніж у аерогама-зйомки, завдяки наближенню станції до об'єкта дослідження. З її допомогою проводять як деталізацію аерогама-аномалій, так і їх первинний пошук.

- пішохідна γ -зйомка;

Її проводять за допомогою польових радіометрів і спектрометрів (СРП-68, СР-88). Так як в середньому глибинність пішохідної гамма-зйомки не перевищує 1 м, для підвищення глибинності вивчення перспективних на радіоактивні руди ділянок проводять глибинну гамма-зйомку, при якій гамма-випромінювання порід визначають в шпурах (бурках) глибиною до 1 м, а іноді в свердловинах глибиною до 25 м.

- методи радіометричного опробування і гамма-каротаж.

Для оцінки вмісту в зразках і стінках гірничих виробок урану, радію, торію та інших радіоактивних елементів найчастіше вивчають порошкоподібні проби з стовчених зразків порід. Бета-і гамма-активність

однакових об'ємів проби і еталона (наприклад, уранова руда слаборадієва) вимірюють з допомогою будь-якого радіометра. Порівнюючи інтенсивність випромінювань за приладами і знаючи вміст радіоактивного елемента в еталоні, можна оцінити еквівалентний вміст цих елементів у пробі гірських порід. Роздільний вміст в зразках порід урану, торію, калію може бути визначено за допомогою гамма-спектрометричного аналізу.

Прилади, що використовуються при виконанні лабораторної роботи

Сцинтиляційний радіометр польовий СРП-68

СРП-68 представляє собою вимірювач потоку і потужності експозиційної дози гамма-випромінювання.

Принцип роботи приладу заснований на перетворенні фізичної інформації в електричні сигнали з подальшим вимірюванням їх параметрів. Функцію перетворювача виконує сцинтиляційний детектор, який складається з кристала *NaI (Tl)* в якості сцинтилятора і фотоелектронного помножувача в якості перетворювача світлових величин в електричні.

Аналогові імпульсні сигнали, що знімаються з фотоелектронного помножувача, після посилення відокремлюються від шумів і перетворюються в послідовність логічних сигналів, середня частота повторення яких пропорційна фізичній величині, яка вимірюється. Ця послідовність надходить на інтегруючий лінійний вимірювач середньої швидкості підрахунку, покази якого виводяться на стрілочний прилад. Шкала стрілочного приладу відградуїрована в одиницях потоку і потужності експозиційної дози гамма-випромінювання.

Конструктивно прилад оформлений у вигляді двох блоків – блоку детектування і вимірювального пульта, які поєднані кабелем.

Радіометр бета-випромінювання «Бета»

В якості детектора іонізуючого випромінювання бета-активних радіонуклідів в блоці детектора радіометра використовують газорозрядний лічильник. При появі в робочому об'ємі лічильника іонізуючих частинок в ньому з'являється електричний розряд, в результаті чого на виході лічильника з'являються імпульси, кількість яких знаходиться в пропорційній залежності від величини радіаційного ефекту. Кількість імпульсів за допомогою електричної схеми блоку індикатору підраховується і відображається на цифровому індикаторі.

Завдання:

1. Провести вимірювання експозиційної дози гамма-випромінювання зразків порід за допомогою приладу СРП-68.
2. Провести вимірювання β -радіоактивності проб порід за допомогою приладу «Бета».

3. Розрахувати аномальну інтенсивність випромінювань (ΔJ_γ та ΔJ_β) за формулами:

$$\Delta J_\gamma = J_\gamma^{\text{породи}} - J_\gamma^{\text{фона}},$$

$$\Delta J_\beta = (J_\beta^{10} - J_{\beta \text{ фон}}^{10})/10$$

де J_β^{10} - інтенсивність β -випромінювання проби за 10 секунд;

$J_{\beta \text{ фон}}^{10}$ - інтенсивність β -випромінювання фона за 10 секунд.

4. Результати вимірювань занести в таблицю (табл. 8.1 та 8.2).

Таблиця 8.1 Результати вимірювань сцинтиляційним польовим радіометром СРП-68

Назва зразка породи	Інтенсивність γ -випромінювання , J_γ , мкр/год	Аномальна інтенсивність γ -випромінювання , ΔJ_γ , мкр/год

Таблиця 8.2. Результати вимірювань β -випромінювання радіометром «Бета»

Назва проби породи	Інтенсивність β - випромінювання за 10 с, J_β^{10} , імп/10 с	Аномальна інтенсивність β - випромінювання за 10 с, ΔJ_β^{10} , імп/10 с	Аномальна інтенсивність β - випромінювання, ΔJ_β , імп/с

Самостійна робота Підготувати реферат (4-5 стор.) на тему: «Основні польові радіометричні методи».

**9. Класифікація геофізичних методів дослідження свердловин.
Апаратура для проведення геофізичних досліджень в свердловинах.
Системи інтерпретації даних ГДС. Основи кількісної інтерпретації
даних ГДС (2 год.)**

Теоретична частина

1. **Класифікація геофізичних методів дослідження свердловин.**
2. **Апаратура для проведення геофізичних досліджень в свердловинах.**
3. Основи кількісної інтерпретації даних ГДС за допомогою сучасних систем інтерпретації даних ГДС.
4. **Системи інтерпретації даних ГДС.**

Практична частина

Визначення пористості за даними різних методів ГДС

1. Зняття відліків з кривих ГДС.
2. Визначення літології та пористості за різними методами ГДС.

Теоретична частина

**Класифікація геофізичних методів дослідження свердловин.
Апаратура для проведення геофізичних досліджень в свердловинах.
Структура ГДС.**

Методи геофізичних досліджень свердловин:

геофізичні дослідження нафтогазових свердловин – промислова геофізика, геофізичні дослідження вугільних свердловин, геофізичні дослідження рудних свердловин, геофізичні дослідження інженерних та гідрогеологічних свердловин.

Останнім часом стрімкого розвитку набуває напрямок, що об'єднує методи вивчення геологічного розрізу, розкритого свердловиною, із наземними методами досліджень – свердловинна геофізика.

На відміну від методів ГДС, що вивчають лише навколосвердловинний простір (перші метри у радіальному напрямку від вісі свердловини), свердловинна геофізика дозволяє дослідити міжсвердловинне середовище (вертикальне сейсмічне профілювання, міжсвердловинне прозвучування та ін.). Сучасні досягнення в галузі космічної техніки зробили можливим використання дистанційних зондувань Землі з борту космічних апаратів для вирішення задач як фізики Землі в цілому, так і для вирішення задач прикладної геофізики.

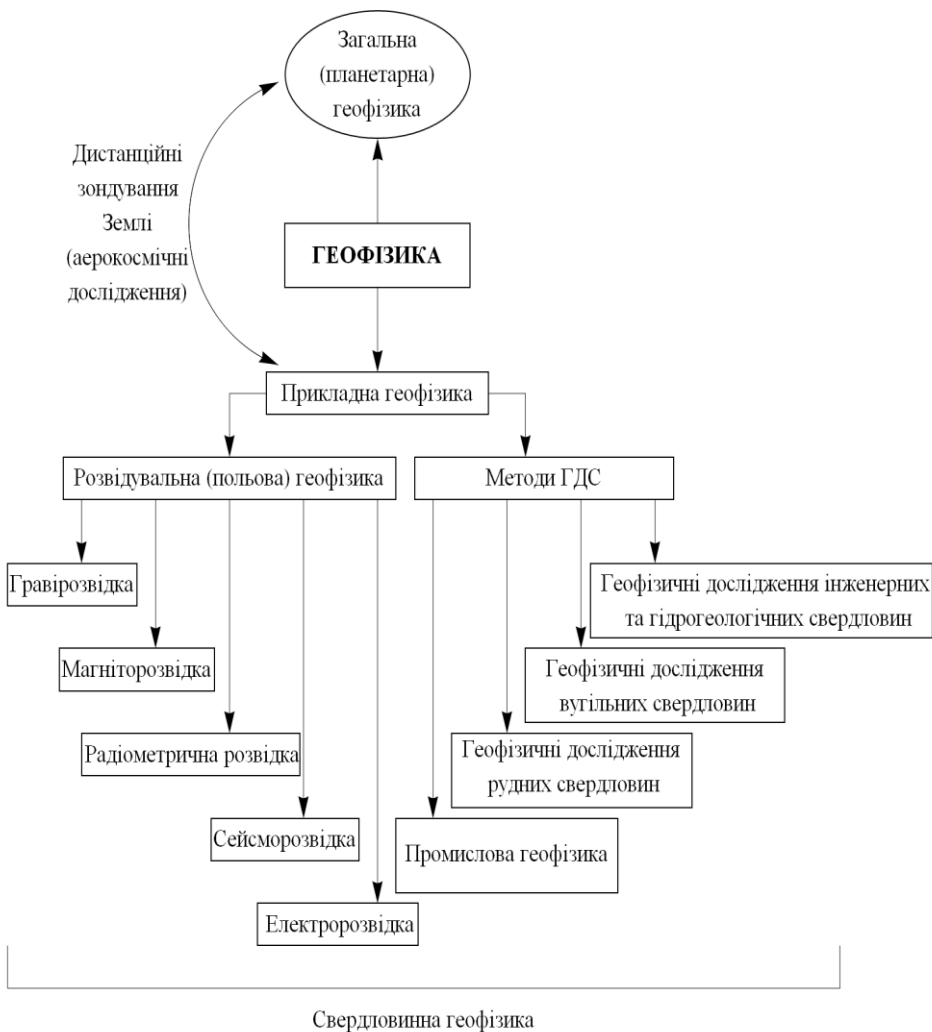


Рис. 9.1.

В залежності від кола задач, що розв'язуються, в геофізичних дослідженнях у свердловинах можна виділити наступні напрямки:

- вивчення геологічного розрізу;
- вивчення технічного стану свердловин;
- відбір зразків порід та пластових флюїдів, прострілючно-вибухові роботи у свердловинах;

- моніторинг за розробкою родовищ корисних копалин.

Процес буріння полягає у розкритті (розбурюванні) гірських порід буровим інструментом (різних типів буровими долотами). При цьому частинки розбуреної гірської породи видаляються з вибоєм на поверхню за допомогою бурового розчину (промивальної рідини), що безперервно циркулює в свердловині під час буріння. Буровий розчин подається за допомогою насосів з поверхні в колону бурильних труб, потрапляє на вибій крізь отвори у долоті (промиваючи його при цьому), підхоплює уламки гірських порід (шлам) та повертається на поверхню із зовнішньої сторони колони бурильних труб. Напрямки руху бурового розчину позначені на рис.2 стрілками.

В якості промивальної рідини при бурінні використовують воду, глинисті та глинисто-вапнякові розчини, розчини на нафтовій основі, емульсійні та інші розчини. Найбільш широкого застосування набули глинисті розчини. Необхідно підкреслити, що від фізико-хімічних властивостей промивальної рідини залежить ефективність методів геофізичних досліджень свердловин (ГДС).

Після закінчення буріння та проведення ГДС у відкритому стовбурі свердловину укріплюють обсадними металевими колонами. Простір між обсадною колоною та стінками свердловини заповнюється цементним розчином для закріплення свердловини та усунення штучного гідродинамічного зв'язку між окремими пластами.

Гірські породи мають різні механічні властивості. Щільні зцементовані породи при розбурюванні в околі стінок свердловини не руйнуються (пісковики, вапняки, доломіти, магматичні породи), і діаметр свердловини напроти таких порід дорівнює номінальному діаметру долота ($d_c \approx d_n$); глинисті породи, солі, навіпаки, розмиваються промивальною рідиною, внаслідок чого утворюються каверни, тобто збільшення діаметру свердловини ($d_c > d_n$).

В розрізах нафтогазових свердловин найбільший інтерес викликають пористі проникні пласти (пласти-колектори), що здатні пропускати крізь себе рідину (воду, нафту, газ, конденсат) при певних перепадах тиску. Розкриття порід під час буріння відбувається, зазвичай, при переважанні тиску в свердловині над тиском у пласті-колекторі, тому в пористі породи проникає промивальна рідина. При цьому, оскільки пори порід-колекторів зазвичай мають невеликі радіуси (від одиниць до сотень мікрометрів), то в такі породи потрапляє тільки фільтрат промивальної рідини, а глинисті частинки осаджуються на стінках свердловини, утворюючи навпроти проникних пластів глинисту кірку, товщина якої $h_{ек}$ може сягати 3 см, що

обумовлює зменшення діаметру свердловини ($d_c < d_n$).

Частина проникного пласта, в яку потрапив фільтрат промивальної рідини, називається зоною проникнення. Тут фільтрат змішаний з пластовою рідиною, і питомий електричний опір $\rho_{зп}$ цієї зони змінюється в радіальному напрямку (перпендикулярно до вісі свердловини). Із збільшенням відстані від стінки свердловини об'єм фільтрату в одиниці об'єму породи поступово зменшується і опір зони проникнення $\rho_{зп}$ досягає значення опору незміненої частини пласта ρ_p . Умовно зоною проникнення вважають концентричний шар з ефективним діаметром $D_{зп}$ та постійним опором $\rho_{зп}$. Поняття ефективного діаметру зони проникнення з постійним опором вводиться для апроксимації реального неоднорідного середовища і приймається з таким розрахунком, що його вплив на результати вимірів опору в неоднорідному середовищі (зоні проникнення) є еквівалентним фактичному діаметру зони проникнення. Найбільш змінена частина пласта поблизу стінки свердловини називається промитою зоною (промитим пластом). В цій частині пласта фільтрат промивальної рідини практично повністю витісняє природні флюїди, що насичують пласт.

Перераховані вище чинники визначають конструктивні особливості свердловинної апаратури в цілому та її окремих частин. Умови експлуатації свердловинного приладу значно відрізняються від умов експлуатації наземних приладів і характеризуються (за П. А. Зельцманом) наступним.

1. Свердловинний прилад опускають в свердловини відносно малого діаметру, але значної глибини. Найчастіше за все прилад спускається під дією власної ваги. Частину геофізичних досліджень проводять у відкритому стовбурі, оскільки наявність обсадних труб спотворює або екранує вимірювані фізичні параметри порід. Деякі виміри виконують в обсадженої свердловині. Отже, свердловинний прилад повинен спускатися як в обсажену, так і в не обсажену свердловину.

Відповідно формі стовбура свердловини свердловинним приладам найчастіше надають циліндричну форму або форму з циліндричною симетрією. Буровий розчин, нерівності й каверни в стінках свердловини, а також викривлення стовбура створюють перепони для вільного проходження приладу. У зв'язку із цим необхідно вибрати такі розміри і форму свердловинного прилада, які дозволили б йому легко долати ці перепони.

Діаметр свердловинного приладу повинен забезпечити мінімально необхідний зазор між приладом і стінкою свердловини. У промисловій геофізиці встановлені наступні діаметри свердловинних приладів: 28, 36, 40, 48, 60, 70, 90 і 100 мм.

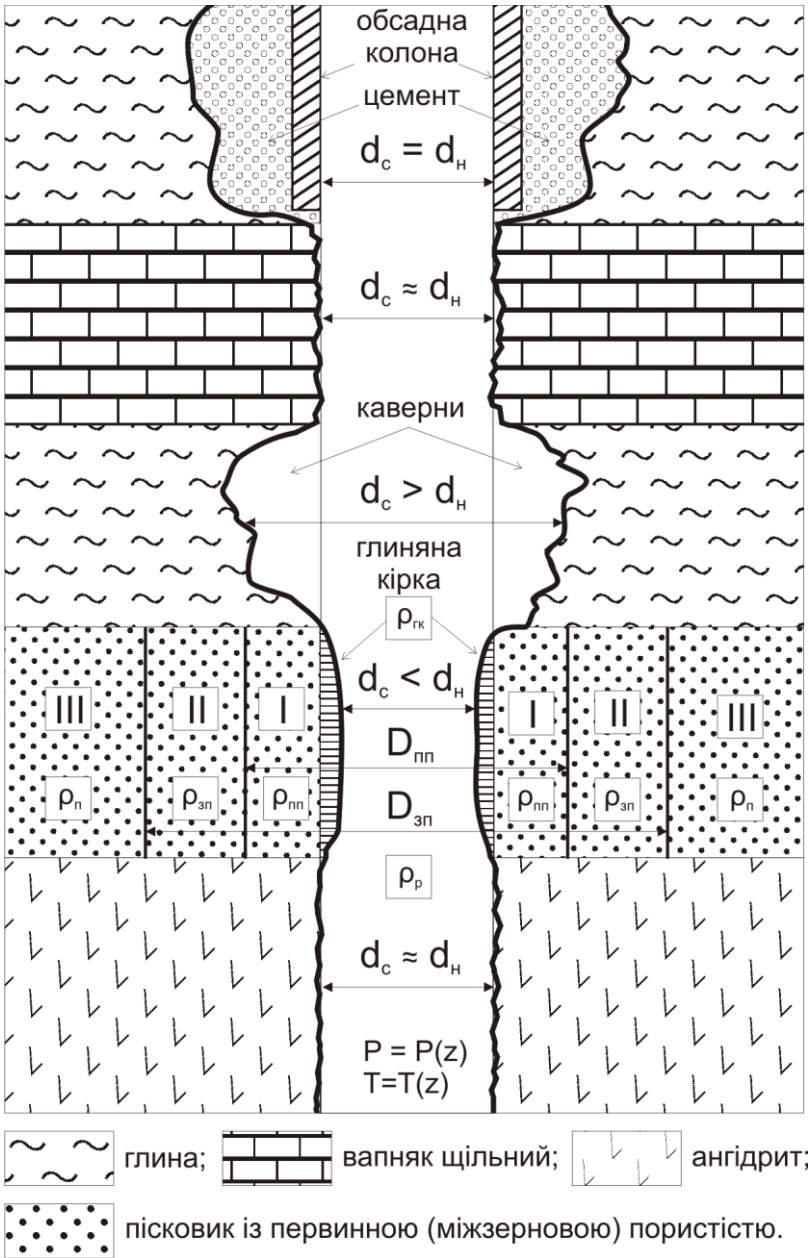


Рис. 8.2. Модель свердловини, якою розкритий осадовий розріз.

При виконанні геофізичних досліджень на свердловинах діаметр свердловинних приладів вибирають із умови, що він не повинен менше ніж на 20 мм відрізнятись від номінального діаметру свердловини. Довжина приладу визначається головним чином розмірами розташованих у ньому елементів і механізмів, а також зручністю транспортування. Проте вона не повинна бути меншою певної величини, щоб уникнути застрягнення приладу в свердловині при можливих перекосах під час спускання.

Вільний спуск приладу в свердловину ускладнює в'язкість бурового розчину та його виштовхуючі дії, яка стає вельми відчутною при значній питомій вазі розчину і у тих випадках, коли питома вага розчину є близькою або більше середньої питомої ваги каротажного кабелю (це має місце при роботі із трижильним неброньованим кабелем, питома вага котрого складає біля 1.5 г/см³). При цьому до приладу необхідно підвісити вантаж значної ваги. Тому в глибоких свердловинах, що буряться на важкому буровому розчині, геофізичні виміри проводять на одножильному броньованому кабелі, середня питома вага котрого складає біля 4.5 г/см³.

Отже, конструкція свердловинного приладу, його форма і розміри повинні забезпечити гарну прохідність у свердловинах на потрібну глибину в ускладнених умовах.

2. Буровий розчин створює гідростатичний тиск, котрому піддається прилад, занурений у свердловину. Можна приблизно вважати, що на кожні 10 м занурення приладу питомий тиск, що діє на прилад, збільшується на величину, яка чисельно дорівнює густині бурового розчину. Більша частина нафтових і газових свердловин досягає глибини 3000 м, а максимальна питома вага розчину в них – 1.5-2 г/см³. В залежності від цільового призначення свердловин встановлені наступні максимальні значення гідростатичного тиску, за якого повинні працювати свердловинні прилади: 200, 600, 1000 й більше за 1000 кг/см².

Максимально припустимий тиск є найбільш характерним експлуатаційним параметром свердловинного приладу. Наявністю зовнішнього тиску обумовлена необхідність забезпечити його міцність (недеформованість) і герметичність.

3. По мірі занурення приладу у свердловину температура зовнішнього середовища змінюється доволі суттєво і зазвичай протягом незначного проміжку часу. Якщо на поверхні землі прилад працює при температурі -40 ÷ +50 °С, то у верхній частині розрізу він потрапляє в інтервал з температурою +2 ÷ +15 °С, тобто піддається достатньо швидкому розігріву або охолодженню, а потім, під час занурення, знаходиться в режимі неперервного росту температури (при одночасному збільшенню тиску).

Максимальна температура середовища залежить від геологічних умов і глибини свердловини. У більшості нафтогазоносних провінцій середній

геотермічний градієнт не перевищує 3-4 °С / 100 м, що при глибині свердловини біля 3000 м дає температуру на вибої біля 100-120 °С. В глибоких і надглибоких свердловинах температура на вибою може досягати 200-250 °С. Встановлені наступні максимальні значення температур, за яких повинні працювати свердловинні прилади: 50, 120, 200 і більше 200 °С.

Таким чином, свердловинним приладам доводиться працювати у доволі жорсткому температурному режимі. Тому повинна бути забезпеченою термостійкість приладів, тобто їхня працездатність у всьому діапазоні температур. У тому ж самому діапазоні потрібно забезпечити їхню термостабільність – збереження величини похибки вимірів у припустимих межах.

4. Буровий розчин, в котрому знаходиться свердловинний прилад в процесі роботи, являється більш-менш агресивним середовищем, що впливає на матеріали, з яких виготовлений прилад. Тут можуть мати місце корозія металів, електролітичні процеси на струмопровідних елементах, а в ряді випадків – дія хімічно агресивних компонент бурового розчину.

5. В процесі вимірів свердловинний прилад зазнає значних механічних впливів. Він також піддається трясці під час транспортування, яке із врахуванням специфіки геологорозвідувальних робіт може здійснюватися по шлаках будь-якого класу і, часто, повному бездоріжжю. При опусканні та підніманні приладу у свердловині можливі удари о стінку свердловини та її нерівності, зриви на глибину в декілька метрів та інші ударні впливи.

Слід зазначити, що вплив усіх цих факторів на прилад посилюється одночасною дією температури, оскільки внаслідок різних температурних коефіцієнтів розширення різних елементів конструкції нагрівання та ударні впливи призводять до послаблення різьбових та інших з'єднань. Крім того, поверхні приладів і зондів із-за наявності викривлення свердловини піддаються зносу в результаті тертя об її стінки, що часто складені гірськими породами із сильно абразивними властивостями. Зі сказаного випливає, що конструкція свердловинного приладу повинна володіти ударною міцністю, вібростійкістю та зносостійкістю. Для більшості свердловинних приладів ударне навантаження досягає величини 15 g, а відбросостійкість повинна бути забезпеченою в межах до 30 Гц при амплітуді 1.2 мм. Зносостійкість визначається ступінню зносу за деякий час і залежить від механічних властивостей матеріалів. Її слід враховувати при з'ясуванні строку служби відповідних елементів свердловинного приладу.

Специфічні умови експлуатації свердловинної апаратури полягають у тому, що в процесі вимірів свердловинні і наземні прилади знаходяться один від одного на значній відстані. Внаслідок цього операції, що виконуються за допомогою цієї апаратури, являють собою телеметричні (дистанційні) виміри. Наявність доволі протяжної лінії зв'язку, котрою

являється каротажний кабель при великих глибинах досліджень, накладає на телевимірювальну систему свердловинної апаратури доволі жорсткі вимоги, необхідні для досягнення потрібного діапазону і точності вимірів.

Умови вимірювань впливають на результати ГДС і тому обов'язково мають бути враховані при обробці та інтерпретації отриманих даних.

Означені задачі вирішуються за допомогою методів досліджень та спеціальних робіт у свердловинах.

Класифікація геофізичних методів дослідження свердловин (ГМДС).

Класифікація методів ГДС може бути виконана по виду досліджуваних фізичних полів. У зв'язку з цим їх поділяють на: електричні, електромагнітні, ядерно-фізичні, сейсмоакустичні, гравітаційні, магнітні, термічні, геохімічні та деякі інші, а також за їх природою (штучні та природні поля).

На сучасний момент створено понад п'ятдесят методів і модифікацій. Подібне різноманіття пояснюється рядом факторів. Перший з них пов'язаний зі специфікою обернених задач, що вимагає комплексування великої кількості методів. Другий - з відмінностями в умовах застосування: ГДС застосовують в осадових, метаморфічних, магматичних породах, в свердловинах обсаджених і необсаджених, сухих, заповнених водними розчинами солей і непровідними промивальним рідинами. Третій чинник, що обумовлює різноманіття методів ГДС - велика кількість розв'язуваних ними завдань геологічного, технологічного, інженерно-гідрогеологічного характеру.

Таким чином ГМДС прийнято класифікувати:

I. Електричні, електрохімічні та електромагнітні методи.

1. Методи електрохімічних полів.

1.1. Метод самочинної (природної) поляризації (СП) та його модифікації: метод градієнта СП, метод електродних потенціалів (МЕР), метод гальванічних пар (МГП).

1.2. Метод викликаної поляризації (ВП).

2. Методи, що базуються на вивченні питомого електричного опору (ρ_n) гірських порід.

2.1. Методи позірного опору (ПО):

- метод вимірювання позірного опору (ρ_{no}) стандартним зондом – стандартний каротаж;
- бокове електричне зондування (БЕЗ);
- мікрозондування (МЗ);
- резистивіметрія.

2.2. Методи опору екранованого заземлення (ОЕЗ) і реєстрації струму:

- боковий каротаж (БК);
 - боковий мікрокаротаж (БМК);
 - методи реєстрації струму.
3. Електромагнітні та магнітні методи.
 - 3.1. Індукційні методи (ІМ).
 - 3.2. Діелектричний метод (ДМ).
 - 3.3. Магнітні методи (ММ).
 - 3.4. Ядерно-магнітний метод (ЯММ).

II. Радіоактивні (ядерні) методи.

При класифікації радіоактивних методів можливі два підходи: за типом первинного поля, що провокує виникнення вторинних ядерно-фізичних полів, або за типом вторинного випромінювання, що безпосередньо реєструється. В даному підручнику прийнята класифікація за типом випромінювання, що реєструється – гамма- та нейтронні методи.

1. Методи природної радіоактивності.

Методи природного гамма-поля: гамма-метод (ГМ), гамма-метод спектральний (ГМ-С).

2. Методи штучної радіоактивності.

2.1. Гамма-методи:

- гамма-гамма метод щільнісний (ГГМ-Щ);
- гамма-гамма метод селективний (ГГМ-С);
- рентгенорадіометричний метод (РРМ);
- нейтронний гамма-метод (НГМ);
- нейтронний гамма-метод спектральний (НГМ-С);
- імпульсний нейтронний гамма-метод (ІНГМ).

2.2. Нейтронні методи.

- нейтрон-нейтронний метод за надтепловими нейтронами (ННМ-НТ);
- нейтрон-нейтронний метод за тепловими нейтронами (ННМ-Т);
- імпульсні нейтрон-нейтронні методи (ІННМ-НТ, ІННМ-Т);
- гамма-нейтронний метод (ГНМ).

III. Сейсмоакустичні методи.

1. Акустичні методи.

1.1. Ультразвуковий метод (звичайний акустичний метод – АМ).

1.2. Низькочастотний широкосмуговий акустичний метод (НШАМ).

1.3. Метод акустичного телебачення.

2. Сейсмометрія свердловин.

2.1. П'єзоелектричний метод.

2.2. Вертикальне сейсмічне профілювання (ВСП).

2.3. Метод міжсвердловинного прозвучування та ін.

IV. Термічні методи.

1. Метод природного теплового поля Землі – геотермія.
2. Метод штучного теплового поля.

V. Геохімічні методи та геолого-технологічні дослідження (ГТД) свердловин.

1. Геохімічні методи.
 - 1.1. Газометрія свердловин в процесі буріння.
 - 1.2. Газометрія свердловин після буріння.
 - 1.3. Хроматографічний аналіз проб бурового розчину.
 - 1.4. Люмінесцентно-бітумінологічний метод.
 - 1.5. Метод селективних електродів.

VI. Геолого-технологічні дослідження.

6.1. Детальний механічний метод (метод реєстрації швидкості буріння).

6.2. Контроль за фізико-хімічними властивостями (щільність, в'язкість та ін.) промивальної рідини.

6.3. Визначення фізико-механічних та колекторських властивостей шламу та керну (щільність, пористість, проникність, глинистість та інші властивості).

Крім означених вище методів, що призначені переважно для дослідження розкритих гірських порід, у свердловинах обов'язково проводяться наступні види спеціальних робіт, пов'язаних із визначенням:

- геометрії свердловини (кавернометрія, профілометрія);
- поточних координат вибою свердловини (геонавігація);
- висоти підйому цементу в затрубному просторі та якості цементування (цементометрія);
- технічного стану колони бурильних труб (дефектометрія, прихватометрія, локація муфт).

Окремо необхідно виділити такі специфічні роботи як прострілочно-вибухові роботи та відбір зразків керну гірських порід і проб пластових флюїдів у свердловинах.

Основні принципи отримання та передачі геофізичної інформації.

Геофізичні дослідження свердловин виконуються спеціальною геофізичною апаратурою, яка включає в себе наземну та свердловинну частини, з'єднані між собою лінією зв'язку.

У загальному випадку методика виконання геофізичних досліджень свердловин передбачає отримання інформації в свердловинних умовах, передачу по лінії зв'язку та її реєстрацію наземною апаратурою. Найчастіше в якості лінії зв'язку використовується каротажні (електричні) кабелі.

До геофізичного (каротажного) кабелю, що намотаний на барабан

лебідки підйомника, приєднується свердловинний прилад, в якому знаходяться датчики та електронні вузли. Свердловинний прилад спускається в свердловину на каротажному кабелі. Кабель виконує дві функції: являється лінією зв'язку для передачі електричних сигналів та несе механічне навантаження при спуску та підйомі приладу. Лебідка приводиться у дію двигуном автомобіля. Сигнали від свердловинного приладу по каротажному кабелю передаються в геофізичну лабораторію через з'єднувальний кабель «колектор лебідки – лабораторія». До блок-балансної системи приєднуються датчики глибини, натягу та магнітних міток, сигнали від яких передаються по кабелю «датчик – лабораторія». В якості заземлення слугує спеціальний дріт, закріплений поблизу свердловини.

Необхідно відзначити, що в теперішній час активно розробляються та впроваджуються в практику ГДС інші (безкабельні) засоби передачі інформації із свердловини на поверхню: гідравлічний, акустичний та електромагнітний канали зв'язку. Тут в якості лінії зв'язку виступають відповідно стовп бурового розчину, колона бурильних труб або власне суцільне геологічне середовище.

10. Основи кількісної інтерпретації даних ГДС за допомогою сучасних систем інтерпретації даних ГДС (4 год.).

Цифрова реєстрація даних і обробка їх на ЕОМ – обов'язкові елементи сучасної технології ГДС, основа безперервного підвищення науково-технічного рівня та ефективності каротажу.

Традиційні раніше неавтоматизовані засоби збору, зберігання, обробки та інтерпретації з допомогою палеток всього об'єму геофізичної інформації, яку отримано, вимагали дуже великих трудових та часових затрат, не мали необхідного ступеня оперативності, не виключали дуб'єктивності в рішенні геологічних задач.

Застосування комп'ютеризованої обробки дозволяє проводити кількісну інтерпретацію результатів ГДС по всьому розрізу свердловини, що практично неможливо зробити вручну. При цьому значно збільшується інформативність геофізичних заключень з одночасним збільшенням експресності обробки. Крім цього, використання комп'ютерної обробки є дуже потужним засобом вдосконалення самих методів інтерпретації.

Автоматизація процесів збору, обробки та інтерпретації даних ГДС включає наступні основні етапи:

1. Збір геофізичної і геологічної інформації, перетворення її в цифрову (при необхідності), запис на магнітний носій, транспортування (передача в ОЦ), контроль даних та введення їх в ЕОМ.

1. Обробка і інтерпретація отриманих на ЕОМ по комплексу спеціалізованих програм даних.

2. Оформлення та зберігання результатів інтерпретації (банки даних).

Автоматизована інтерпретація промислово-геофізичних даних може проводитись на буровій (при наявності сучасних комп'ютеризованих каротажних станцій), в периферійному обчислювальному центрі (при вирішенні задач оперативної інтерпретації чи задач, які потребують термінового вирішення) та в Технологічних центрах (при вирішенні складних задач, розробці нових методик інтерпретації та задач глобального порядку).

Різний рівень обробки потребує різних систем інтерпретації (від систем, які працюють в режимі реального часу – в процесі буріння свердловин чи в процесі проведення каротажу до систем, які потребують великих баз геолого-геофізичної інформації та потужного програмного забезпечення). Відповідно різні системи інтерпретації дають різний об'єм інформації, засоби її обробки.

Етапи оперативної інтерпретації даних ГДС

- редагування цифрових записів;
- перегляд, виправлення узгодження каротажних кривих за глибиною;
- створення, заповнення та редагування попластової бази даних (розріз свердловин розбивається на стратиграфічні шари й однорідні пропластки);
- відбиття границь прошарків, аналіз результатів, редагування;
- знімання відліків геофізичних параметрів, їх коригування;
- оцінку якості методів, визначення опору промивальної рідини, та пластів-колекторів по комплексу БКЗ+БК+ІК;
- визначення літології, глинистості, оцінка фільтраційно-ємкісних властивостей гірських порід та колекторів (пористості і її типів, проникливості, коефіцієнтів насичення та інших підрахункових параметрів продуктивних горизонтів), обчислення зведених характеристик пластів;
- формування оперативного геофізичного заключення за даними ГДС та графічних додатків.

Крім того, комп'ютеризовані технології дозволяють виконувати етапи зведеної інтерпретації, які включають:

- побудову кореляційних профілів, перетинів;
- побудову карт геофізичних поверхонь;
- автоматизований підрахунок запасів вуглеводнів;
- побудову геологічної моделі нафтогазового родовища.

Виділення границь і визначення літології

Автоматичний режим виділення границь пластів може містити в собі декілька варіантів рішень. Перший з них використовує симетричні криві ГДС. Рекомендується для літологічного розчленування. Управління детальністю розчленування проводиться за допомогою двох констант: мінімально допустимої товщини пласта та рівнем детальності.

Другий режим роботи програми передбачає виділення границь пластів по асиметричних (градієнт-) зондах з використанням методу суттєвих екстремумів.

Після отримання границь пластів проводиться визначення характерних значень геофізичних параметрів.

Зняття відліків відбувається за відомими правилами для різних типів зондів. З градієнт-зондів знімаються оптимальні та екстремальні значення, з симетричних зондів - екстремальні та середні значення залежно від співвідношення потужності пласта та довжини зонду. У відліки по пластах обмеженої товщини вносяться поправки за вплив вміщуючих порід.

Для зняття відліків може бути використано три групи границь: електричні, літологічні та загальні. Їх отримують на етапі відбиття границь за відповідним набором методів ГДС. Зняття відліків може виконуватись за всіма методами або вибірково. Вибір відповідних кривих здійснюється інтерпретатором.

- Визначення літології проводиться в автоматичному режимі за класифікуючи ми формулами для автоматичного визначення типів літології і насичення по сукупності відліків відомих параметрів. Для одержання моделі можна використовувати декілька статистичних алгоритмів: «Дерево вирішень», «Найближчі сусіди», «Дискримінантний аналіз». Але всі вони використовують принципіальні схеми, що відповідають взаємозв'язку значень відліків тих чи інших геофізичних методів свердловин.

Оцінка фільтраційно-ємкісних властивостей гірських порід та колекторів

Цей блок включає широке коло обчислювальних та логічних завдань: оцінку пористості, глинистості, проникливості, нафтогазонасиченості по окремих геофізичних параметрах чи їх комплексу; виділення колекторів та основних літотипів гірських порід розрізу; оцінку нафтогазонасиченості колекторів.

В деяких системах обробки і інтерпретації даних ГДС зазначені завдання вирішуються великим набором (бібліотекою) геофізичних програм (ПС-АРМГ, АРМ-ГИС та інш.), в інших вони поєднані в один блок і реалізуються за допомогою універсального інтерпретатора формул або інтерпретаційних моделей («Геопошук»), блока експресної оцінки даних («АМАК-Обь», ГЕОТЕК та інш.).

Обчислювальні моделі можуть готуватись програмою регресійного аналізу, задаються інтерпретатором або передбачений режим розрахунків за довільною формулою (моделлю), якщо не влаштовують типові рівняння.

Практична частина

1. Вивчення каротажних кривих (рис. 10.1) (свердловина Яблунівського родовища).
2. За наданими результатами ГДС розбити на пласти криві методів ГДС ГК та НГК за прикладом кривих АК та ГГКг.
3. Зняти відліки на кривих ГК, НГК, АК, ГГКг в пластах порід заданого інтервалу (варіанти див. табл. 10.1) та занести їх в таблицю 10.2.
4. За методами: АК, ГК, НГК, ГГК_г орієнтовно за загальними правилами визначити літологію порід інтервалу. Результати визначення літології занести в таблицю 10.3.
5. Розрахувати значення пористості в інтервалі за наданими формулами за різними методами та порівняти їх. Результати занести в таблицю 10.3

Таблиця 10.1 Інтервали для варіантів проведення роботи

Варіант	Інтервал	Варіант	Інтервал	Варіант	Інтервал
1	4702-4720	6	4725-4738	11	4712-4724
2	4708-4722	7	4728-4742	12	4718-4728
3	4712-4724	8	4734-4746	13	4728-4742
4	4718-4728	9	4738-4750	14	4734-4746
5	4722-4734	10	4702-4720		

Таблиця 10.2. Приклад таблиці запису відліків пластових даних

Інтервал пласта	Відліки в пластах			
	ΔT (АК), мкс/м	I_γ (ГК), імпл/с	I_{ny} (НГК), ум.од.	σ (ГГКГ), кг/м ³

$$1) K_{гг} = (48,54\Delta I_\gamma + 3,092) / 100$$

$$2) K_n^{AK} = 100 \cdot (\Delta T_{пл} - \Delta T_{ск}) / (\Delta T_p - \Delta T_{ск})$$

$$3) K_n^{ГГКГ} = \frac{\sigma_{ск} - \sigma_n}{\sigma_{ск} - \sigma_e}$$

$$4) K_n = 18,2 - 3,7 \Delta I_{ny}$$

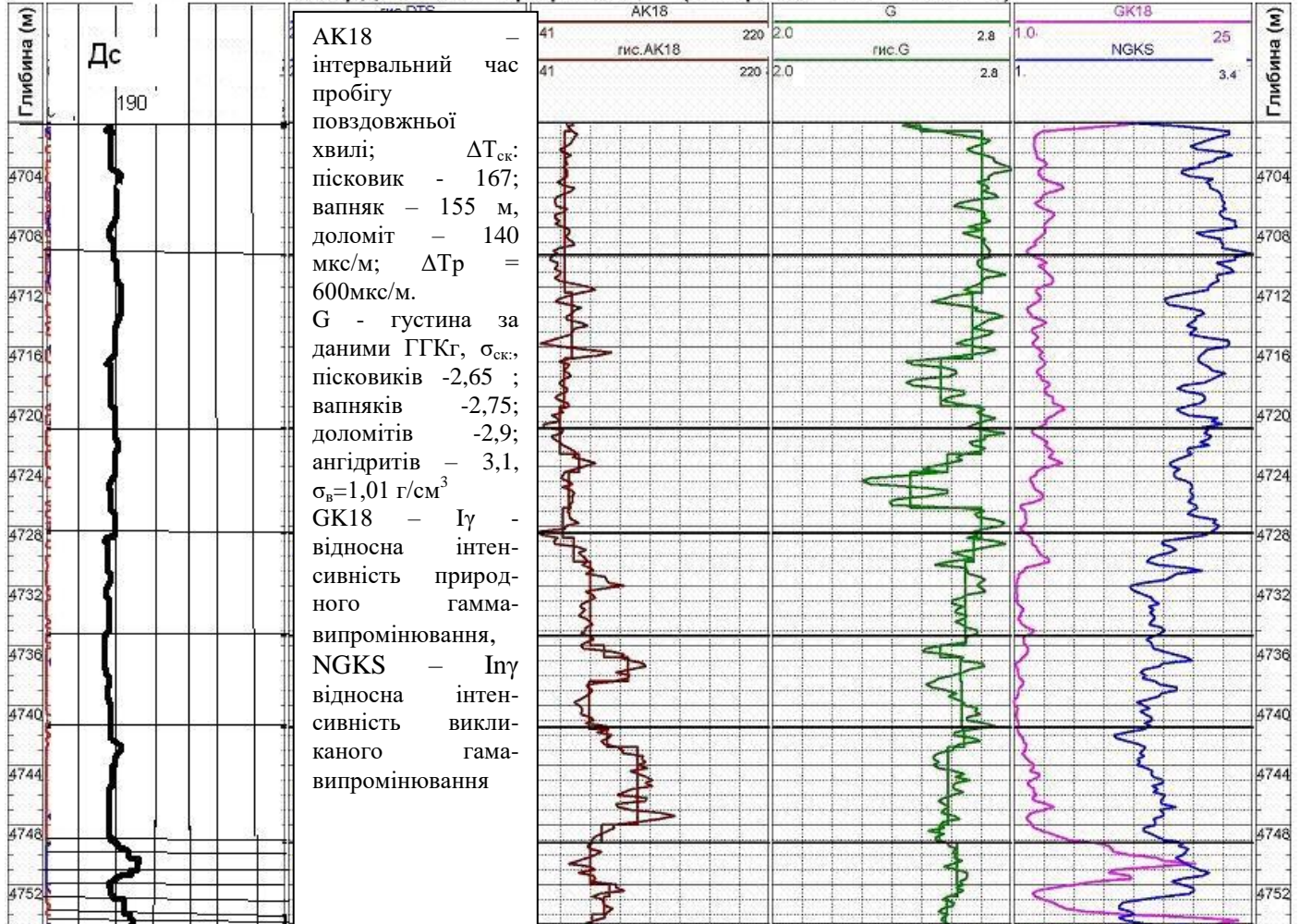
$$5) K_n^{AK+ГК} = K_n^{AK} + 0,204(K_{гг} - 0,07)$$

Таблиця 10.3. Результати комплексної інтерпретації даних ГСД

Інтервал пласта	Порода	$K_{гг}$	K_n (АК)	K_n (ГГКГ)	K_n (НГК)	K_n (АК та ГК)

5. Зробити висновки.

Свердловина Яблунівська, 1 (інтервал 4701-4782 м)



AK18 – інтервальний час пробігу повздовжньої хвилі; $\Delta T_{ск}$: пісковик - 167; вапняк – 155 м, доломіт – 140 мкс/м; $\Delta T_p = 600$ мкс/м.

G - густина за даними ГГКг, $\sigma_{ск}$: пісковиків -2,65; вапняків -2,75; доломітів -2,9; ангідритів – 3,1, $\sigma_v = 1,01$ г/см³

GK18 – Γ_γ - відносна інтенсивність природного гамма-випромінювання,

NGKS – Γ_{vy} - відносна інтенсивність викликаного гамма-випромінювання

