

Федеральное агентство по образованию
Государственное образовательное учреждение высшего профессионального образования
«Томский политехнический университет»

Е.В. Гусев

МЕТОДЫ ПОЛЕВОЙ ГЕОФИЗИКИ

Учебное пособие

Издательство
Томского политехнического университета
2007

УДК 550.831 (075.8)

Гусев Е.В.

Методы полевой геофизики: учебное пособие / Е.В. Гусев. 2006. – Томск: Изд-во ТПУ, 2007. – 222 с.

УДК 550.831 (075.8)

Составитель – доцент Евгений Владимирович Гусев
Рецензент – профессор Валерий Иванович Исаев

Учебное пособие рассмотрено и рекомендовано методическим советом ИГНД
_____ октября 2007 г.

Директор ИГНД _____ Е.Г. Язиков

© Томский политехнический университет,
2007

ВВЕДЕНИЕ

Учебное пособие предназначено для подготовки магистров по образовательной программе «Геолого-геофизические проблемы освоения месторождений нефти и газа» инновационного направления «Рациональное природопользование, экологически безопасные технологии разработки месторождений; транспортировки, переработки нефти и газа» и составлено в соответствии с рабочей программой дисциплины «Методы полевой геофизики».

Традиционно в геофизике при поисках и разведке нефтегазовых месторождений главенствующие позиции среди полевых методов занимала сейсморазведка и в меньшей степени (при благоприятных условиях) – гравиразведка. Сейсморазведка позволяет решать целый ряд задач изучения и прогнозирования геологического разреза.

Однако в настоящее время объекты нефтегазопоисковых работ все более усложняются. Они характеризуются, как правило, все меньшими размерами, приуроченностью к различным структурным осложнениям геологического разреза, зонам стратиграфического выклинивания или литологического замещения пластов.

Несмотря на достигнутые успехи в разработке методик сейсмических исследований, оснащение современной сейсморегистрирующей аппаратурой и обрабатывающими геофизическим комплексами, успешность прогноза залежей только по материалам этого метода остается недостаточно высокой, особенно в случае сложнопостроенных ловушек, к которым часто относятся и ловушки, сосредоточенные в нефтегазоносном горизонте зоны контакта осадочного чехла и фундамента, юрских и нижнемеловых отложениях Западной Сибири. Соответственно нефтепоисковые работы, проводимые в сложных геологических условиях, существенно дорожают, поскольку решение только структурных задач с помощью сейсморазведки часто не приводит к обнаружению месторождений углеводородов. Даже после детального изучения площадей объемной сейсморазведкой перед бурением необходима уверенность в обнаружении залежи.

Прогресс в геофизических исследованиях сложнопостроенных залежей углеводородов может быть достигнут только применением комплекса методов, имеющих различную физическую основу и достоверно отражающих присутствие залежи в виде впецифического изменения физических полей.

В последние годы появилось множество публикаций по нетрадиционному применению в нефтегазовой геологии более легких, мобильных и дешевых геофизических методов по сравнению с сейсморазведкой – магниторазведки, электроразведки, гамма-спектрометрии и др., которые ранее считались преимущественно «рудными» методами. Применение комплексов этих методов позволяет повысить достоверность поисков и увеличить производительность нефтегазопоисковых работ. Однако в учебной литературе применение в нефтегазовой геологии и возможности этих комплексов отражены недостаточно.

Учебное пособие написано на основе курса лекций, в течение двух лет читаемого автором в центре профессиональной переподготовки специалистов нефтегазового дела и курсов лекций по разведочной геофизике и специальным дисциплинам, читаемых в течение 20 лет на кафедре геофизики Томского политехнического университета. Здесь, кроме обычного учебного материала по физической сущности, методике полевых работ и обработке полевого материала геофизических методов, изложены и новые разработки сотрудников кафедры геофизики Томского политехнического института – В.П. Меркулова, Г.Г. Номоконовой, Г.Г. Зятева и др., которым автор выражает искреннюю признательность за любезно предоставленные материалы для работы над учебным пособием.

ГЛАВА 1. ПРЕДМЕТ И МЕТОДЫ ПОЛЕВОЙ ГЕОФИЗИКИ

Методы полевой геофизики относятся к разведочной геофизике, которая составляет одну из прикладных ветвей геофизики – науки, изучающей физические явления и процессы, которые протекают в оболочках Земли и в ее ядре.

Предметом геофизики является Земля с ее твердой оболочкой (литосферой), морями, океанами, наземными и подземными водами (гидросферой) и воздушной оболочкой (атмосферой). Геофизику можно разделить на две крупные ветви – физику Земли и физику оболочек Земли (рис. 1.1). Физику Земли составляют разделы:

- сейсмология, изучающая закономерности прохождения сейсмических волн внутри Земли, ее сейсмичность и причины возникновения землетрясений;
- геоэлектрика, занимающаяся изучением электрической модели Земли и закономерностей распространения электромагнитных полей внутри нее;
- геомагнетизм, изучающий магнитное поле Земли, его изменение во времени, причины полярных сияний и др.;
- геотермия, которая изучает температурный режим внутри Земли и ее температурные аномалии;
- гравиметрия, изучающая гравитационное поле, фигуру Земли (в этом задачи и методы гравиметрии и геодезии совпадают) и распределение плотности внутри нее.

Физика оболочек Земли делится на физику атмосферы, гидросферы и литосферы (рис. 1.2.) Наряду с другими, физические методы изучения атмосферы используются в аэронавигации, метеорологии, климатологии. При изучении гидросферы также физические методы используются в океанологии, лимнологии (изучение озер), речной гидрологии и гляциологии (изучение ледников).

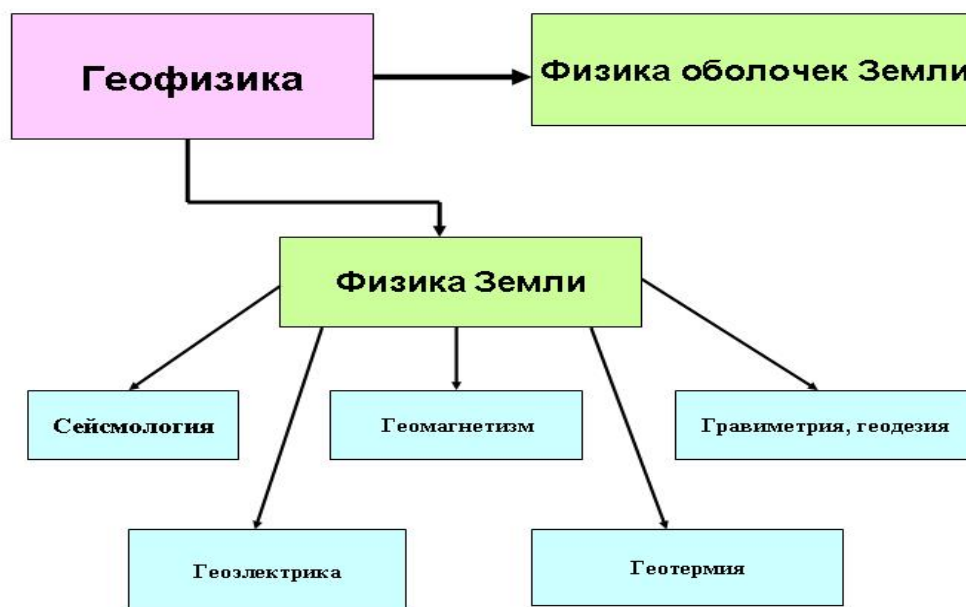


Рис. 1.1. Разделы геофизики

Физика литосферы, в свою очередь, делится на общую, изучающую региональные физические неоднородности литосферы и закономерности размещения в ней полезных ископаемых. Разведочная геофизика является частью физики литосферы и предметом ее изучения является верхняя часть земной коры, где размещены доступные для человека полезные ископаемые.



Рис. 1.2. Разделы физики оболочек Земли

Методы геофизических исследований – это способы изучения и анализа физических полей и явлений на земной поверхности, в шахтах, скважинах, на поверхности и в глубинах моря, на различных высотах в атмосфере и в окружающем Землю космическом пространстве.

По месту, технологии измерений физических полей и специфике решаемых задач выделяют *технологические комплексы* разведочной геофизики:

1. Спутниковый
2. Аэрогеофизика
3. Полевая (наземная) геофизика
4. Подземная
 - исследования в скважинах (каротаж и скважинная геофизика),
 - исследования в горных выработках (шахтно-рудничная геофизика),
5. Морская (надводная, подводная и донная).

По области применения разведочную геофизику делят на отрасли:

1. Региональную, изучающую крупные структуры земной коры и закономерности размещения полезных ископаемых.
2. Нефтегазовую, занимающуюся поиском и разведкой месторождений углеводородного сырья.
3. Рудную, целью которой являются поиски и разведка рудных месторождений различного состава.
4. Нерудную, занимающуюся поисками и разведкой месторождений строительных материалов и другого нерудного сырья.
5. Инженерную, которая занимается изысканиями под строительство различных зданий и промышленных сооружений.
6. Экологическую, образовавшуюся только в последнее десятилетие и занимающуюся вопросами оценки загрязнения (в т. ч. полевого) геологической среды и прогнозами природных и техногенных катастрофических явлений.

По характеру используемых для измерений полей геофизические методы можно разделить на *активные* (А), использующие для измерений искусственно создаваемые

поля и *пассивные* (P), измеряющие естественные поля, создаваемые геологическими неоднородностями.

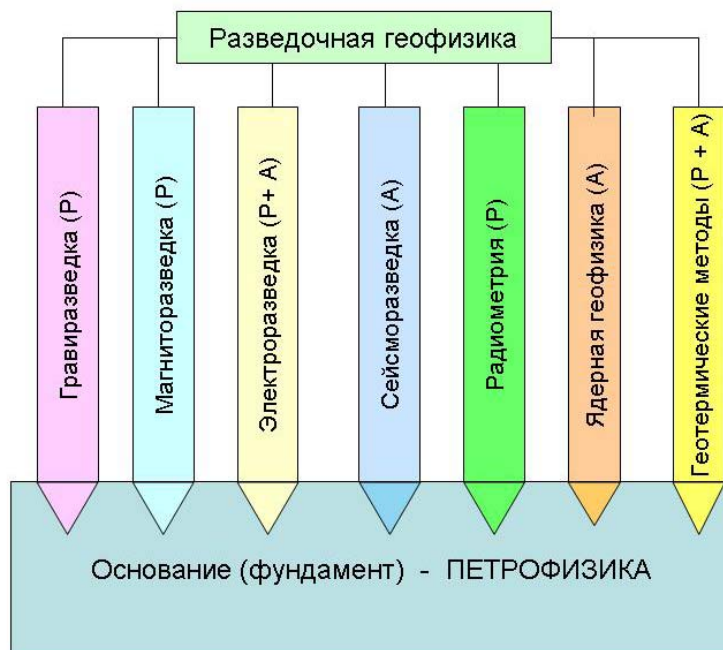


Рис. 1.3. Классификация методов разведочной геофизики

Среди методов разведочной геофизики выделяют следующие (рис. 1.3):

1. Гравиразведка, изучающая аномалии поля ускорения силы тяжести над геологическими объектами и являющаяся пассивным методом. Для сокращения в гравиразведке часто поле ускорения силы тяжести называют полем силы тяжести. Аномалиеобразующим физическим свойством в гравиразведке является плотность горных пород.
2. Магниторазведка изучает магнитные аномалии, создаваемые горными породами различного состава и является также в основном пассивным методом. Однако есть некоторые модификации, использующие искусственное подмагничивание массивов горных пород. Аномалиеобразующими физическими свойствами здесь являются магнитная восприимчивость и остаточная намагниченность горных пород.
3. Электроразведка. Строго говоря, электроразведку нельзя назвать методом разведочной геофизики, поскольку она является целой группой методов (и модификаций), использующих для изучения геологического строения районов различные электрические и электромагнитные поля (от постоянного тока до радиоволновых частот) и, соответственно, различные физические свойства. Методы могут быть как активные, так и пассивные. Чаще всего в электроразведке изучается удельное электрическое сопротивление горных пород, но достаточно широко распространены методы, изучающие электрохимическую активность, поляризуемость, диэлектрическую проницаемость и другие параметры.
4. Сейсморазведка изучает физические поля упругих (сейсмических) колебаний и наиболее широко используется в нефтегазовой геологии. Поэтому по учебному плану образовательной программы «Геолого-геофизические проблемы освоения месторождений нефти и газа» она рассматривается отдельным курсом и в данном пособии не затрагивается.
5. Радиометрия и ядерная геофизика чаще всего рассматриваются вместе, хотя решаемые задачи и методические подходы здесь различаются. Радиометрия основа-

на изучении естественной радиоактивности горных пород и руд (пассивные методы), а ядерно-геофизические методы исследования основаны на взаимодействии источника внешнего излучения (альфа-, бета-, гамма-излучения или нейтронов) с ядрами или с электронами глубоких орбит атомов вещества, то есть являются активными методами. При этом выводы делаются на основании измерения вторичных излучений, возникающих в результате взаимодействия атомов вещества с внешним излучением.

6. Геотермические методы изучают теплопроводность, теплоемкость горных пород и преимущественно являются пассивными. При инженерно-геологических термических исследованиях используются и активные термические методы, изучающие температуропроводность среды.
7. Основой или фундаментом всех геофизических методов является петрофизика – наука о физических свойствах горных пород и закономерностях их изменения. Все геофизические поля, изучаемые геофизическими методами, определяются соответствующими физическими свойствами горных пород, которые изменяются в зависимости от условий образования горной породы и последующих физико-химических процессов.

ГЛАВА 2. ГРАВИРАЗВЕДКА

Гравиразведка является частью науки об измерении силы тяжести – гравиметрии (от латинского *gravitas* – тяжесть и греческого *μέτρον* – измеряю) и представляет собой сокращенное название разведочной гравиметрии или гравиметрической разведки. Она основана на изучении поля ускорения силы тяжести, источником которого являются массы горных пород. При изучении школьного курса физики обычно считают, что ускорение силы тяжести на поверхности Земли – величина постоянная, равная $9,8 \text{ м/с}^2$, однако это справедливо лишь с точностью до десятых долей м/с^2 . В современной гравиразведке ускорение силы тяжести (часто сокращенно называют – сила тяжести) измеряют с точностью до седьмого и иногда – девятого знака после запятой (в м/с^2).

Начало экспериментальному изучению силы тяжести было положено Г. Галилеем, который показал, что мерой силы тяжести является ускорение, которое сила тяжести сообщает свободно падающему телу и в 1590 году определил численное значение ускорения свободного падения.

Первое свидетельство изменения силы тяжести с широтой было получено в XVII веке французским астрономом Ж. Рише, установившим, что маятниковые часы отстают в низких широтах, однако правильное толкование этому дал Ньютон, который сформулировал закон всемирного тяготения и сделал попытку теоретически определить фигуру Земли. Этим было положено начало гравиметрии. В 1743 году А. Клеро показал возможность найти сжатие Земли по гравиметрическим данным и вывел формулу изменения силы тяжести на земной поверхности. Мысль о связи силы тяжести с внутренним строением Земли впервые высказал М.В. Ломоносов и в 1753 году он пытался построить прибор для регистрации изменений силы тяжести во времени.

С геологической целью впервые гравиметрические измерения были проведены с гравитационным вариометром венгерским физиком Р. Этвешем в 1902–1909 годах.

В СССР внедрение гравиразведки связано с работами Особой комиссии по изучению Курской магнитной аномалии, которая объединила основоположников разведочной геофизики в СССР – П.П. Лазарева, П.М. Никифорова, А.А. Михайлова, Л.В. Со рокина, Г.А. Гамбурцева и др.

По инициативе геофизиков Ленинградского Горного института в 1923 году был организован Институт прикладной геофизики, где под руководством Б.В. Нумерова проводились работы по конструированию гравиметрической аппаратуры, по теории метода методике съемки и истолкованию результатов наблюдений.

До 50-х годов прошлого века для измерений использовались в основном маятниковые гравиметры, которые были громоздки и малопроизводительны. Создание в 50-х годах астазированных статических гравиметров (К.Е. Веселов, П.И. Лукавченко и др.) позволило резко поднять производительность и повысить точность измерений, что значительно расширило круг задач, решаемых гравиразведкой. С этого времени стала возможной планомерная гравиметрическая съемка всей территории страны.

Методы интерпретации гравиметрических наблюдений изложены в работах П.М. Никифорова, А.А. Заморева, Н.Р. Малкина, Б.А. Андреева, А.К. Маловичко и др. Решение прямых и обратных задач гравиразведки для тел заданной формы рассмотрено в работах Г.А. Гамбурцева, Д.С. Микова, А.А. Непомнящих, К.Ф. Тяпкина, А.К. Маловичко и др.

В настоящее время гравиразведка применяется для решения широкого круга геологических задач, она является одним из обязательных методов при геологическом картировании различных масштабов, играет важную роль при поисках и разведке различных полезных ископаемых. Особенно велика ее роль при поисках месторождений нефти

и газа и большинства рудных месторождений. В связи с появлением новых высокоточных компьютеризированных гравиметров, развитием программного обеспечения обработки и интерпретации данных возможности гравirazведки все более возрастают.

2.1. Сила притяжения и ее потенциал

Согласно закону всемирного тяготения, две точечные или сферические массы m_1 и m_2 , расположенные на расстоянии r , притягиваются взаимно с силой

$$F = k \frac{m_1 m_2}{r^2}, \quad (2.1)$$

где k – гравитационная постоянная, равная $6,673 \cdot 10^{-8} \text{ см}^3/(\text{г} \cdot \text{с}^2)$ в системе СГС или $6,673 \cdot 10^{-11} \text{ м}^3/(\text{кг} \cdot \text{с}^2)$. Как это видно из приведенной формулы, сила взаимного притяжения двух масс имеет размерность $\text{г} \cdot \text{см}/\text{с}^2 = \text{дин}$ в системе СГС или $\text{кг} \cdot \text{м}/\text{с}^2 = \text{Ньютон}$ в системе СИ.

Если в пространстве действуют силы, значит, должна быть энергия. Основной скалярной характеристикой поля притяжения является потенциал, который определяется как энергия (или работа) по перемещению единичной точечной массы из бесконечности в данную точку поля. В гравirazведке обычно потенциал обозначается буквами V или W . В дальнейшем мы будем означать гравитационный потенциал буквой V .

Сила притяжения, действующая на единичную точечную массу ($m_1 = 1$, $m_2 = m$), численно равна напряженности поля притяжения или ускорению, сообщаемому этой массе:

$$f = k \frac{m}{r^2}. \quad (2.2)$$

Отсюда видно, что сила ньютоновского притяжения (2.1) отличается от ускорения (напряженности 2.2) размерностью ($\text{см}/\text{с}^2$ в системе СГС или $\text{м}/\text{с}^2$ в системе СИ), хотя для краткости ее часто называют силой притяжения. Напряженность определяется как градиент потенциала $f = -\text{grad } V$, где:

$$\text{grad}V = \frac{\partial V}{\partial x} \vec{i} + \frac{\partial V}{\partial y} \vec{j} + \frac{\partial V}{\partial z} \vec{k}. \quad (2.3)$$

$$\text{Для точечных и сферических масс } V = k \frac{m}{r} \quad (2.4)$$

Если взять прямоугольную систему координат с точкой измерения в ее центре, расположив притягивающую массу в произвольной точке, то сила f будет направлена к центру притягивающей массы (рис. 2.1). Спроецируем силу f на оси координат и обозначим углы между силой f и осями X , Y , Z соответственно α , β , γ . Тогда составляющие напряженности определяются, как

$$f_x = f \cos \alpha = \frac{\partial V}{\partial x} = V_x, \quad f_y = f \cos \beta = \frac{\partial V}{\partial y} = V_y, \quad f_z = f \cos \gamma = \frac{\partial V}{\partial z} = V_z. \quad (2.5)$$

С учетом того, что $\cos \alpha = \frac{x}{r}$, $\cos \beta = \frac{y}{r}$, $\cos \gamma = \frac{z}{r}$, можно записать:

$$V_x = k \frac{mx}{r^3} \quad V_y = k \frac{my}{r^3} \quad V_z = k \frac{mz}{r^3}. \quad (2.6)$$

$$\text{Силу можно определить через составляющие, как } f = \sqrt{f_x^2 + f_y^2 + f_z^2} \quad (2.7)$$

$$\text{Или, если обозначить ее через потенциал: } f = V_R = \sqrt{V_x^2 + V_y^2 + V_z^2}. \quad (2.8)$$

Для произвольных масс потенциал, напряженность поля и ее составляющие запишутся в виде объемных интегралов (плотность объекта σ считаем постоянной):

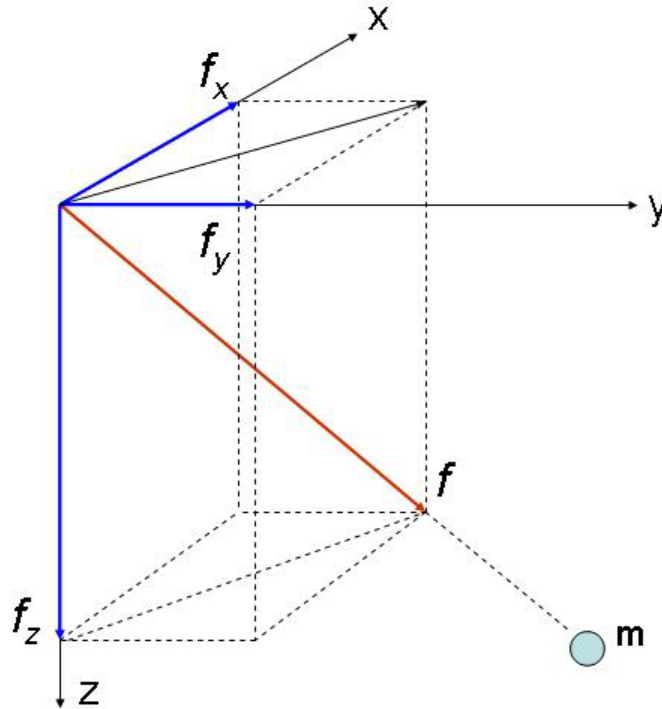


Рис. 2.1. Составляющие силы притяжения

$$V = k\sigma \iiint_U \frac{\partial x \partial y \partial z}{r}, \quad V_R = f = k\sigma \iiint_U \frac{\partial x \partial y \partial z}{r^2}, \quad (2.9)$$

$$V_x = k\sigma \iiint_U x \frac{\partial x \partial y \partial z}{r^3} \quad V_y = k\sigma \iiint_U y \frac{\partial x \partial y \partial z}{r^3} \quad V_z = k\sigma \iiint_U z \frac{\partial x \partial y \partial z}{r^3}. \quad (2.10)$$

Таким образом, потенциал притяжения – это такая функция, первые производные которой равны проекциям напряженности силы притяжения на эти оси. Это справедливо и для тел произвольной формы.

Потенциал силы притяжения обладает следующими свойствами

1. При перемещении точки в направлении, перпендикулярном действию силы, потенциал остается постоянным (уровенная или эквипотенциальная поверхность)
2. При перемещении массы по замкнутому контуру работа равна нулю
3. При перемещении точки вдоль действия силы f на расстояние dS приращение потенциала определяется, как произведение силы на расстояние: $dV = f \cdot dS$ (теорема Брунса)
4. Вне возмущающих масс действует уравнение Лапласа

$$\frac{\partial^2 V}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 V}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 V}{\partial z^2} = 0 \quad (2.11)$$

5. Внутри возмущающих масс действует уравнение Пуассона

$$\frac{\partial^2 V}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 V}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 V}{\partial z^2} = -4\pi k \sigma \quad (2.12)$$

2.2. Сила тяжести на поверхности Земли

В гравиразведке часто в понятия «сила притяжения» и «сила тяжести» вкладывают одинаковый смысл, но, строго говоря, эти понятия различаются. На точку (единичную массу), находящуюся на поверхности Земли, кроме силы ньютоновского притяжения, действует центробежная сила, связанная с вращением Земли.

Поэтому на поверхности Земли потенциал силы тяжести W состоит из суммы потенциала притяжения V и потенциала центробежной силы U :

$$W = V + U,$$

Потенциал притяжения на поверхности Земли можно определить по формуле потенциала для однородной сферы:

$$V = k \frac{M}{R}, \quad (2.13)$$

где M – масса Земли, R – ее радиус, k – гравитационная постоянная.

Потенциал центробежной силы определяется по формуле:

$$U = \frac{\omega^2 \rho^2}{2}, \quad (2.14)$$

где ω – угловая скорость вращения Земли; ρ – радиус вращения исследуемой точки.

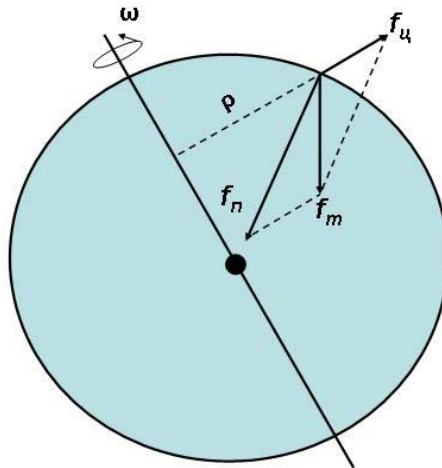


Рис. 2.2. Составляющие силы тяжести на поверхности Земли

В соответствии с вышесказанным сила тяжести f_m является результирующей двух сил – силы Ньютоновского притяжения f_n и центробежной силы $f_ц$ (рис. 2.2). Если исследуемая точка представляет собой единичную массу, то сила притяжения определяется по формуле:

$$f_n = k \frac{M}{R^2}. \quad (2.15)$$

Центробежная сила (ускорение) в этом случае равна:

$$f_{ц} = \rho \omega^2 \quad (2.16)$$

Очевидно, что на полюсе, где $\rho = 0$, центробежная сила равна нулю, а максимальное свое значение она имеет на экваторе. Но даже на экваторе она составляет 0,35 % от силы притяжения.

Кроме указанных двух сил, в поле силы тяжести Земли вносят свой вклад посторонние источники (Солнце, Луна и др.), а также неоднородности внутреннего строения Земли, которые в гравиразведке нас больше всего и интересуют. Влияние посторонних источников в первом приближении можно оценить по закону Ньютона, а влияние центробежной силы, как это будет показано ниже, учитывается поправкой за нормальное поле Земли. Поэтому с практических позиций можно считать, что $f_m = f_n = g$, а, поскольку ускорение силы тяжести g направлено вертикально вниз, т. е. по оси Z , то

$$g = \frac{\partial V}{\partial z} = V_z. \quad (2.17)$$

Практическое задание № 1

1. Определите для северных районов Томской области (широта 60°) потенциал силы тяжести, ускорение силы тяжести и оцените (в %) вклад каждой составляющей в эти величины при сферической форме Земли. Можно ли вкладывать одинаковый смысл в понятия «сила притяжения» и «сила тяжести»?
2. Определите величину аномалии силы тяжести для геологического объекта в его эпицентре. Объект имеет сферическую форму, глубина центра 400 м, радиус 200 м, плотность 2,8 г/см³. Плотность вмещающих пород 2,7 г/см³. Необходимо ли как-то учитывать центробежную силу при измерениях поля силы тяжести над такими объектами?
3. Используя ускорение силы тяжести, определите среднюю плотность Земли и, учитывая, что средняя плотность земной коры равна 2,8 г/см³, сделайте выводы о распределении плотности внутри Земли.

2.3. Вторые производные потенциала силы тяжести и их физический смысл

Первые производные потенциала силы тяжести V по осям координат X , Y , Z :

$$\frac{\partial V}{\partial x} = V_x; \quad \frac{\partial V}{\partial y} = V_y; \quad \frac{\partial V}{\partial z} = V_z = g \quad (2.17)$$

определяют скорости изменения потенциала силы тяжести по направлениям этих осей и равны проекциям ускорения силы тяжести на эти же оси.

В гравиразведке используются и вторые производные потенциала силы тяжести, поэтому рассмотрим их физический смысл. Поскольку потенциал V является функцией трех переменных, он имеет шесть вторых производных.

$$\frac{\partial^2 V}{\partial x^2}; \quad \frac{\partial^2 V}{\partial y^2}; \quad \frac{\partial^2 V}{\partial z^2}; \quad \frac{\partial^2 V}{\partial x \partial y}; \quad \frac{\partial^2 V}{\partial x \partial z}; \quad \frac{\partial^2 V}{\partial y \partial z}. \quad (2.18)$$

Для краткости обычно используется такая форма записи:

$$V_{xx}, V_{yy}, V_{zz}, V_{xy}, V_{xz}, V_{yz}.$$

Физический смысл производных V_{zx} , V_{zy} , V_{zz} легко понять из выражений:

$$V_{xz} = \frac{\partial^2 V}{\partial x \partial z} = \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{\partial V}{\partial z} \right) = \frac{\partial V_z}{\partial x} = \frac{\partial g}{\partial x}; \quad (2.19)$$

$$V_{yz} = \frac{\partial^2 V}{\partial y \partial z} = \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{\partial V}{\partial z} \right) = \frac{\partial V_z}{\partial y} = \frac{\partial g}{\partial y}; \quad (2.20)$$

$$V_{zz} = \frac{\partial^2 V}{\partial z \partial z} = \frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{\partial V}{\partial z} \right) = \frac{\partial V_z}{\partial z} = \frac{\partial g}{\partial z}. \quad (2.21)$$

Эти производные иногда называют смешанными (вертикально-горизонтальными). Отсюда видно, что V_{zx} , V_{zy} , V_{zz} являются производными ускорения силы тяжести по осям координат и определяют скорости изменения g по направлениям этих осей.

Величина $V_{zs} = \sqrt{V_{zx}^2 + V_{zy}^2}$ называется горизонтальным градиентом силы тяжести: $V_{zs} = \frac{\partial g}{\partial s}$, где s – направление максимального изменения силы тяжести в горизонтальной плоскости. Полная величина максимальной скорости изменения силы тяжести g в пространстве определяется из равенства

$$V_{zr} = \sqrt{V_{zx}^2 + V_{zy}^2 + V_{zz}^2}, \quad (2.22)$$

где r – направление действия притягивающей силы.

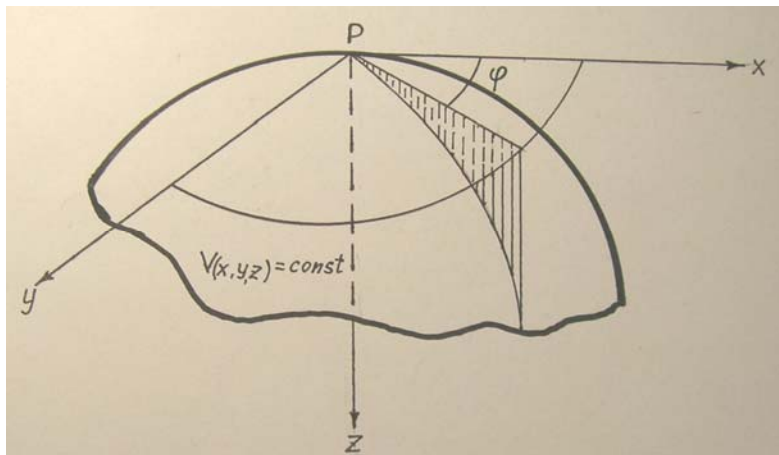


Рис. 2.3. Нормальные сечения уровенной поверхности

Три другие вторые производные потенциала силы тяжести (горизонтальные) V_{xx} , V_{yy} , V_{xy} определяют форму уровенной поверхности в данной точке P . Если через нормаль к уровенной поверхности (через ось Z) провести ряд плоскостей, то получим несколько так называемых нормальных сечений уровенной поверхности, каждое из которых будет плоской кривой (см. рис. 2.3). Угол с одной из этих плоскостей и плоскостью XPZ обозначим φ . Из дифференциальной геометрии известно, что кривизна нормально-го сечения в данной точке:

$$\frac{1}{\rho_\varphi} = -\frac{1}{g} (V_{xx} \cos^2 \varphi + V_{xy} \sin 2\varphi + V_{yy} \sin^2 \varphi) \quad (2.23)$$

Для нормальных сечений, совпадающих с плоскостями XPZ и YPZ :

$$\frac{1}{\rho_{xz}} = -\frac{1}{g} V_{xx} \quad \frac{1}{\rho_{yz}} = -\frac{1}{g} V_{yy} \quad (2.24)$$

Пусть углом φ_0 определяется сечение с максимальной кривизной
Тогда разность кривизн будет определяться

$$\left(\frac{1}{\rho_{\max}} - \frac{1}{\rho_{\min}} \right) = \frac{1}{g} * \frac{V_{\Delta}}{\cos 2\varphi_0}, \quad (2.25)$$

где $V_{\Delta} = V_{yy} - V_{xx}$. Величина $R = \frac{V_{\Delta}}{\cos 2\varphi_0} = g \left(\frac{1}{\rho_{\max}} - \frac{1}{\rho_{\min}} \right)$ называется вектором разности кривизн (или вектор кривизны) и характеризует уклонение данной уровенной поверхности от сферической, поскольку для сферы $R = 0$. Соответственно, величины $R \cos 2\varphi_0 = V_{\Delta}$ и $R \sin 2\varphi_0 = -2V_{xy}$ называются составляющими вектора кривизны.

Таким образом, производные V_{xx} , V_{yy} , V_{xy} определяют разность кривизн главных нормальных сечений уровенной поверхности и азимуты этих сечений.

Основной единицей измерений вторых производных потенциала силы тяжести в системах СИ и СГС является $1/c^2$, однако для практических расчетов чаще используют либо единицу Этвеш (Е), либо мгл/км. Соотношения между этими единицами следующие:

$$1 \text{ Е} = 10^{-9} \text{ 1/с}^2, \quad 1 \text{ мгл/км} = 10 \text{ Е}.$$

Таблица 2.1

Единицы измерения в гравиразведке

Величина	Единицы СИ	Единицы СГС	Внесистемные и соотношения
Гравитационная постоянная k	$6,673 \cdot 10^{-11}$ М ³ /(КГ С ²)	$6,673 \cdot 10^{-8}$ СМ ³ /(Г С ²)	
Гравитационный потенциал (V)	М ² /С ²	СМ ² /С ²	
Сила тяжести (Vz = Δg)	М/С ² = Галилео	СМ/С ² = Гал (Гл)	1 мГл = 10 ⁻³ Гл, 1 мГл = 10 ⁻⁵ м/с ² .
Вторые производные потенциала (Vzx, Vzz, Vzy ...)	1/С ²	1/С ²	1 Этвеш (Е) = 10 ⁻⁹ 1/с ² , 10 Е = 1 мгл/км.
Третьи производные потенциала (Vzxx, Vxxx, Vzzy, ...)	1/(С ² М)	1/(С ² СМ)	

Из рассмотренных шести производных V_{xy} , V_{xz} , V_{yz} и V_{Δ} измеряются при помощи гравитационных вариометров и иногда используются в разведочных целях. Производные V_{zx} , V_{xy} можно еще измерить с помощью гравитационных градиентометров.

Из первых производных потенциала измеряется только V_z с помощью гравиметров. Из шести вторых производных V_{zy} , V_{zx} , V_{xy} и V_{Δ} измеряются при помощи гравитационных вариометров. Производные V_{zx} , V_{zy} можно также измерить с помощью гравитационных градиентометров. Единицы измерения гравитационного потенциала и его производных приведены в табл. 2.1.

2.4. Изменение силы тяжести внутри Земли

Если считать Землю однородным по плотности шаром, то потенциал внутри шара достигает максимума в его центре (рис. 2.4), плавно уменьшаясь при приближении к поверхности шара и за его пределами. Сила притяжения $\frac{\partial V}{\partial \rho}$ в центре шара равна ну-

лю и с возрастанием ρ ее значение увеличивается пропорционально расстоянию от цен-

тра шара до его поверхности. С удалением от центра потенциал и сила притяжения уменьшаются обратно пропорционально соответственно первой и второй степени расстояния. Т. е. потенциал притяжения однородного шара и его первые производные являются конечными и непрерывными функциями во всем пространстве.

Вторая производная на поверхности шара терпит разрыв и изменяется скачком на $\pm 4\pi k\sigma$ (плюс при переходе из внутренней области во внешнюю, минус – при переходе извне вовнутрь). Соответственно, во внутренней области действует уравнение Пуассона, а во внешней – уравнение Лапласа (см. свойства потенциала). Таким образом, потенциал и все его производные вне притягивающих масс являются гармоническими функциями.

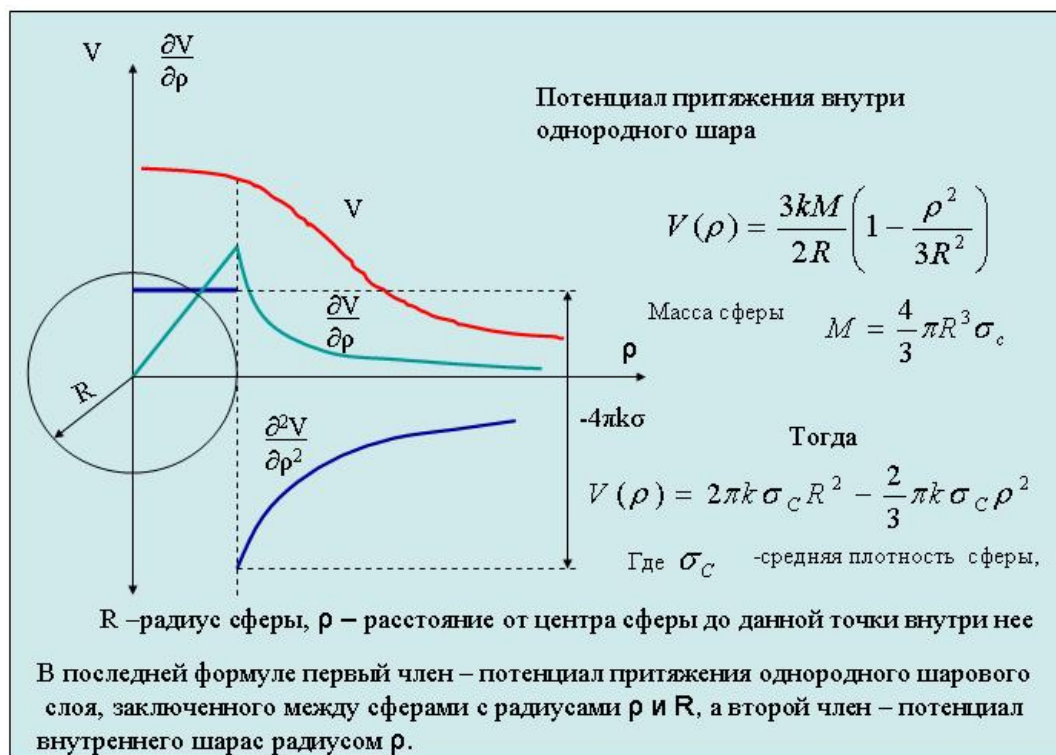


Рис. 2.4. Изменение потенциала и его производных для однородного шара

В области притягивающих масс в некоторых точках или сам потенциал, или его производные теряют свою непрерывность (не гармонические). Эти точки называются особыми точками. Для потенциала и всех его производных особой точкой является центр, а для вторых производных – еще и поверхность тела. Но особые точки потенциала и его производных могут находиться не только внутри притягивающего тела, но и на его поверхности.

На поверхности они совпадают с ее геометрическими особенностями – точками излома границ, угловыми точками. Зная положение особых точек, иногда можно определить геометрические параметры притягивающего тела.

Как показывают расчеты, реальную Землю нельзя считать однородным шаром. Зная среднее значение ускорения силы тяжести на поверхности Земли и ее радиус, можно рассчитать среднюю плотность Земли, которая равна $5,52 \text{ г/см}^3$. Однако многочисленные измерения и расчеты показывают, что средняя плотность земной коры равна $2,8 \text{ г/см}^3$, а для верхней мантии среднее значение плотности $3,3 \text{ г/см}^3$. Это означает, что плотность внутри Земли меняется с глубиной. В зависимости от принятого закона изменения плотности с глубиной различные авторы получают разные графики (рис. 2.5) изменения силы тяжести с глубиной. Большинство исследователей придерживаются

мнения, что на границе ядра Земли сила тяжести имеет небольшой максимум, а затем быстро уменьшается к центру.

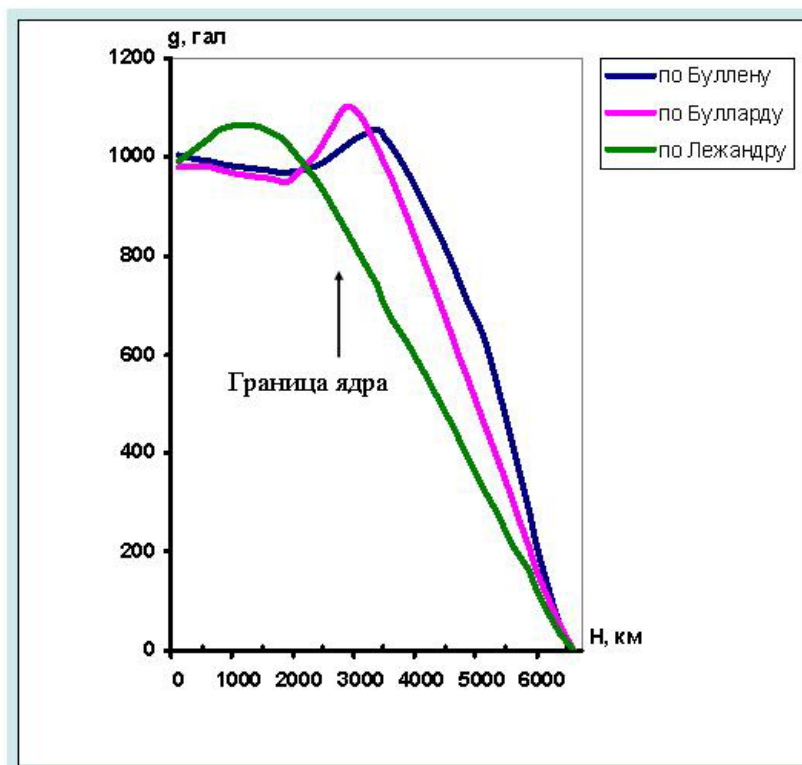


Рис. 2.5. Графики изменения силы тяжести внутри Земли по данным различных авторов

2.5. Изменения гравитационного поля во времени

Сила тяжести на поверхности Земли не остается всегда постоянной по разным причинам. Изменения поля во времени называются вариациями. Вариации, связанные с внешними причинами, вызываются в основном притяжением Луны и Солнца и называются периодическими (приливными). Иногда их называют лунно-солнечными возмущениями. Периодические колебания силы тяжести в основном вызываются изменением положения Земли относительно Луны и в меньшей степени Солнца.

Сила притяжения небесного светила действует на каждый элемент массы Земли, Для точек, обращенных к светилу, притяжение больше, чем для точек на противоположной стороне Земли. Результирующая сила притяжения приложена к центру Земли и направлена к светилу. Поскольку Земля не является абсолютно упругим телом, из-за своей упругости при изменении силы тяжести она испытывает деформации – все точки перемещаются в направлении светила. При этом точка, для которой светило находится в зените, перемещается больше других, В зените и надире на земной поверхности образуются выпуклости и возникает приливная волна, т. е. Земля растягивается в направлении к светилу и сжимается в перпендикулярном к нему направлении. Поэтому по Земле все время пробегает волна приливного вздутия – Земля непрерывно пульсирует. Особенно ярко эти пульсации проявляются в океанических приливах. На рис. 2.6 приведены графики суточного изменения силы тяжести на пунктах с разной широтой. Из рисунка видно, что амплитуда вариаций с уменьшением широты возрастает. При высокоточных гравиметрических съемках необходимо учитывать эти изменения. Для их учета составлены специальные таблицы, по которым можно определить поправки по известному на данный момент зенитному расстоянию.

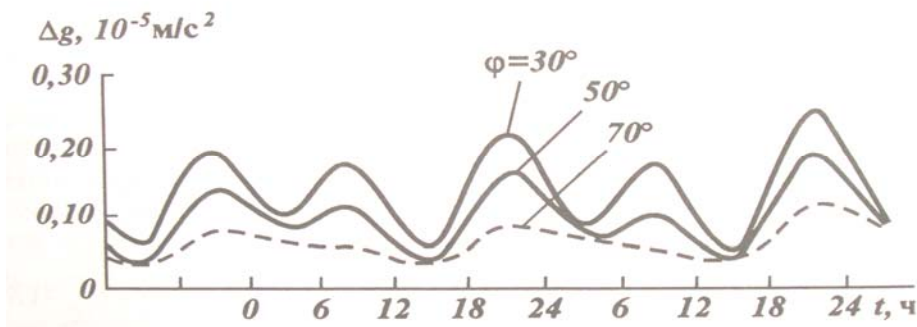


Рис. 2.6. Графики суточного изменения силы тяжести на разных широтах

Кроме того, ЦНИИГАиК каждый год публикует специальные графики, рассчитанные для всех суток года, по которым можно определять поправки за лунно-суточные вариации силы тяжести.

Непериодические (неприливные) вариации еще называют вековыми, они имеют малую амплитуду и пока соизмеримы с погрешностями наблюдений. Факт их существования доказан измерениями в последние годы. Причиной их могут быть изменения высот пунктов наблюдений в результате опусканий и подъемов земной поверхности (при увеличении высоты на 0,1 м приращение поля силы тяжести достигает 0,02 мГл), изменения плотности пород в недрах Земли в результате расширения вещества из-за радиоактивного разогрева, перемещения масс в результате конвекций, явления, связанных с землетрясениями, вулканической деятельностью и т. д. Например, в Японии, в районе активных вулканов были установлены скачкообразные изменения силы тяжести более, чем на 0,1...0,2 мГл, которые скорее всего связаны с подъемом магмы из глубинных слоев Земли (Серкерев, 1999).

Сейчас изучение этих вариаций стало важным, т. к. показана возможность осуществления контроля за режимом эксплуатации месторождений нефти и газа и газохранилищ, слежения за перемещением масс в пределах месторождений. Результаты исследования этих вариаций позволили предсказать ранее неизвестные пути миграции газа, определять направления изменчивости коллекторских свойств пород, фиксировать факты обводнения пластов в результате эксплуатации месторождений.

2.6. Нормальное поле силы тяжести

В гравirazведке нас интересуют прежде всего аномальные значения силы тяжести, но для их получения необходимо знать нормальные значения поля на поверхности Земли.

Точные значения потенциала силы тяжести определить невозможно, так как неизвестны расположение масс в Земле и ее точная фигура. Первым приближением Земли является сфера, второе приближение – эллипсоид вращения с малым сжатием (сфероид). При геодезических работах в качестве поверхности относимости для Земли используется эллипсоид Красовского со сжатием $\alpha = (a-b)/a = 1/298,3$, где a и b соответственно большая и малая полуоси эллипсоида.

В гравirazведке в качестве нормального поля используют некоторую уровенную (эквипотенциальную) поверхность, в каждой точке которой сила тяжести направлена по нормали. Эта поверхность совпадает с невозмущенной ветром и течениями поверхностью океана и продолжается под поверхностью континентов так, что в любой его точке сила тяжести направлена по нормали. Такая поверхность называется геоидом и принимается за фигуру Земли. Совпадая на океанах с физической поверхностью Земли, геоид представляет собой следующее после эллипсоида приближение к истинной фи-

гуре Земли именно на океанах. На континентах переход от эллипсоида к геоиду не решает задачи следующего приближения, т. к. геоид является фигурой неправильной и, в отличие от эллипсоида, не может быть выражен аналитически, что исключает его использование при решении геодезических задач. При выводе формул нормального распределения силы тяжести некоторые авторы одновременно вычислили и построили карты отклонений геоида от сфероида (рис. 2.7).

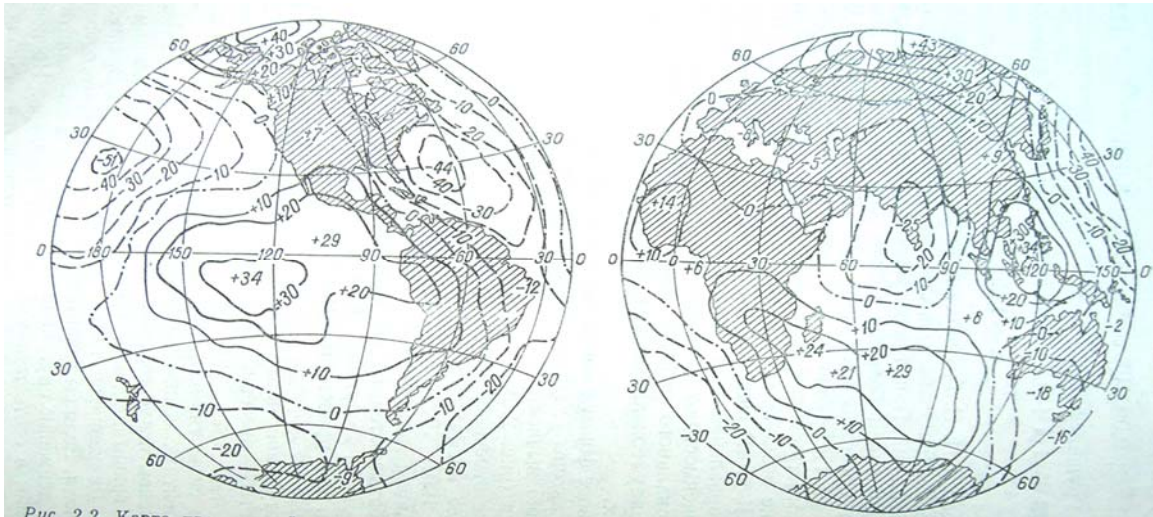


Рис. 2.7. Карта превышений геоида В. Каула (в метрах) над сфероидом со сжатием $1/284,26$ (по Миронову, 1980)

Для сфероида в 1743 году французский ученый А. Клеро получил формулу нормального поля силы тяжести с точностью до малых второго порядка:

$$\gamma_0 = g_e(1 + \beta \sin^2 \varphi), \quad (2.26.)$$

где $\beta = (g_p - g_e)/g_e$ – относительный избыток силы тяжести на полюсе g_p по отношению к силе тяжести на экваторе g_e , φ – широта точки наблюдения. Определив силу тяжести в двух точках земной поверхности с широтами φ_1 и φ_2 , можно составить два уравнения с двумя неизвестными g_e и β . Для более точного определения этих величин решают систему для большого количества пунктов методом наименьших квадратов.

Точная формула распределения силы тяжести на сфероиде была предложена итальянским геодезистом К. Сомильяна:

$$\gamma_0 = (a g_e \cos^2 \varphi + b \sin^2 \varphi)(a^2 \cos^2 \varphi + b^2 \sin^2 \varphi)^{-1/2}. \quad (2.27)$$

Если в правой части этого равенства сделать подстановку $\beta = (g_p - g_e)/g_e$ и $\alpha = (a-b)/a$ и разложить в ряд до малых третьего порядка, получим уточненную формулу Клеро:

$$\gamma_0 = g_e(1 + \beta \sin^2 \varphi + \beta_1 \sin^2 2\varphi). \quad (2.28)$$

Численные значения коэффициентов g_e, β, β_1 находят сравнением формулы (2.28) с результатами гравиметрических наблюдений. Формулы нормального распределения силы тяжести выводились многими авторами (Грушинский Н.П., Жонголович И.Д., Утилла У., Хейсканен У. и др.) но сейчас только две из них применяются в гравиразведочной практике:

1. Формула Гельмерта выведена по результатам более 1600 измерений силы тяжести, распределенных по 9 широтным зонам, каждая из которых была разделена на 10-градусные трапеции. Она имеет вид

$$\gamma_0 = 978030 (1 + 0,005302 \sin^2 \varphi - 0.000007 \sin^2 2\varphi) - 14 \text{ мГл.} \quad (2.29)$$

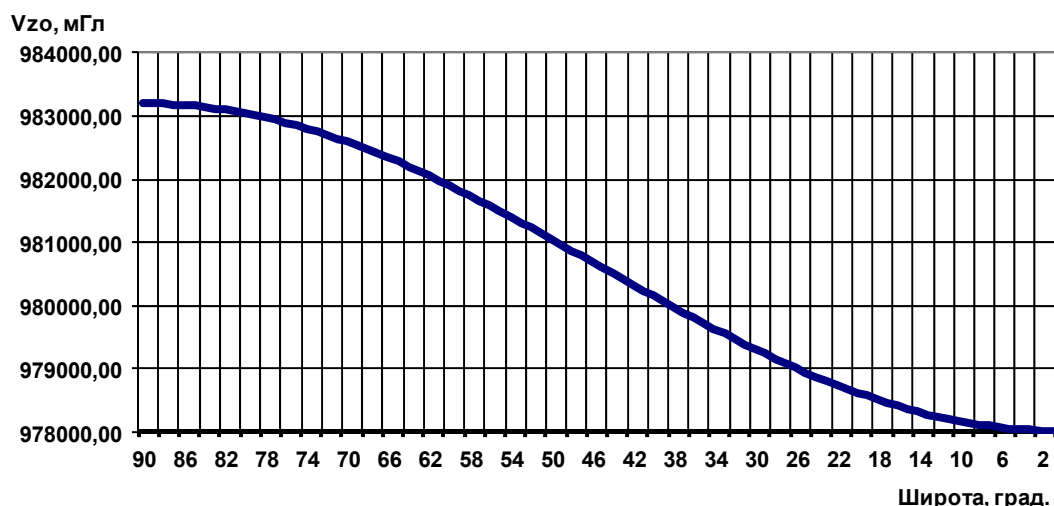


Рис. 2.8. График значений нормального поля, рассчитанных по формуле Гельмерта

Для привязки к новой Потсдамской системе здесь введена поправка – 14 мГл. График нормальных значений, полученных по формуле Гельмерта, приведен на рис. 2.8. Для Томска, где широта $\varphi = 56^{\circ} 26'$ нормальное значение $\gamma_0 = 981610,46$ мГл. Несмотря на то, что эту формулу считают устаревшей, она до сих пор применяется в России и странах бывшего СССР и СЭВ. Это связано с тем, что соответствующий ей эллипсоид имеет сжатие, близкое к эллипсоиду Красовского. Кроме того, по современным данным, полученным в результате изучения вариаций элементов орбит искусственных спутников, сжатие Земли α также весьма близко к эллипсоиду Красовского и составляет $1/298,25$. Переход на новую формулу потребовал бы большой вычислительной работы.

2. В 1930 году на Международном геодезическом конгрессе в Стокгольме в качестве международной была принята формула Кассиниса для сфероида со сжатием $\alpha = 1/297$:

$$\gamma_0 = 978049 (1 + 0,0052884 \sin^2 \varphi - 0,0000059 \sin^2 2\varphi). \quad (2.30)$$

Эта формула применяется в большинстве стран Европы и Америки.

В 1971 году на ассамблее Международного союза геофизики и геодезии в Москве была рекомендована новая формула нормального распределения силы тяжести, соответствующая так называемой референц-системе 1967 года:

$$\gamma_0 = 978031,8 (1 + 0,005024 \sin^2 \varphi - 0,0000059 \sin^2 2\varphi). \quad (2.31)$$

Для перехода от формулы Кассиниса к системе 1967 года надо вносить поправку, равную $(-17,2 + 13,6 \sin^2 \varphi)$ мГл.

Расхождение значений g_e и β по разным формулам объясняется недостаточной гравиметрической изученностью Земли. С накоплением данных будут появляться новые, все более точные формулы.

Нормальные значения вторых производных потенциала

Для получения нормальных значений вторых производных гравитационного потенциала, достаточно считать Землю сфероидом. Расположив начало координат на поверхности сфероида и направив оси Z – вертикально вниз, X – по меридиану на север, Y – на восток в плоскости первого вертикала, можно получить формулы для расчета нормальных значений вторых производных потенциала силы тяжести на поверхности земного сфероида.

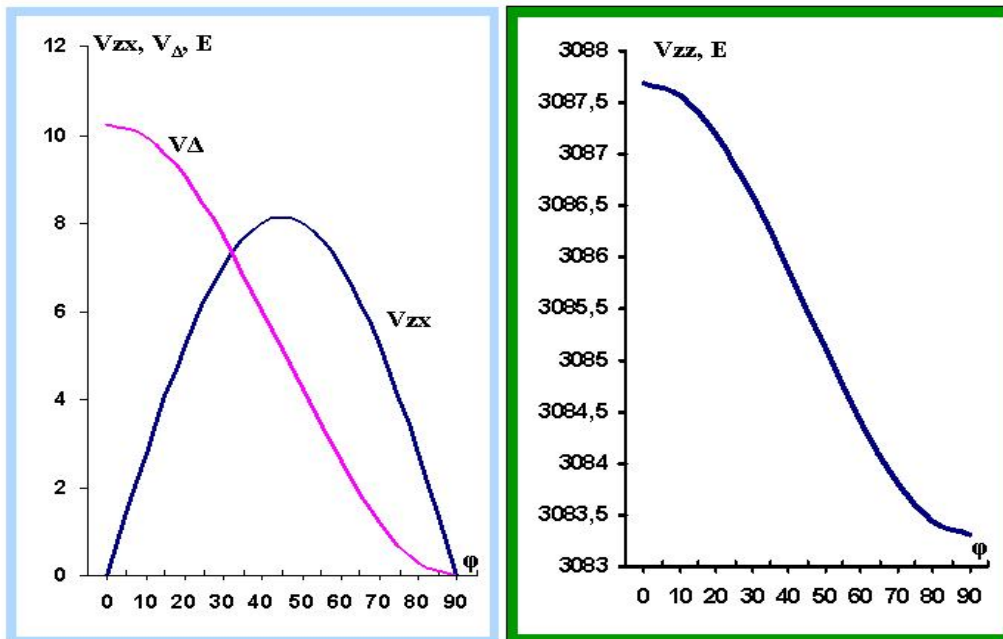


Рис. 2.9. Нормальные значения вторых производных гравитационного потенциала

$$(V_{zz})_0 = 3085.5 (1 + 0.000711 \cos 2\varphi), \quad (2.32)$$

$$V_{\Delta} = 10.25 \cos 2\varphi, \quad (2.33)$$

$$(V_{zx})_0 = 8.11 \sin 2\varphi, \quad (2.34)$$

$$(V_{zy})_0 = 0. \quad (2.35)$$

Подробный вывод этих формул приведен в методическом пособии В.С. Мирнова (1980). Графики нормальных значений вторых производных гравитационного потенциала приведены на рис. 2.9.

Практическое задание № 2

При обработке гравиметрических данных масштаба 1: 50000 поправку за нормальное поле по инструкции необходимо вводить с точностью 0,02 мгл. Какую точность планового положения (координат) надо запроектировать для работ в районе г. Томска? Сравните градиенты по формуле Гельмерта и $(V_{zx})_0$. В чем причина расхождений?

2.7. Методы измерений ускорения силы тяжести и устройство гравиметров

2.7.1. Классификация методов измерений

Измерения ускорения силы тяжести бывают двух видов: **абсолютные и относительные**. При абсолютных измерениях определяется полное значение ускорения силы тяжести g в пункте наблюдений. Относительные измерения заключаются в определении разности (приращения) Δg силы тяжести между пунктами наблюдений или отношения силы тяжести на двух пунктах g_2/g_1 . Для определения Δg сравнивают показания одного и того же прибора на исходном и определяемом пунктах.

Все существующие методы измерения силы тяжести могут быть разделены на **динамические и статические**. Динамическими называются методы, при которых наблюдается движение тела под действием силы тяжести, а непосредственно измеряемой величиной является время, необходимое телу для перехода из одного фикси-

рованного положения в другое. Среди динамических методов наиболее распространены методы:

- маятниковый,
- баллистический,
- струнный.

Статическими называются такие методы, в которых наблюдается изменение положения равновесия тела под действием силы тяжести и некоторой силы, уравновешивающей (компенсирующей) ее, а непосредственно измеряемой величиной является линейное или угловое смещение тела с постоянной массой. Способы компенсации действия силы тяжести могут быть различными, среди них наиболее известны механические, жидкостные и газовые.

Динамические методы измерения силы тяжести могут быть как абсолютными, так и относительными, статические – только относительными.

Приборы, предназначенные для измерений относительных значений силы тяжести, называются гравиметрами. В соответствии с принципами измерений, положенными в основу устройства гравиметров они могут быть динамические или статические.

2.7.2. Динамические методы измерений силы тяжести

1. Маятниковый метод получил наиболее широкое распространение среди других динамических методов, применялся на практике в течение почти двух столетий и был доведен до высокой степени совершенства.

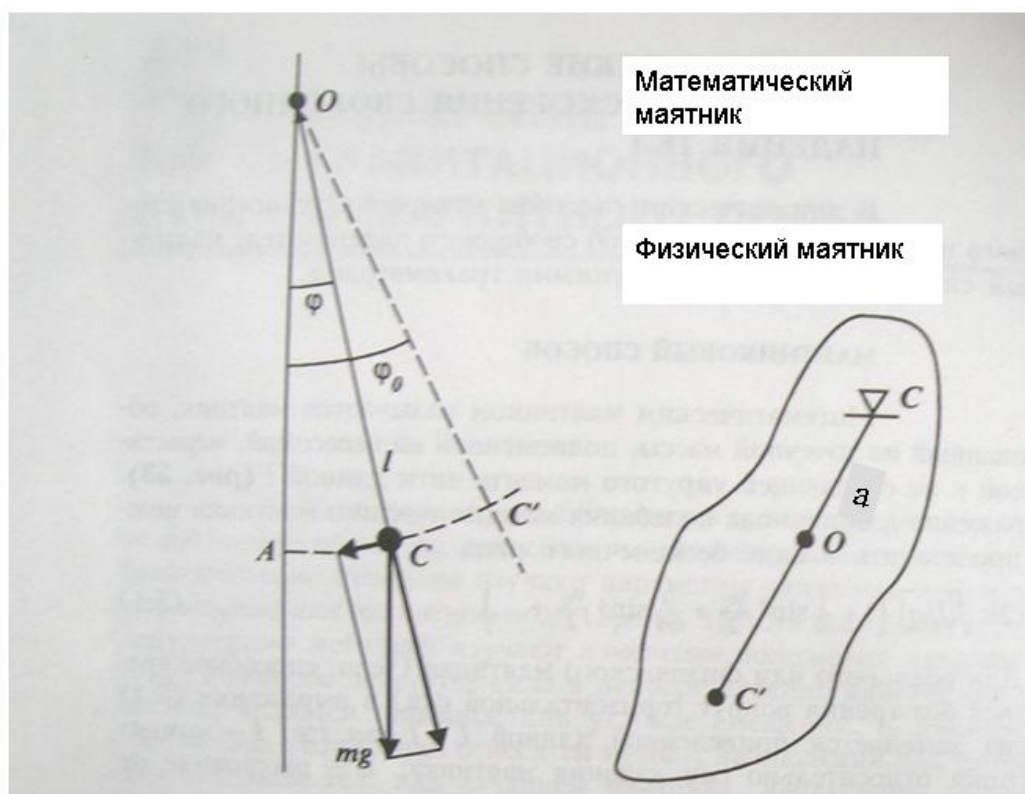


Рис. 2.10. Математический и физический маятники

Маятником можно считать любое твердое тело, совершающее свободные колебания относительно горизонтальной оси. В теории метода рассматривают математический и физический маятники. Математический маятник представляет собой материальную точку с массой m , подвешенную на абсолютно нерастяжимой и невесомой нити длиной l (рис. 2.10). Угол φ_0 соответствует максимальному отклонению маятника

от положения равновесия и называется амплитудой колебаний. Врем, необходимое маятнику для прохождения от одного крайнего положения $+\varphi_0$ до другого крайнего положения $-\varphi_0$, называется периодом колебаний T маятника. Дифференциальное уравнение движения математического маятника имеет вид:

$$d^2\varphi/dt^2 = - (g/l) \sin \varphi \quad (2.36)$$

Решение этого уравнения дается в виде:

$$T = \pi \sqrt{l/g} \left\{ 1 + \left(\frac{1}{2}\right)^2 \sin^2 \frac{\varphi_0}{2} + \left(\frac{1 \cdot 3}{2 \cdot 4}\right)^2 \sin^4 \frac{\varphi_0}{2} + \dots \right\} \quad (2.37)$$

Как видно из последнего равенства, период зависит от амплитуды. При малых амплитудах, когда можно считать $\sin \varphi = \varphi$, период колебаний маятника не зависит от амплитуды (это свойство маятника называется изохронностью) и равенство (2.37) приобретает вид формулы Гюйгенса:

$$T = \pi \sqrt{l/g}, \quad (2.38)$$

Обычно при гравиметрических измерениях амплитуда колебаний маятника не превышает 1° , поэтому условие $\sin \varphi = \varphi$ практически выполняется и из формулы (2.38) получим:

$$g = \left(\frac{\pi}{T}\right)^2 l. \quad (2.39)$$

На практике осуществить математический маятник с необходимой степенью точности невозможно. Поэтому при измерениях силы тяжести используют физический маятник, который, имея определенные размеры, не является точечным и нить подвеса не является абсолютно нерастяжимой и невесомой. Уравнение движения физического маятника можно записать так:

$$J_X \left(\frac{d^2\varphi}{dt^2} \right) = \sum M_X, \quad (2.40)$$

где J_X и M_X – соответственно момент инерции и момент сил относительно оси вращения X .

Поскольку сумма моментов действующих сил:

$\sum M_X = -Mga \sin \varphi$, где M – масса тела, то уравнение движения принимает вид:

$$J_X \left(\frac{d^2\varphi}{dt^2} \right) = -Mga \sin \varphi \quad (2.41)$$

или

$$\frac{d^2\varphi}{dt^2} = - \left(\frac{l}{g} \right) \sin \varphi, \quad (2.42)$$

где

$$l = \frac{J_X}{(aM)} \quad (2.43)$$

Выражение (2.42) совпадает с дифференциальным уравнением колебания математического маятника, т. е. физический маятник колеблется по тем же законам, что и математический, но роль длины l для него играет величина $J_X/(aM)$, называемая приведенной длиной физического маятника.

Обычно приведенную длину физического маятника трудно определить с достаточной точностью, например, для маятника с приведенной длиной $l = 100$ см ($T \approx 1$ с) при заданной погрешности измерения ускорения силы тяжести $0,1$ мГл период колебаний и длину надо измерять с допустимыми погрешностями соответственно $3,5 \cdot 10^{-8}$ с и $0,07$ мкм (Огородова, Шимбирев, Юзефович, 1978). Поэтому для определения абсолютных значений g использовали специальные оборотные маятники. Абсолютное значение силы тяжести необходимо знать хотя бы в одной точке. В настоящее время таким пунктом является Потсдамский геодезический институт, к которому отнесены все гравиметрические съемки мира. Здесь определение абсолютного значения силы тяжести было проведено под руководством Гельмерта в 1898–1904 г.г. На основании 192 определений получено абсолютное значение силы тяжести $981\,274 \pm 3$ мГл.

При современном состоянии техники точность этого метода не может быть повышена из-за ряда трудно учитываемых факторов: удлинения маятника под действием собственного веса, деформации опор, неточности измерения приведенной длины и др.

Маятниковым методом проводили и относительные измерения (если в одном из пунктов известно полное значение силы тяжести g_1). В последнем случае, если измерить периоды качания маятника в двух пунктах T_1 и T_2 , то, учитывая формулу (2.38):

$$\frac{T_1^2}{T_2^2} = \frac{g_2}{g_1}, \text{ откуда следует } g_2 = \frac{T_1^2}{T_2^2} g_1 \quad (2.44)$$

Гравиметры для относительных измерений силы тяжести применялись для создания опорных гравиметрических сетей и обеспечивали погрешности определения относительных значений силы тяжести около $0,1$ мГл при весе порядка 90 кг и цикле одного измерения 15 – 20 мин. Однако в последнее время они были вытеснены приборами, основанными на баллистическом способе измерений.

2. Баллистический метод основан на зависимости времени падения тел в вакууме (t) от значения силы тяжести (g):

$$h = gt^2/2, \text{ откуда } g = 2h/t^2, \quad (2.45)$$

где h – высота, с которой падает объект при нулевой начальной скорости.

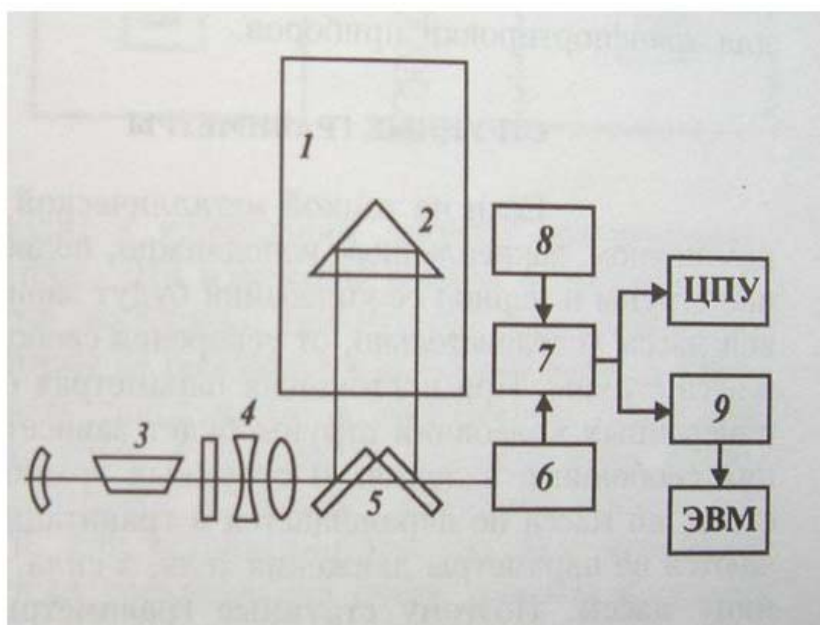
Из-за требований высокой точности определения величин h и t , только в 60-х годах 20 века, с применением лазерной техники, появилась возможность конструировать приборы для измерения силы тяжести этим методом. Кроме того, как было установлено, величины h и t нельзя отсчитывать от начала падения, так как при освобождении тело может получить дополнительное ускорение. Наиболее приемлемым оказалось бросать тело вверх и измерять время, за которое тело проходит определенный участок пути при подъеме и падении.

В этом случае формула для расчета значения g достаточно проста:

$$g = \frac{8h}{t_1^2 + t_2^2}, \quad (2.46)$$

где t_1 и t_2 – промежутки времени между пересечениями телом специальных щелей при движении его вверх и вниз.

В различных странах за рубежом разработаны и применяются несколько типов баллистических гравиметров. Почти все они представляют собой экспериментальные образцы. В Сибирском отделении АН РФ разработан баллистический гравиметр, в котором применяется интерферометр Майкельсона с газовым лазером (рис. 2.11). В вакуумной камере 1 падает уголкового отражателя 2, ориентируемый по вертикали в крайнем верхнем положении при помощи агатовой опоры. Оптическая система интерферометра содержит стабилизированный лазер 3, коллиматор 4, полупрозрачные зеркала 5, делящие луч на две части, и фотоумножитель 6. В счетном блоке осуществляется измерение пути и времени. Величина h определяется по числу интерференционных полос, образованных при наложении прямого и обратного луча лазера от падающего уголкового отражателя. Для обработки результатов используется компьютер.



1 – вакуумная камера, 2 – уголкового отражателя, 3 – лазер, 4 – коллиматор, 5 – полупрозрачные зеркала, 6 – фотоумножитель, 7 – счетный блок, 8 – генератор меток времени, 9 – перфоратор, ЦПУ – цифрорпечатающее устройство.

Рис. 2.11. Схема баллистического интерферометра для определения абсолютных значений силы тяжести

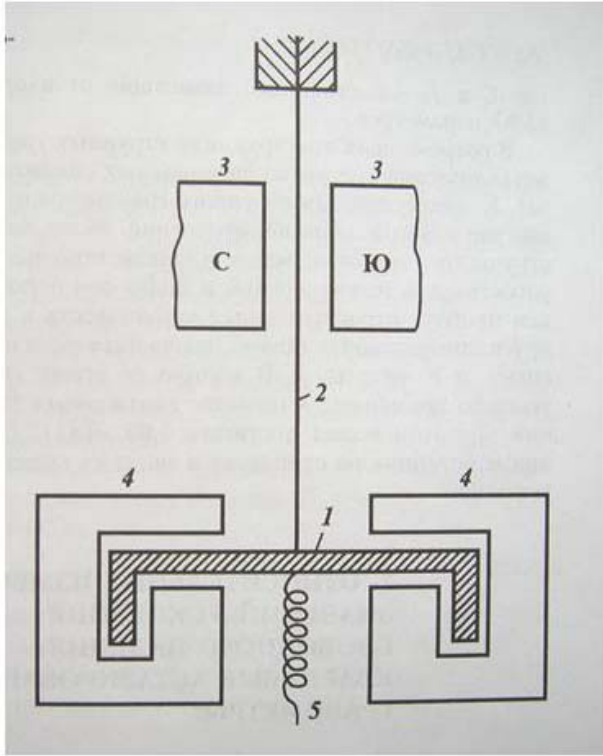
Один цикл измерения – подъем и падение уголкового отражателя, а также обработка результата – занимает около 12 с. За один час, включая паузы, можно сделать около 200 циклов. За несколько часов может быть достигнута точность в несколько сотых мГл. Для достижения точности выше 0,01 мГл наблюдения ведутся сутками (Огородова, Шимбирев, Юзефович, 1978). Полный комплект установки имеет массу в несколько сотен килограммов, но разделяется на отдельные транспортабельные части. Баллистические гравиметры-интерферометры используются сейчас для геодезических измерений и для создания опорных гравиметрических сетей.

3. Струнный метод основан на измерениях собственных поперечных колебаний струны, натянутой грузом. Если подвесить массу на тонкой металлической нити (струне), то натяжение струны и соответственно период колебаний будут зависеть от веса массы, длины и веса струны. При постоянных параметрах струны и груза изменения силы тяжести проявляются в изменении частоты колебаний струны.

Частота колебаний (f) идеально гибкой струны определяется:

$$f = \frac{L}{2} \sqrt{\frac{Mg}{l}}, \quad (2.47)$$

где L – длина струны, M – масса груза, подвешенного на струне, l – линейная плотность струны (г/см). Отсюда:



1 – медная масса, 2 – струна,
3 – полюса постоянного магнита,
4 – демпфер.

Рис. 2.12. Общая схема устройства струнного гравиметра

$$g = \frac{4L^2 f^2 l}{M}. \quad (2.48)$$

Этот принцип в абсолютных измерениях не используется из-за сложностей определения эффективной длины реальной струны.

Для относительных измерений используется схема, приведенная на рис. 2.12. Груз 1 подвешен на струне 2, проходящей между полюсами постоянного магнита 3, поэтому колебания струны приводят к возникновению в ней переменного тока. Чтобы ток не затухал, струна включена в контур с положительной обратной связью, образуя струнный генератор.

Частота струнного генератора умножается и сравнивается с частотой эталонного генератора. Для устранения продольных колебаний струны применяется электромагнитное демпфирование при помощи постоянных магнитов 4, возможность маятниковых колебаний ограничивают плоские горизонтальные пружины.

Изменение напряженности поля Δg связано с изменением частоты колебаний струны Δf квадратичной зависимостью:

$$\Delta g = C \cdot \Delta f + C \frac{\Delta f^2}{2f_0}, \quad (2.49)$$

где

$$C = 2g_0 \left(\frac{1+R}{M_g} \right) \cdot \frac{1}{f_0}, \quad (2.50)$$

$$f_0 = \frac{1}{2l} \sqrt{\frac{M_g + R}{\sigma \cdot S}}, \quad (2.51)$$

M – масса груза, l – длина струны, σ – плотность материала струны, S – площадь поперечного сечения струны, R – величина, зависящая от параметров вспомогательных пружин.

Поскольку точное измерение величин, определяющих коэффициент C , является сложной задачей, здесь применяют способы градуирования, которые используются в статических гравиметрах (см. ниже).

Достоинства струнного гравиметра – практически неограниченный диапазон измерения и малая зависимость частоты колебаний струны от температуры, а также простота измерений и цифровой регистрации. Недостатки струнного гравиметра – слабая устойчивость к влиянию вибраций и других инерционных помех, а также нелинейная зависимость между Δg и f .

Струнные гравиметры применяют для измерений в скважинах и иногда – на самолетах и морских судах.

2.7.3. Статические методы измерений силы тяжести

Для гравиразведочных целей чаще всего используют статические методы относительных измерений силы тяжести. В этих методах измерения приращения силы тяжести Δg осуществляются по принципу компенсации, т. е. действие силы тяжести компенсируется упругими силами пружин, газов или жидкости и система при действии силы тяжести остается в равновесии. Мерой силы тяжести служит величина компенсирующей силы.

Наибольшее применение в гравиразведке получили статические гравиметры с механической компенсацией. Принцип измерений и конструкция чувствительной системы у всех этих гравиметров одинаковы, а внешние различия продиктованы спецификой среды измерений.

Современные статические гравиметры – легкие переносные приборы, позволяющие измерять приращение силы тяжести с высокой точностью при большой производительности. Большинство современных гравиметров измеряют приращения силы тяжести с погрешностью 0,05...0,02 мГл (а специальные гравиметры до 0,001 мГл). Продолжительность одного наблюдения обычно не превышает 3 минут, вес гравиметра составляет около 6...7 кг.

Наряду с преимуществами, статические гравиметры имеют и недостатки, главным из которых является смещение нуля-пункта, приводящее к непрерывному монотонному изменению показаний, поэтому приходится выполнять повторные наблюдения и вводить поправки.

Основные требования к гравиметрической аппаратуре для относительных измерений силы тяжести устанавливаются государственными стандартами (ГОСТ 14009–68. Приборы для гравиметрических исследований. Типы. Основные параметры и нормы точности. ГОСТ 13017–73. Гравиметры наземные. Основные параметры. Технические требования).

В соответствии со стандартами гравиметры в зависимости от их назначения подразделяются на следующие типы.

1. Наземные – для измерений приращений силы тяжести на суше. Например – ГАК-7Т, ГР/К-1, ГР/К-2, – старые обозначения (гравиметр разведочный кварцевый, цифры 1

или 2 обозначают класс точности гравиметра; в последнее время те же гравиметры стали обозначать по другому: ГНУ/К-А, ГНУ/К-В, ГНУ/К-С (гравиметр наземный, узкодиапазонный, кварцевый; А, В, С – классы точности приборов) и др.

2. Донные гравиметры – для измерений на дне водоемов (например КДГ – Ш, ГАК – 7ДТ и др.)
3. Морские набортные гравиметры – для измерений с надводных судов (например ГМН – К).
4. Морские подводные – для измерений с подводных судов.
5. Скважинные гравиметры – для измерений в скважинах (например ГСК – 110).
6. Аэрогравиметры – для измерений с самолетов и вертолетов.
7. Специальные – для измерений вариаций силы тяжести, для съемки с космических аппаратов и т. п.

По характеру действующих упругих сил гравиметры с пружинными системами подразделяют на приборы с поступательным движением груза, прикрепленного к пружине (гравиметры первого рода), и приборы с вращательным движением рычага – маятника (гравиметры второго рода). В гравиметрах второго рода использован принцип вертикального сейсмографа академика Н.Б. Голицына. В практике разведочных работ особенно широкое применение получили гравиметры второго рода, упругая система которых изготовлена из плавленного кварца (кварцевые гравиметры).

Рассмотрим устройство этого типа гравиметров.

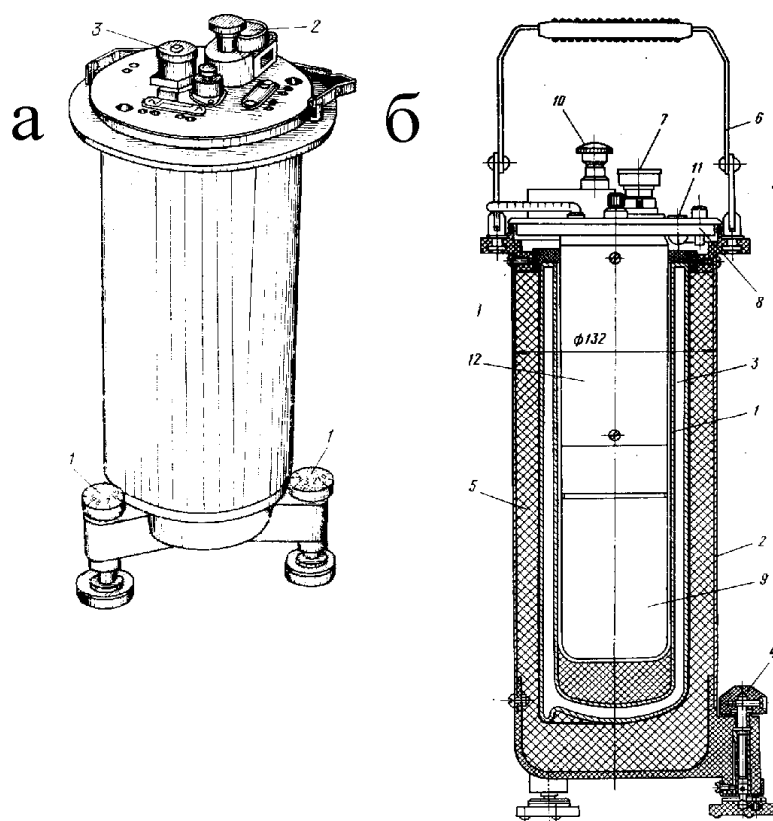


Рис. 2.14. Общий вид гравиметра ГНУ/К-В.

а – внешний вид гравиметра:

1 – установочные винты; 2 – отсчетное микрометрическое устройство; 3 – окуляр.

б – Разрез гравиметра:

1 – средняя часть гравиметра; 2 – внешний кожух; 3 – сосуд Дьюара; 4 – установочный винт;
5 – теплоизоляция; 6 – ручка для переноски; 7 – окуляр; 8 – верхняя плата; 9 – вакуумная камера;
10 – отсчетное микрометрическое устройство; 11 – уровень; 12 – теплозащитный столб

Общее устройство кварцевых астазированных гравиметров

Гравиметр состоит из корпуса (рис. 2.14) с чувствительной системой и работающими элементами и внешнего теплоизолирующего контейнера. Внешний контейнер представляет собой стальной цилиндр (кожух) (2) с установочными винтами (4) внизу. По дну и стенкам кожуха проложен слой теплоизоляции. В контейнер вставляется сосуд Дьюара (3) – полый цилиндрический стакан с посеребренными двойными стенками. Корпус гравиметра, в котором установлены стойки для крепления кварцевой системы, представляет собой герметичный металлический стакан, из которого выкачан воздух.

Любой ремонт, связанный со вскрытием системы гравиметра, выполняется только в специализированной мастерской экспедиции. На верхней панели гравиметра расположены уровни (11), отсчетное устройство (10) с микрометричным винтом, Г-образный термометр, отверстие для доступа к диапазонному винту, которое закрыто текстолитовым стержнем, окуляр микроскопа (7), патрон для лампы и отверстие для доступа к штуцеру, через который выкачивается воздух из системы. Корпус гравиметра вставлен в сосуд Дьюара. Для более плотного соединения и избежания повреждений сосуда Дьюара на корпус гравиметра надет шерстяной чехол.

Чувствительная система гравиметра

Наиболее наглядно устройство системы гравиметра выглядит на примере прибора ГАК-7Т (рис. 2.15).

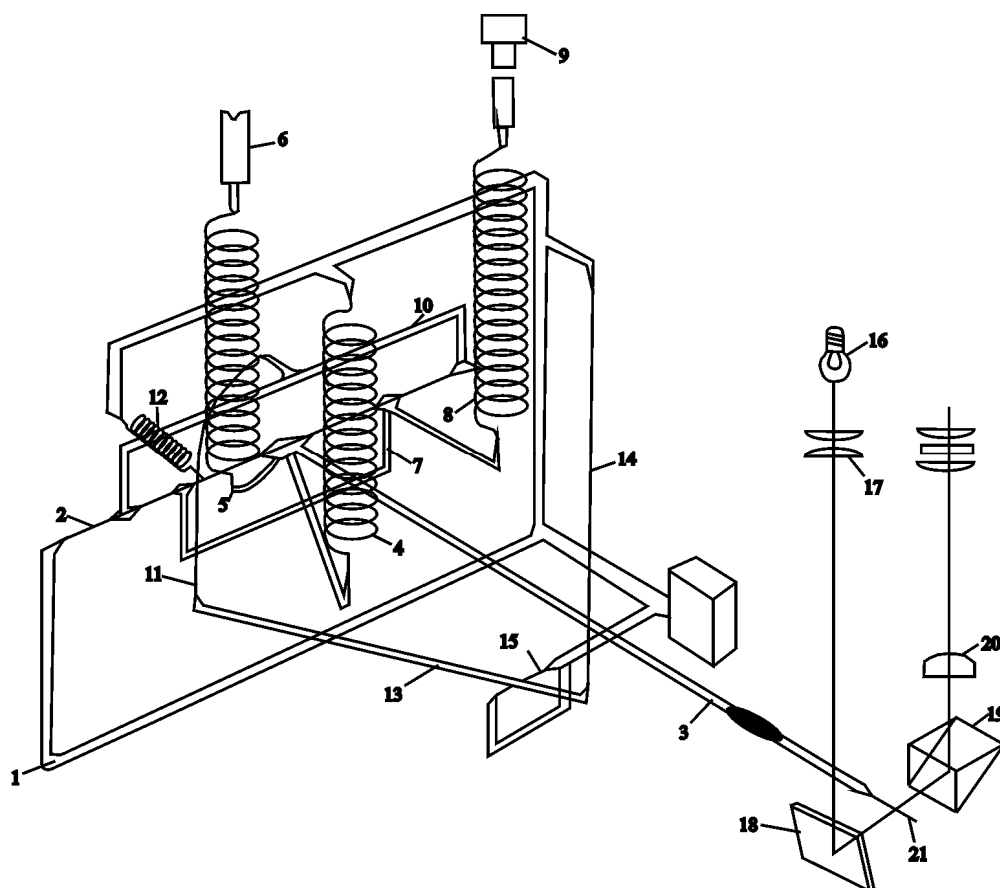


Рис. 2.15. Принципиальная схема гравиметра ГАК-7Т

На кварцевой рамке (1) натянута тонкая кварцевая нить (2), на которой укреплены: маятник (3), рычаг с главной астазирующей пружиной (4), диапазонный рычаг с диапазонной пружиной (5) и винтом (6). С основной несущей нитью связаны также

элементы системы температурной компенсации – рамка (10), нить компенсации линейной составляющей температуры (11), пружина компенсации нелинейной составляющей температуры (12), рычаг (13), укрепленный на оси (15) и металлическая нить (14). Измерительная рамка (7) с рычагом и пружиной (8) соединяется с микрометренным винтом (9), на котором укреплен шестеренка счетчика оборотов.

Астазирующая пружина служит для повышения чувствительности гравиметра. Диапазонным винтом можно грубо подстраивать наиболее удобный отсчет на исходной точке съёмки, где значение поля силы тяжести принято за нулевое. Измерения приращений силы тяжести Δg осуществляется компенсационным способом. На пунктах наблюдений маятник (3) под действием силы тяжести отклоняется вниз или вверх. Вращая микрометренный винт (9) и натягивая или опуская пружину (8), оператор выводит маятник в горизонтальное положение. Мерой измеряемого приращения силы тяжести служит количество оборотов винта (9), необходимое для компенсации отклонения маятника. Регистрация положения маятника оптическая. На конце маятника установлен тонкий кварцевый стерженек (21).

Положение маятника контролируют в окуляре, в который луч света попадает от лампочки (16), проходя через систему линз (17), отражаясь в зеркальце (18) и преломляясь в призме (19). В окуляре блик маятника виден колеблющимся справа налево. Для того чтобы амплитуда качания маятника была не более пределов видимости окуляра, конец маятника помещен между зубцами вилки ограничителя колебаний. Все элементы системы, кроме нити (14) и ограничителя выполнены из плавленного кварца, поскольку у кварца очень мал температурный коэффициент расширения. Однако под действием температуры изменяется хрупкость кварца, поэтому в гравиметре предусмотрены меры к уменьшению влияния внешних температурных воздействий.

На тонкой нити, являющейся осью вращения, укреплен рычаг (маятник) с массивным грузиком на конце. Маятник удерживается в исходном положении силой натяжения главной (астазирующей) пружины, (нижний конец которой через рычаг прикреплен к маятнику) и силой закручивания нити подвеса маятника.

При изменении силы тяжести маятник прибора отклоняется от положения равновесия, растягивая главную пружину и закручивая нить подвеса до тех пор, пока момент силы тяжести не будет уравновешен моментом главной пружины и моментом закручивания нити подвеса. Действие силы тяжести компенсируют, закручивая измерительные пружины. Для фиксации маятника в положении равновесия на нем имеется индекс, который совмещается в поле зрения окуляра микроскопа с нулевым делением шкалы. В момент совмещения индекса маятника с нулевым делением шкалы берут отсчет в делениях шкалы микрометра n (рис. 2.16).

Действие астазирующей пружины приводит к тому, что повышается чувствительность гравиметра: при небольших изменениях силы тяжести в результате нарушения равновесия маятник отклоняется на достаточно большой угол.

Для перевода показаний прибора в делениях шкалы микрометра в единицы изменения силы тяжести – миллигалы (мГл), используют переводной коэффициент – **цену деления гравиметра C** (т. е. значение в мГл, соответствующее одному обороту шкалы микрометренного винта).

Приращение силы тяжести между двумя пунктами наблюдений Δg вычисляют по формуле:

$$\Delta g = C(n_2 - n_1). \quad (2.52)$$

где n_1 и n_2 – отсчеты в делениях шкалы микрометра в пунктах 1 и 2. Цену деления гравиметра определяют при эталонировании (см. ниже).

Чувствительная система гравиметра помещена в специальный корпус, в котором предусмотрен ряд мер теплоизоляции системы: на корпус надет шерстяной чулок, он помещен в сосуд Дьюара (термос) и т. п. Это сделано с целью уменьшения сползания нуля-пункта прибора за счет изменений температуры. Для учета смещения нуля-пункта во времени в процессе проведения гравиметрических съемок через определенные промежутки времени (2–3 часа) производят наблюдения на точках опорной гравиметрической сети, в которых значение силы тяжести заранее определено с повышенной точностью.

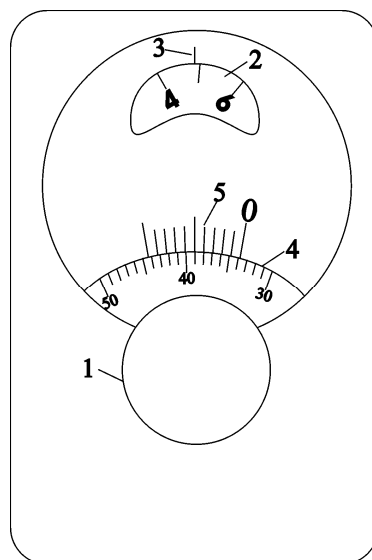


Рис. 2.16. Вид отсчетного устройства гравиметра ГАК-7Т

Современные гравиметры типа ГАК позволяют измерять силу тяжести с точностью до 0,01 мГал. Они позволяют проводить только относительные измерения Δg , следовательно, для получения абсолютных значений силы тяжести необходимо привязываться к опорной гравиметрической сети. Такую увязку выполняют, как правило, многократными рейсами на вертолетах или автомашинах.

Гравиметры типа ГАК просты в обращении, время наблюдений на одном пункте 1–2 мин. Малая масса гравиметров (6...7 кг) позволяет использовать их в труднопроходимых районах.

Гравиметры зарубежных фирм (Уорден, Шарп, Содин и др.) по внешнему виду, принципиальному устройству кварцевой системы и порядку работы с ними почти не отличаются от рассмотренных гравиметров (рис. 2.17).

Методика работ с гравиметрами и порядок наблюдений определяются двумя основными особенностями. Это наличие смещения нуля-пункта гравиметра (иногда говорят – сползание или дрейф нуля, по английски – drift) и то, что гравиметры измеряют приращение силы тяжести Δg от какого-то исходного (или опорного пункта). В зависимости от конкретного гравиметра, его класса точности и типа смещение нуля-пункта можно считать линейным, обеспечивающим определенную погрешность, указанную в паспорте, в течение 2–3 часов. У гравиметров класса «А» это время может достигать до 5 часов. Поэтому, для того, чтобы определить величину смещения нуля, при измерениях оператор должен систематически через указанное время проводить измерения на опорном пункте, на котором значение силы тяжести заранее определено с повышенной точностью.

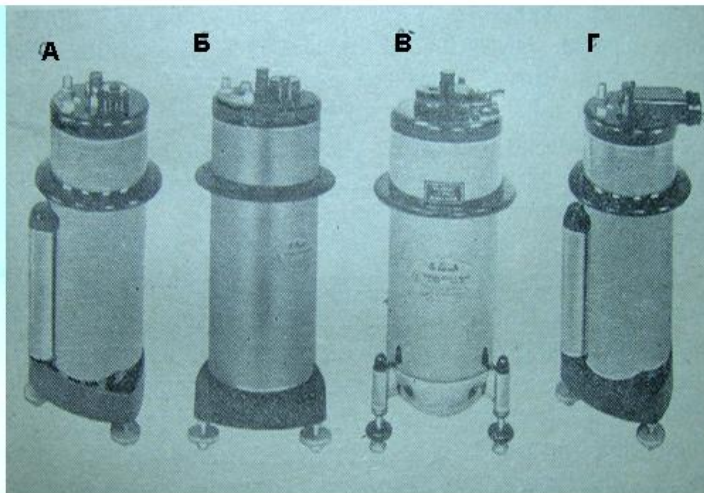
В последнее время появились компьютеризированные гравиметры, позволяющие повысить точность измерений на порядок по сравнению рассмотренными. Внешний вид и технические данные такого гравиметра приведены на рис. 2.18. Можно обратить внимание на то, что дрейф нуля здесь составляет 0,02 мГал в день, что дает возмож-

ность при съемке обходиться без опорной сети, выставляя один опорный пункт в районе полевого лагеря.

Внешний вид гравиметра
ГНУ/К-С



Гравиметры фирмы УОРДЕН



А – Проспектор (разведчик)
Б – Эдьюкейтор (ученик)
В – Мастер
Г – Геодезист.

Рис. 2.17. Внешний вид кварцевых астазированных гравиметров



Технические данные

Измерительная система – плавный кварц с электростатической компенсацией.
Точность измерения - 1 мкГал.
Рабочий диапазон - 8000 мГал без перестройки.
Остаточный статический дрейф нуля – 0,02 мГал в день.
Автоматическая компенсация наклона - +/- 200 угловых секунд.
Скачок отсчета при ударах – обычно менее 5 мкГал при ударе в 20 г.
Размеры - 30 x 21 x 22 см.
Вес с аккумуляторами - 8 кг.
Емкость батарей - 2 x 6 Ач (10,8 В)
Потребление энергии - 4,5 Вт при 25⁰ С.
Диапазон рабочих температур - от -40 до +45⁰ С.
Температурный коэффициент - 0,2 мкГал/градус С
Память - Flash, 1 МБ с расширением до 12 МБ.
Выход - USB-порт.
Автоматическая компенсация приливных вариаций, наклона, температуры, микросейсм.

Рис. 2.18. Компьютеризированный гравиметр CG-5 AutoGrav

Однако фактически методика обработки результатов съемки (особенно в горных районах) оказалась не готовой к таким точностям измерений. Введением различных поправок (редукции, поправка за окружающий рельеф) из-за отсутствия сведений об истинной плотности пород промежуточного слоя точность определения аномальных значений поля ухудшается.

Несколько гравиметров такого типа уже имеются в России. Судя по техническим характеристикам, при работе с ними достаточно будет иметь одну опорную точку и методика работ значительно упростится.

Подготовка гравиметров к работе

Подготовку гравиметров к работе обычно разделяют на предмаршрутную (ежедневную) и предполевую. Предмаршрутная подготовка заключается, кроме внешнего осмотра гравиметра, в проверке оптики прибора, настройке диапазона и проверке установки уровней гравиметра на минимум чувствительности к наклону. Эти операции подробно изложены в материалах к лабораторным работам по гравиразведке.

Предполевая подготовка представляет собой тщательное и длительное исследование режима работы каждого гравиметра и включает в себя следующие операции.

1. Эталонирование гравиметра. Поскольку кварцевые астазированные гравиметры основаны на принципе компенсации и мерой измеряемого приращения ускорения силы тяжести служит угол поворота микрометрического винта, натягивающего или ослабляющего измерительную пружину системы, необходимо периодически (по инструкции – два раза в год) эталонировать (иногда говорят – градуировать) гравиметр, т. е. определять цену одного оборота микрометрического винта в миллигалах на один оборот (мГл/об). Принципиально это можно сделать различными способами.

Во-первых, можно использовать метод повысотной съемки. Как это следует из формулы (6.7), величина нормального вертикального градиента силы тяжести составляет 0,30855 мГл/м. Поэтому, если взять отсчеты n_1 и n_2 по гравиметру в двух пунктах, разность высот между которыми составляет ΔH (м), можно определить приращение ускорения силы тяжести между этими пунктами, как Δg (мГл) = 0,30855 ΔH (м) Тогда цену деления гравиметра можно определить по формуле:

$$C = \frac{\Delta g}{n_2 - n_1} = \frac{0.30855 \cdot \Delta H}{n_2 - n_1} . \quad (2.53)$$

На практике такой способ распространения не получил, так как для достаточно точного определения цены деления необходимо использовать превышения порядка 300 метров. Даже если для этого использовать Останкинскую башню, отсчет по гравиметру на ее верхней площадке взять будет невозможно из-за раскачивания башни. Кроме того, необходимо будет при измерениях учитывать и массу этого сооружения, что тоже весьма непросто.

Наибольшее распространение в практике гравиметрических работ получили два способа – способ наклона и способ эталонировочных полигонов с известными приращениями силы тяжести.

Метод эталонирования на полигоне позволяет определять цену деления гравиметров в условиях, близких к тем, при которых гравиметр работает в поле. Для этого специализированными организациями создаются специальные эталонировочные полигоны (международные, национальные, региональные). Полигон представляет собой несколько пунктов, обычно расположенных вдоль автодороги и представляющих собой небольшие бетонные плиты, между которыми заранее с высокой точностью определяют приращения силы тяжести. Приращение между крайними точками полигона должно охватывать весь диапазон гравиметров, подлежащих эталонировке (для разведочных гравиметров это обычно 100...150 мГал). Для определения цены деления, транспортируя гравиметры на автомобиле, берут последовательно отсчеты n_1 , n_2 , n_3 и т. д. на нескольких пунктах полигона, а затем, исправив отсчеты за смещение нуля, определяют значение цены деления по формулам:

$$C_1 = \frac{\Delta g_1}{n_2 - n_1}, C_2 = \frac{\Delta g_2}{n_2 - n_3}, \dots C_i = \frac{\Delta g_i}{n_i - n_{i+1}}. \quad (2.54)$$

В соответствии с требованиями инструкции, для обеспечения надежного расчета погрешности цены деления необходимо иметь не менее 50 значений цены деления. Этот способ является громоздким и сравнительно дорогим, поэтому применяется в основном для независимого контроля результатов, полученных другими способами или когда нет возможности использовать менее трудоемкие способы эталонирования.

Наиболее крупным широкодиапазонным международным полигоном является Северо-Американский, протягивающийся от Фербенкса (Аляска) до Мехико и включающий 33 пункта с приращением силы тяжести между крайними пунктами 5129 мГл. В Сибири ближайший к Томску региональный эталонировочный полигон имеется между Красноярском и Дивногорском.

Методом наклона можно лучше, чем на полигоне, исследовать отсчетную шкалу гравиметра и точнее определить зависимость цены деления от температуры.

При наклоне гравиметра на угол β он изменяет свои показания так, что наблюдается кажущееся уменьшение силы тяжести (рис. 2.19):

$$\Delta g_i = -\frac{g}{2} \left(\beta_i^2 - \frac{\beta_i^4}{12} + \dots \right), \quad (2.55)$$

где g – абсолютное значение силы тяжести в пункте определения цены деления.

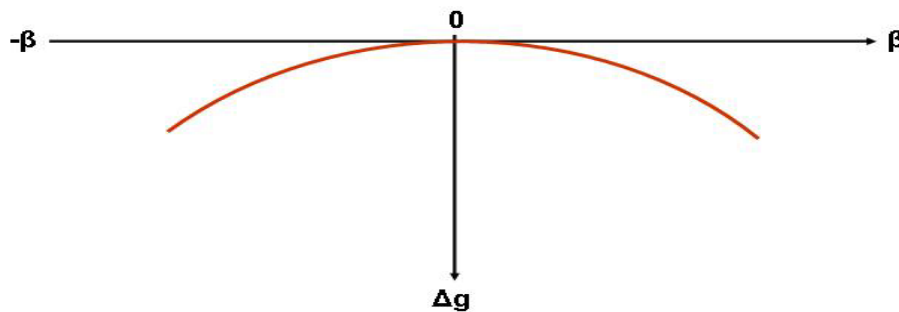


Рис. 2.19. График кажущегося изменения силы тяжести при наклоне гравиметра

Если диапазон измерений гравиметра без перестройки меньше 200 мГл, то вторым членом в формуле (2.55) с достаточной степенью точности можно пренебречь.

В принципе гравиметры с компенсационным способом измерения можно наклонять в любой плоскости, но астазированные гравиметры при наклоне в плоскости вращения рычага изменяют чувствительность вплоть до неустойчивости, поэтому их необходимо наклонять в плоскости оси рычага (т. е. в плоскости поперечного уровня).

Абсолютное значение силы тяжести g в пункте определения цены деления достаточно знать с точностью 50...100 мГл, а допустимые погрешности измерения углов β для гравиметров ГНУ/К классов А, В, С составляют соответственно 0,08, 0,10, 0,13 угловых секунд (Веселов, 1986).

Порядок определения цены деления методом наклона следующий.

1. Регулируют уровни гравиметра на минимум чувствительности к наклону.
2. Перестраивают диапазон измерений так, чтобы можно было измерять максимально большое уменьшение силы тяжести и берут отсчет n_1 .
3. Последовательно наклоняют гравиметр сначала на углы $+\beta_i$, а затем $-\beta_i$, каждый раз беря отсчеты по гравиметру n_{i+} и n_{i-} . При каждом наклоне берут серию отсче-

тов углов β_i и серию отсчетов по гравиметру n_i . Серия отсчетов угла должна иметь столько измерений, чтобы среднее арифметическое из них имело допустимую погрешность.

4. Находят средний отсчет гравиметра для одинаковых положительных и отрицательных углов и вычисляют цену деления C_i для каждой пары положительных и отрицательных наклонов:

$$C_i = \frac{g \left(\beta_i^2 - \beta_i^4 / 12 \right)}{2(n_i - n_1)}, \quad (2.56)$$

где n_1 – отсчет по гравиметру в горизонтальном положении.

Из найденных значений C_i находят средневзвешенное значение цены деления:

$$C_S = \frac{\sum_{i=1}^m C_i \Delta g_i}{\sum_{i=1}^m \Delta g_i}, \quad (2.57)$$

где Δg_i – кажущееся значение приращения силы тяжести, вычисленное по формуле (7.19) для каждого угла наклона.

Определение углов наклона может осуществляться как тангенциальным способом, путем наклона гравиметра на специальной плите (экзаменаторе), так и путем непосредственного измерения угла наклона на специальной установке УЭГП – 1.

В некоторых зарубежных гравиметрах (например, Gs-11, Gs-12 фирмы «Аскания») для определения цены деления применяется метод навески на чувствительную систему грузика с известной массой. Это неастазированные металлические гравиметры, в которых во время работы в специальном гнезде штатива находится медный шарик. При наклоне прибора на 90° шарик перекачивается в гнездо на измерительный рычаг и увеличивает значение силы тяжести Δg на 200 мГл, соответственно увеличивая отсчет по прибору на Δn . Цена деления определяется по формуле $C = \Delta g / \Delta n$.

Кроме определения значения цены деления при эталонировании определяют зависимость цены деления от температуры. Изменение температуры влияет на цену деления через изменение упругости компенсационной пружины. Для определения этой зависимости измеряют одни и те же разности Δg при различных температурах так, чтобы изменения температуры были не менее 15° , а затем строят график этой зависимости, имеющий обычно линейный вид. Разности Δg при этом удобнее определять методом наклона.

При предполевой подготовке гравиметров, кроме эталонирования, выполняют еще ряд сопутствующих операций.

2. Определение нелинейности отсчетной шкалы гравиметра. Нелинейностью отсчетной шкалы гравиметра называют переменное соотношение между приращением отсчета и приращением силы тяжести в различных частях отсчетной шкалы. Эта особенность есть только у астазированных гравиметров, что является своеобразной платой за повышение их чувствительности. Для определения поправок за нелинейность отсчетной шкалы проводят измерения не менее, чем на трех пунктах полигона при одинаковой температуре так, чтобы разность отсчетов была в разных частях шкалы.

3. Настройка чувствительности гравиметра Чувствительность определяется числом делений окулярной шкалы, приходящимся на изменение $\Delta g = 1$ мГл. У астазированных гравиметров чувствительность заметно меняется, если принимать за неподвижный индекс различные деления окулярной шкалы. При перемещении этого индек-

са в сторону увеличения силы тяжести чувствительность повышается. Оптимальной можно считать максимальную чувствительность, при которой рычаг остается устойчивым по всей окулярной шкале. Для уменьшения чувствительности перемещают неподвижный индекс в сторону убывания силы тяжести. Делают настройку на минимум чувствительности к наклону. При увеличении чувствительности возрастает период собственных колебаний измерительного рычага.

4. Определение температурной зависимости Зависимость кажущегося изменения силы тяжести от изменения температуры сложна, т. к. на отсчет влияют величина и направление градиента теплового потока, скорость изменения температуры и т. п. Приближенно температурную зависимость можно выразить уравнением квадратичной параболы.

Температурную зависимость определяют в термокамере, имеющей нагревательное и холодильное устройства (и прочное основание для установки гравиметра. делают несколько циклов охлаждения и нагрева и строят график зависимости изменения отсчетов от температуры. Температура, при которой на параболе наблюдается минимум, называется точкой полной температурной компенсации. При изменении температур в окрестности этой точки меньше всего будут сказываться температурные погрешности, поэтому для работы нужно подбирать гравиметры, у которых точка полной температурной компенсации близка к тем температурным условиям, при которых предполагается эксплуатация гравиметра.

Кроме рассмотренных основных проверок и регулировок, перед полевыми работами проводят также дополнительные проверки – определение времени становления отсчета гравиметра и оценку люфта измерительного устройства. Подробно проверки, регулировки и технология изготовления гравиметров рассмотрены в работах одного из авторов разработки отечественных кварцевых гравиметров – К.Е. Веселова.

2.8. Методика гравиметрической съемки

2.8.1. Общие положения

Гравиметрическую съемку проводят для решения разнообразных геологических задач – от изучения глубинного строения земной коры до поисков отдельных рудных тел. В зависимости от поставленных геологических задач съемку подразделяют на общую (региональную) и детальную.

Региональная съемка позволяет получить обзорную картину гравитационного поля на обширной территории, выявить общие закономерности изменений поля и связи его с региональными геологическими структурами, а также выделить наиболее перспективные участки для последующего более детального обследования.

Детальная съемка служит для поисков месторождений полезных ископаемых, изучения отдельных структур и рудных тел. Кроме того, гравиразведка входит в обязательный комплекс геокартировочных работ на территории России, поэтому в помощь геокартированию выполняется планомерно специализированными организациями по всей территории РФ.

По расположению пунктов наблюдений гравиметрические съемки могут быть профильными или площадными.

При профильной съемке наблюдения проводятся на отдельных профилях, не связанных или слабо связанных между собой. В этом случае строятся только графики изменений поля вдоль этих профилей, а карту поля силы тяжести построить нельзя из-за относительно большой удаленности профилей друг от друга и невозможности межпрофильной корреляции аномалий. Такую съемку применяют для предварительного обследования труднодоступных районов, изучения сильно вытянутых структур и т. д.

Площадной называется такая съемка, при которой пункты наблюдений расположены по равномерной сети профилей и все увязаны между собой в единую систему, позво-

ляющую построить карту аномалий силы тяжести по всей площади. При площадной съемке густота сети должна быть такой, чтобы в среднем в масштабе построения карты на каждый квадратный сантиметр карты попадало не менее одной точки наблюдений. Густота сети определяется требованиями инструкции по гравиметрической съемке.

Для проведения площадной съемки вначале разбивается топосеть – сеть профилей, опирающихся на перпендикулярные им магистрали. Основными параметрами топосети являются межпрофильное расстояние и шаг по профилю. Масштаб съемки (т. е. масштаб построения отчетной карты) должен быть таким, чтобы расстояние между профилями на карте не превышало 1 см. Из всех геофизических методов в гравиметрии к топосети предъявляются самые жесткие требования (причины этого будут изложены ниже).

Под методикой гравиметрических работ понимают общую совокупность технических приемов, обеспечивающих выполнение проектируемого задания. Методика полевых (и камеральных) работ определяется целевым заданием работ с учетом всех физико-геологических условий района работ. Применительно к полевым гравиметрическим работам это означает выполнение гравиметрических наблюдений с заданными параметрами.

Методика полевых измерений с гравиметрами определяется особенностями работы гравиметра, отмеченными ранее – измерение приращений силы тяжести Δg , смещение нуля и ограниченный диапазон измерений, для большинства разведочных гравиметров составляющий 100...120 мГл без перестройки. С учетом этих особенностей гравиметрическая съемка обычно проводится в два этапа: сначала разбивается сеть опорных точек (опорная сеть), а затем на ее основе проводятся рядовые наблюдения.

Сами наблюдения проводятся рейсами. Рейсом называется совокупность последовательных наблюдений на опорных и рядовых пунктах, объединенная непрерывной кривой смещения нуля-пункта (в дальнейшем будем говорить – смещение нуля). Часть рейса между последовательными наблюдениями на опорных пунктах, в промежутке между которыми смещение нуля считается линейным, называется звеном рейса. Таким образом, для последующего определения полного значения силы тяжести g и учета смещения нуля каждое звено рейса должно начинаться и заканчиваться на опорном пункте.

Любые измерения, в том числе и гравиметрические, характеризуются погрешностями. Погрешности могут быть систематическими, полусистематическими и случайными.

Систематическими называют погрешности, имеющие закономерный характер и являющиеся общими для всей съемки. Например, недостаточно точное определение цены деления гравиметра ведет к систематическому занижению или увеличению измеренных значений силы тяжести относительно истинных значений.

Полусистематическими называют погрешности, являющиеся систематическими для конкретного прибора, рейса, оператора, но изменяющиеся случайным образом для различных приборов, рейсов, операторов. Влияние полусистематических погрешностей ослабляется применением соответствующей методики съемки – проведением независимых наблюдений, т. е. наблюдений, выполненных в различное время, разными операторами и разными гравиметрами.

Случайными называют погрешности, имеющие случайный характер. Для них характерно, что среднее арифметическое отклонений измеренных значений от истинных при многократных наблюдениях равно нулю. Их влияние ослабляют проведением многократных наблюдений.

При проектировании гравиметрических работ устанавливают допустимые погрешности наблюдений в соответствии с инструкцией по проведению гравиметрической съемки. Для оценки реально получившихся погрешностей при проведении съемки проводят независимые контрольные наблюдения.

2.8.2. Опорная сеть

Чтобы обеспечить определение абсолютных значений силы тяжести во всех пунктах гравиметрических наблюдений и привести их к единому общегосударственному уровню, на всей территории России и стран бывшего СССР создана сеть высокоточных государственных опорных пунктов I класса с расстоянием между ними 200...500 км. (Аэрогравиметрическая экспедиция АН РФ). Средняя квадратическая погрешность приращения силы тяжести между двумя пунктами I класса составляет 0,1...0,15 мГл. За исходный пункт этой сети принят пункт «Москва ГАИШ», связанный с пунктом абсолютных определений силы тяжести в Потсдаме.

Между пунктами I класса специализированными организациями создается сеть опорных пунктов II класса с расстоянием между ними 100...300 км и погрешностью связи с пунктами I класса не более 0,2 мГл. Опорная сеть I и II классов является основой для дальнейшего сгущения опорной сети при различных гравиметрических съемках.

Полевую опорную сеть привязывают к государственной гравиметрической сети. Проведение съемки в условном уровне разрешено инструкцией только для отдельных профилей длиной менее 20 км, а также площадных съемок масштабов 1:25 000 и крупнее на площадях менее 70 км² без перспектив их наращивания.

Точность определения силы тяжести на опорных пунктах должна быть в 1,5–2 раза выше, чем на рядовых пунктах. Повышение точности наблюдений достигается применением более точных гравиметров, многократными измерениями группой гравиметров, сокращением длительности звеньев за счет транспортировки гравиметров на автотранспорте или на вертолете.

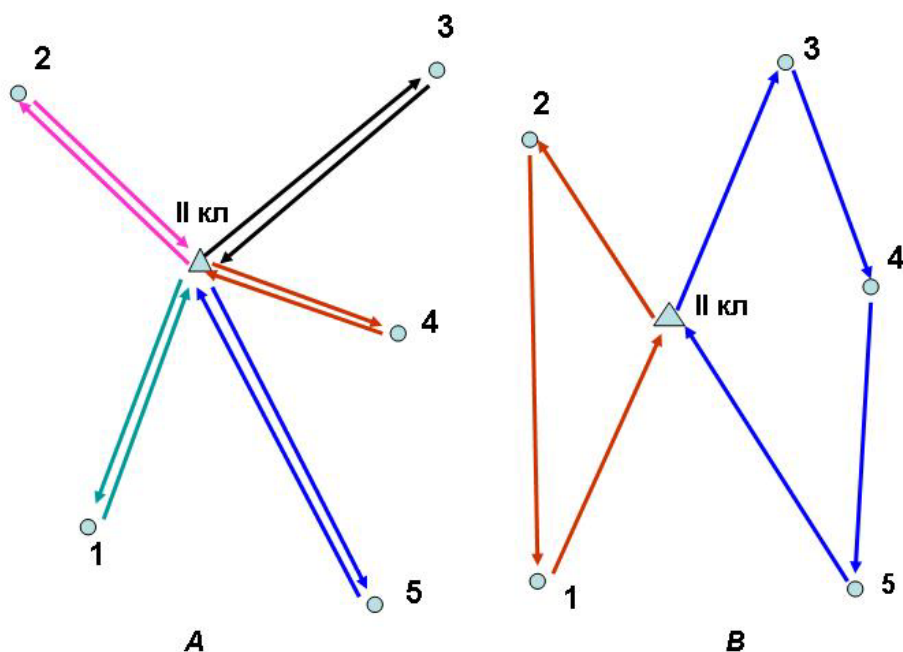


Рис. 2.20. Варианты создания опорной сети по центральной системе:
А – с прямой независимой связью, В – с прямой зависимой связью

Основной методикой наблюдений в рейсе является методика однократных наблюдений по схеме 1 – 2 – 3 – ... – n – ... – 3 – 2 – 1. Число пунктов, включаемых в рейс или звено определяется допустимой продолжительностью рейса, которая должна обеспечить линейное смещение нуля с требуемой точностью. Каждый опорный пункт наблюдается не менее, чем в двух независимых рейсах и должен иметь не менее трех приборо-связей с исходным опорным пунктом. Инструкцией в качестве основной ре-

комендуется методика измерений по центральной системе, при которой каждый опорный пункт имеет связь с пунктом, принятым за центральный в звене (рейсе). Каждое звено при этом начинается и заканчивается на одном и том же центральном пункте (рис. 2.20). За центральный пункт принимают обычно государственный опорный пункт I или II классов. Если этот пункт расположен далеко от площади работ, от него выставляют центральный пункт опорной сети III класса, располагая его на площади работ.

Приращения силы тяжести между опорными и центральным пунктом определяют при равноточных измерениях как средние арифметические из наблюдаемых приращений, при неравноточных измерениях усреднение выполняют с учетом весов измерений.

При невозможности измерений на всех точках опорной сети по центральной системе (например, в горно-таежной местности) создается двухступенчатая система опорных пунктов, включающая каркасные опорные пункты и пункты заполняющей опорной сети (рис. 2.21). Каркасные пункты создают по центральной системе, а заполняющие опорные пункты создают от пунктов каркасной сети. Каждый рейс при создании заполняющей опорной сети должен начинаться и заканчиваться на каркасном пункте, причем не обязательно на одном и том же.

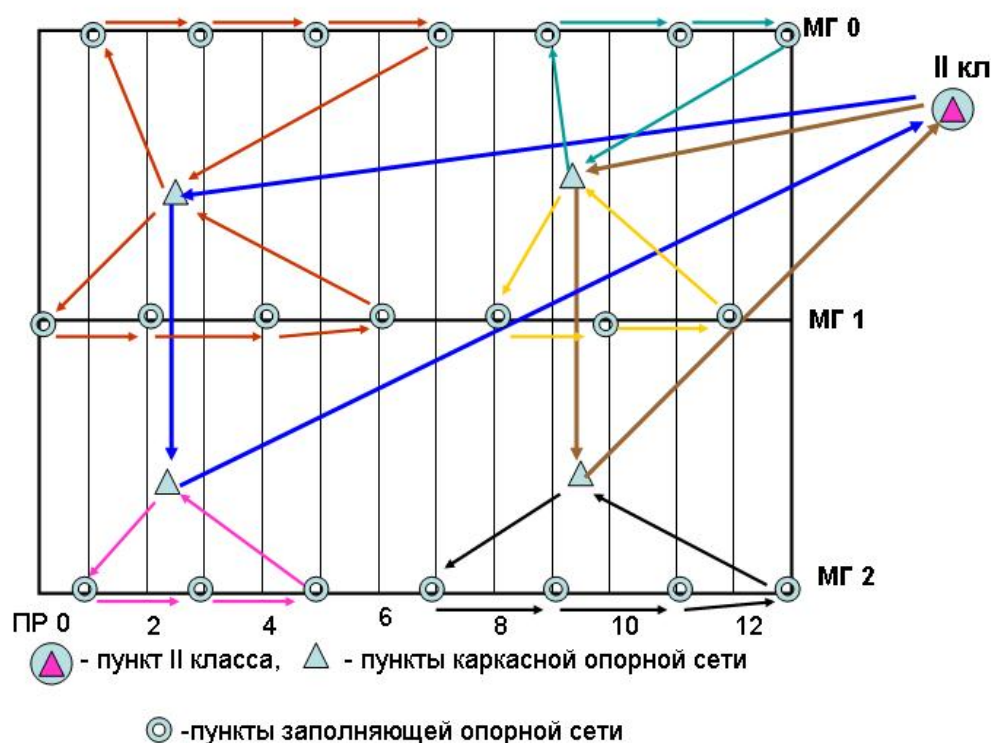


Рис. 2.21. Схема создания двухступенчатой опорной сети

В том случае, если невозможно создать опорную сеть по центральной или двухступенчатой системам, применяют полигональную систему измерений (рис. 2.22). Это система, при которой опорная сеть образуется из совокупности полигонов со сторонами, каждая из которых определена в независимых рейсах по схеме 1 – 2 – 1, при этом предпочтительны полигоны с наименьшим числом сторон. Применение этой схемы предполагает последующее уравнивание полигонов.

Число наблюдений на пунктах опорной сети зависит от точности аппаратуры (средней квадратической погрешности единичного наблюдения) и проектной точности определения значений поля на пунктах опорной сети. На каждом опорном пункте должно быть выполнено не менее 3 независимых наблюдений.

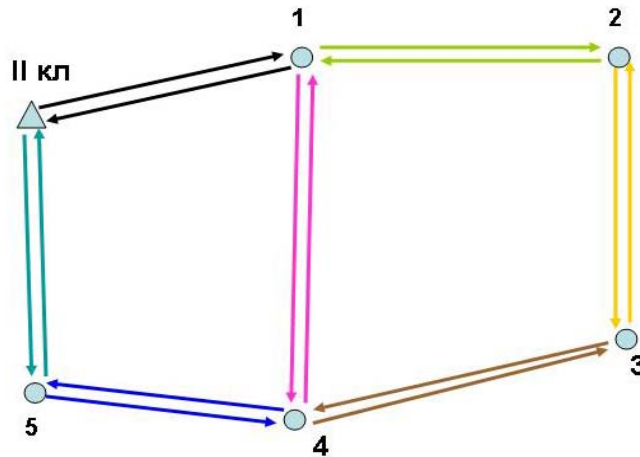


Рис. 2.22. Полигональная система создания опорной сети

После измерений на опорной сети проводится оценка точности создания опорной сети. Погрешность единичного наблюдения на одноступенчатой опорной сети рассчитывается по формуле:

$$\varepsilon_{e0} = \sqrt{\frac{\sum \delta_i^2}{N - n}}, \quad (2.56)$$

где δ_i – разности между средними и i -ми значениями на всех опорных точках, N – число наблюдений на всех опорных точках, n – число опорных точек.

Погрешность создания опорной сети определяется по формуле:

$$\varepsilon_{on} = \frac{\varepsilon_{e0}}{\sqrt{N_{cp}}}, \quad (2.57)$$

где N_{cp} – среднее количество наблюдений на точках опорной сети, т.е. N/n .

При двухступенчатой системе погрешность оценивается следующим образом:

$$\varepsilon_{on} = \sqrt{\frac{n_k + \varepsilon_k^2 + n_z (\varepsilon_k^2 + \varepsilon_z^2)}{n_k + n_z}}, \quad (2.58)$$

где n_k и n_z – число соответственно каркасных и заполняющих опорных точек, ε_k и ε_z – погрешности создания каркасной и заполняющей опорной сети, рассчитанные по формуле (2.56).

Густота опорной сети определяется исходя из требования, чтобы в рядовом рейсе оператор успевал провести измерения на профиле (начиная их и заканчивая на опорном пункте) в течение времени линейного смещения нуля гравиметра.

При полигональной системе наблюдений на опорных пунктах оценка качества полигонов проводится по их невязкам. Допустимая невязка в полигоне определяется по формуле

$$Wg = \pm 2 \mu \sqrt{\frac{K}{m}}, \quad (2.59)$$

где μ – СКП определения единичного приращения Δg ; K – число сторон в полигоне; m – среднее для данного полигона число наблюдений Δg между двумя смежными пунктами. Значение μ вычисляется по формуле:

$$\mu = \pm \sqrt{\frac{\sum \delta_i^2}{N-S}} \quad (2.60)$$

где S – число сторон полигонов опорной сети.

Погрешность определения силы тяжести на опорных пунктах полигональной системы вычисления по формуле.

$$\varepsilon_{on} = \pm \mu \sqrt{\frac{M}{m}}, \quad (2.61)$$

где M средняя удаленность опорных пунктов от ближайших исходных пунктов, выраженная в числе приращений.

2.8.3. Рядовая сеть

Основными формами сети рядовых пунктов при площадной съемке являются квадратная и прямоугольная. В практике работ чаще используют прямоугольную сеть, что связано как с необходимостью интерпретации данных по профилям, так и с целью наиболее эффективного использования вырубков в залесенных районах. При площадных съемках отношение межпрофильного расстояния к шагу съемки по профилю не должно превышать 5.

Густота сети зависит от задач съемки и геологических условий. Ожидаемые аномалии силы тяжести должны обнаруживаться не менее, чем двумя – тремя точками на профиле и не менее, чем на двух профилях. По амплитуде достаточно надежными считаются аномалии, значения поля в которых относительно соседних точек превышают утроенную погрешность измерений. Подробнее эти вопросы изложены в методических указаниях по курсовому проектированию. Здесь же рассмотрим методику наблюдений при рядовой съемке.

1. Методика однократных наблюдений – наиболее распространенная методика полевых наблюдений. Учет линейного смещения нуля проводится по каждому звену рейса. Смещение определяют по сопоставлению разностей значений силы тяжести между опорными пунктами, полученных в рядовом рейсе с разностью жестких значений силы тяжести на опорных пунктах.
2. Методика с повторениями в обратном ходе. В обратном ходе проводят повторные измерения на ряде точек или на всех точках. По двум наблюдениям на каждой точке строят прямые смещения нуля. Недостатком методики является увеличение продолжительности рейса, что повышает вероятность нелинейного смещения нуля.
3. Методика с повторением в прямом ходе (цикловая). Измерения выполняют по схеме 1 – 2 – 3 – 1 – 2 – 3 – 1 – ... При этом также возможен случай невыявления нелинейного смещения нуля, но он менее вероятен.
4. Методика разностного нуля-пункта. Между пунктами каркасной сети проводят одновременные измерения двумя гравиметрами. По результатам измерений вычисляют разность отсчетов гравиметров на каждой точке и строят график разностного нуля-пункта. Точках излома или перегиба разностного нуля-пункта выставляют опорные пункты заполняющей опорной сети. После проведения измерений на этих пунктах заполняющей опорной сети рядовые рейсы переобработывают.

В процессе проведения рядовой съемки обязательно выполнение независимых контрольных наблюдений. Эти наблюдения выполняются в другой день, другим оператором и другим прибором. Объем контрольных наблюдений обычно составляет 5...10 % от всего объема работ (при двухприборной съемке допускается 3 %), но не ме-

нее 50 пунктов. При камеральной обработке подсчитывается погрешность, полученная при съемке и сравнивается с проектной.

Оценка точности рядовой съемки проводится по формуле:

$$\varepsilon = \sqrt{\frac{\sum \delta_i^2}{2n}}, \quad (2.62)$$

где под δ_i понимаются отклонения значений Δg , полученных в рядовых рейсах, от контрольных, n – число проконтролированных точек.

2.8.4. Методика топо-геодезического обеспечения гравиметрических работ

Геодезические работы при гравиметрических съемках включают:

- перенесение в натуру проекта расположения опорных и рядовых гравиметрических пунктов (разбивка) магистралей, профилей и т. п.;
- закрепление пунктов соответствующими знаками;
- определение координат и высот пунктов наблюдений;
- проведение работ по определению относительных превышений местности вокруг пунктов наблюдений с целью учета влияния рельефа;
- составление геодезической основы для итоговой гравиметрической карты;
- технический контроль и оценку точности гравиметрических работ.

Допустимые СКП определения координат и высот пунктов наблюдений приведены в таблицах инструкции.

При съемках в горных районах при опознавании пунктов на аэрофотоснимках и топокартах инструкцией рекомендуется использовать масштабы аэрофотоматериалов и топографических карт, указанные в табл. 2.2.

При проведении плановой привязки могут применяться:

- 1) топокарты масштабов более крупных, либо соответствующих
- 2) масштабов гравиметрических съемок.
- 3) аэрофотосъемочные материалы;
- 4) инструментально-геодезические методы (буссольные, теодолитные
- 5) ходы и т. д.);
- 6) радиогеодезические и светодальномерные способы;
- 7) космические топопривязчики типа GPS.

Таблица 2.2

МАСШТАБ		
Отчетных карт	Аэрофотоматериалов	Топокарт
1:200000, 1:100000	1:40000...1:30000	1:25000
1:50000	1:30000...1:17000	1:10000
1:25000	1:17000...1:12000	1:5000
1:10000	1:12000...1:10000	1:5000...1:2000
1:5000	1:7000...1: 5000	1:2000

Для определения высот применяют:

- 1) топографические карты, обеспечивающие определение высот
- 2) соответствующей точности;
- 3) микробарометрическое нивелирование;
- 4) стереофотограмметрические методы;
- 5) техническое и геодезическое нивелирование;
- 6) гидростатическое нивелирование;

Для определения поправки за рельеф местности в центральной зоне проводят обычно нивелирование площадок в определенном радиусе вокруг пункта наблюдений по двум, четырем или восьми лучам.

2.9. Камеральная обработка данных съемки

Камеральная обработка данных гравиметрической съемки делится на два вида – первичную и окончательную. Первичная обработка выполняется в поле, в процессе проведения съемочных работ, окончательная выполняется в камеральных условиях на базе партии или экспедиции.

При первичной камеральной обработке обычно ведется расчет полных значений ускорения силы тяжести с введением поправок за лунно-солнечные вариации (при высокоточной съемке), иногда за температуру и нелинейность шкалы прибора, а также рассчитываются полученные (реальные) погрешности съемки. Чаще всего при обработке вводится поправка только за смещение нуля гравиметра.

2.9.1. Первичная обработка данных

Поскольку гравиметрами измеряются не полные значения ускорения силы тяжести, а его приращения, наблюдения с гравиметром всегда начинаются на опорных пунктах, где полные значения силы тяжести определяются заранее с повышенной точностью.

Зная полное значение силы тяжести на опорном пункте (так называемое «жесткое» значение $-g_{on1}$) и, взяв отсчет на этом пункте (n_{on}), а затем на пунктах рядовой съемки ($n_1; n_2; n_3 \dots n_i$ и т. д.), приращения силы тяжести на каждом из рядовых пунктов относительно опорного можно определить, как

$$\begin{aligned} \Delta g_1 &= c (n_1 - n_{on1}), \\ \Delta g_2 &= c (n_2 - n_{on1}), \\ &\dots\dots\dots, \\ \Delta g_i &= c (n_i - n_{on1}) \end{aligned}$$

где C – цена деления гравиметра. Алгебраически суммируя приращения на каждом пункте с жестким значением, получают полные значения силы тяжести на каждом рядовом пункте:

$$\begin{aligned} g_1 &= g_{on1} + \Delta g_1, \\ g_2 &= g_{on1} + \Delta g_2, \\ &\dots\dots\dots, \\ g_i &= g_{on1} + \Delta g_i, \end{aligned}$$

Однако полученные значения g_i будут определены с ошибкой, поскольку гравиметр обладает сползанием нуля-пункта. Для учета этой ошибки каждое звено рейса (маршрута) должно не только начинаться, но и заканчиваться на опорном пункте, причем не обязательно на том же, так как полные (абсолютные) значения силы тяжести известны на каждом из опорных пунктов. При этом надо выполнять обязательное условие – промежуток времени между отсчетами на опорных пунктах (или говорят: длительность звена рейса) должен быть не больше времени рабочего режима гравиметра, которое определяют опытным путем перед началом работы. Обычно это время не превышает 3–4 часов. Затем приступают к обработке данных. Вычисляют для каждой точки разность отсчетов, вычитая из отсчетов на каждой точке самый первый отсчет на опорной точке ($\Delta n_i = n_i - n_0$). Умножают разности отсчетов на цену деления ($\Delta g = c \cdot \Delta n_i$).

На миллиметровке строят график зависимости сползания нуля-пункта от времени (рис. 2.23), считая эту зависимость линейной. Затем определяют величину сползания

нуль-пункта для каждого пункта рядовых наблюдений пропорционально времени. Время отсчитывается от отсчета на первом опорном пункте и поправка вводится с обратным знаком. Пример такого расчета приведен в табл. 2.3 для цены деления гравиметра $C = 5$ мгл/об, $g_{on1} = 981\,290.00$ мгл, $g_{on2} = 981\,308.90$ мгл.

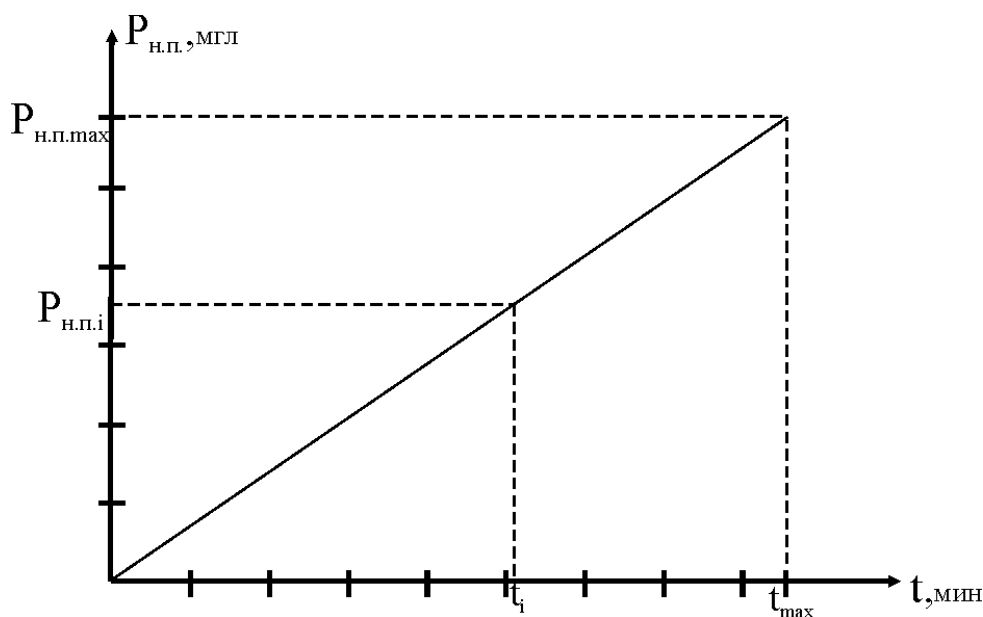


Рис. 2.23. График зависимости смещения нуля-пункта от времени

Таблица 2.3

Профиль, пикет	t°, C	Время	Отсчет, об.	Δg	$g_{абс.}$	Поправка за сполз. 0	$g_{испр.}, мгл$
ОП – I	12°	9 – 00	4.500		981 290.00	0	
I		9 – 10	5.200	+3.50	293.50	–0.05	293.45
2		9 – 20	6.400	+9.50	299.50	–0.10	299.40
3		9 – 40	2.000	–12.50	277.50	–0.20	277.30
4		9 – 50	6.200	+8.50	298.50	–0.25	298.25
5		10 – 00	5.100	+3.00	293.00	–0.30	292.70
ОП – 2	14°	11 – 00	8.400	+19.5	981 309.50	–0.60	308.90

9.2.2. Окончательная обработка

Для разведочных целей непосредственное сопоставление измеренных значений силы тяжести оказывается невозможным, Т.К. наряду с неоднородным распределением масс в Земле (что и является целью разведки) на силу тяжести оказывают влияние географическое положение точек наблюдений, их высота, окружающие массы рельефа и т. д. интерес представляют не полные значения g , а только их аномальные значения:

$$g_a = g_{изм} - \gamma_0 \quad (2.63)$$

В формулах для нормальных значений силы тяжести учтено действие центробежной силы, которое не зависит от распределения масс в Земле, поэтому аномалии Δg отражают только неоднородное распределение масс и тождественно совпадают с аномалиями притяжения. Однако в формуле (2.63) $g_{изм}$ относится к физической поверхности Земли, а γ_0 – к поверхности эллипсоида. Чтобы получить аномалию g_a , надо либо привести измеренное значение $g_{изм}$ к поверхности эллипсоида, либо привести нормальное

поле γ_0 к физической поверхности Земли. С математических позиций это все равно, но более удобным оказалось приведение нормального поля к физической поверхности Земли. Такое приведение или **редуцирование** осуществляется с помощью поправок.

Практически при редуцировании используют высоты от уровня моря, т. е. геоида, а не от сфероида, поэтому величины g и γ относятся разным поверхностям. Это дает лишь постоянный фон на участках измерений. Такие аномалии называются смешанными (чистыми называют аномалии, отнесенные к одной поверхности). Если рассматриваются территории порядка континентов, то надо вводить поправку за искажающее действие отклонения геоида от сфероида. Ее максимальное значение может быть до 40 мГл.

Обычно при окончательной обработке гравиметрических данных используют следующие поправки и соответствующие им редукции.

1. Поправка за высоту точки стояния прибора.

Наблюдения с гравиметром обычно проводятся на неровном рельефе земной поверхности. При этом значение силы тяжести зависит от высоты точки наблюдения – с увеличением высоты значения силы тяжести уменьшается. Для того, чтобы рельеф поверхности наблюдения не вносил ошибок в наблюдаемые данные, результаты гравиметрической съемки приводят к уровню моря (или редуцируют на уровень моря). Если представить себе, что между уровнем моря и поверхностью наблюдения нет горных пород, а находится только воздух, то, учитывая формулу нормального вертикального градиента силы тяжести V_{zz} , зависимость между абсолютной отметкой точки наблюдения (Н) и приращением силы тяжести на этой высоте ($\Delta g_{с.в.}$) можно записать в виде:

$$\Delta g_{с.в.} = 0,3086 \cdot H \quad (2.64)$$

Эта поправка называется поправкой за высоту точки стояния в свободном воздухе, или редуцией Фая.

2. Поправка за плотность пород промежуточного слоя.

Поправка за высоту определяется из предположения, что между уровнем моря и поверхностью наблюдений ничего нет. На самом же деле в пространстве между уровнем моря и рельефом поверхности съемки находятся горные породы с плотностью $\sigma_{п.с.}$ (так называемая плотность пород промежуточного слоя) (рис. 2.24).

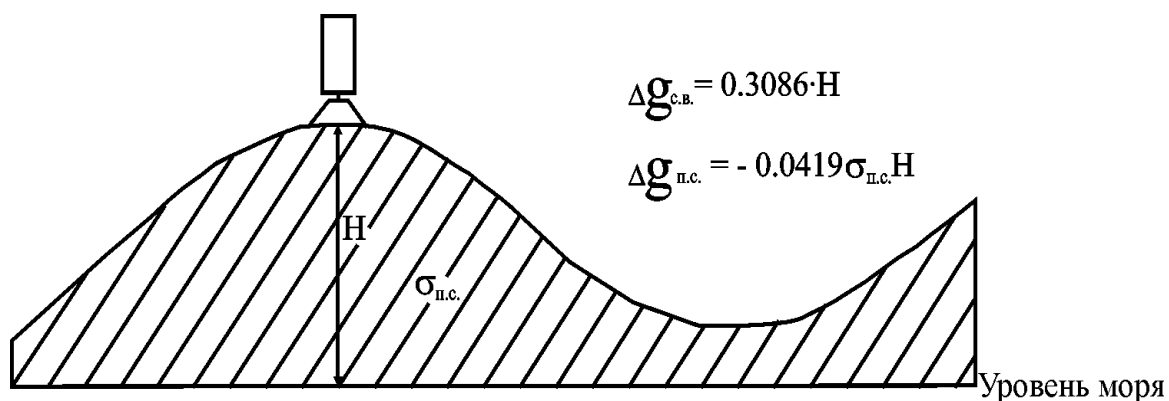


Рис. 2.24. Поправки за высоту точки стояния и плотность пород промежуточного слоя

Поправка за плотность промежуточного слоя определяется, согласно теории, также из простого соотношения:

$$\Delta g_{п.с.} = -0,0419 \sigma_{п.с.} H \quad (2.65)$$

Минус в формуле поставлен из-за того, что породы плотностью $\sigma_{п.с.}$ завывают значение силы тяжести, поэтому поправка всегда отрицательна. В практике обработки

обычно обе эти поправки объединяются в одну и суммарная поправка называется **поправкой (или редукцией) Буге**:

$$\Delta g_b = \Delta g_{c.v.} + \Delta g_{п.с.} = (0,3086 - 0,0419\sigma_{п.с.}) H \quad (2.66)$$

Кроме того, для целей разведочной геофизики необходимо знать аномальное поле, а его невозможно вычислить, не зная нормального поля. Как известно, фигуру Земли определяет геоид – геометрически сложная поверхность равных значений потенциала силы тяжести, совпадающая с невозмущенной поверхностью мирового океана и продолженная под континентами. Из теории гравитационного потенциала следует, что геоид очень близок к сфероиду с малым сжатием. Поле силы тяжести на поверхности сфероида или трехосного эллипсоида определяется из теоремы Клеро:

$$g_0 = g_3(1 + \beta \cdot \sin^2\varphi - \beta_1 \cdot \sin^2 2\varphi), \quad (2.67)$$

где φ – географическая широта точки, g_3 – значение силы тяжести на экваторе. Для определения коэффициентов β и β_1 следует измерять значения силы тяжести в большом числе точек, равномерно распределенных на земной поверхности. Таким образом можно составить столько уравнений типа (2.67), сколько сделано наблюдений. В правые части уравнений подставляют координаты φ точек наблюдений, в левые – значения g_0 , полученные из наблюдений и редуцированные к уровню моря. Затем, если полученную систему уравнений решить по способу наименьших квадратов, можно получить уравнение (2.67) в численном виде. Имеется множество формул нормального распределения силы тяжести, выведенных различными авторами. Для нашей страны наилучшим образом представляет Землю эллипсоид О.Н. Красовского, имеющий сжатие $\alpha = \frac{1}{298.3}$. Эллипсоиду О.Н. Красовского наиболее соответствует формула нормального поля, полученная Гельмертом (1901–1909 гг.):

$$\gamma_0 = 978030 (1 + 0,005302 \sin^2\varphi - 0,000007 \sin^2 2\varphi) - 14 \text{ (мгл)}. \quad (2.68)$$

Аномальное значение (g_a) вычисляется как разность наблюдаемого значения силы тяжести в редукции Буге и значения нормального поля (γ_0) в каждой точке наблюдения:

$$g_a = g_{испр} + \Delta g_b - \gamma_0, \quad (2.69)$$

где Δg_b определяется по формуле (2.66).

Согласно инструкции по гравиразведке, при проведении гравиразведочных работ необходимо вычислять редукцию Буге с тремя плотностями:

$\sigma_1 = 2,67 \text{ г/см}^3$ (средняя плотность верхней части земной коры);

$\sigma_2 = 2,3 \text{ г/см}^3$ (средняя плотность осадочного слоя)

и σ_3 – реальная средняя плотность пород района.

Значение g_a , вычисленное по формуле (2.69), называют аномальным значением силы тяжести в неполной топографической редукции, так как здесь ещё не учтено гравитационное влияние окружающего рельефа.

3. Поправка за влияние окружающего рельефа

На результаты измерений с гравиметрами оказывает воздействие избыток или недостаток масс, расположенных вокруг точки наблюдения. Необходимость введения поправки за окружающий рельеф определяется в каждом конкретном случае степенью расчленённости рельефа и необходимой точностью работ. Согласно инструкции по гравиразведке, поправки за влияние рельефа местности вводятся на тех пунктах, где они превосходят 0,5 величины проектной среднеквадратичной погрешности определе-

ния аномалии силы тяжести. Как положительные формы рельефа, находящиеся вокруг точки наблюдения, так и отрицательные уменьшают наблюдаемое значение силы тяжести. Поэтому поправка за влияние рельефа всегда положительна (рис. 2.25).

Только в отдельных случаях, когда учитывается влияние масс, расположенных в радиусе 200 км и более, с учетом кривизны Земли поправка может быть отрицательной. Вычисление этой поправки является наиболее трудоёмкой операцией при обработке данных гравиразведки, поэтому здесь в первую очередь стали применяться ЭВМ. При вычислении поправки окружающий рельеф разбивается на несколько зон: центральную, ближнюю, среднюю и дальнюю.

Чтобы определить поправку, в радиусе центральной зоны вокруг точки наблюдения измеряют превышения по двум, четырем или восьми лучам в различных направлениях. Затем, рассчитав таблицы для различных углов I и используя превышения Δh , определяют поправку за рельеф в центральной зоне.

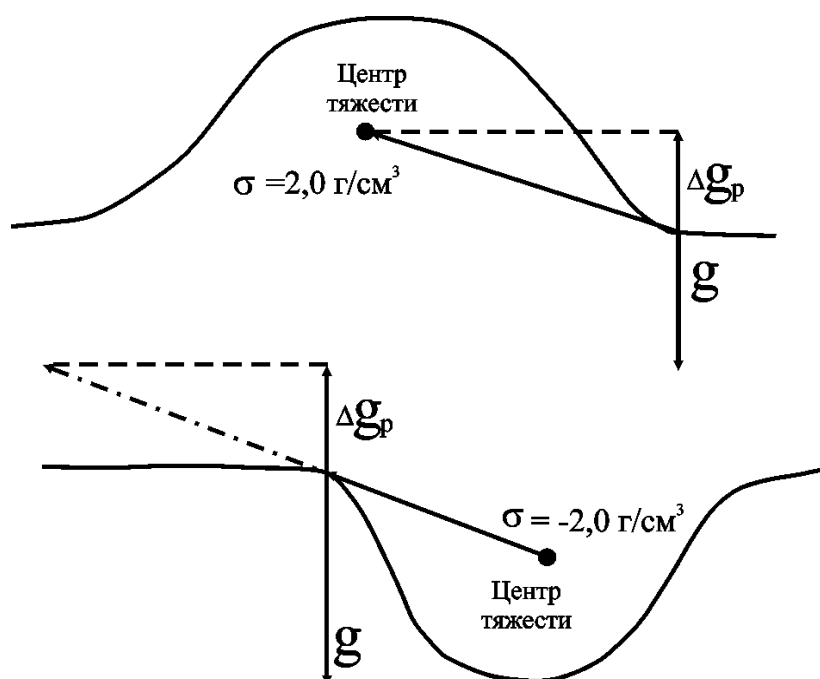


Рис. 2.25. Влияние положительных и отрицательных форм рельефа на поле силы тяжести

Для определения поправок за рельеф в ближней, средней и дальней зонах массы рельефа аппроксимируют либо набором кольцевых секторов (рис. 2.26, а), либо набором вертикальных параллелепипедов (рис. 2.26, б).

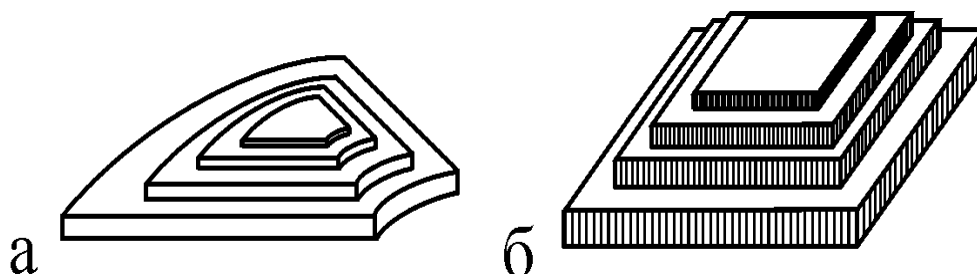


Рис. 2.26. Способы аппроксимации рельефа при вычислении поправки

При реализации первого способа порядок работы следующий:

1. Вычерчивают на кальке палетку в виде кольцевых зон, разделенных радиальными лучами на сектора (в зависимости от зоны 4, 6, 8 или 16 секторов).

- Например, если пределы ближней зоны от 250 м до 1000 м, вычерчивают две окружности от одного центра в масштабе топокарты радиусами 250 и 1000 метров и делят их на 8 зон (рис. 2.27).

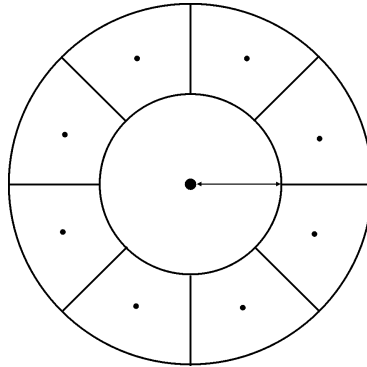


Рис. 2.27 Палетка для расчета поправки за рельеф

- Накладывают палетку на топокарту центром в точку наблюдения и в центре каждого сектора линейной интерполяцией между изолиниями рельефа определяют высоты. Вычисляют разность между высотой каждого сектора и высотой точки наблюдения.
- По специальным номограммам П.И. Лукавченко (рис. 2.28) для соответствующей зоны, зная вычисленные разности высот, определяют гравитационное влияние каждого сектора.

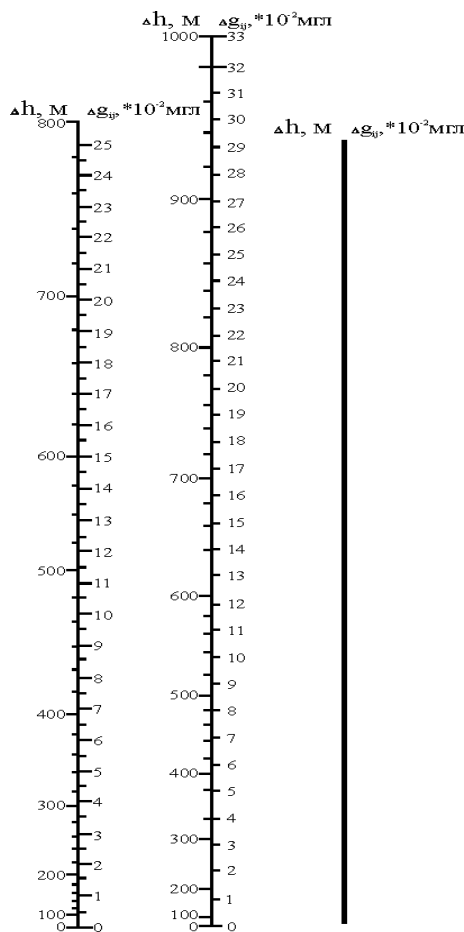


Рис. 2.28. Палетка П.И. Лукавченко для зоны 1000...1500 метров

5. Сумма влияний всех секторов и будет искомой поправкой для плотности пород рельефа, указанной на номограмме. Если принятая плотность пород промежуточного слоя отличается от плотности, указанной на номограмме, то поправку умножают на коэффициент, равный отношению принятой плотности к указанной на номограмме, т. е.

$$k = \frac{\sigma_{н.с.}}{\sigma_{ном}}. \quad (2.70)$$

Для вычисления поправки за рельеф с помощью ЭВМ более удобными оказались квадратные палетки. При этом с топокарты по регулярной квадратной оси снимают высотные отметки местности, т. е. создают цифровую модель местности (ЦММ). Детальность снятия высот (шаг ЦММ) зависит от требуемой точности вычисления поправки и степени расчлененности рельефа. Основой алгоритмов при решении задачи служит формула притяжения элементарного параллелепипеда (рис. 2.26, б):

$$\delta g_p = \frac{k\sigma}{2} \iint \frac{h^2(x; y) \cdot dx \cdot dy}{(x^2 + y^2)^{3/2}}. \quad (2.71)$$

Эта формула представляется в виде суммы конечных разностей по кубатурной формуле Симпсона:

$$\Delta g_p(h_0) = \frac{k\sigma S^2}{18} \sum_i \sum_j V_{ij} \frac{(h_{ij} - h_0)^2}{(x_i^2 + y_i^2)^{3/2}}, \quad (2.72)$$

где S – шаг ЦММ; $x_i = iS$; $y_i = jS$ – координаты текущей точки ЦММ; h_0 – высота точки, для которой выполняется расчет; V_{ij} – коэффициент формулы Симпсона.

Таким образом, при подготовке данных для введения в память ЭВМ необходим массив ЦММ с указанием шага ЦММ, координат каждой точки ЦММ, координат и высот пунктов наблюдений. Вычисленная на ЭВМ поправка обычно выдается в виде каталога поправок в пунктах наблюдений.

Несмотря на успешное использование ЭВМ, способы введения поправок с помощью палеток и номограмм не потеряли своего значения, т. к. они более гибки по сравнению с машинными в смысле возможности изменения процедуры вычислений в связи с конкретной ситуацией и еще применяются для тестирования программ.

В полевой период составляется предварительная карта аномалий силы тяжести в редукции Буге. При этом для съемок масштаба 1:50000 и мельче поправку за рельеф вводить не обязательно, а для съемок масштаба 1:25000 и крупнее – обязательно на участках сложного рельефа.

Поправки за рельеф местности вводятся в результаты наблюдений на тех пунктах, на которых они превышают 0,5 величины ε_a .

Для съемок масштаба 1:50000 и мельче радиус учитываемой области при вычислении поправок за рельеф принимается равным 50 км. Для горных районов, где влияние масс в зонах с радиусом более 50 км превышает 0,5 мгл., радиус учета влияния рельефа устанавливается 200 км.

Таким образом, в результате окончательной камеральной обработки вычисляются в каждой точке аномальные значения силы тяжести по общей формуле:

$$g_a = g_{изм} - \gamma_0 + (0,3086 - 0,0419 \cdot \sigma)H + \delta g_p, \quad (2.73)$$

В зависимости от конкретных условий района работ могут вводиться и другие дополнительные поправки, например, за влияние переменной мощности рыхлых отложений, за влияние болот и т. д. Заключительным этапом полевых работ является построение гравитационной карты в редукции Буге. Пример такой карты приведен на рис. 2.29.

Гравиметрическая карта в редукции Буге
Нормальная формула Гельмерта (1909 – 1911 г.)
Плотность редуцирования 2,67 г/см³

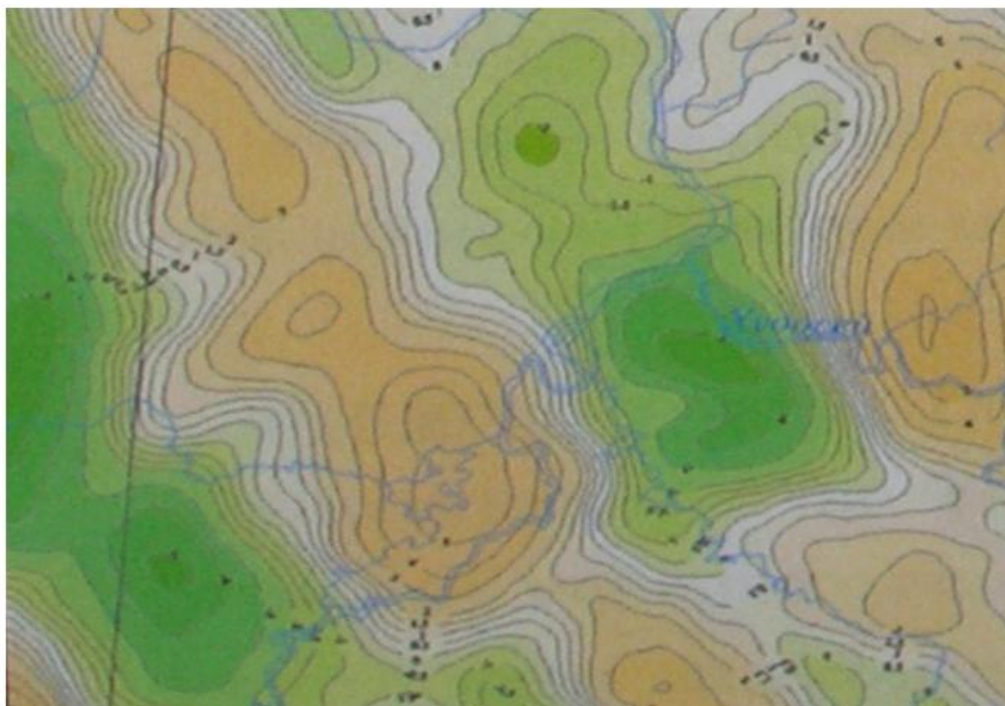


Рис. 2.29. Пример оформления гравиметрической карты

Инструкцией предусмотрено обязательное построение карт аномалий Буге с плотностью промежуточного слоя, равной 2,3 г/см³ и 2,67 г/см³ для мелкомасштабных съемок, включая съемки масштаба 1:50000. Карты с плотностью промежуточного слоя, 2,3 г/см³ составляется без введения поправки за рельеф. Для геологической интерпретации строятся карты и графики аномалий Буге с истинной постоянной или кажущейся плотностями промежуточного слоя. В этих случаях поверхность относимости не обязательно должна совпадать с поверхностью геоида.

Основным критерием оценки точности аномалий служит СКП аномальных значений:

$$\varepsilon_a = \pm \sqrt{\varepsilon_{ред.}^2 + \varepsilon_{оп.}^2 + \varepsilon_n^2 + \varepsilon_{\gamma_0}^2 + \varepsilon_p^2}, \quad (2.74)$$

где $\varepsilon_{ред.}$; $\varepsilon_{оп.}$; ε_n – пояснены ранее, ε_{γ_0} – СКП определения нормального значения силы тяжести; ε_p – СКП поправки за рельеф.

2.10. Решение прямой и обратной задач гравиразведки

При интерпретации гравитационных аномалий широко используются понятия прямой и обратной задач гравиразведки.

Прямая задача состоит в вычислении значений поля силы тяжести (и, возможно, его производных) в точках над объектом, если известны все параметры объекта (глубина,

форма, размеры, плотность). Эта задача, если заданы все параметры объекта, имеет единственное решение и в результате ее решения мы получаем графики поля силы тяжести (V_Z) или (и) ее производных (горизонтальной V_{ZX} и вертикальной V_{ZZ}) над объектом.

Обратная задача – это непосредственно задача интерпретации и состоит она в определении параметров объекта (глубины центра, верхней и нижней кромок, горизонтальных размеров, формы, плотности) при известных (измеренных) графиках поля силы тяжести над объектом или (и) производных V_{ZX} , V_{ZZ} .

Обратные задачи обычно неоднозначны, т. е. имеют множество решений и задача интерпретатора – выбрать среди них наиболее вероятное.

При интерпретации обычно прямая задача служит вспомогательной для решения обратной задачи. Одним из методов решения обратной задачи является метод подбора, т. е. многократное решение прямой задачи до совпадения теоретического (вычисленного) графика силы тяжести с полевым (измеренным на профиле).

2.10.1. Способы решения прямой задачи

В практике гравиразведочных работ обычно рудные тела аппроксимируются правильными телами: антиклинальные и синклиналильные складки можно принять за горизонтальные цилиндры, дайки – за вертикальные пласты, изометричные залежи при глубине залегания центра, большей их радиуса – за сферы и т. д.

Неправильные и сложные объекты могут аппроксимироваться набором правильных тел. Это удобно тем, что для правильных тел аналитические выражения поля силы тяжести и его градиентов известны. Например, выражения поля силы тяжести Δg и его градиентов V_{ZX} и V_{ZZ} для сферы имеют вид (при $y=0$):

$$V_Z = \Delta g = \frac{k \cdot M_c \cdot h}{(x^2 + h^2)^{3/2}}; \quad (2.75)$$

$$V_{ZZ} = \frac{k \cdot M_c \cdot (2h^2 - x^2)}{(x^2 + h^2)^{5/2}}; \quad (2.76)$$

$$V_{ZX} = -\frac{3k \cdot M_c \cdot h \cdot x}{(x^2 + h^2)^{5/2}}; \quad (2.77)$$

Для двумерного горизонтального кругового цилиндра (т. е. бесконечного простираения в плоскости чертежа):

$$V_Z = \Delta g = \frac{2k \cdot m_y \cdot h}{(x^2 + h^2)}; \quad (2.78)$$

$$V_{ZZ} = \frac{2k \cdot m_y \cdot (h^2 - x^2)}{(x^2 + h^2)^2}; \quad (2.79)$$

$$V_{ZX} = -\frac{4k \cdot m_y \cdot h \cdot x}{(x^2 + h^2)^2}. \quad (2.80)$$

где k – гравитационная постоянная, равная $6,67 \cdot 10^{-8} \text{ см}^3/\text{г с}^2$; M_c – избыточная масса сферы, определяемая как произведение ее объема на избыточную плотность (разность плотностей объекта и вмещающих пород); m_y – избыточная масса единицы длины цилиндра, определяемая как произведение площади сечения цилиндра на избыточную плотность; x – текущая координата; h – глубина центра сферы или осевой линии цилиндра.

Начало координат обычно выбирают в эпицентре тела. Анализ полей, вызванных правильными телами, дает возможность определить характерные точки кривых (экстремумы, точки перегиба, переход через ноль и др.) и по их положению оценить параметры искомого объекта. Для этого используются приемы, рассматривавшиеся ранее в курсе математического анализа. Например, для отыскания экстремумов необходимо взять производную функции по x и приравнять ее к нулю, при отыскании точек смены знака сама функция приравнивается к нулю и т. д. Вид графиков V_z , V_{zx} , V_{zz} над сферой и горизонтальным круговым цилиндром приведен на рис. 2.30 и 2.31.

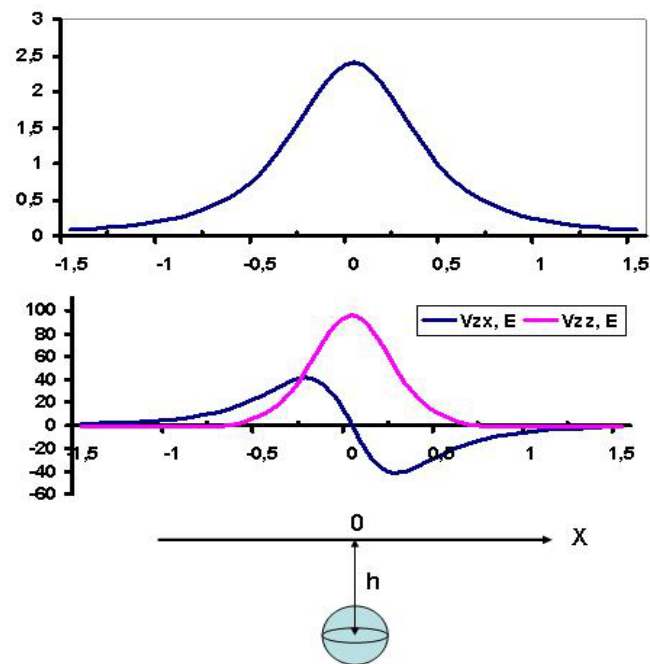


Рис. 2.30. Гравитационное поле сферы (шара)

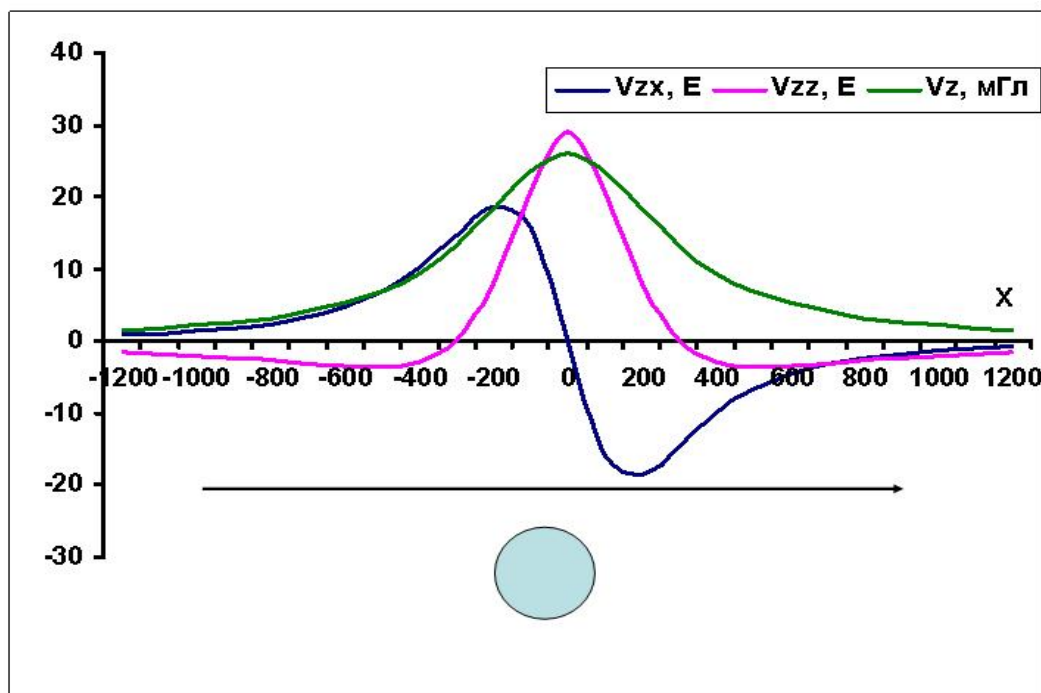
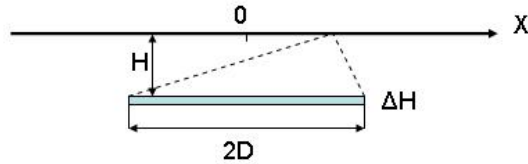


Рис. 2.31. Гравитационное поле кругового горизонтального цилиндра

Для горизонтального тонкого пласта, которым в первом приближении можно аппроксимировать нефтеперспективные структуры или залежи, аналитические выражения составляющих поля силы тяжести представлны на рис. 2.32.

$$V_z = 2km \left(\text{Arctg} \frac{X+D}{H} - \text{Arctg} \frac{X-D}{H} \right)$$



H – глубина верхней кромки пласта, $2D$ – ширина пласта,

ΔH – вертикальная мощность, m – линейная плотность

$$m = \Delta\sigma \cdot \Delta H$$

$$V_{zx} = 2kmH \left(\frac{1}{(X+D)^2 + H^2} - \frac{1}{(X-D)^2 + H^2} \right)$$

$$V_{zz} = 2km \left(\frac{X+D}{(X+D)^2 + H^2} - \frac{X-D}{(X-D)^2 + H^2} \right)$$

Рис. 2.32. Аналитические выражения поля силы тяжести над тонким горизонтальным пластом

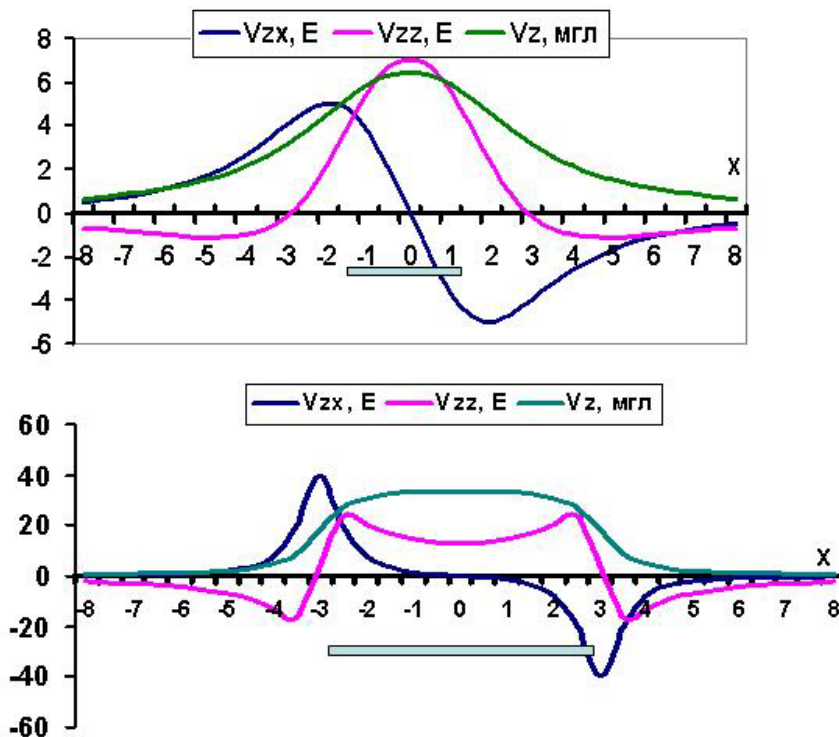


Рис. 2.33. Графики составляющих поля силы тяжести над тонким горизонтальным пластом

Графики V_z , V_{zx} , V_{zz} над тонким горизонтальным пластом показаны на рис. 2.33. Следует обратить внимание, как изменяются графики в зависимости от ширины пла-

ста – на верхнем рисунке показаны графики при полуширине пласта, не превышающей глубину его осевой линии, а на нижнем – при полуширине, превышающей эту глубину.

2.10.2. Способы решения обратной задачи

В основе простейших методов решения обратных задач гравиразведки лежат те же аналитические соотношения между характером поля и параметрами возмущающих тел правильной формы, которые мы рассматривали выше. Это аналитические формулы для геологических тел, по форме близкие к шару, горизонтальному и вертикальному круговому цилиндрам, конечным призмам и т. д.

Изменяя параметры той или иной формы тела, можно получить целый альбом теоретических кривых, соответствующий той или иной геологической ситуации.

При решении обратной задачи практически можно найти такие теоретические кривые, которые будут наиболее близко соответствовать наблюдаемым графикам поля. Параметры объекта, которые обусловили теоретическую кривую, по характеру близкую к наблюдаемому полю, можно в первом приближении отнести к реальному геологическому объекту, обусловившему практический график поля. Так в принципе, можно решать обратную задачу гравиразведки с помощью атласа теоретических кривых.

Однако чаще при интерпретации графиков наблюдаемого гравитационного поля используют так называемый метод характерных точек. Правильнее было бы называть его «метод абсцисс характерных точек графиков поля». В основе этого метода лежит связь между численными значениями какого-либо параметра объекта (например, глубины его залегания) и абсциссами наиболее характерных точек графика поля: полумаксимум Δg или V_{ZZ} , перехода через нулевую ординату, экстремумов, точек равных значений V_{ZZ} и V_{ZX} и т. д.

Естественно, что эти соотношения для разных форм объектов будут разные (рис. 2.34), оставаясь постоянными для разных избыточных плотностей. Зная глубину залегания объекта, можно найти другие его параметры, избыточную массу, сечение, полную массу (запасы) и т. д. например, зная глубину центра масс геологического объекта конечных размеров (по форме близкого к шару), можно найти его избыточную массу, радиус сечения и запасы, из соотношения:

$$\Delta g_{\max} = k \cdot M / h^2; \quad (2.81)$$

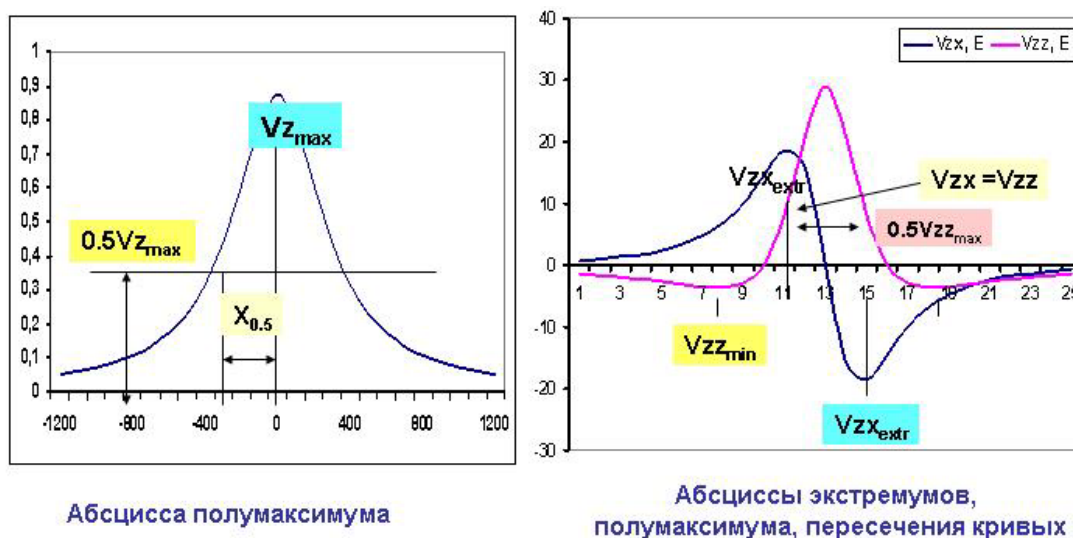


Рис. 2.34. Положение абсцисс характерных точек графиков, используемых при количественной интерпретации

Таблица 2.4

Характерные точки гравитационного поля простейших геометрических тел (для эшцентрального профиля)

№ п/п	Форма объекта	По графику поля	Абсцисса характерной точки		Величина			
			полумаксимума	перехода ч-з ноль	$V_{zx}=V_{\Delta}$	X		Y
1.	Однородный шар	Δg	$\pm 0,77h$	-	-	max	min	min
		V_{zx}	-	0	-h	-0,51h	+0,51*h	$\pm 0,858 \text{ км} \cdot \text{ч}^{-2}$
		V_{zz}	-	-	-	-	-	$2 \text{ км} \cdot \text{ч}^{-3}$
		V_{Δ}	-	-	-h	0	$\pm 0,81 \cdot h$	$-0,036 \text{ км} \cdot \text{ч}^{-3}$
2.	Горизонтальный круговой цилиндр	Δg	h	-	-	0	-	$2 \text{ км} \cdot \text{ч}^{-1}$
		V_{zx}	-	0	-0,41*h	-0,58*h	+0,58*h	$\pm 1,3 \text{ км} \cdot \text{ч}^{-2}$
		$V_{zz} = V_{\Delta}$	$\pm 0,51 \cdot h$	h	-0,41*h	0	$\pm -1,73 \cdot h$	$2 \text{ км} \cdot \text{ч}^{-2}$

Примечание: h – глубина залегания центра масс;

k – гравитационная постоянная, равная $6,67 \cdot 10^{-11} \text{ м}^3 / \text{кг} \cdot \text{с}^2$;

$M = V \cdot \Delta \sigma = 4/3 \cdot \pi R^3 \cdot \Delta \sigma$ (избыточная масса шара);

$m = S \cdot \Delta \sigma = \pi R^2 \cdot \Delta \sigma$ (избыточная масса единицы длины цилиндра);

Отсюда избыточная масса будет равна $M = \Delta g_{\max} \cdot h^2 / k$;

Объем шара $V = \frac{M}{\Delta \sigma}$ и радиус его эпицентрального сечения $R = \sqrt{\frac{3}{4} \pi k \cdot \Delta g_{\max} \cdot \frac{h^2}{\Delta \sigma}}$.

В итоге полная масса шара будет равна $P = V \cdot \sigma$, где $\Delta \sigma$ – избыточная плотность объекта, σ – истинная плотность вещества шара (руды), P – запасы руды.

Для горизонтального тонкого пласта обратную задачу можно решить, используя характерные точки по формулам:

$$H = \frac{X_{0.25}^2 - X_{0.5}^2}{2X_{0.5}}; \quad D = \sqrt{X_{0.5}^2 - H^2}; \quad m = \frac{V_{z \max}}{4k \operatorname{Arctg} \frac{D}{H}}. \quad (2.82)$$

Решение обратной задачи (т. е. определение параметров объекта) обычно выполняются в следующем порядке:

1. Построив графики V_z, V_{zz}, V_{zx} , по характерным точкам (рис. 2.34) определяют глубину до центра объекта (h).
2. Формулы (2.75) или (2.78) записывают для максимального значения V_z ($V_{z \max} = V_z$ при $x=0$).
3. Сняв с графика значения $V_{z \max}$ и, зная величину h , выражают из полученной формулы избыточную массу M и вычисляют ее.
4. Учитывая, что избыточная масса для сферы определяется, как $M = (\sigma_{об} - \sigma_{вм}) \cdot V$, а для горизонтального цилиндра, как $M = (\sigma_{об} - \sigma_{вм}) \cdot S$, можно определить объем сферы (V) или площадь сечения (S) цилиндра.
5. Зная V и S , можно по известным формулам объема сферы и площади сечения определить радиус объекта, а затем минимальную глубину бурения (т. е. глубину до верхней точки объекта).
6. Запасы изометричной залежи руды (P) определяются, как $P = V \cdot \sigma_{об}$, а для цилиндра можно определить запасы единицы его длины, как $P = S \cdot \sigma_{об}$.
7. Расчет относительных погрешностей ведется по формулам:

$$\varepsilon_h = (|h_p - h_{ист.}| / h_{ист.}) \cdot 100 \%, \\ \varepsilon_p = (|P_p - P_{ист.}| / P_{ист.}) \cdot 100 \%,$$

где $\varepsilon_h, \varepsilon_p$ – относительные погрешности определения глубины и запасов объекта соответственно, $h_p, h_{ист.}, P_p, P_{ист.}$ – рассчитанные и истинные значения глубин и запасов.

Практическое задание № 3

1. Проанализировать формулы V_z, V_{zx}, V_{zz} для сферы и кругового горизонтального цилиндра. Определить зависимости, связывающие абсциссы характерных точек графиков с глубинами залегания объектов.
2. Рассчитать и построить графики V_z, V_{zx}, V_{zz} для указанных объектов, проверить положение характерных точек графиков.
3. Считая, что известны только графики и плотности объектов и вмещающих пород, определить минимальную глубину задания заверочной скважины.

2.10.3. Построение контактной поверхности

В практике гравиразведочных работ на нефть и газ важное значение имеет задача построения контактной поверхности, то есть сложной субгоризонтальной поверхности раздела двух сред с разными плотностями. Для решения этой задачи необходимо иметь данные о разнице плотностей на границе раздела и хотя бы в одной точке на профиле или на площади необходимо знать глубину до границы (обычно по данным

бурения). Кроме того, необходимо в поле силы тяжести выделить составляющую, связанную с влиянием этой границы. Если обозначим $g(0) = Vz(0)$ – значение поля силы тяжести в точке, где известна глубина $H(0)$ по данным бурения, $Vz(X)$ – текущие значения поля силы тяжести в точках, где необходимо определить глубину до границы $H(X)$, то в первом приближении искомые глубины (рис. 2.35) в точках профиля можно определить по формуле:

$$H(x) = H(0) - \frac{Vz(x) - Vz(0)}{2\pi k \Delta \sigma} \quad (2.83)$$

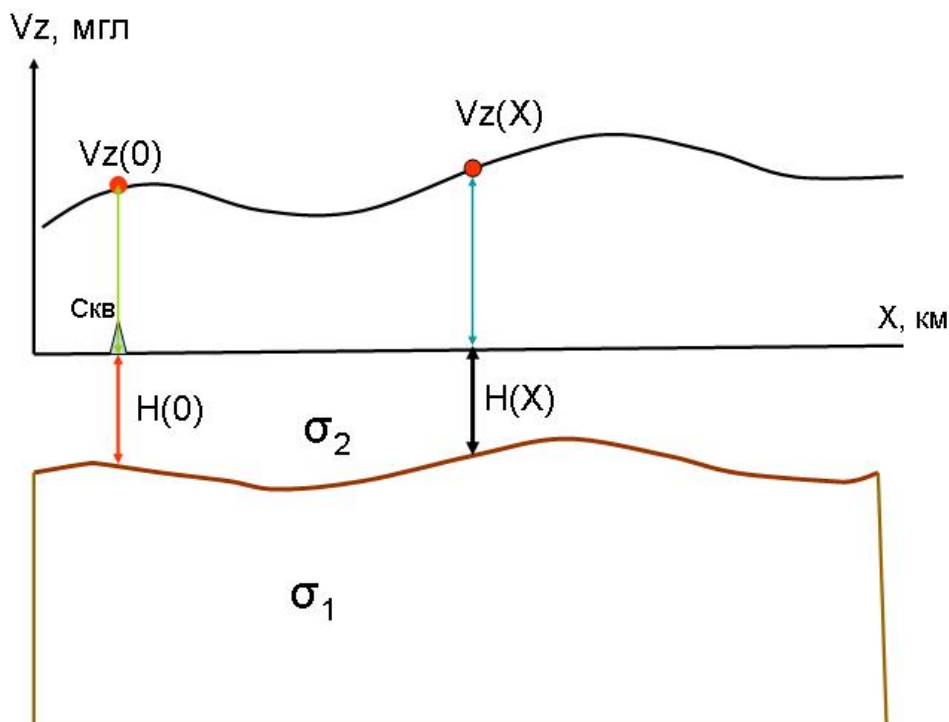


Рис. 2.35. Построение контактной поверхности по данным гравиразведки

Если при интерпретации имеются трансформанты гравитационного поля (чаще всего это Vzz или Vzx), можно использовать формулу Н.Р. Малкина:

$$H(x) = H(0) - \frac{Vz(x) - Vz(0)}{2\pi k \Delta \sigma} - \frac{Vz(x)Vzz(x) - Vz(0)Vzz(0)}{8\pi^2 k^2 \Delta \sigma^2} \quad (2.84)$$

Практическое задание № 4

Рассчитать и построить графики Vz , Vzx , Vzz от антиклинальной структуры, которую можно аппроксимировать горизонтальным тонким пластом с параметрами: глубина верхней кромки 2500 м, ширина пласта 4000 м, вертикальная мощность 50 м, избыточная плотность $0,3 \text{ г/см}^3$.

Считая, что параметры пласта неизвестны, а известна аномалия, решить обратную задачу по характерным точкам

Решить обратную задачу путем построения контактной поверхности и оценить надежность применения формул для контактной поверхности

Используя полученные формулы, смоделировать гравитационное влияние залежи нефти в своде структуры и оценить величину и амплитуду возможной аномалии от залежи. Параметры структуры и залежи согласовать с преподавателем.

Контрольные вопросы

1. Охарактеризуйте силу притяжения и ее потенциал, их связь и размерность.
2. Поясните свойства гравитационного потенциала, уравнения Лапласа и Пуассона и размерности вторых производных.
3. Поясните физический смысл вторых производных потенциала силы тяжести.
4. Охарактеризуйте силу тяжести на поверхности Земли и ее составляющие. Чем отличаются сила притяжения и сила тяжести?
5. Что такое нормальное поле силы тяжести. Понятие геоида.
6. Нормальные значения вторых производных гравитационного потенциала и их физический смысл.
7. Чем вызваны изменения гравитационного поля во времени. Для чего они изучаются в гравиразведке.
8. Что такое редукции и аномалии силы тяжести. Редукция Фая.
9. Редукция Буге и ее физический смысл. Что такое смешанные аномалии?
10. Поправка за рельеф. Способы аппроксимации рельефа и методика расчета.
11. Классификация методов измерения силы тяжести.
12. Сущность маятникового способа измерения силы тяжести. Особенности маятниковых гравиметров.
13. Сущность баллистического способа измерения силы тяжести. Особенности баллистических гравиметров (интерферометров).
14. Струнный способ измерения силы тяжести. Особенности струнных гравиметров.
15. Общее устройство и особенности работы кварцевых астазированных гравиметров. Их типы.
16. Что включает в себя эталонирование гравиметров. Поясните кратко суть операций.
17. Способы определения цены деления гравиметров. Чем они различаются и что в них общее?
18. Порядок наблюдений с гравиметром при рядовой съемке и порядок обработки рейса.
19. Методика гравиметрических работ. Опорные сети (какие, как создаются и для чего нужны).
20. Способы оценки точности опорной сети и рядовой съемки.
21. Как вычисляются аномальные значения силы тяжести? (какие поправки и для чего вводятся).

ГЛАВА 3. МАГНИТОРАЗВЕДКА

3.1. Магнитное поле земли

Факт существования магнитного поля на поверхности Земли известен с давних пор. Длительное время считали, что оно обусловлено внешними источниками. Предполагали, в частности, что стрелка компаса указывает на север благодаря притяжению Полярной Звезды. Поле использовали для ориентировки. Время появления компаса до настоящего времени не установлено. Считают, что компас появился в Китае между 2637 годом до нашей эры и 1100 годом нашей эры.

В конце XV века Х. Колумб во время знаменитого плавания из Европы в Америку установил, что стрелка компаса не везде устанавливается по географическому меридиану, и отклонение стрелки от направления меридиана в разных точках земной поверхности является переменным. Так было открыто магнитное склонение. В связи с этим появилась острая необходимость в определении закономерностей в изменениях склонения и составлении магнитных карт, что послужило мощным толчком к изучению поля.

В начале XVI века выяснилось, что вектор геомагнитного поля на большей части поверхности Земли негоризонтален, и угол наклона его к горизонту в разных точках тоже сильно изменяет свою величину. Стали определять и наклонение вектора.

Анализ результатов измерений склонения и наклонения в разных точках земной поверхности привел к предположению, что источник поля находится внутри Земли. Особенно убедительными оказались материалы исследований У. Гильберта. В конце XVI века им была изготовлена модель Земли – шар из магнетита. Наблюдения показали, что наклонение на поверхности модели изменяется так же, как и на поверхности Земли. У. Гильберт дал заключение: Земля представляет собой большой магнит с полюсами, совпадающими с географическими. Магнитное склонение же и его непостоянство он объяснил намагниченностью материков. Если на первом этапе определяли только ориентировку вектора геомагнитного поля, то после опытов Ш. Кулона, проведенных в 1785 году, оказалось возможным измерение относительной величины модуля горизонтальной составляющей вектора поля. Модуль полного вектора стали определять лишь с 1839 года после того, как К. Гаусс разработал свой знаменитый абсолютный метод измерений магнитного поля.

Весьма эффективным оказался и новый разработанный К. Гауссом способ изучения геомагнитного поля. Он предложил установить и в дальнейшем использовать зависимость величины и направления вектора геомагнитного поля от координат точки наблюдений. Потенциал геомагнитного поля U в любой точке поверхности земного шара Гаусс представил как функцию координат: широты и долготы, разложенную в бесконечный ряд по шаровым функциям. В результате открылась возможность устанавливать характеристику поля в точках, где измерения не проводились, поэтому работу К. Гаусса считают началом современного этапа развития науки о земном магнетизме.

Основным путем изучения геомагнитного поля является непосредственное измерение его в разных точках. С этой целью проводятся магнитные съемки.

В настоящее время основной объем информации о характеристике геомагнитного поля получен для территорий, занятых континентами. Интенсивно проводятся съемки и на акватории Мирового океана, в воздухе и в космосе.

В течение последних десятилетий выполнены значительные по объему работы по сбору и обобщению данных о магнитном поле Земли и его вековых вариациях в глобальном масштабе. Работы были начаты в связи с проведением исследований по программе Международного геофизического года (1957–1958 гг.) и выполняются в рамках

МАГА (Международной ассоциации по геомагнетизму и аэрономии). Предпринимаются попытки дать аналитическое описание поля.

3.1.1. Дипольное поле Земли и элементы вектора геомагнитного поля

В первом приближении магнитное поле Земли подобно полю магнитного диполя (рис. 3.1), вектор *магнитной индукции* T в точках магнитного экватора горизонтален, а на магнитных полюсах вертикален. На северном полюсе он направлен вниз, на южном – вверх. Модуль вектора увеличивается от экватора к каждому из полюсов примерно от 42 до 70 мкТл. Модуль соответствующего ему вектора напряженности магнитного поля T изменяется от 33,4 до 55,7 А/м. Наилучшее совпадение поля диполя с фактическим наблюдается при условии, если магнитную ось диполя считать отклоненной от оси вращения Земли на $11,5^\circ$

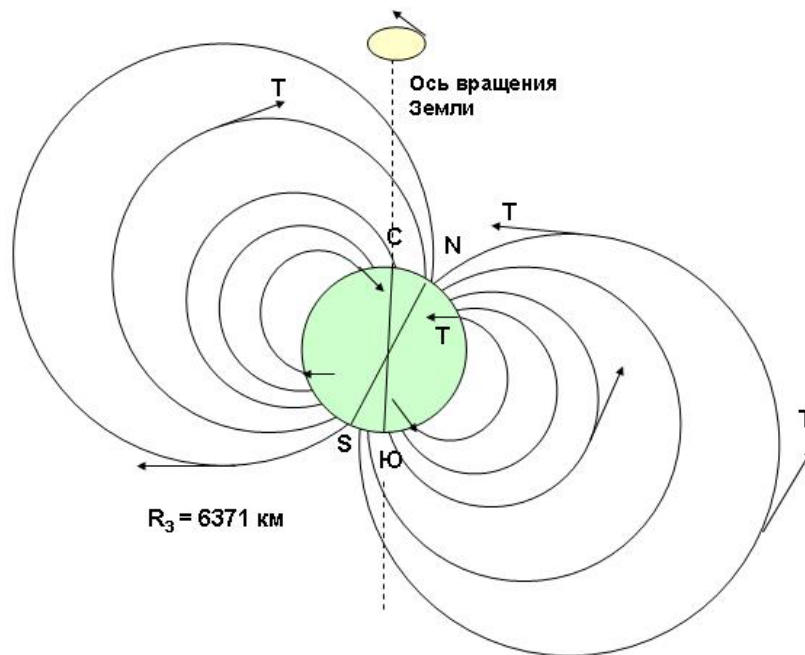


Рис. 3.1. Магнитное поле Земли как поле диполя

Следует обратить внимание на то, что в северном полушарии, поскольку здесь вектор T направлен вниз, расположен южный полюс диполя (по физической сущности у постоянных магнитов силу взаимного притяжения испытывают всегда разноименные полюсы). Несмотря на это, магнитный полюс северного полушария принято называть северным.

Из сказанного следует, что при переходе от одной точки поверхности Земли к другой вектор T будет изменять и величину, и направление.

Если считать земное магнитное поле полем диполя, то для него потенциал определится по формуле:

$$U = (M/r^2)\cos(90-\varphi), \quad (3.1)$$

где M – магнитный момент Земли, равный $8,3 \cdot 10^{22}$ А*м² или $8.3 \cdot 10^{25}$ ед. СГС, r – радиус Земли (6371 км), φ – магнитная широта.

Составляющие полного вектора индукции можно определить как производные по соответствующему направлению:

$$\begin{aligned} -(dU/dr) &= Z = (2M/r^3) \cos(90 - \varphi) \\ -(dU/rd(90 - \varphi)) &= H = (M/r^3)/\sin(90 - \varphi). \end{aligned} \quad (3.2)$$

Полный вектор определится, как

$$T = (M/r^3)[1 + 3\cos 2(90 - \varphi)]^{1/2}, \quad (3.3)$$

а магнитное наклонение

$$I^0 = \arctg(Z/H) = 2 \operatorname{tg} \varphi. \quad (3.4)$$

При изучении геомагнитного поля условились использовать единую систему прямоугольных координат Ox , Oy , Oz , у которой оси Ox и Oy горизонтальны (ось Ox направлена на север, ось Oy – на восток), а ось Oz – вертикальна (направлена вниз) (рис. 3.2).

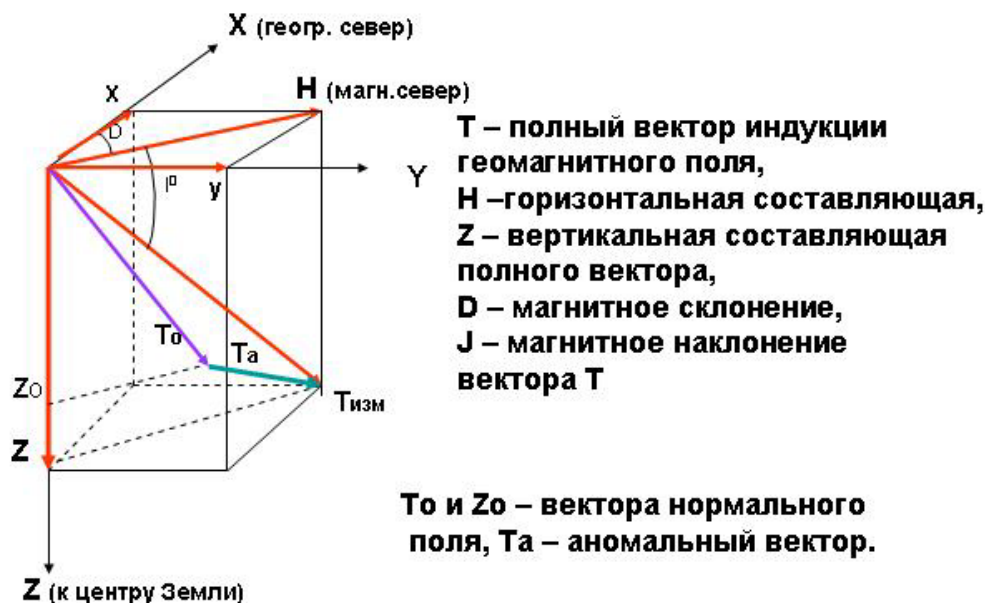


Рис. 3.2. Элементы вектора геомагнитного поля

Полный вектор T в большинстве точек земной поверхности не совпадает ни с одной из осей. Вертикальную плоскость, проходящую через вектор T , называют *плоскостью магнитного меридиана*. Проекцию вектора T на горизонтальную плоскость называют *горизонтальной составляющей* магнитной индукции и обозначают через H . Очевидно, H всегда располагается в плоскости магнитного меридиана. Иногда вместо H рассматривают ее проекции на оси Ox и Oy , т. е. H заменяют северной X - и восточной Y -составляющими. Угол от географического меридиана до магнитного или от оси Ox до H , отсчитанный по часовой стрелке, называют *магнитным склонением* или просто *склонением* и обозначают через D . Угол между вектором T и H – составляющей или угол наклона T к горизонту называют *наклонением* и обозначают через I . Эти составляющие и углы принято называть *элементами земного магнетизма* или *элементами вектора геомагнитного поля*.

Для полной характеристики поля достаточно знать три из них, например D , I , и H , или D , H и Z , или X , Y и Z . Часто измеряют D , I , и H , по которым можно вычислить все другие элементы по формулам

$$X = H \cos D, \quad Y = H \sin D, \quad Z = H \operatorname{tg} I, \quad T = H / \cos I \quad (3.5)$$

В магниторазведке при решении некоторых задач оперируют вектором напряженности поля. Будем обозначать модули вектора магнитной индукции и его составляющих через T , Z , H , X , Y , а модули элементов вектора напряженности геомагнитного поля и его составляющих через T^0 , Z^0 , H^0 , X^0 , Y^0 .

Единицы измерения магнитных величин

Величина	Ед. СИ	Ед. СГС	Связь
Магнитный потенциал	Ампер	Ед. СГС	1 ед. СГС = $10/4\pi$ А
Магнитная индукция	Тесла	Гаусс	1 Гс = 10^{-4} Тл
Поток магнитной индукции	Вебер	Максвелл	1 Мкс = 10^{-8} Вб
Напряженность поля	Ампер/метр	Эрстед	1 Э = $1000/4\pi$ А/м
Абсолютная магнитная проницаемость	Генри/метр	Ед. СГС	μ_0 (СГС) = μ_A (СИ)
Магнитная восприимчивость	Ед. Си	Ед. СГС	1 ед. СГС = 4π ед. СИ
Магнитный момент	А/м ²	Ед. СГС	1 ед. СГС = 10^{-3} А/м
Намагниченность	А/м	Ед. СГС	1 ед. СГС = 1000 А/м

3.1.2. Магнитосфера и радиационные пояса Земли

Земля является большим естественным магнитом и, как и всякий магнит, окружена областью, занятой ее магнитным полем – *магнитосферой*. Магнитосфера является самой внешней и самой протяженной оболочкой Земли. По данным спутниковых измерений, истинный вид силовых линий магнитного поля отличается от приведенного на рис. 3.1.

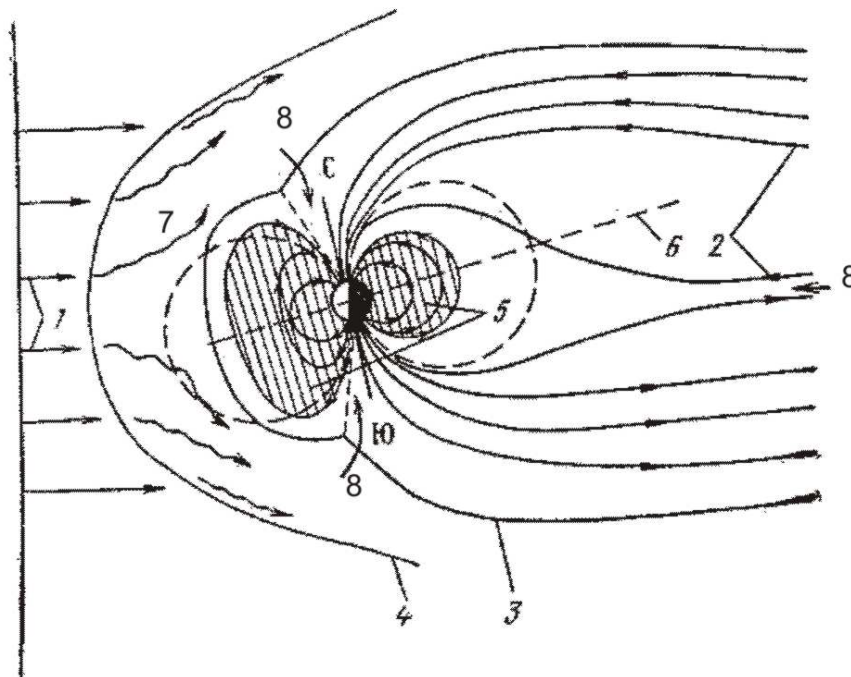


Рис. 3.3. Характеристика магнитосферы:

- 1 – направление солнечного ветра; 2 – силовые линии геомагнитного поля;
 3 – магнитопауза; 4 – фронт ударной волны; 5 – зона радиационного захвата (радиационные пояса);
 6 – плоскость экватора; 7 – пути перемещения заряженных частиц, обтекающих магнитосферу;
 8 – места проникновения заряженных частиц в зону захвата

Наблюдениями в космосе установлено, что межпланетное пространство заполнено непрерывным, интенсивным корпускулярным излучением Солнца – *солнечным ветром*. *Корпускулами* называют заряженные частицы вещества – протоны, электроны, α -частицы, ионы гелия и других элементов. Корпускулы обладают очень высокой энергией и движутся от Солнца с огромной скоростью, имеющей у орбиты Земли величину до 300...800 км/с.

Характеристика геомагнитного поля во многом определяется его взаимодействием с солнечным ветром.

Земное магнитное поле представляет собой препятствие для солнечного ветра, и основная масса корпускул должна обтекать это препятствие. В результате магнитосфера занимает своеобразную полость в межпланетной среде, сильно вытянутую в направлении от Солнца. В качестве внешней границы магнитосферы принимают поверхность, динамическое давление солнечного ветра около которой уравнивается давлением магнитного поля Земли. Эту границу называют *магнитопаузой* (рис. 3.3). Ближайшая точка магнитопаузы располагается на линии Земля-Солнце и удалена от центра Земли на расстояние порядка 60000 км, т. е. приблизительно на десять радиусов Земли ($10R$). Магнитопауза имеет форму, близкую к полусфере с солнечной стороны и близкую к цилиндрической или сигарообразной в противоположном направлении.

В прилегающей к Земле области, а именно в объеме шара с радиусом около $3R$, геомагнитное поле подобно полю однородно намагниченного шара или полю эквивалентного ему источника – магнитного диполя. В более далекой области фактическое поле затухает медленнее, чем поле диполя. Силовые линии геомагнитного поля с солнечной стороны несколько прижаты к Земле. На ночной стороне силовые линии, выходящие из полярных областей Земли, сносятся солнечным ветром и образуют *магнитный хвост*, или шлейф магнитосферы, протяженностью 5 млн км. В северной половине шлейфа силовые линии направлены к Земле, в южной – от Земли.

Между этими встречными потоками располагается нейтральный слой с очень слабым магнитным полем. Относительно слабым является магнитное поле и на участках магнитопаузы, где сходятся силовые линии солнечной и антисолнечной областей магнитосферы. На рис. 3.3 эти участки отмечены жирными стрелками.

Для магниторазведки наибольший интерес представляет характеристика геомагнитного поля в области, непосредственно прилегающей к поверхности Земли.

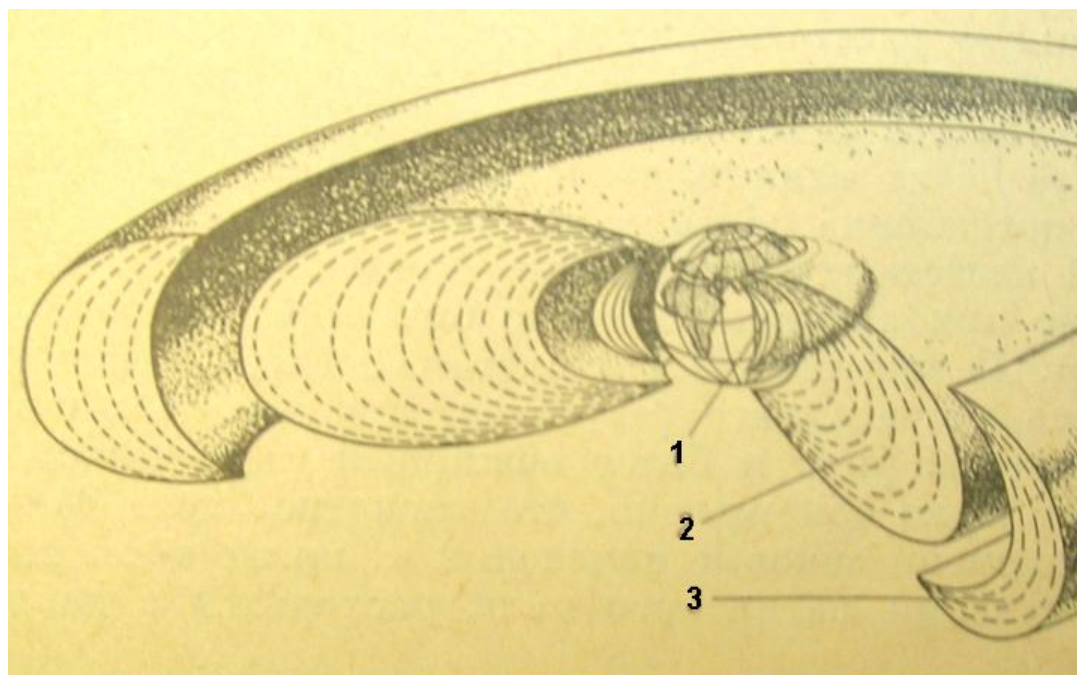
Наблюдениями, выполненными с первых искусственных спутников Земли, была выявлена область захваченной радиации Земли (рис. 3.4). Эта область в первом приближении имеет форму тороида, ось которого располагается в плоскости геомагнитного экватора и находится во внутренней области магнитосферы.

Изнутри тороид ограничен ионосферой, снаружи – силовыми линиями геомагнитного поля, пересекающими поверхность Земли на широтах $50...60^\circ$. Внутри этой области силовые линии являются замкнутыми и образуют для заряженных частиц магнитную ловушку. Частицы высоких энергий, попав в эту область, совершают очень сложные и быстрые движения. Они перемещаются вдоль силовых линий, быстро вращаясь вокруг них, и участвуют в дрейфе по долготе. Перемещение их вдоль линий происходит до зеркальной точки – точки, где частица изменяет направление движения на 180° , т. е. отражается.

Эти точки расположены на силовых линиях в области их встреч с ионосферой. Расстояние между северной и южной зеркальными точками частица может пройти за доли секунды. Дрейф вокруг Земли совершается за время, изменяющееся от нескольких минут до суток. Частицы с положительным зарядом дрейфуют к западу, с отрицательным – к востоку. Время жизни частицы в магнитной ловушке может достигать сотен лет.

Область захваченной радиации неоднородна. Ее условно разделяют на внутренний, средний и внешний радиационные пояса. Внутренний пояс расположен в экваториальных широтах. В плоскости экватора внешняя поверхность этого пояса удалена от центра Земли на расстояние L , примерно равное $2R$ (R – радиус Земли). Во внутреннем поясе преобладают протоны высоких энергий. Внешний пояс охватывает область с $L = 3R-6R$. Здесь преобладают электроны высоких энергий. Внешний пояс окружен

поясом протонов малых скоростей. Количество заряженных частиц в радиационных поясах может восполняться различными способами. Сюда могут проникать, в частности, частицы солнечного ветра. На рис. 3.3 зоны проникновения показаны стрелками.



Радиационные пояса: 1 – внутренний, 2 - средний, 3 – внешний.

Рис. 3.4. Радиационные пояса Земли

Радиационные пояса опасны при длительных полетах в околоземном пространстве. Длительное пребывание во внутреннем поясе может привести к лучевому поражению живого организма.

3.1.3. Структура геомагнитного поля

При изучении геомагнитного поля принято считать, что вектор фактического поля \vec{T} в любой точке, расположенной около поверхности Земли, представляет собой геометрическую сумму ряда векторов, создаваемых разными источниками, а именно, принимают

$$\vec{T} = \vec{T}_d + \vec{T}_m + \vec{T}_e + \vec{T}_a + \delta\vec{T}, \quad (3.6)$$

где T_d – вектор поля однородно намагниченного шара, T_m – вектор материковых аномалий, T_e – вектор поля внешних источников, T_a – вектор поля намагниченных геологических тел, δT – вектор поля вариаций во времени.

На рис. 3.5 представлена мировая магнитная карта – карта изодинам T -модуля полного вектора фактического поля эпохи (см. ниже) 1980 г.

Поскольку поле однородно намагниченного шара совпадает с полем диполя, его называют *дипольным*.

Точки пересечения воображаемой магнитной оси диполя с дневной поверхностью Земли принято называть *геомагнитными полюсами*. В отличие от них полюсы фактического магнитного поля названы *магнитными*. Координаты точек, в которых располагались магнитные и геомагнитные полюсы в 1970 году, приведены в табл. 3.2 (по Г.И. Гринкевичу, 2001).

Координаты полюсов магнитного поля Земли в 1970 г.

Магнитные полюсы	Широта	Долгота
Северный	$75,0 \pm 0,5^0$ северная	99 ± 1^0 западная
Южный	$66,5 \pm 0,5^0$ южная	140 ± 1^0 восточная
Геомагнитные полюсы		
Северный	$78^0 31^1$ северная	$70^0 0^1$ западная
Южный	$78^0 31^1$ южная	$109^0 59^1$ восточная

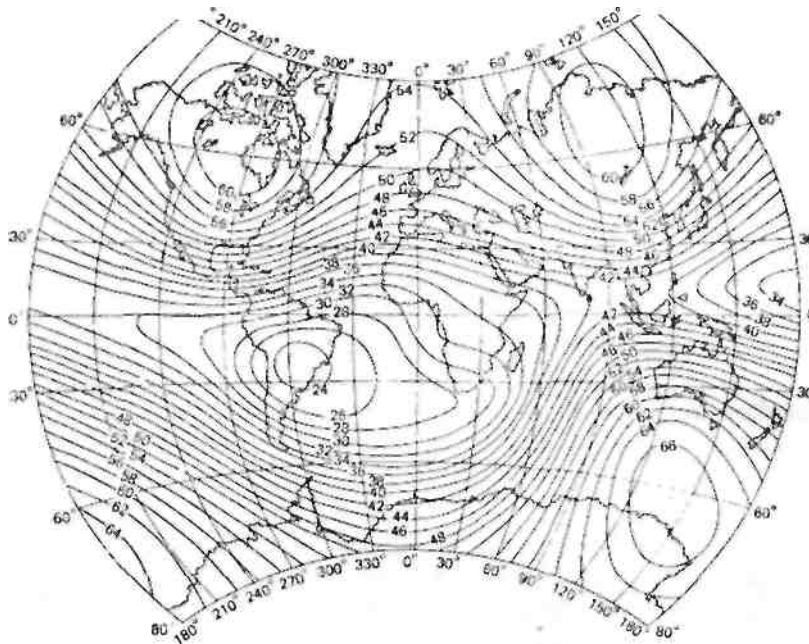


Рис. 3.5. Карта изодинам T -модуля вектора фактического поля эпохи 1980 года. Отметки изодинам в мкТл (П. Шарма, 1989 г.)

Сравнивая координаты, можно убедиться, что соответствующие магнитные и геомагнитные полюсы удалены друг от друга на значительные расстояния (более 35° большого круга). Иными словами, фактическое поле и поле диполя совпадают далеко не полностью.

Уклонения фактического поля T от поля диполя T_0 , охватывающие участки поверхности Земли, соизмеримые с площадями отдельных материков, называют *материковыми аномалиями*, или *материковым недипольным полем* T_m .

На рис. 3.6 представлена карта изодинам недипольного поля. Привлекают внимание три интенсивные материковые аномалии (Восточно-Азиатская, Африканская и Юга Атлантического океана), где поле к центру аномалии увеличивается, и три области, где поле к центру ослабевает. Вся территория России расположена в пределах одной из них – Восточно-Азиатской с центром на западной границе Якутии.

Поле диполя и материковые аномалии обусловлены внутренними причинами, т. е. источниками, находящимися внутри Земли. Можно предположить, что материковые аномалии создаются мощными источниками, залегающими на значительной глубине, порядка половины радиуса Земли.

Поле T_e , связанное с внешними источниками, создается, по-видимому, токами в ионосфере. По интенсивности оно является слабым, достигающим нескольких процентов дипольного поля.

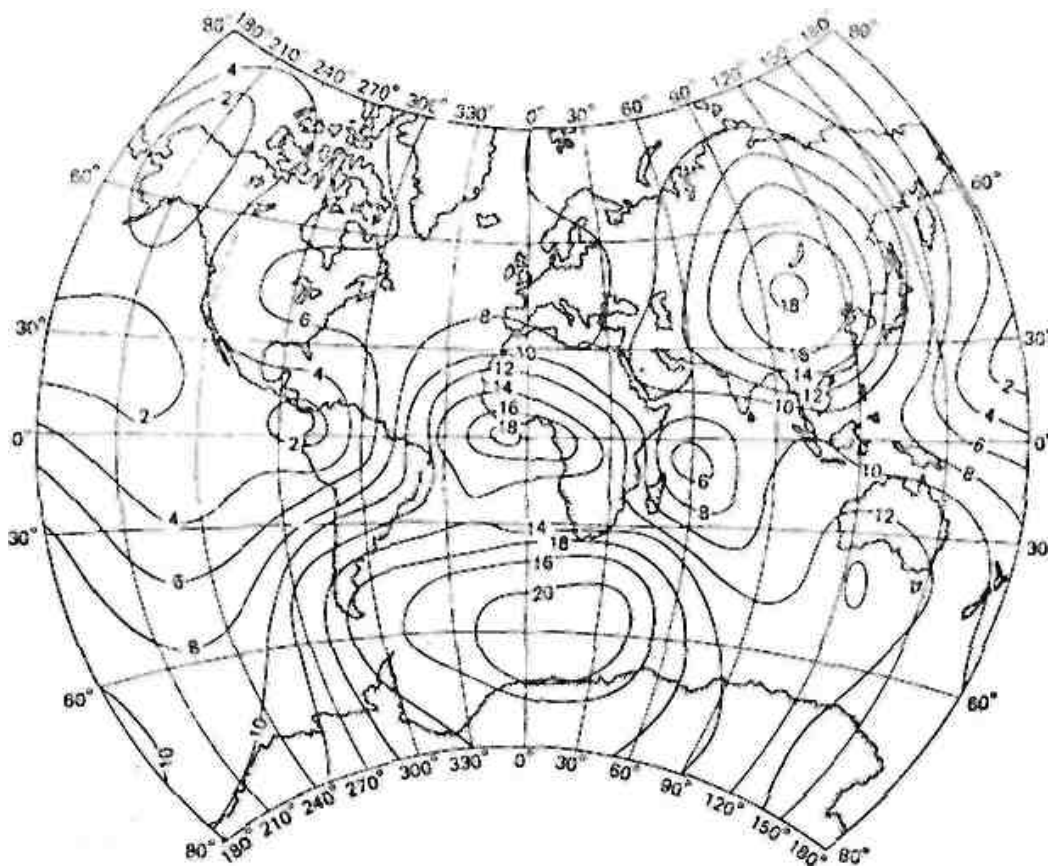


Рис. 3.6. Карта изодинам материкового или недипольного поля эпохи 1980 г.
Изодинамы в мкТл. (По Гринкевичу, 2001)

Источниками аномального поля T_a являются намагниченные геологические тела, залегающие в верхней части земной коры в пределах так называемого магнитоактивного слоя. Поле T_a является основным объектом исследований в магниторазведке. Под полем вариаций δT понимают составляющую, изменяющуюся со временем. Амплитуда вариаций определяется отклонением поля от его среднегодового значения. Сумму полей

$$T_\delta + T_m + T_e = T_{cl} \quad (3.7)$$

называют *главным полем*. Иногда вектором T_e пренебрегают из-за его малости, тогда

$$T_{cl} = T_\delta + T_m. \quad (3.8)$$

3.1.4. Вариации геомагнитного поля

Вариациями геомагнитного поля называют его *изменения во времени*. Факт существования этих изменений был установлен в начале XVII века. Вариации изучают непрерывными измерениями элементов поля в магнитных обсерваториях и проведением повторных наблюдений через некоторый интервал времени в одних и тех же точках – *опорных пунктах*.

Частотный состав вариаций характеризуется колебаниями с продолжительностью периодов от долей секунды до 10000 лет.

Вариации делят на вековой ход, периодические вариации, короткопериодные колебания, бухтообразные возмущения и магнитные бури.

Вековым ходом, или *вековыми вариациями* (ВВ), называют непрерывные, относительно медленные изменения элементов поля.

Количественная оценка ВВ определяется средней величиной приращения среднегодового значения того или иного элемента *за один год*. Изменения геомагнитного поля, связанные с ВВ, характеризуются относительно большой интенсивностью. Например, в Лондоне магнитное склонение в 1580 году было восточным и равным $+11^\circ$. Со временем оно постепенно уменьшалось и в 1820 году оказалось западным и равным -24° . Таким образом, за 240 лет склонение изменилось на 35° . С 1820 года по настоящее время оно увеличивается. Максимальные изменения модуля вектора магнитной индукции и его составляющих в отдельных областях земной поверхности, называемых *фокусами векового хода*, достигают 150 нТл и более в год. Исследованиями последних десятилетий установлено, что вековые вариации имеют колебательный характер с типичными временами (периодами) от первых десятков (11,4; 20; 60 лет) до десятков и сотен тысяч лет (600, 8000, 300000).

Наиболее изученными являются колебания с периодом 60 лет. Их амплитуда – до 500 нТл. Наблюдаются они на участках земной поверхности с площадями до нескольких тысяч квадратных километров. Со временем они не перемещаются. Существование их связывают с особенностями строения нижней мантии.

В отличие от них колебания с периодом 600 лет характеризуются четко выраженным западным дрейфом и закономерным расположением по отношению к материковым аномалиям. Предполагают, что эти колебания, как и материковые аномалии, связаны с одними и теми же процессами в жидком ядре Земли. Выяснилось также, что магнитный момент Земли тоже изменяется с периодом порядка 8000 лет. В течение последних 2000 лет он уменьшается.

Величина векового хода в разных точках поверхности Земли различна. Для учета вековых вариаций строят специальные карты, на которых изолиниями соединяют точки с одинаковой величиной векового хода. Такие карты называют картами *изопор* (рис. 3.7).

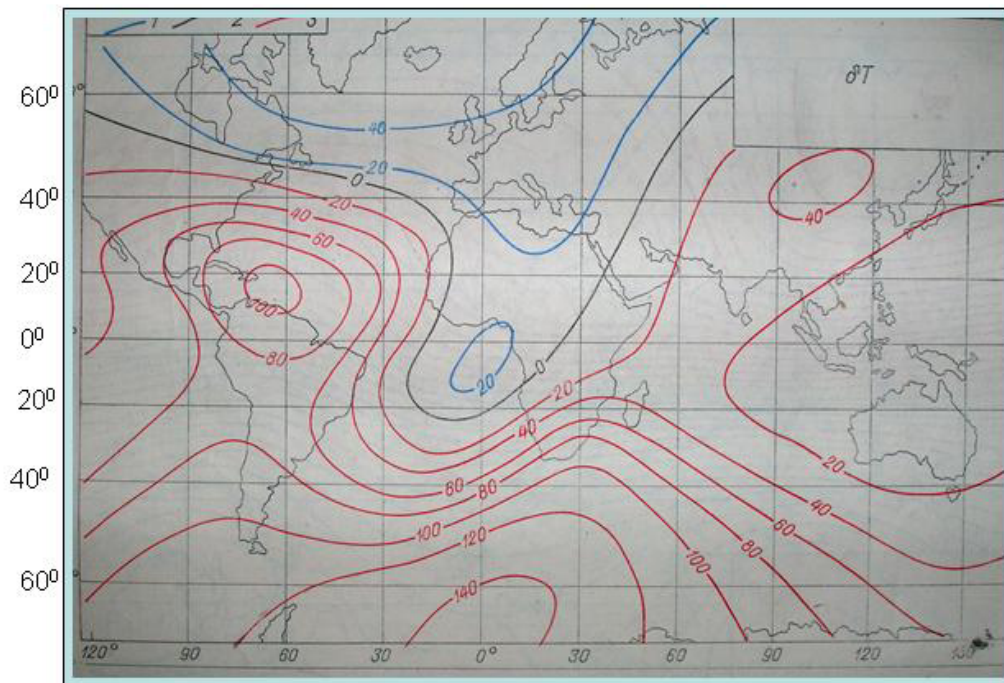


Рис. 3.7. Карта изопор δT для периода 1970–1975 гг. (изолинии в нТл)

Периодическими вариациями называют регулярно повторяющиеся изменения поля. Их выделяют из наблюдаемых суммарных статистической обработкой данных. По продолжительности периода их делят на годовые, солнечно-суточные и лунно-суточные.

Годовые выявляют сравнением среднемесячных значений элемента со среднесуточным значением. Они имеют амплитуду от 10 до 20...25 нТл.

Солнечно-суточные вариации S отличаются тем, что в точках с одинаковой широтой они одинаковы, если изменения поля относить к местному времени (рис. 3.8). Днем их интенсивность больше, чем ночью, летом больше, чем зимой.

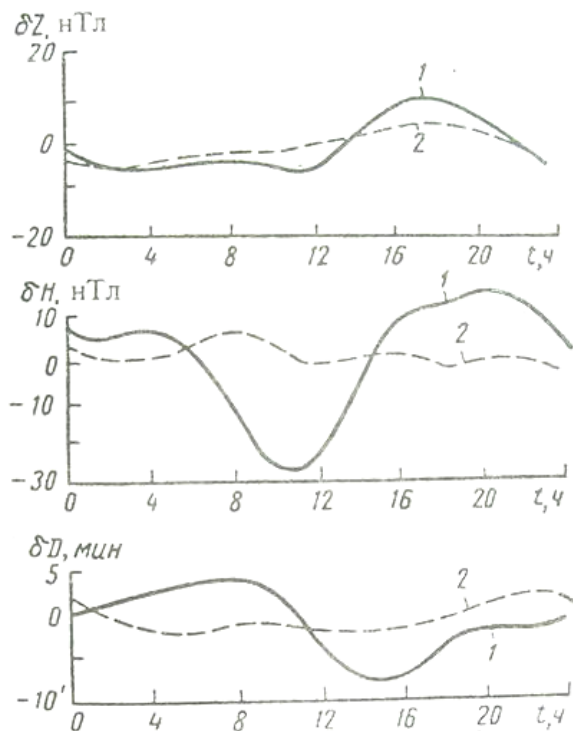


Рис. 3.8. Солнечно-суточные вариации на широте 60°:
1 – июнь, 2 – декабрь (по Г.И. Гринкевичу, 2001)

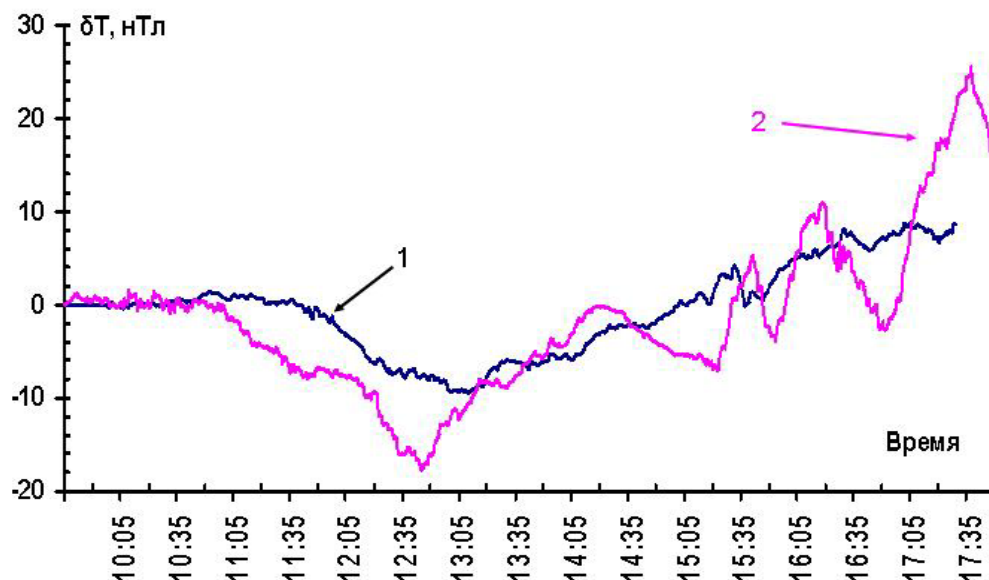


Рис. 3.9. Графики магнитных вариации на широте 54° (Хакасия):
1 – 1 июня, 2 – 5 июня 2007 г., автоматическая запись через 1 мин

Вариации могут сильно исказить результаты магнитных съемок. С появлением высокоточных магнитометров требования к точности учета вариаций резко возросли.

Для учета вариаций их во время разведочных магнитных съемок специально записывают (рис. 3.9) и затем в результаты измерений на площади съемки вводят поправки за вариации.

Появилась необходимость оценивать степень возмущенности или активности геомагнитного поля. В действующей инструкции по магниторазведке для этой цели рекомендуют использовать K – индекс. Это – оценка активности по 10-балльной шкале: 0,1,2,...,9. Каждому баллу соответствует определенное наибольшее отклонение одного из элементов T от хода спокойной суточной вариации за трехчасовой промежуток времени.

Солнечно-суточные вариации делят на два вида – вариации в спокойные дни S_q , и в возмущенные дни S_d . Амплитуда вариаций S_q , максимальна летом и достигает нескольких десятков нанотесла. Вариации S_d наблюдаются в дни магнитных бурь.

Лунно-суточные вариации имеют период 12.5 часов. Их амплитуда мала – 3 нТл.

Короткопериодные колебания (КПК) выявлены после появления высокоточных безынерционных магнитометров. Они представляют собой серии или цуги квазисинусоидальных колебаний. КПК делят на регулярные P_c и нерегулярные (иррегулярные) P_i . По продолжительности периода регулярные делят на шесть групп, иррегулярные – на три группы (табл. 2). Результаты измерений при проведении магнитных съемок искажаются, главным образом, пульсациями P_{c3} , P_{c4} , P_{c5} . Пульсации P_{c3} наблюдаются почти ежедневно. Их амплитуда – до 1,8 нТл. Амплитуды пульсаций P_{c4} и P_{c5} могут достигать 10...15 нТл и более. Все КПК более интенсивны летом. С возрастанием K -индекса частота их растет.

Бухтообразные возмущения выделены потому, что они, имея правильный характер, не имеют определенного периода, но их нельзя отнести и к аperiodическим. Кривая изменений поля на магнитограммах по форме напоминает очертания морской бухты.

Продолжительность такого возмущения от 15–20 мин до двух-трех часов, амплитуда – от 30...40 до сотен нанотесла, наблюдается обычно после захода солнца.

Искажения, вносимые в результаты измерений геомагнитного поля периодическими вариациями, КПК и бухтообразными возмущениями, исключают введением *поправок за вариации*, снимаемых с магнитограмм.

Магнитными бурями называют интенсивные возмущения геомагнитного поля, охватывающие всю Землю. Считают, что во время бури имеют место: возмущенная солнечно-суточная вариация, аperiodическая *сторм-тайм* вариация и другие иррегулярные вариации. Магнитные бури делят на мировые и полярные.

Таблица 3.3

Типы пульсаций КПК

Регулярные		Иррегулярные	
обозначение	период, с	обозначение	период, с
P_{c1}	0,2...5	P_{i1}	1...40
P_{c2}	5...10	P_{i1}	1...40
P_{c3}	10...45	P_{i1}	1...40
P_{c4}	45...100	P_{i2}	45...150
P_{c5}	150...600	P_{i3}	150...100
P_{c6}	600...1000	P_{i3}	150...100

Мировые наблюдаются повсюду. В полосе широт $\pm 45^\circ$ они синфазны. Амплитуда их достигает 2...3 тыс. нТл. Продолжительность – до 2–3 сут. Они повторяются чаще через 27 сут. Полярные наблюдаются в приполярных областях. Наблюдения, выполненные во время магнитных бурь, обычно бракуют.

3.1.5. Нормальное магнитное поле

Понятие о нормальном поле в магниторазведке является условным. При выделении и интерпретации магнитной аномалии от отдельного геологического тела за нормальное поле принимают суммарное поле, охватывающее значительно большую площадь, т. е. обусловленное телами значительно больших размеров или залегающими на значительно больших глубинах. Однако при построении геомагнитных карт аномального поля используют нормальное поле, единое для всего земного шара. За единое нормальное поле, или просто *нормальное поле*, в магниторазведке принимают главное поле Земли, т. е. принимают

$$T_{\text{гл}} = T_0 \quad (3.9)$$

В магниторазведке в измеренное фактическое поле

$$T_{\text{изи}} = T_{\text{гл}} + T_a + \delta T = T_0 + T_a + \delta T \quad (3.10)$$

вводят поправку за вариации, т. е. находят исправленное поле:

$$T_{\text{испр}} = T_{\text{изм}} - \delta T = T_0 + T_a \quad (3.11)$$

Сравнивая $T_{\text{испр}}$ с T_0 , выделяют вектор T_a :

$$T_a = T_{\text{испр}} - T_0 \quad (3.12)$$

До последнего времени нормальное поле T устанавливали графическим сглаживанием изолиний, построенных по данным наблюдений на отдельных точках. При сглаживании аномалии от намагниченных тел, находящихся в земной коре, почти полностью исключаются, и построенные таким образом карты с достаточной точностью характеризуют главное поле.

Параллельно продолжается уточнение аналитического описания земного магнитного поля. При этом используют представление потенциала геомагнитного поля (по Гауссу) рядом сферических функций. Разложение потенциала в ряд по сферическим функциям получило название сферического гармонического анализа. После К. Гаусса по мере накопления результатов измерений значения коэффициентов ряда уточнялись многими учеными. Фактическое поле удалось разделить на «внутреннее», связанное с источниками, находящимися внутри Земли, и «внешнее».

Разработаны модели Международного аналитического поля (МАП). При этом были использованы результаты наземных, гидромагнитных и аэромагнитных съемок, измерений на искусственных спутниках Земли и наблюдений на всех магнитных обсерваториях. Решением первой рабочей группы МАГА в 1981 году были приняты окончательные модели (ОМАП) главного геомагнитного поля на 1965, 1970 и 1975 гг. и предварительные модели главного поля (ПМАП) на 1980 год и вековых вариаций на период 1980–1985 гг.

Очевидно, в будущем окажется возможным определение нормального поля и вековых вариаций по таким моделям.

3.1.6. Генеральная магнитная съемка и магнитные карты

Под термином генеральная магнитная съемка принято понимать планомерную магнитную съемку территории всей страны – России, а в те годы – СССР. Такая съемка была проведена в период с 1931 по 1936 годы. Она была площадной в западной части страны и маршрутной – в восточной. При площадной съемке точки измерений располагались более или менее равномерно с расстоянием между ними 20...30 км. При маршрутной – расстояние между точками оставалось таким же, но распределение их по площади было менее равномерным, т. к. маршруты прокладывались вдоль железных и грунтовых дорог, троп, рек и т. д. и не были параллельными.

На каждой точке измеряли D, I и H с помощью магнитных теодолитов. По материалам съемки построены первые магнитные карты территории СССР. Карты, несмотря на схематичность из-за редкой сети наблюдений, сыграли значительную роль в решении ряда научных и практических задач.

С 1937 года систематическая съемка была продолжена Институтом земного магнетизма (ныне ИЗМИРАН) с большей детальностью. Измерения выполняли по маршрутам, отстоящим друг от друга на 10...20 км. Параметры D, I и H измеряли через каждые 20 км. Но вдоль маршрутов через 1...2 км дополнительно измеряли вертикальную составляющую с помощью магнитометров М-2. Полученные материалы позволили построить более детальные и точные магнитные карты. Карты составляют на общепринятой топографической основе.

Карты изолиний (т. е. линий, соединяющих точки земной поверхности с одинаковой величиной того или иного элемента вектора геомагнитного поля) модулей векторов T, Z, H, X или Y называют *картами изодинам* соответствующего элемента, карты изолиний склонения – *картами изогон*, изолиний наклонения – *картами изоклин*.

На картах может быть изображена характеристика наблюдаемого, нормального или аномального полей. В связи с существованием векового хода карты всегда строят по значениям поля, отнесенным к середине определенного года, и называют *картами эпохи этого года*.

Карты нормального поля составляют в ИЗМИРАНе обычно через каждые пять лет. На картах изодинам нормального поля (T_0 и Z_0) эпохи 1965 года отчетливо видна материковая положительная аномалия – Восточно-Азиатская. Такие же карты были построены для эпох 1970, 1975 гг. и т. д. Совместный анализ карт приводит к выводу, что материковые аномалии постепенно перемещаются к западу, то есть они претерпевают западный дрейф со скоростью около 0.2° в год.

В разных точках участка съемки нормальное поле будет неодинаковым. Скорость изменения нормального поля (на единицу расстояния) называют *градиентом нормального поля*, или *нормальным градиентом*. Изменение поля, связанное с перемещением точки наблюдений в горизонтальной плоскости, называют *горизонтальный градиентом*, а с перемещением этой точки по вертикали *вертикальным*. Для точек, расположенных в средних широтах территории России, горизонтальный градиент Z_0 составляет около 5 нТл/км, вертикальный – около 23 нТл/км, горизонтальный градиент H_0 – около 4 нТл/км, вертикальный – около 7 нТл/км. Следовательно, если съемка охватывает значительную площадь, необходимо учитывать изменение нормального поля. С этой целью вводят поправку за нормальный градиент.

Поскольку на картах нормального поля дана характеристика поля определенной эпохи, надо привести фактическое поле к эпохе карт нормального поля. Для этого нужно знать скорость изменения поля со временем, т. е. вековой ход. Величину векового хода устанавливают по картам изопор.

Приведение значений нормального поля любой составляющей (Z, H, T, D , или I^0), например, к 2008 году можно осуществить по формуле:

$$T_{2008} = T_N + \delta T (2008 - N), \quad (3.13)$$

где N – год составления карты нормального поля, δT – значение векового хода, снятое с карты изопор.

Практическое задание № 5

Вычислить по приведенным ранее формулам значения Z, H и T нормального дипольного поля Земли для экватора и полюса. Для тех же точек получить формулы и рассчитать значения вертикальных градиентов Z, H, T . Определить величину намаг-

ниченности вещества Земли и сделать вывод о его преимущественном составе, учитывая, что намагниченность магнетитовых руд имеет значение около 0,1 ед СГС, средний температурный градиент под поверхностью Земли составляет 1 градус на 33 метра, точка Кюри для магнетита 578 градусов.

Определить по картам нормального магнитного поля значения Z , H , T и наклона I в Томске ($\varphi = 56^\circ 30'$, $\lambda = 85^\circ$) для эпохи текущего года.

Ответить на следующие вопросы:

- А. Каковы, на ваш взгляд, должны быть причины возникновения магнитного поля Земли (магнитные свойства вещества Земли или что-то другое)?
- Б. Какую составляющую поля (T , Z , H , D , I^0) лучше измерять, чтобы получить больше информации о геологическом строении площади. Во всех ли точках Земли эта составляющая будет наиболее информативной и почему?
- В. В чем причины расхождения значений нормального поля, определенного по формулам и по картам нормального магнитного поля?
- Г. Как получают величину векового хода составляющих магнитного поля Земли, используемую для построения карт изопор?

3.1.7. Природа магнитного поля Земли

Причина появления и существования земного магнитного поля остается пока неясной. Вопрос этот привлекал внимание многих исследователей. Было предложено множество гипотез. Например, поле объясняли постоянной намагниченностью вещества Земли или его кристаллической оболочки, или связывали с гироскопическим эффектом, или предполагали, что положительные и отрицательные заряды вещества Земли распределены по объему Земли неравномерно, и суточное вращение ее приводит к появлению поля, и другие.

Приняв любую из этих гипотез, невозможно объяснить такие особенности геомагнитного поля, как западный дрейф его, появление инверсий, периодичность вековых вариаций и западный дрейф некоторых из них. В связи с этим все они в настоящее время отвергнуты.

Появилась и находит широкое признание гипотеза земного гидромагнитного динамо. Согласно этой гипотезе предполагают, что в жидком проводящем ядре Земли при его вращении так же, как в динамомашине с самовозбуждением, могут возникать электрические токи, и этими токами создается магнитное поле. Возможность существования такого механизма устанавливают теоретически путем анализа решений уравнений электромагнитной индукции, механики и термодинамики земного ядра с учетом имеющихся сведений о внутреннем строении Земли.

Идея земного динамо была высказана английским ученым Дж. Лармором в 1919 году. Позднее она развивалась и совершенствовалась В. Эльзассером, Я. Френкелем, Е. Буллардом, Т. Каулингом и др. Обстоятельные теоретические исследования, нашедшие мировое признание, выполнены советским ученым С.И. Брагинским.

Исследование уравнения магнитной индукции показывает, что для самовозбуждения геомагнитного поля в земном ядре должны происходить конвективные спиральные перемещения проводящей жидкости. Скорость перемещений может быть выбрана такой, чтобы возбуждаемое ими поле оказалось близким к наблюдаемому. Естественно полагать, что для самоподдержания поля в ядре Земли должен происходить процесс, восполняющий неизбежные потери энергии.

Из многих возможных вариантов моделей механизма земного динамо С.И. Брагинский считает более вероятным следующий.

Из сейсмологии известно, что ядро Земли состоит из внешней жидкой оболочки, центрального твердого тела и переходного слоя между ними. Ядро окружено мантией

и земной корой. Считают, что вещество жидкого ядра состоит, по крайней мере, из двух компонентов: тяжелого и легкого (предположительно из железа и силикатов).

В жидкой оболочке ядра перемещения жидкости по вертикали происходят за счет архимедовой силы. Эта сила появляется при нарушении закономерности в распределении плотности вещества по объему оболочки. Такое нарушение может произойти из-за появления избытка более легкого вещества в нижней части оболочки за счет кристаллизации твердой компоненты в переходной зоне либо за счет появления избытка более тяжелой компоненты в верхах оболочки за счет перемещения силикатов в мантию. Искривления и закручивания таких потоков происходят за счет кориолисовой силы. Появившиеся винтовые вихри в совокупности с суточным вращением Земли генерирует магнитное поле. Поле представляют состоящим из более сильного *тороидального* и близкого к наблюдаемому *полоидального*. Силовые линии тороидального (кольцевого) поля находятся внутри жидкой оболочки ядра и располагаются в плоскости, перпендикулярной к оси вращения Земли. Силовые линии полоидального поля перпендикулярны к линиям тороидального, пересекают поверхность Земли и охватывают околоземное пространство. *Полоидальное поле близко к дипольному*. Тороидальное поле существенно усиливается неравномерным вращением жидкой оболочки ядра, а именно меньшей угловой скоростью суточного вращения ее внешней части по сравнению с внутренней. Неравномерность вызывается теми же вихревыми перемещениями жидкости.

Помимо сил Архимеда и Кориолиса на движущуюся в магнитном поле проводящую жидкость действует также и магнитная сила. При одновременном действии этих трех сил – магнитной, архимедовой и кориолисовой внутри Земли возникают колебания магнитогидродинамической природы, получившие название МАК-волн.

Описанным механизмом гидромагнитного динамо удается объяснить все основные особенности геомагнитного поля – его распределение, природу вариаций, западный дрейф и инверсии.

Предложены и другие модели гидромагнитного динамо, однако в полной мере природа геомагнитного поля до конца не выяснена и поиск наиболее вероятной модели продолжается.

3.1.8. Элементы вектора T_a

Основным объектом исследований в магниторазведке является отклонение фактического поля от нормального. Его называют *аномальным полем*. Аномальное поле T_a в отличие от T_0 характеризуется более высокими градиентами. Приращения поля могут достигать сотен и тысяч наногесла на 1 м. Магнитные аномалии по величине охватываемой ими площади условно делят на региональные и локальные. К региональным обычно относят аномалии с линейными размерами порядка десятков и сотен километров.

Локальные аномалии могут иметь очень малые линейные размеры – до долей метра.

Аномалии геомагнитного поля в большинстве случаев связаны с отдельными геологическими телами. Каждое из таких тел отличается от окружающих своей намагниченностью. Такой вывод можно сделать, сопоставляя наблюдаемую в том или ином районе картину аномального магнитного поля с особенностями геологического строения этого района.

Источники аномалий представляют собой тела, сложенные чаще всего изверженными или метаморфическими горными породами или рудами. Ими могут быть отдельные интрузивы или их краевые приконтактные зоны, дайки, покровы излившихся пород, магнетитовые, бокситовые рудные тела и т. п.

Форма каждой аномалии в плане зависит в первую очередь от формы тела в плане. Над изометричными телами аномалии изометричны, над вытянутыми в каком-

либо направлении – вытянутые; простирание аномалий совпадает с простиранием вытянутых тел.

Интенсивность и вид аномалий зависят от величины и направления вектора намагниченности, формы и размеров тела, глубины его залегания, положения тела в пространстве. Над группой сближенных намагниченных тел наблюдается суммарная, обычно сложная по виду аномалия.

Намагниченность геологических тел может быть индуктивной и остаточной. Результирующий вектор по направлению может или совпадать с вектором современного поля, или уклоняться от него в различной мере, вплоть до обратного направления. При нормальной, т. е. близкой к современному полю, намагниченности в средних широтах территории СССР над намагниченными телами наблюдаются, как правило, положительные аномалии, при обратной намагниченности – отрицательные.

Магнитные аномалии (или некоторые их особенности) часто могут быть обусловлены элементами тектоники. Например, если в горизонтально залегающей толще осадочно-вулканогенных пород окажется хотя бы один горизонт пород с повышенной намагниченностью, то над сформировавшейся в такой толще брахиантиклинальной складкой при благоприятных глубине и мощности появится локальная магнитная аномалия, по которой складка может быть выявлена и локализована. Над ослабленной тектонической зоной, развитой в пределах намагниченных пород, чаще всего будет наблюдаться менее интенсивная аномалия. Если дайка, сложенная намагниченными породами, претерпит разрыв и примет участие в сдвиговом перемещении, аномалия над ней окажется также разорванной на части, оси которых тоже будут смещенными.

Значит, сдвиг может быть обнаружен по разрыву и смещению оси аномалии.

При изучении вектора T_a используют ту же систему прямоугольных координат: Ox , Oy и Oz – и рассматривают следующие его элементы.

Проекцию T_a на вертикальную ось или его вертикальную составляющую обозначают через Z_a или ΔZ , и называют приращением вертикальной составляющей вектора геомагнитного поля. Очевидно,

$$\Delta Z = Z - Z_0. \quad (3.14)$$

Многие считают обозначения ΔZ и Z_a равнозначными. Однако целесообразно обозначение Z_a использовать в случаях, когда нормальное поле Z_0 выбрано обоснованно, строго. Если же нормальное поле выбрано условно, использовать обозначение ΔZ .

Проекцию вектора T_a на горизонтальную плоскость обозначают через H_a (рис. 3.10) и называют горизонтальной составляющей. Ее направление фиксируют углом A_a , отсчитанным от направления H_0 по часовой стрелке. A_a называют азимутом H_a .

Очевидно, H_a можно определить как разность векторов H и H_0 , т. е.

$$H_a = H - H_0. \quad (3.15)$$

Наряду с вектором H_a измеряли ΔH – приращение модуля горизонтальной составляющей вектора T . ΔH – алгебраическая разность модулей H и H_0 . ΔH является неполной характеристикой аномального поля. Можно встретить, например, такую ситуацию, при которой в точке с интенсивным аномальным полем модуль H_a будет большим, но будет иметь такое направление, при котором фактическое поле H совпадает по модулю с H_0 . В такой точке $\Delta H = 0$.

С появлением феррозондовых аэромагнитометров и модульных магнитометров стали широко изучать ΔT – приращение модуля полного вектора геомагнитного поля:

$$\Delta T = T - T_0. \quad (3.16)$$

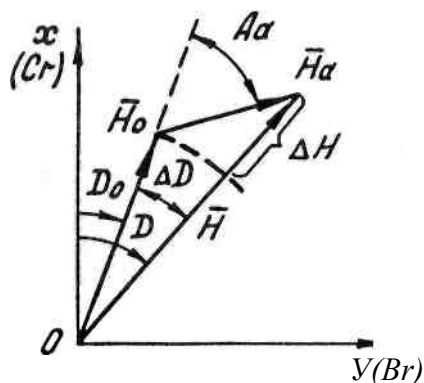


Рис. 3.10. Элементы вектора T_a :

H_0, H, H_a – горизонтальные составляющие векторов T_0, T, T_a . A_α – магнитный азимут вектора H_a .
 D_0, D – магнитное склонение в нормальном и фактическом поле; ΔD – аномалия склонения;
 ΔH – приращение модуля горизонтальной составляющей вектора геомагнитного поля

Элемент ΔT тоже является неполной характеристикой поля.

3.1.10. Условия и область применения магниторазведки

В настоящее время результаты геомагнитных измерений, в том числе и магниторазведочных, широко используют при изучении истории развития и глубинного строения земной коры и при выполнении работ на многих этапах и стадиях геологоразведочного процесса.

Магнитные съемки океанов позволили выявить новые факты, которые легко понять и объяснить, если допустить, что континенты движутся. Эти факты оказались в числе основных при разработке новой глобальной тектоники – тектоники литосферных плит. Материалы магнитных съемок континентов существенно облегчают решение многих задач, возникающих при тектоническом районировании. В частности, по данным магниторазведки могут быть приближенно определены границы таких крупных элементов земной коры, как платформы, платформенные впадины и поднятия, геосинклинали, предгорные и межгорные впадины, прослежены пояса разновозрастной складчатости, гипербазитовые пояса и выделены участки с различной степенью проявления интрузивного и эффузивного магматизма. По результатам магнитных съемок в ряде случаев можно выявлять и оконтуривать интрузивные, вулканогенные и метаморфические комплексы, выявлять и проследивать зоны разломов и других тектонических нарушений, зоны околорудных изменений пород, изучать вещественный состав и рельеф пород складчатого фундамента, скрытого от непосредственных наблюдений, расчленять и коррелировать осадочные образования и т. п.

На основании имеющегося опыта можно утверждать, что магниторазведка может быть успешно применена при прямых поисках и разведке месторождений магнитных руд (магнетит, бокситы и др.), при поисках коренных месторождений алмазов (кимберлитовые трубки), а также при косвенных поисках месторождений некоторых полезных ископаемых (олово, никель, золото и др.).

В последнее время, в связи с появлением новой высокоточной аппаратуры, появилась возможность использовать магниторазведку при поисках нефтегазовых залежей.

В принципе магниторазведка дает полезную информацию во всех случаях, когда исследуемый элемент геологического строения земной коры создает на поверхности наблюдений ощутимые или явные магнитные аномалии. Под явными следует понимать такие аномалии, которые уверенно регистрируются применяемой аппаратурой и легко выделяются при анализе поля. Явные или ощутимые аномалии по интенсивности должны превышать в 2–3 раза, с одной стороны, фон помех, с другой, – предельную

погрешность измерений. *Под фоном помех* понимают изменение поля от точки к точке, связанное с неоднородностью намагничивания самой верхней части геологического разреза. Предельную погрешность измерений обычно принимают равной утроенной средней квадратической погрешности одного измерения.

3.2. Магнетизм горных пород

3.2.1. Магнитные свойства минералов

Элементарными носителями собственного магнетизма веществ являются в основном электроны атомов. Кроме того, под действием внешнего магнитного поля все вещества намагничиваются. Количественная оценка этого явления называется *намагниченностью* (J) и представляет собой магнитный момент единицы объема вещества.

Основной величиной, характеризующей магнитные свойства минералов и горных пород, в магниторазведке принято считать *магнитную восприимчивость* κ (каппа) – параметр, характеризующий способность вещества намагничиваться.

Как это известно из курса физики, по своим магнитным свойствам все вещества делятся на диамагнетики, парамагнетики и ферромагнетики. Выделяют еще более редко встречающиеся антиферромагнетики и ферриты.

Диамагнетизм является результатом воздействия внешнего магнитного поля H на движущиеся электрические заряды в атоме и проявляется в том, что индуцируется магнитный момент, противоположный внешнему магнитному полю. Поэтому магнитная восприимчивость и намагниченность J у диамагнетиков отрицательная (рис. 3.11). Абсолютные значения магнитной восприимчивости диамагнетиков невысокие и редко достигают 10^{-4} ед. СИ. К диамагнитным минералам относятся самородные медь, золото, ртуть, нефть и вода, а также галенит, кварц, ортоклаз и другие безжелезистые минералы (табл. 3.4)

Таблица 3.4

Минерал	$\kappa \cdot 10^{-3}$, ед СИ	Минерал	$\kappa \cdot 10^{-3}$, ед СИ
Кварц	-1,6	Ковеллин	-1,2
Ортоклаз	-0,6	Флюорит	-1,2
Циркон	-1,2	Барит	-1,8
Галенит	-3,3	Сфалерит	-6,5
Касситерит	-2,0	Апатит	-10,3

Парамагнетизм возникает в веществах с нескомпенсированными магнитными моментами и отсутствием магнитного атомного порядка. При отсутствии внешнего магнитного поля упорядоченному расположению элементарных магнетиков препятствует их тепловое движение, энергия которого выше энергии взаимодействия между магнетиками. Результирующая намагниченность парамагнетиков равна нулю. Внешнее намагничивающее поле ориентирует магнитные моменты атомов преимущественно по направлению намагничивающего поля, но в обычных условиях ориентации магнитных моментов атомов препятствует их тепловое движение. Магнитная восприимчивость (и намагниченность) у парамагнетиков положительная, но небольшая. Намагниченность может достигнуть насыщения только при очень низких температурах или в очень высоких полях, много больших земного магнитного поля.

К парамагнетикам относится большая группа минералов, в основном породообразующих. Безжелезистые минералы (плаггиоклазы, полевые шпаты, мусковит, скаполит, шпинель и др.) имеют низкую магнитную восприимчивость, не превышающую $10 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ. Для железосодержащих силикатов (биотиты, амфиболы, хлорит, пи-

роксены, оливин) за счет ионов железа характерна несколько повышенная магнитная восприимчивость – до $20 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ.

Некоторые вещества в отсутствии внешнего магнитно поля обладают упорядоченными магнитными моментами. Области самопроизвольной намагниченности называются магнитными доменами. Вещества с параллельным расположением магнитных моментов в доменах называются ферромагнетиками. Если в домене магнитные моменты расположены антипараллельно, такие вещества называют антиферромагнетиками.

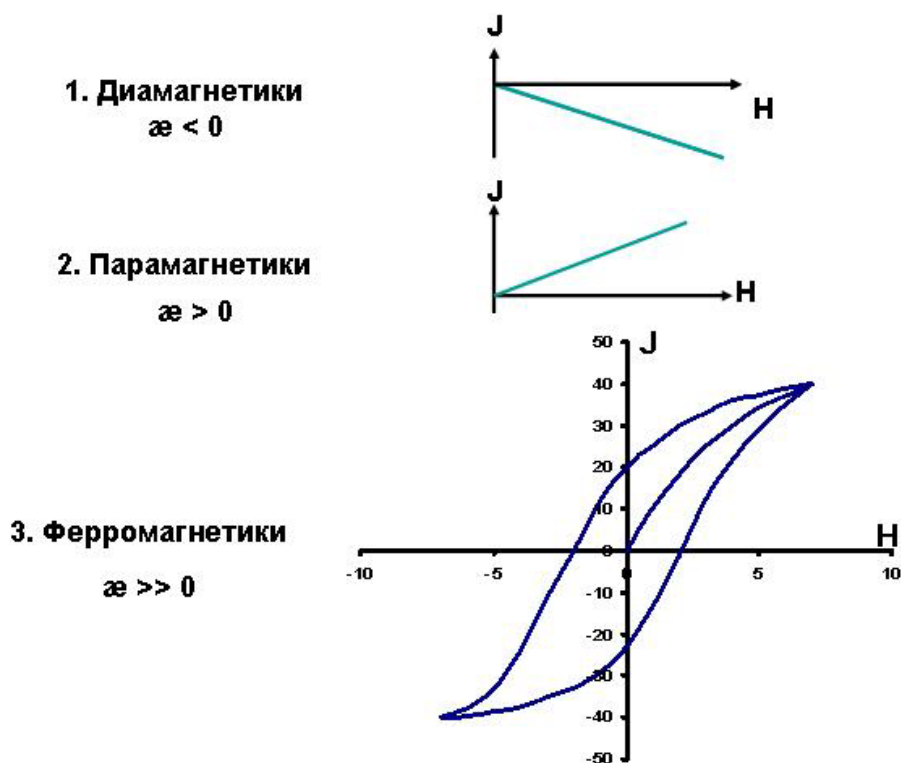


Рис. 3.11. Характеристики намагниченности (J) внешним магнитным полем (H) для различных магнетиков

Таблица 3.5

Минерал	Магнитная восприимчивость χ , ед. СИ	Намагниченность насыщения J_s , А/м	Точка Кюри θ , °С
Магнетит	8,8...25	490	578
Титаномагнетит	10^{-5} ...1	80...430	100...578
Маггемит	3,8...25	440	675
Гематит	$(1,3...13) \cdot 10^{-3}$	1,5...2,5	675
Пирротин	0,13...1,3	17...70	300...325

При намагничивании ферромагнетиков возрастающим внешним магнитным полем их намагниченность J достигает насыщения, но при уменьшении внешнего поля H до нуля ферромагнетик полностью не размагничивается и приобретает остаточную намагниченность. Кривая намагничивания ферромагнетиков, приведенная на рис. 3.11, называется *петлей гистерезиса*, ширина которой характеризуется коэрцитивной силой. При широкой петле (большая коэрцитивная сила) ферромагнетики называют *магнитожесткими*, но в некоторых ферромагнетиках наблюдается очень малая коэрцитивная сила (узкая петля) и такие ферромагнетики называют *магнитомяжкими*. Намагнитить ферромагнетик можно воздействием внешнего магнитного поля при изменении

температуры, времени, механических напряжений. При высоких температурах в ферромагнетиках энергия теплового движения становится преобладающей и он переходит в парамагнетик. Температура, при которой ферромагнетик теряет свои свойства, называется *точкой Кюри* (θ).

Магнитные свойства наиболее распространенных ферромагнитных минералов приведены в табл. 3.5.

В природе ферромагнетизм является достаточно редким явлением, присущим лишь небольшому количеству минералов, но присутствие даже незначительной примеси ферромагнитных минералов в горной породе может полностью изменить ее магнитный облик.

3.2.2. Магнитные свойства горных пород

Поскольку подавляющее большинство породообразующих минералов – диа- или парамагнетики, магнитные свойства горных пород практически полностью определяются присутствием в них ферромагнитных минералов и, прежде всего, магнетита.

По магнитной восприимчивости χ горные породы классифицируют на практически немагнитные – до $50 \cdot 10^{-6}$ СГС (до $40 \cdot 10^{-5}$ СИ), слабомагнитные – $50 \dots 500 \cdot 10^{-6}$ СГС ($40 \dots 400 \cdot 10^{-5}$ СИ), среднемагнитные – $500 \dots 5000 \cdot 10^{-6}$ СГС ($400 \dots 4000 \cdot 10^{-5}$ СИ), и сильномагнитные – более $5000 \cdot 10^{-6}$ СГС (более $4000 \cdot 10^{-5}$ СИ).

Общие закономерности изменения магнитной восприимчивости горных пород в зависимости от их происхождения можно определить следующим образом.

Осадочные породы в «свежем» виде, без признаков оруденения относятся к практически немагнитным. В среднем по возрастанию магнитной восприимчивости породы располагаются в следующий ряд: осадочные – метаморфические – эффузивные – интрузивные. Однако надо учитывать, что это лишь самая общая статистическая тенденция и даже внутри отдельной разновидности могут быть большие вариации магнитной восприимчивости (особенно если это связано с рудными процессами).

Для изверженных горных пород (интрузивных и эффузивных) наблюдается общая закономерность возрастания магнитной восприимчивости от кислых к основным. Граниты в большинстве случаев являются слабомагнитными, но в отдельных районах (мурманский берег, Баргузинский хребет) встречаются массивы гранитов со средней магнитной восприимчивостью до $5000 \cdot 10^{-5}$ СИ (Логачев, Захаров.1973). Характерно также повышение магнитной восприимчивости в зонах контактов массивов с карбонатами. Процессы хлоритизации и серицитизации ведут к понижению χ .

Диориты и габбро встречаются как слабо, так и сильномагнитные. Для пород группы габбро-норитов характерна несколько меньшая восприимчивость. Анортозиты имеют слабую магнитную восприимчивость, поскольку имеют низкое для группы габбро содержание железа. Сильномагнитными могут быть рудные габбро, обогащенные магнетитом или пирротинном, но амфиболизация приводит к уменьшению их χ .

Ультраосновные породы характеризуются наиболее широким диапазоном изменения магнитной восприимчивости. Неизменные разности этих пород обычно слабо магнитны, но при серпентинизации освобождается часть железа из которого образуется магнетит и магнитная восприимчивость резко возрастает.

Однако необходимо учитывать, что иногда при очень высоких значениях магнитной восприимчивости горных пород над ними могут не наблюдаться магнитные аномалии. Объясняется это тем, что аномалиеобразующим свойством в магниторазведке является не магнитная восприимчивость, а величина и направление намагниченности горной породы.

Существует два вида намагниченности.

1. *Индуктивная намагниченность* (J_i) присутствует у всех горных пород и индуцируется магнитным полем Земли:

$$J_i = \alpha \cdot T, \quad (3.17)$$

где T – напряжённость магнитного поля Земли; α – магнитная восприимчивость горной породы.

Горные породы при этом намагничиваются по направлению магнитного поля Земли и увеличивают его, создавая аномалии, то есть индуктивная намагниченность всегда совпадает с направлением намагничивающего поля. Без внешнего намагничивающего поля J_i не существует.

Если рассматривать отдельные геологические тела, то величина индуктивной намагниченности зависит и от формы тела:

$$J_i = \alpha \cdot T / (1 + \alpha N), \quad (3.18)$$

где N – коэффициент размагничивания тела.

Для длинных вертикальных штоков и пластов, намагниченных вдоль длинной оси, коэффициент $N = 0$, для сферических объектов $N = (4/3)\pi$, для горизонтальных цилиндрических тел, намагниченных вертикально, $N = 2\pi$, а для тонких горизонтальных пластов, намагниченных вертикально, $N = 4\pi$. Отсюда видно, что хуже всего тела намагничиваются поперек длинной оси, а длинную ось тела иногда называют направлением легкого намагничивания.

2. *Естественная остаточная намагниченность* (J_n) присутствует только у пород, содержащих минералы-ферромагнетики. Она возникает при образовании или изменении горной породы и сохраняет в себе информацию о *направлении вектора и величине напряжённости древнего магнитного поля* (эпохи образования или преобразования породы). Эта намагниченность присутствует в горной породе независимо от современного магнитного поля Земли и может быть направлена различным образом (вплоть до противоположного направления современному полю).

Соотношение двух видов намагниченности принято характеризовать величиной Q – фактора (или фактора Кенигсбергера):

$$Q = J_n / J_i \quad (3.19)$$

Для горных пород величина Q изменяется от сотых долей единицы до 100 и более, то есть в некоторых горных породах остаточная намагниченность может преобладать над индуктивной.

Намагниченность горной породы, в результате которой возникают магнитные аномалии, представляет собой сумму векторов J_n и J_i :

$$\vec{J} = \vec{J}_n + \vec{J}_i. \quad (3.20)$$

Если остаточная намагниченность направлена против современного поля и равна индукционной намагниченности, то при высоких значениях магнитной восприимчивости аномалии над объектом могут не наблюдаться. Примером могут служить некоторые железорудные месторождения Ангаро-Илимской группы, где над рудными телами железистых кварцитов отсутствуют магнитные аномалии, а иногда наблюдаются даже отрицательные аномалии.

3.2.3. Палеомагнетизм и археомагнетизм

Характеристику геомагнитного поля изучают непосредственными наблюдениями в течение относительно короткого периода времени, около 400 лет. Для выяснения его характеристики в далеком прошлом выполняют *археомагнитные* и *палеомагнитные* исследования. Те и другие основаны на определении величины и направления вектора *первоначальной естественной остаточной намагниченности* J_{no} .

В том и другом случае используется способность изучаемых объектов «запоминать» величину и направление вектора древнего магнитного поля. Исследования начаты в 40-х годах XX века.

При археоманитных исследованиях изучают $J_{по}$ предметов материальной культуры, например, керамических изделий и кирпичей или у древних кострищ. Эти объекты при обжиге приобрели намагниченность, обусловленную действием на них существовавшего в то время геомагнитного поля, и в какой-то мере сохранили ее до настоящего времени. По направлению вектора $J_{по}$ можно получить представление о древнем поле.

Данные археоманитных исследований совместно с палеомагнитными широко используются при выяснении характеристики вековых вариаций, рассмотренных выше.

При палеомагнитных исследованиях определяют первоначальную намагниченность различных горных пород. Первоначальная намагниченность пород во многих случаях оказывается более интенсивной (в десятки раз) и более устойчивой. Часть пород обладает повышенной «магнитной памятью» и сохраняет эту намагниченность до наших дней. При проведении палеомагнитных исследований допускают, что главное магнитное поле Земли всегда было дипольным и что среднее направление магнитной оси диполя за период порядка 10000 лет совпадало с осью вращения Земли. Предполагают, что породы намагничивались по полю. При этих условиях по намагниченности пород можно определять направление древнего меридиана и магнитную широту точки отбора образца. Имея эти данные, можно легко установить положение древнего магнитного полюса.

Палеомагнитные исследования стали особенно широко применять после установления естественной остаточной намагниченности у многих осадочных пород, считавшихся до этого практически немагнитными.

Несмотря на то, что исходные положения палеомагнетизма не являются бесспорными, накопленный материал уже сейчас позволяет вскрыть очень интересные, часто совершенно неожиданные факты и доказывает целесообразность проведения дальнейших исследований.

При проведении палеомагнитных исследований отбирают образцы горных пород с фиксированной ориентировкой их по отношению к вертикали и меридиану. В лаборатории производят магнитную «чистку» образцов с тем, чтобы снять более позднюю намагниченность. Оставшуюся наиболее устойчивую намагниченность принимают за первоначальную и определяют величину и направление $J_{по}$. Определяют или уточняют время образования или геологический возраст породы. По направлению $J_{по}$ определяют координаты полюсов геомагнитного поля, существовавшего во время формирования породы. Эти полюсы древнего поля называют *палеомагнитными*, или *виртуальными*. Такие исследования выполняют с образцами разного возраста. Строят кривые *миграции*, или *дрейфа виртуального полюса*, с течением геологического времени.

Выяснилось, что кривые дрейфа полюсов, построенные по образцам пород, отобранным на территории одного и того же материка, имеют плавный вид, что свидетельствует о закономерном перемещении полюсов. Точки таких кривых, установленные по образцам молодых пород, расположены вблизи современных географических полюсов. Виртуальные полюсы древних времен оказались удаленными от современных географических полюсов на очень большие расстояния (до 30...50° большого круга).

Кривые дрейфа полюсов, построенные по образцам, взятым с разных материков, оказались резко различными (рис. 3.12). Если допустить существование дрейфа континентов (по А. Вегенеру), то расхождение кривых резко уменьшится. Палеомагнитные данные о дрейфе континентов хорошо согласуются с палеогеографическими и палеоклиматическими.

Палеомагнитными исследованиями выявлена и другая очень важная особенность палеогеомагнитного поля, а именно многократные, относительно быстрые смены по-

лярности его, названные *инверсиями поля*. При инверсии северный и южный полюсы Земли меняются местами, и вектор геомагнитного поля в любой точке Земли изменяет свое направление на 180° . Изменяется на 180° и направление вектора $J_{\text{по}}$ у пород, образовавшихся до и после инверсии.

Намагниченность, совпадающую с направлением современного поля, называют *прямой*, противоположную – *обратной*. Инверсии происходили в течение относительно короткого (в геологическом масштабе) промежутка времени, порядка 10000 лет.

Результаты палеомагнитных исследований уже сейчас широко используются в геологии.



Рис. 3.12. Кривые дрейфа «северного» виртуального полюса, построенные по образцам разных материков:

1 – Европы; 2 – Северной Америки; 3 – Австралии; 4 – Индии; 5 – Африки;
S – силур; D – девон; P – пермь; T – триас; J – юра; K – мел; P₂ – эоцен; M – миоцен (N₁)

Поскольку земное поле является единым для всей Земли, все одновозрастные породы приобретают одинаковую намагниченность – прямую или обратную. Границы, разделяющие породы с прямой и обратной намагниченностью, тоже являются едиными для всей Земли. В связи с этим открывается возможность расчленять по намагниченности толщи осадочных и вулканогенных пород и по положению виртуального полюса на кривой дрейфа определять их возраст. В настоящее время разрабатывается палеомагнитная геохронологическая шкала. Геологическое время на шкале разделено на магнитные эры, периоды и эпохи. Геомагнитной эпохой называют период времени, в течение которого преобладает прямая или обратная полярность. Кратковременные изменения полярности внутри эпохи называют *эпизодами*.

3.3. Способы измерения магнитного поля

3.3.1. Классификация способов измерений магнитного поля

При выполнении магниторазведочных работ обычно производятся измерения индукции, напряженности магнитного поля или магнитной восприимчивости горных пород.

Приборы для измерения магнитной индукции или напряженности магнитного поля называют *магнитометрами*. Вариации (изменения во времени) земного магнитного поля регистрируются *магнитовариационными станциями*. Для измерения магнитной

восприимчивости горных пород и руд (α) используются измерители магнитной восприимчивости или их еще называют *каппаметры*.

По условиям применения магнитометры делятся на лабораторные, наземные (пешеходные и автомобильные), аэромагнитометры, гидромагнитометры (морские), шахтные и скважинные.

По принципу измерения магнитного поля полевые магнитометры подразделяются на:

- магнитомеханические (оптико-механические);
- феррозондовые;
- протонные (ядерно-прецессионные);
- квантовые (на принципе оптической накачки);
- индукционные;
- криогенные.

В зарубежных странах протонные и квантовые магнитометры обычно не разделяют и объединяют их под общим названием ядерные магнитометры. Рассмотрим основные принципы измерений магнитной индукции.

3.3.2. Оптико-механические магнитометры.

Принцип работы оптико-механических магнитометров основан на взаимодействии постоянных магнитов с магнитным полем Земли и называется принципом магнитных весов. В зависимости от измеряемого элемента магнитного поля различают горизонтальные (для измерения H – составляющей) и вертикальные (для измерения Z – составляющей) магнитные весы. Одной из последних модификаций оптико-механических магнитометров является магнитометр М-27М, предназначенный для измерения приращений вертикальной составляющей напряженности (ΔZ) магнитного поля Земли.

Устройство магнитометра следующее (рис. 3.13). На горизонтально натянутой тонкой металлической нити (точнее – ленте) жестко укреплен измерительный магнит (1) с зеркальцем (2), который может поворачиваться в вертикальной плоскости на определенный угол в зависимости от величины вертикальной напряженности магнитного поля Z . Пусть в некоторой точке (например, на эталонном полигоне завода) нить подвеса и магнитная ось магнита горизонтальны. В другой любой точке наблюдений, где вертикальная составляющая напряженности отличается на величину ΔZ , на полюсы магнита действуют противоположно направленные силы F_1 и F_2 . Под действием этих сил магнит будет поворачиваться, закручивая нить подвеса. Угол отклонения магнита от горизонтального положения будет пропорционален изменению поля ΔZ . Луч света (7) падает на зеркало и отражается в окуляр (8), где можно зафиксировать отклонение магнита от горизонтали по отклонению луча света.

Практически удобнее не измерять угол отклонения магнита, а компенсировать его, то есть проводить измерения компенсационным способом. Для этого сбоку от измерительного магнита установлен компенсационный магнит (или магнит плавной компенсации 3), жестко связанный с прозрачным диском, на котором нанесена шкала (4). С другой стороны установлен диапазонный магнит (или магнит грубой компенсации – 5), положение которого меняется ступенями с помощью зубчатого сектора (6).

Отклонения измерительного магнита от горизонтального положения под действием приращения поля ΔZ компенсируются с помощью изменения положения компенсационного магнита (а когда его магнитного момента недостаточно, ступенчато изменяют положение диапазонного магнита). Таким образом, мерой измеряемого поля ΔZ служит величина магнитного момента компенсационного и диапазонного магнитов, потребовавшегося для приведения измерительного магнита в горизонтальное положение (т. е. для компенсации). Угол поворота компенсационного магнита определяется по шкале (4), которая градуируется на заводе-изготовителе и проверяется

ежегодно по мере необходимости с помощью специальных градуировочных комплектов (кольца Гельмгольца).

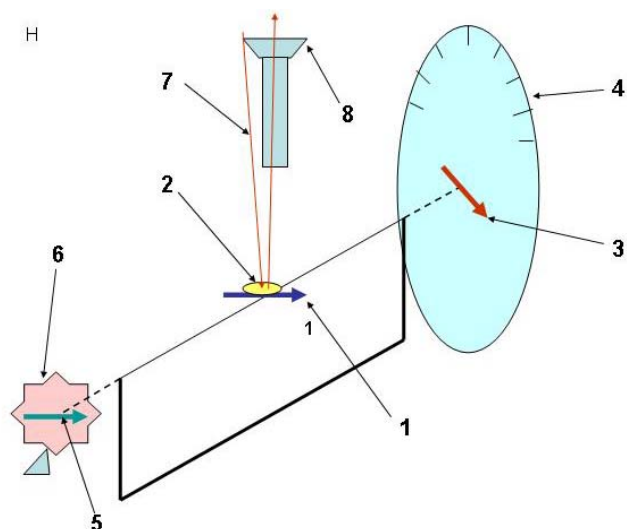


Рис. 3.13. Принципиальное устройство оптико-механического магнитометра М-27М

В окуляре магнитометра при измерении видна вращающаяся шкала, неподвижная линия (индекс и подвижный индекс (световой блик от измерительного зеркала с двумя параллельными линиями в центре)).

В магнитометре имеются и еще элементы, не показанные на рис. 3.13 – дополнительные настроечные магниты (температурный и юстировочный), а также арретир. Арретир представляет собой специальный механический захват, в нерабочем положении магнитометра поддерживающий измерительный магнит и предохраняющий нить подвески от обрыва при транспортировке и случайных ударах прибора.

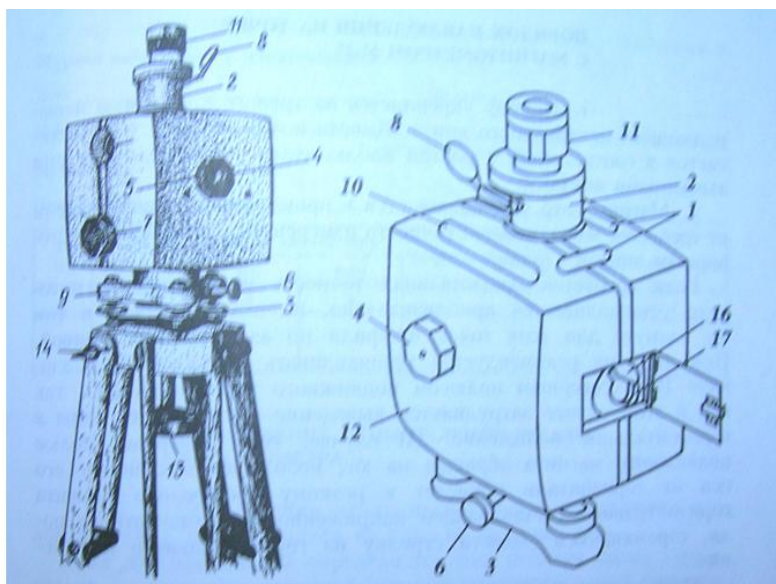


Рис. 3.14. Общий вид магнитометра М-27М

Чувствительная система магнитометра М-27М помещена в немагнитный теплоизолирующий кожух (12), который с помощью специального установочного винта (13) укрепляется на треноге (рис. 3.14). Для приведения системы в горизонтальное положение используются три нивелировочных винта (5) в нижней части корпуса, а на верхней

панели рядом с окуляром установлены два взаимно перпендикулярных уровня (1). На боковую поверхность корпуса прибора выведены ручки арретира (4), управления измерительным (7) и диапазонным (16) магнитами. Вес магнитометра составляет около 6,5 кг, цена деления шкалы 10 нТл/дел, диапазон измерений $\pm 70\ 000$ нТл, погрешность измерений обычно $\pm 5 \dots 10$ нТл.

С конца 50-х до конца 80-х годов XX века магнитометры типа М-23, М-27, (М-27М) были основными приборами для наземных магниторазведочных работ. В настоящее время в производственных организациях эти магнитометры не применяются из-за сравнительно низкой производительности и низкой точности по отношению к более современным типам магнитометров. Применяются они в основном при специализированных опытных работах и при работах в зонах больших градиентов магнитного поля (более 600 нТл/м).

3.3.3. Феррозондовые магнитометры

В магнитометрах этого типа магниточувствительным элементом является феррозонд, который представляет собой два тонких и длинных стержня из пермаллоя (железо-никелевый сплав – магнитомягкий ферромагнетик), на которые во взаимно обратном направлении намотана первичная (возбуждающая) обмотка. Кроме того, оба сердечника вместе с первичной обмоткой охвачены вторичной (измерительной) обмоткой (рис. 3.15, а). Магнитомягкие ферромагнетики характерны тем, что петля гистерезиса для них настолько узка, что ее можно рассматривать, как одну кривую (рис. 3.15, б).

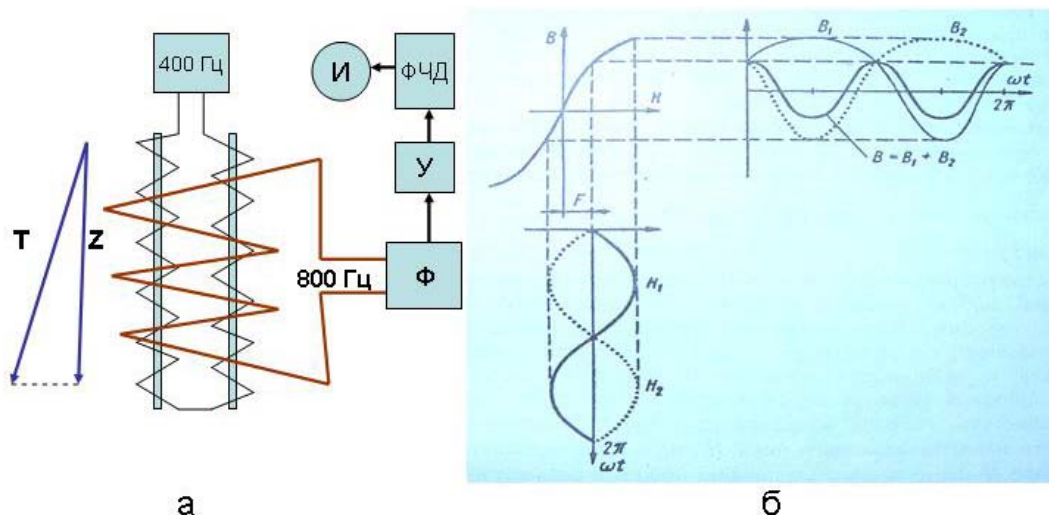


Рис. 3.15. Принцип действия феррозондового магнитометра типа второй гармоники

Принцип действия феррозонда состоит в следующем. С помощью внешнего источника через первичную (возбуждающую) обмотку пропускается ток частотой ω (чаще всего 400 Гц). Если внешнее магнитное поле отсутствует, то исходная намагниченность сердечников равна нулю. При пропускании тока частотой ω в каждый полупериод импульсы индукции в сердечниках направлены противоположно и компенсируют друг друга (рис. 3.15, б). Поэтому общая индукция в ближайшем к сердечникам пространстве в каждый момент времени равна нулю и в измерительной обмотке сигнал не индуцируется, т. е. также равен нулю.

При появлении внешнего поля T (которое необходимо измерить) в каждый полупериод это поле с индукцией одного из сердечников совпадает, а индукция другого сердечника направлена противоположно, что равносильно сдвигу индукции сердечников. Общая (суммарная B_{Σ}) индукция в пространстве у сердечников, складываясь, образует перемен-

ный магнитный поток, изменяющийся с частотой 2ω (рис. 3.15, б). Этот поток индуцирует в измерительной обмотке электрический сигнал частотой 2ω и амплитудой, пропорциональной «сдвигу» индукции в обмотках – внешнему намагничивающему полю T .

Для измерения этого поля необходимо только выделить с помощью фильтра (Φ) сигнал частотой 2ω (800 Гц), усилить его усилителем ($У$), определить знак поля (фазу) фазочувствительным детектором ($\PhiЧД$) и измерить его амплитуду измерителем ($И$). При этом прибор, измеряющий амплитуду сигнала, может быть проградуирован в единицах напряженности или индукции магнитного поля. Такой феррозонд называется «феррозонд типа второй гармоники».

Полезной для магнитных съемок особенностью такого феррозонда является то, что он может измерять составляющую напряженности магнитного поля, направленную по оси зонда. То есть, если поле T будет направлено перпендикулярно сердечникам, то «сдвига» индукции в обмотках не будет и сигнала во вторичной обмотке не будет.

Эта особенность позволяет проводить так называемые компонентные измерения (т. е. измерения трех составляющих по осям) индукции магнитного поля, что относится к достоинствам метода. Недостатком метода является наличие смещения нуля прибора, что даже при высоком пороге чувствительности прибора в 1 нТл не позволяет проводить измерения с высокой точностью.

Феррозонд имеет также другие наименования: зонд магнитного насыщения, магнитомодуляционный датчик (ММД). В зарубежной литературе он называется flux – gate (флакс-гейт) – потокопропускающий.

На этом принципе основаны использовавшиеся с 30-х до конца 80-х годов аэромагнитометры (АМФ-21, АММ-13 и др.), наземные магнитометры (М-17, М-29). В настоящее время на этом принципе используются скважинные магнитометры (ТСМК-30, КСП-38 и др.).

3.3.4. Протонные магнитометры

Протонный магнитометр впервые был разработан в 1953 г. М. Паккардом и Р. Вარიаном (США). В СССР первый магниторазведочный протонный магнитометр разработан в 1957 г. А.Я. Ротштейном и В.С. Цирелем, которые опирались на работы советского ученого Ф.Н. Скрипова.

Эти магнитометры основаны на принципе свободной ядерной прецессии протонов – ядер атома водорода. Протон как движущаяся вращающаяся заряженная частица обладает определенным моментом количества движения (спином) p и магнитным моментом μ . Магнитное поле протона аналогично полю стержневого магнита, ориентированного вдоль оси вращения частицы.

Протон как магнит стремится установиться своей магнитной осью в направлении магнитного поля Земли (как магнитная стрелка компаса), а свойство гироскопа (волчка) препятствует этому. Поэтому ось вращения (и магнитный момент) протона начинает описывать конические поверхности вокруг направления вектора внешнего магнитного поля $T_{ВН}$ (рис. 3.16, а). Такое движение называется прецессией. Прецессия называется свободной, если она происходит без воздействия на систему протонов внешних сил.

Теоретически установлено и экспериментально подтверждено, что частота f свободной прецессии протонов в магнитном поле прямо пропорциональна модулю вектора напряженности $T_{ВН}$ внешнего магнитного поля и связана с ним простым соотношением, которое называется равенством Лармора:

$$f = (\gamma/2\pi) \cdot T_{ВН}, \quad (3.21)$$

где $\gamma = p/\mu$ – гиромангнитное отношение протона, т. е. отношение его механического момента вращения p к магнитному моменту μ . Поскольку постоянная величина γ опре-

делена с очень высокой точностью (относительная погрешность порядка 10^{-6}) и не зависит от любых внешних факторов (температура, давление и др.), результаты измерений этим способом характеризуются очень высокой точностью и стабильностью.

Зная частоту прецессии, легко определить абсолютную величину напряженности магнитного поля:

$$T = (2\pi/\gamma) \cdot f \quad (3.22.)$$

Однако наблюдение прецессии одного протона практически невозможно. Кроме того, магнитные моменты различных протонов ориентированы антипараллельно, поэтому в обычном состоянии вследствие тепловых соударений частиц магнитные моменты отдельных протонов ориентированы хаотично и их суммарный магнитный момент близок к нулю. Поэтому используются специальные способы поляризации рабочего вещества, т. е. ориентировки магнитных моментов элементарных частиц – протонов.

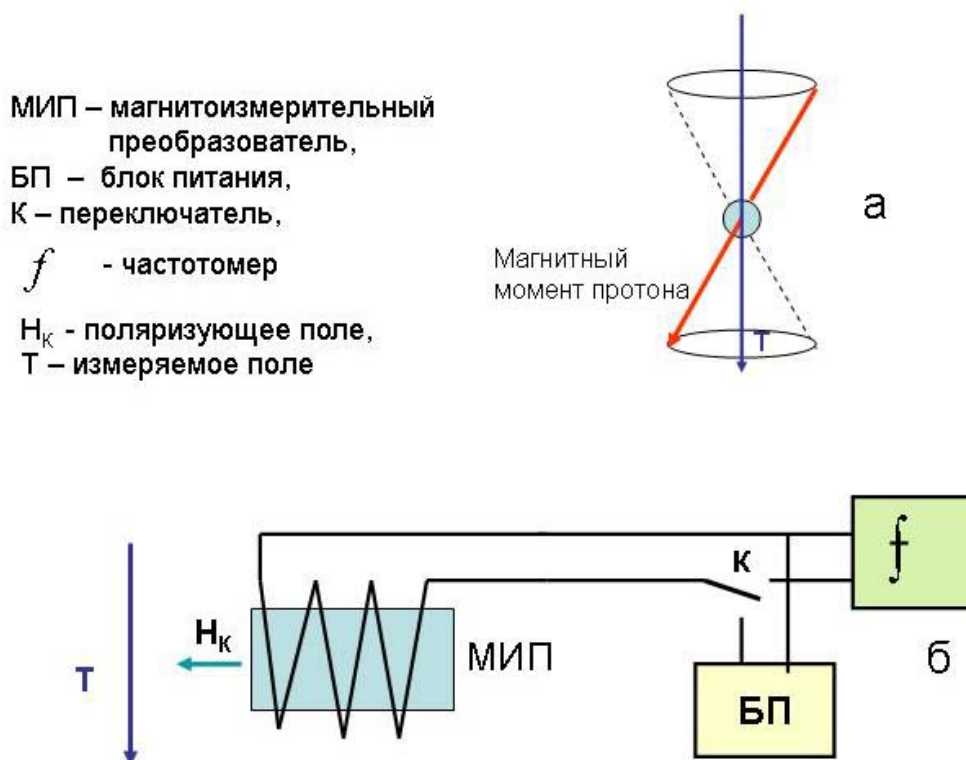


Рис. 3.16. Принцип действия ядерно-протонных магнитометров

Для измерения магнитного поля удобнее всего использовать простейшие атомные ядра – протоны, так как они в жидкостях дают наиболее острый и интенсивный резонанс.

Магнитоизмерительный преобразователь (МИП) представляет собой сосуд с протонсодержащей жидкостью (обычно это был очищенный керосин), помещенный в катушке с проводом (рис. 3.16, б). Если через обмотку МИП пропустить сильный электрический ток, создающий в направлении оси катушки магнитное поле H_K напряженностью порядка 100 Э (переключатель К подключен к блоку питания), то под действием поля H_K происходит магнитная поляризация рабочего вещества – множество содержащихся в нем протонов приобретут ориентировку магнитных моментов в направлении вектора напряженности магнитного поля H_K .

После резкого отключения тока (переключатель К подключается к частотомеру) протоны начнут согласованно прецессировать вокруг вектора напряженности внешнего магнитного поля T , наводя в той же обмотке катушке Э.Д.С. с частотой прецессии. Че-

рез несколько секунд прецессия затухает из-за теплового соударения частиц и потери синфазности прецессии протонов, но этого времени вполне достаточно, чтобы преобразовать сигнал и определить его *частоту*. Частотный выход прибора обеспечивает возможность регистрации результатов измерений в цифровом виде.

Основным методом измерений частоты сигнала свободной прецессии в протонных магнитометрах является метод подсчета числа периодов (сигналов) прецессии в течение фиксированного интервала времени, определяемого по периодам эталонной частоты специального кварцевого генератора. Регистрации показаний может осуществляться различными устройствами: аналоговым самописцем (или фотоосциллографом); цифрорпечатающим устройством; цифровым перфораторным или магнитным регистратором и т. д.

Иногда для удобства непосредственно записывают не частоту сигнала ядерной прецессии, а частоту биений, образующихся между частотой сигналов прецессии и эталонной частотой специального кварцевого генератора (близкой к частоте прецессии):

$$f_b = f_c - f_{кв \Gamma}$$

Данный метод обеспечивает большую точность измерений частоты, но мало пригоден для их автоматизации.

Можно поступить наоборот: обеспечить подсчет периодов эталонной частоты в течение фиксированного числа сигналов ядерной прецессии. В этом случае получается цифровой результат, обратно пропорциональный индукции поля, что не позволяет производить непосредственный отсчет в единицах магнитной индукции, как в предыдущем случае. Но в данном методе не требуется умножитель частоты, необходимый при непосредственных отсчетах показаний.

В последних модификациях ядерно-протонных магнитометров применяется метод динамической поляризации. В методе *динамической поляризации ядер* используется эффект Оверхаузера, заключающийся в том, что в некоторых веществах с сильным взаимодействием ядерных спинов с электронными можно создать дополнительную поляризацию одной спиновой системы, например, ядерной, за счет поляризации другой, например, электронной. Рабочее вещество возбуждается на частоте электронного резонанса с помощью радиочастотного поля (примерно 56 МГц), а передача энергии протонам происходит за счет внутренних взаимодействий. Существует класс веществ, для которых может быть реализовано указанное явление. К ним принадлежат растворы натрия в аммиаке, растворы в органических жидкостях ряда свободных устойчивых радикалов гидразинового ряда (в частности, дифенилпи-крилгидрозил), а также водные и бензольные растворы свободного радикала дисульфоната пироксиламина (соль Фреми) и некоторых других радикалов. Перечисленные растворы дают возможность наблюдать динамическую поляризацию в слабых магнитных полях, в том числе в земном магнитном поле.

Метод динамической поляризации позволяет сократить продолжительность цикла измерения, а также проводить измерения одновременно с процессом поляризации. К недостаткам метода следует отнести недолговечность некоторых видов рабочего вещества, что создает неудобства при производственных магнитных съемках. На методике динамической поляризации ядер построены отечественные протонные магнитометры ММП-203М, аэромагнитометры ММВ-215. Канадская фирма Geotech разработала на этом принципе вертикальный аэромагнитометр-градиентометр GRAD-1 с чувствительностью 0,01 нТл для каждого датчика и 0,025 нТл/м для градиентных измерений.

Протонные магнитометры обладают высокой точностью (± 1 нТл), стабильностью работы, высокой производительностью, не требуют нивелировки и мало чувствительны к отклонениям от оптимальной ориентировки МИП прибора при измерении.

В настоящее время это наиболее широко применяемые приборы при проведении наземных съемок (ММП-203М, МИНИМАГ), аэромагнитных (ММС-213, ММС-214)

и гидромагнитных (АПМ-3, МПМ-3) съемок, а также скважинных магнитных измерений (МСП-2).

Полевые протонные магнитометры ММП-203, ММП-203М, МИНИМАГ конструктивно выполнены в виде двух отдельных блоков – магнитоизмерительного преобразователя (датчика) и измерительного пульта.

Датчик протонного (ядерного) магнитометра обычно представляет собой цилиндрический сосуд из органического стекла с жидкостью, содержащей протоны (смесь воды со спиртом, керосин, раствор солен Фреми и т.д.). Сосуд помещается в многovitковую катушку, настроенную в резонанс с частотой ожидаемого сигнала. Эта катушка используется как для возбуждения (поляризация), так и для съемки сигнала в виде ЭДС определенной частоты (эти функции катушки разделены во времени).

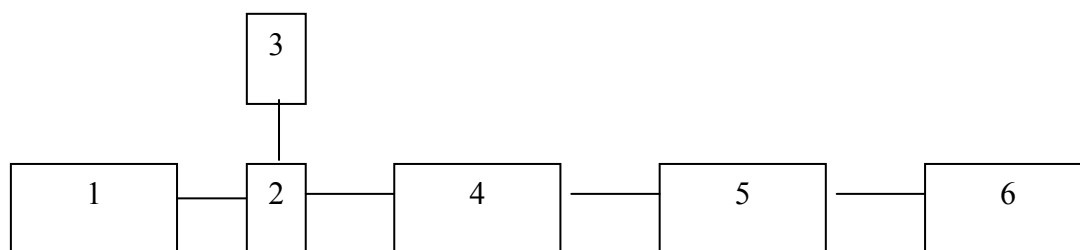


Рис. 3.17. Обобщенная блок-схема протонного магнитометра

На рис. 3.17 приведена обобщенная блок-схема протонного магнитометра. Датчик 1 соединен с релейно-переключающим устройством 2, которое автоматически осуществляет подключение датчика после прогрева схемы к поляризующей батарее 3. Затем, по истечении определенного времени, датчик переключается на усилитель 4 и по окончании записи показаний прибора выключается. После усилителя 4 сигналы поступают в прецизионный быстродействующий частотомер 5, а затем на регистратор 6.

Порядок работы с магнитометром достаточно прост. Перед измерениями штанга с МИП закрепляется в фиксированном положении специальными ремнями за спиной оператора (обычно в слабых магнитных полях – датчиком вниз, а в интенсивных полях – датчиком вверх). Проверяется (путем контрольного отсчета) правильность выбора диапазона измерения, а затем оператор выходит в маршрут. На точке наблюдения оператор останавливается так, чтобы МИП располагался над пикетом, и при включенном приборе (в соответствии с ранее выбранным диапазоном) нажимает на кнопку «Пуск». Через 3 секунды на табло появляется отсчет, который оператор записывает и переходит на следующую точку. Если вблизи имеются магнитные помехи (ЛЭП, промышленные объекты и др.) или измеряемое поле имеет градиент более 600 нТл/м, то сигнал на табло обнуляется, поэтому в зонах высоких градиентов с этими магнитометрами работать нельзя.

Основные технические характеристики магнитометра ММП-203:

- диапазон измерения 20 000...100 000 нТл,
- погрешность отсчитывания ± 1 нТл,
- быстродействие одного измерения 3 с.,
- диапазон рабочих температур $(-30) - (+50) ^\circ\text{C}$,
- напряжение питания 13 ± 3 В,
- рабочий вес 6 кг.

Выше рассмотрены протонные магнитометры дискретного действия. Технические трудности, связанные с разработкой протонных магнитометров непрерывного действия, заставили отказаться от этого пути и ограничиться решением проблемы по сокращению времени одного измерения для обеспечения квазинепрерывных измерений

в движении или во времени. Во всех конструкциях протонных магнитометров датчик прибора выполнен в виде отдельного блока, соединенного с пультом управления кабелем. Протонный магнитометр измеряет модуль (т. е. только численное значение) полной силы геомагнитного поля. Протонные магнитометры можно также использовать для измерения и относительных значений полной силы геомагнитного поля.

При измерении наиболее благоприятно такое расположение датчика, при котором вспомогательное магнитное поле, временно создаваемое до начала измерения, перпендикулярно к измеряемому. В этом случае сигнал в датчике наиболее сильный. Однако данное требование не является обязательным. При очень больших градиентах магнитного поля (свыше 100 нТл на 1 см) измерения невозможны (в датчике исчезает эффект прецессии).

При известных сочетаниях протонного датчика и катушек Гельмгольца возможны измерения абсолютных значений отдельных составляющих индукции магнитного поля.

3.3.5. Квантовые магнитометры

По установившейся отраслевой (геолого-геофизической) терминологии квантовыми называются магнитометры, работающие на принципе оптической накачки, хотя по международной терминологии группа квантовых магнитометров значительно шире.

Магнитометры на принципе оптической накачки основаны на взаимодействии магнитных моментов атомов рабочего вещества (пары щелочных металлов – Na, K, Rb, Cs или инертные газы He, Ar, Kr и др.) с внешним магнитным полем (эффект Зеемана).

Сущность эффекта Зеемана состоит в том, что энергетические уровни атомов жидких, газообразных и парообразных веществ, находящихся в магнитном поле, расщепляются на несколько подуровней.

Частота излучения или поглощения f (в Гц) при переходе электрона с одного подуровня на другой определяется:

$$f = (\mu_B / h) \cdot T_{ВН}, \quad (3.23)$$

где μ_B – магнетон Бора (магнитный момент электрона); h – постоянная Планка (коэффициент пропорциональности между квантом энергии и циклической частотой его излучения), $T_{ВН}$ – напряженность внешнего магнитного поля.

Из формулы (3.23) видно, что если измерить частоту излучения f при переходе электрона с одного подуровня на другой, можно определить значение поля $T_{ВН}$.

Но наблюдать переход отдельных атомов с одного зеемановского уровня на другой практически невозможно. Необходимо добиться согласованного возбуждения множества атомов и последующего перехода их всех сразу в невозбужденное состояние. Этого добиваются с помощью принципа оптической накачки.

Схематически принцип оптической накачки или оптической ориентации атомов состоит в следующем (рис. 3.18).

Под действием внешнего магнитного поля $T_{ВН}$, в соответствии с эффектом Зеемана, энергетические уровни атомов расщепляются на подуровни А, В, С (рис. 3.18, а). Поэтому преимущественную заселенность подуровня В обеспечивают облучением рабочего вещества светом, в котором нет спектральной линии В. Тогда, по законам квантовой физики, переход из В в С запрещен (невозможен) из А в С возможен, из С в А и В равновероятен. Постепенно (рис. 3.18, б–г) атомы перейдут в состояние В. Поглощение света закончится, вещество магнитно поляризуется (одинаковая поляризация магнитных моментов атомов).

Отфильтровка спектральной линии ВС достигается круговой поляризацией монохроматического света. Детектирование сигнала при оптической накачке осуществляется по изменению интенсивности проходящего света. При воздействии дополнительного

радиочастотного магнитного поля (усиливающего выравнивание заселенности) прозрачность рабочего вещества уменьшается, что фиксируется фотоэлементом в виде электрического сигнала.

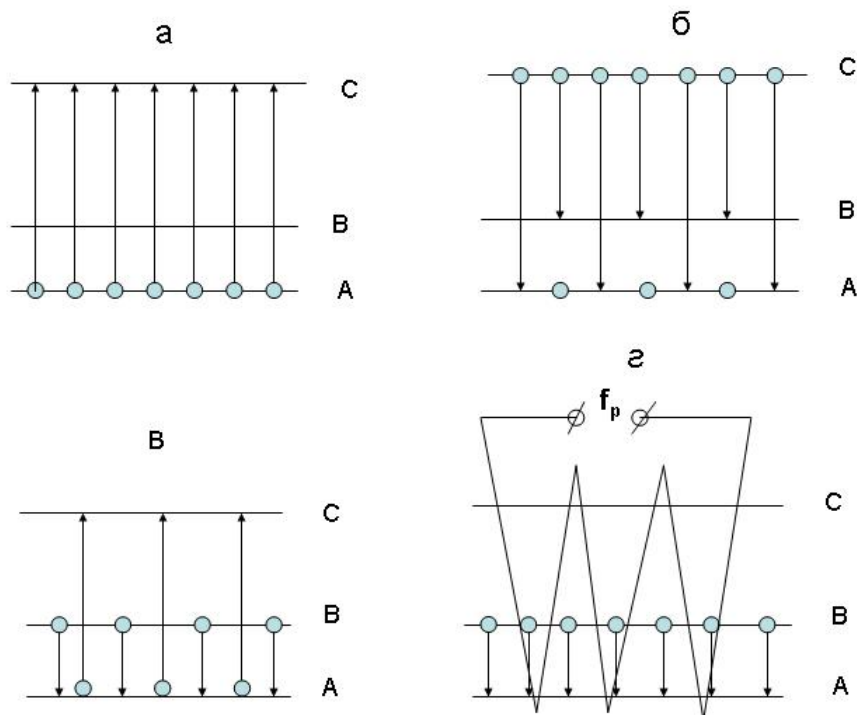


Рис. 3.18. К пояснению принципа оптической накачки

Минимум света наблюдается при соответствии частоты радиополя (f_p) круговой частоте резонансного перехода

$$\omega = 2\pi f = \gamma * T_{ВН}, \quad (3.24)$$

где γ – гиромагнитное отношение электрона.

Нетрудно заметить, что и в основе способа оптической накачки, и в основе способа ядерной прецессии – одна и та же формула, но способы поляризации рабочего вещества различны. Именно по этой причине за рубежом и ядерно-протонные и квантовые магнитометры объединяют под общим названием «ядерные магнитометры».

Порог чувствительности магнитометров, основанных на принципе оптической накачки, составляет 1...0.01 нТл в зависимости от цикла измерений. Их показания менее устойчивы, чем у протонных магнитометров, однако они имеют лучшую частотную характеристику, могут работать и в слабо-, и в сильноградиентных полях.

На принципе оптической накачки построены квантовые аэромагнитометры ММ-305, КАМ-28, пешеходные М-33, ММП – 303, ММ – 60.

Порядок работы с этими магнитометрами также достаточно прост и аналогичен порядку работы с магнитометром ММП – 203М.

3.3.6. Индукционные и криогенные магнитометры.

К индукционным относятся приборы, применяемые для измерения магнитного поля и магнитных характеристик образцов горных пород. Обычно используют специальные электрические катушки, в которых при вращении в магнитном поле наводится электрический ток, пропорциональный по величине измеряемому полю. Этот принцип реализован в лабораторных спинер-магнитометрах (рок-генераторах) для измерения остаточной намагниченности образцов горных пород по их магнитному полю. Отече-

ственной конструкцией является рок-генератор ИОН-1, из зарубежных наиболее широко известен чешский спинер-магнитометр ИР-4.

Криогенные (от слова холод), или сверхпроводящие магнитометры основаны на взаимодействии сверхпроводящего устройства с внешним (измеряемым) магнитным полем. По международной технической терминологии криогенные магнитометры называют СКВИДа́ми (SQUID – Superconducting Quantum Interference Device – сверхпроводящий квантовый интерференционный прибор).

Явление сверхпроводимости состоит в том, что у большой группы металлов (ртуть, свинец, олово, цинк, алюминий и др.) и некоторых сплавов при очень низкой (критической) температуре электрическое сопротивление обращается в нуль.

В качестве магниточувствительного устройства криогенного магнитометра обычно используется полый металлический цилиндр, помещенный в криогенную жидкость для охлаждения. С помощью такого устройства во внешнем магнитном поле возбуждается индукционный ток, который будет полностью компенсировать до нуля поток внешнего (измеряемого) магнитного поля. Измерив этот ток, можно определить внешнее магнитное поле T из зависимости: $i = S \cdot T / L$, где S – площадь поперечного сечения отверстия полого цилиндра, L – индуктивность цилиндра. Порог чувствительности криогенных магнитометров может достигать 10^{-5} нТл, однако в настоящее время они почти не применяются в магниторазведочной практике из-за большого веса криостата (охлаждающего устройства) и трудностей технического обслуживания (доставка и заправка магнитометра криогенными жидкостями для охлаждения магниточувствительных систем).

3.4. Методика полевых работ и обработка полевых данных

3.4.1. Методика полевых магнитных съемок

Наземные магнитные съемки проводятся в масштабе 1 : 10 000 и крупнее, так как съемки масштаба 1 : 25 000 и мельче осуществляются обычно на больших площадях и выполняются с самолета. В последние годы в некоторых районах даже съемки масштаба 1 : 10 000 выполняются в воздушном варианте, если, конечно, они проводятся на значительной площади.

Масштаб наземной съемки, основные расстояния между пунктами наблюдения и профилями, т. е. линиями, на которых расположены эти пункты, и допустимая погрешность съемки определяются проектом работ. При выборе оптимального расстояния между профилями и между пунктами наблюдения руководствуются поставленной геологической задачей. Достоверно обнаруженной считается такая аномалия, которая подтверждается на двух-трех рядом расположенных профилях и отмечается на каждом из них по крайней мере в двух-трех пунктах. Таким образом, сеть съемки определяется ожидаемыми размерами аномалии по простиранию и вкрест простирания. Под аномалией, естественно, понимаются такие значения поля, которые превосходят уровень помех, например двукратную погрешность съемки. При таком условии размеры аномалии всегда конечны и зависят от видимой мощности объектов, их размеров по простиранию, глубины залегания верхней кромки и намагниченности. Чем больше каждый из перечисленных параметров, тем реже может быть сеть измерений.

Естественно, что существует различие между задачами обнаружения некоторого объекта по магнитному полю и определения его пространственного положения. Поэтому в проекте работ предусматривается некоторый объем детализации, который планируется в процентах к основному объему съемки. Точного указания сети детализации измерений не требуется, так как этот вопрос может быть решен только в ходе самой съемки, когда по наблюдаемому полю становится видно, где именно следует сгустить сеть и до каких размеров.

С учетом выбранной сети измерений устанавливается масштаб съемки, который определяется в основном расстоянием между линиями наблюдений (профилями). Так, масштабу 1 : 5000 соответствует расстояние между профилями 50 м, масштабу 1 : 2000 – 20 м и т. д. В тех случаях, когда наземная магнитная съемка проводится в помощь геологическому картированию, она проектируется обычно в более крупном, чаще всего следующем по порядку масштабе. Так, при геологическом картировании масштаба 1 : 25 000 выполняется магнитная съемка масштаба 1 : 10 000, при картировании масштаба 1 : 5000 – магнитная съемка масштаба 1 : 2000 и т. д.

Расстояние между линиями наблюдения должно составлять соответственно 100 и 20 м; расстояние же между пунктами по профилю выбирают в пределах допусков, указанных в «Технической инструкции по магниторазведке», с учетом того, чтобы каждый миллиметр отчетной геологической карты по линии наблюдения был надежно освещен магнитной съемкой. Следует иметь в виду, что нет смысла выбирать расстояние между пунктами наблюдений меньше, чем половина ожидаемой глубины залегания магнитных пород. Надо предусматривать и детализацию, так как может возникнуть необходимость, например, в уточнении контактов разных по намагниченности пород.

С другой стороны, шаг съемки по профилю не должен слишком частым, чтобы не нарушалась межпрофильная корреляция аномалий. Инструкцией допустимо максимальное отношение шага по профилю к межпрофильному расстоянию 1/10.

При обосновании допустимой погрешности съемки на этапе проектирования ориентируются на интенсивность тех магнитных аномалий, выявление которых представляет интерес для решения поставленной геологической задачи. Достоверной считается такая аномалия, которая превосходит двойную среднюю квадратическую погрешность съемки. Представление о возможной интенсивности ожидаемой аномалии можно получить или по материалам съемки более мелкого масштаба, уже проведенной на данной территории, или по сведениям о вероятных размерах тел и их намагниченности, или по результатам работ в сходной геологической ситуации на другой площади.

При обосновании допустимой погрешности съемки надо принимать во внимание, что должны быть отмечены не только максимальные, но и средние значения аномалии, так как ее надо проследить в нескольких пунктах. В процессе детализации следует достоверно выявить и минимальные по амплитуде значения поля, а также надежно зарегистрировать участки высоких градиентов аномалии. Все это необходимо для достоверного определения глубины залегания и пространственного положения намагниченного тела.

Сеть измерений и допустимая погрешность съемки обеспечиваются соответствующей методикой полевых работ. Выбор типа применяемого магнитометра обычно трудностей не вызывает, так как сейчас везде применяются высокоточные ядерно-протонные и квантовые магнитометры. Однако сам порядок наблюдений может быть различным. Если нас интересуют малоамплитудные аномалии интенсивностью первые сотни нТл, при съемке необходимо учитывать магнитные вариации.

С учетом допустимой погрешности съемки решается вопрос и об опорной сети. Оптико-механические и феррозондовые магнитометры обладали смещением нуля-пункта во времени, поэтому при съемке с такими приборами надо было контролировать смещение нуля-пункта через 2,5–3 часа, что достигалось созданием опорной сети. У современных магнитометров смещения нуля-пункта во времени практически нет, поэтому необходимость в опорной сети отпадает. Но при съемке площади разными магнитометрами во избежание перекосов поля необходима увязка значений поля по опорной сети.

При съемке обычно вблизи лагеря или на самом участке съемки (если лагерь расположен далеко от площади съемки) выбирают в спокойном магнитном поле контрольный пункт, закрепляют его на местности и выполняют на нем измерения ежедневно перед началом работы и после ее окончания. Если необходим учет магнитных вариаций,

на этом же контрольном пункте устанавливают либо магнитовариационную станцию, либо дополнительный магнитометр, в автоматическом режиме записывающий изменения магнитного поля во времени.

Если работа ведется оптико-механическими или феррозондовыми магнитометрами, в зависимости от размеров площади съемки, допустимой погрешности и характера рельефа местности опорная сеть может быть создана различными способами. Если площадь съемки, выполняемой с оптико-механическими магнитометрами, значительна, то последовательно разбивают сначала каркасную, а затем заполняющую опорную сеть. Пункты каркасной сети, чаще всего расположенные на магистралях, являются исходными для последующего развития заполняющей сети. Погрешность определения приращений поля для каркасной сети должна быть приблизительно в 4 раза, а для заполняющей сети – в 2 раза меньше, чем для рядовой съемки. Если площадь работ невелика или если проводится съемка средней точности, ограничиваются одноступенчатой разбивкой опорной сети, без предварительного создания каркасной. В этом случае погрешность опорной сети должна быть приблизительно в 2 раза ниже, чем рядовой.

Развитие любой опорной сети осуществляется или путем многократных измерений с несколькими магнитометрами замкнутыми рейсами, включающими ряд опорных пунктов, или по цикловой схеме с последовательным определением приращения поля на каждом из пунктов по отношению к предыдущему. В первом случае работа выполняется по схеме 1–2–3–4–5–1; во втором – по схеме 1–2–1, 2–3–2 и т. д. Цикловая методика чаще используется при наблюдениях на единичных длинных маршрутах.

Опорная сеть должна быть увязана с исходным контрольным пунктом. Густота опорной сети должна быть такой, чтобы оператор при работе оказался вблизи какого-либо из опорных пунктов через требуемый интервал времени, например через 2 ч. Измерение и учет вариаций при разбивке опорной сети обязательны.

Если съемка с ядерно-протонными приборами ведется с целью выявления аномалий значительной интенсивности, можно ограничиться измерениями на контрольном пункте только утром и вечером. Если же обнаружению и изучению подлежат аномалии в первые нанотеслы, целесообразен систематический контроль за поведением вариаций спомощью опорной сети. Требования к выбору мест расположения опорных пунктов сводятся к следующему. Они должны находиться на хорошо обозримых местах и быть совмещенными с долговременными ориентирами или пунктами наблюдений; размещение их в пределах площади съемки должно быть равномерным. Кроме того, опорные пункты следует располагать в спокойном магнитном поле, чтобы показания магнитометра не зависели от его установки по высоте и небольших смещений в плане.

Вопрос об учете вариаций магнитного поля при наблюдениях на опорной и рядовой сети также решается в зависимости от требований к допустимой погрешности съемки. При наземной съемке с квантовыми магнитометрами учет вариаций обязателен, причем приборами того же класса точности. При работе с оптико-механическими магнитометрами вариации необходимо учитывать, если в пределах рейса их ход отличается от линейного на величину, равную или большую погрешности измерений.

Важным является вопрос о допустимом удалении пункта регистрации вариаций от пунктов измерений. Раньше считалось, что при съемках в средних широтах это расстояние может достигать нескольких сотен километров. Однако следует иметь в виду, что тогда не проводились работы с погрешностью несколько нТл. С появлением квантовых магнитометров положение изменилось. При работе с этими приборами в любых широтах вариации надо измерять непосредственно на участке съемки, причем и в этом случае нет уверенности в правильном учете короткопериодных вариаций. Вероятно, перед началом высокоточных съемок надо специально изучать пространственную однородность поля вариаций в пределах площади работ и затем решать, допустимо ли

измерять вариации все время в одном и том же пункте или по мере выполнения съемки вариационный прибор следует перемещать. В любом случае вариации должны измеряться в спокойном магнитном поле.

Из всего изложенного следует, что при проведении съемок средней точности (с погрешностью 10...30 нТл) можно использовать оптико-механические магнитометры. Такие съемки, как правило, требуют сравнительно редкой опорной сети, которая в отдельных случаях может быть развита и по цикловой схеме. Учитывать вариации в средних широтах допустимо по данным вариационных станций, удаленных от площади работ до 200...300 км. При работе в высоких широтах вариации необходимо регистрировать в пределах площади съемки.

При проведении съемок высокой точности оптико-механические магнитометры приемлемы лишь при допустимой погрешности съемки 6...10 нТл. В этом случае требуется каркасная и густая заполняющая опорная сеть, созданная по методике многократных повторений, а также обязательная регистрация вариаций на площади съемки. Если же проводится съемка с погрешностью первые нанотеслы, то необходимо применять квантовые магнитометры, работающие в режиме максимальной чувствительности. В этом случае, как отмечалось выше, желательно сначала изучить поле вариаций в пределах площади съемки и на этом основании определить допустимое удаление прибора, регистрирующего вариации, от пунктов полевых измерений. Целесообразно также использовать при работе опорную сеть, созданную по методике многократных повторений.

Учитывая, что магнитометры с оптической накачкой дают значительную погрешность определения абсолютных значений поля, перед началом работ необходимо установить значение этой ошибки для каждого из приборов или хотя бы найти относительную погрешность регистрации абсолютных значений поля каждым из магнитометров по отношению к какому-то одному из них. Результаты такого сравнения следует учитывать при окончательной обработке материалов.

Площадь наземной магнитной съемки должна быть привязана в плане к ближайшим геодезическим знакам; на схему расположения пунктов измерений следует нанести местные долговременные ориентиры. Если по геологическим соображениям это возможно, то удобно ограничить площадь съемки уже существующими линейными ориентирами: дорогами, реками, ручьями, просеками. В противном случае площадь оконтуривают специально проложенными на местности линиями – магистралями. В пределах ограниченной площади съемка может быть выполнена: 1) без закрепления пунктов наблюдения на местности, когда маршруты прокладываются по компасу, а расстояния между пунктами наблюдения на них измеряются шагами или мерной лентой; 2) по предварительно разбитой и закрепленной на местности топографической сети. В последнем случае пункты на профиле отмечаются кольшками с указанием номеров профиля и пикета. Нумерация пикетов ведется от нулевой магистрали; пикеты, удаленные от нее к северу, имеют знак плюс, к югу – минус. Профили ориентируют вкрест господствующего простирания пород.

В залесенной местности значительная часть средств уходит на прорубку просек (визирок), поэтому их необходимость должна быть тщательно взвешена; в некоторых случаях можно ограничиться съемкой по глазомерной основе. Если при такой съемке обнаружатся участки, требующие более детального изучения, в их пределах сеть может быть разбита инструментально.

В процессе измерения в полевой журнал на каждом пункте записывают его номер, время, показания магнитометра. Желательно отмечать в журнале встреченные ориентиры, обнажения, горные выработки, сведения о рельефе и возможных источниках магнитных аномалий негеологической природы.

При работе в автоматическом режиме в журнале записывают номера начального и конечного пунктов измерения и время регистрации поля на них. При записи показаний через неравные временные интервалы следует записывать время измерения на каждом пункте.

3.4.2. Обработка данных магнитной съемки

При обработке наблюдений с любыми приборами сначала находят разность показаний (в единицах индукции или напряженности поля) на каждом из пунктов рейса и начальном контрольном пункте. Затем вводят поправку за вариации, принимая за нуль показания вариационного прибора во время начала рейса, и, если требуется, учитывают поправку за температуру. Затем находят разницу между значением поля на контрольном пункте в конце рейса, исправленным за вариации и температуру, и первоначальным значением на том же пункте. Эту разницу с обратным знаком, именуемую поправкой за смещение нуля-пункта, разбрасывают пропорционально времени, прошедшему с начала рейса, и алгебраически суммируют ее с исправленными (за вариации и температуру) значениями поля в соответствующих пунктах наблюдения. Если же рейс начат на одном контрольном пункте, а закончен на другом, то общее смещение нуля-пункта находят как разность исправленных за вариации и температуру значений поля на конечном и начальном пунктах минус разность значений поля на этих же пунктах, установленная при разбивке опорной сети. При густой опорной сети, обеспечивающей продолжительность рейса 2–2,5 ч, при плавном ходе вариации и незначительных изменениях температуры для съемок средней точности допустимо вводить только одну поправку – за общее смещение нуля-пункта.

Вычисленные значения аномалий должны быть приведены к единому уровню, например к уровню поля на основном контрольном пункте, которое может быть принято за условный нуль.

Погрешность измерений на пунктах опорной и рядовой сети определяется раздельно на основании повторных наблюдений, которые должны быть выполнены в независимых рейсах приборами того же класса точности; пункты повторных измерений следует выбирать преимущественно в зонах относительно спокойного поля. Погрешность единичного измерения на пункте рядовой или опорной сети оценивается одинаково по формуле

$$m = \sqrt{\sum \Delta^2 / (l - n)} \quad (3.25)$$

где Δ – отклонение каждого из значений поля, полученного в результате обработки измерений на одном и том же пункте, от среднего; l – общее число измерений, выполненных на повторных пунктах, включая первичные наблюдения; n – число повторных пунктов.

При двукратных измерениях

$$m = \sqrt{\sum \delta^2 / (2n)} \quad (3.26)$$

где δ – разность значений поля на одном и том же пункте. Общая погрешность съемки

$$m_c = \sqrt{\sum m_i^2} \quad (3.27)$$

Разность результатов измерений в пунктах с большими градиентами поля полезно отметить в отчете, но включать их в формулу для вычисления погрешности не следует, так как они характеризуют не столько погрешность измерений, сколько различие в установке прибора в плане или по высоте при первичном и повторном измерении.

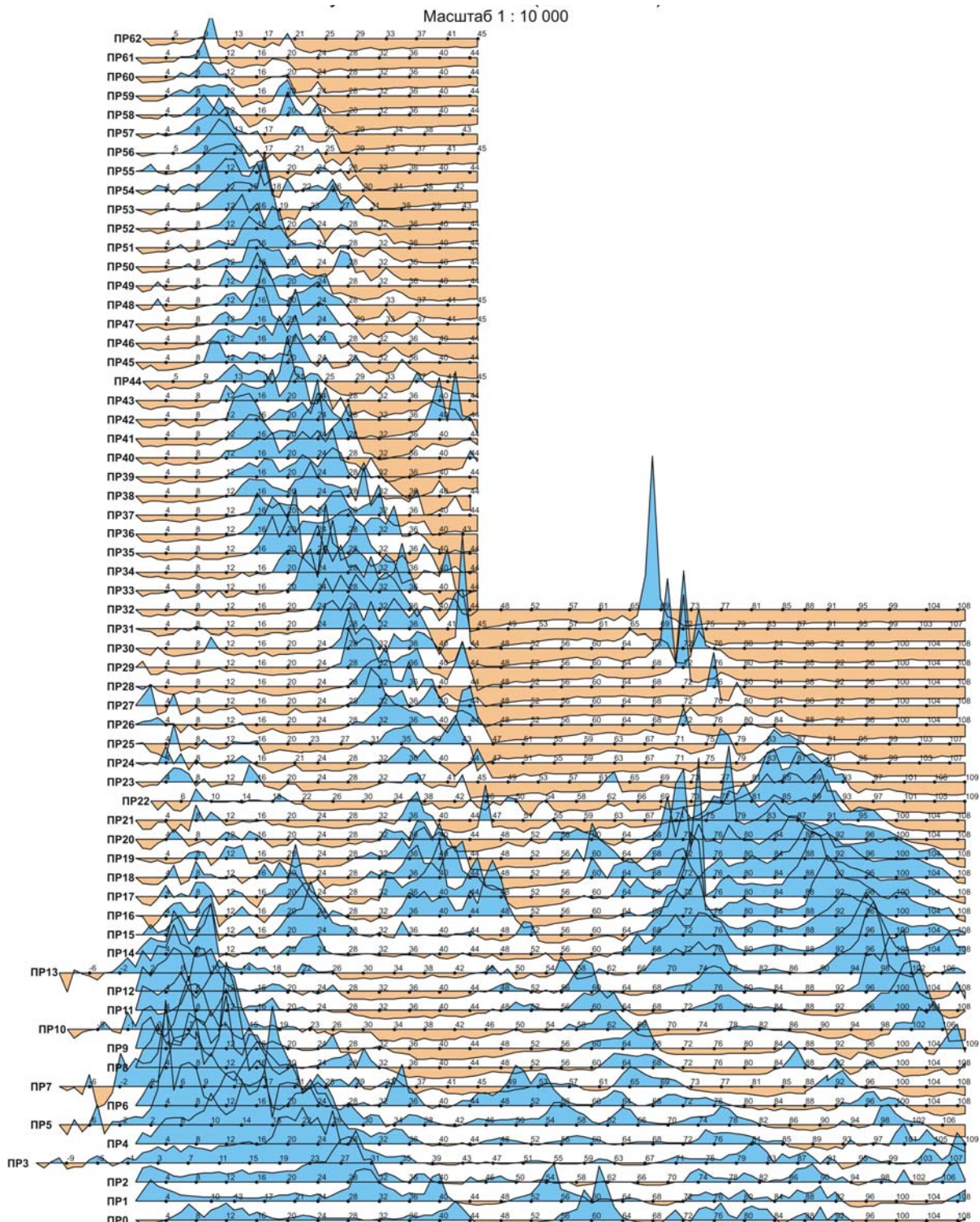


Рис. 3.19. Пример построения плана графиков магнитного поля ΔT на одном из участков Северного Урала

Аномальные значения поля представляются в виде карт графиков по профилям, построенным в масштабе съемки; масштаб поля следует выбирать таким, чтобы 1 мм соответствовал приблизительно единичной или двойной погрешности съемки, однако при высокоамплитудных аномалиях при выборе вертикального масштаба построения графиков необходимо пользоваться соображениями наглядности. Пример построения плана графиков приведен на рис. 3.19. В некоторых случаях наряду с картой графиков

полезно составлять и карту изолиний (карту изодинам) поля в том же или более мелком масштабе, если эта карта более наглядно отражает особенности геологического строения территории. Надо только помнить, что карта изолиний менее объективна, чем карта графиков, так как на отдельных участках с плохой коррелируемостью аномалий возможно несколько вариантов проведения изолиний. Составление карты изолиний является фактически начальным этапом геологического истолкования магнитного поля. Пример построения карты изодинам приведен на рис. 3.20.

Интервал между наименьшими по абсолютному значению положительными и отрицательными изолиниями должен соответствовать приблизительно учетверенной погрешности съемки. Проводить нулевую изолинию в этом случае необязательно. Последующие изолинии можно выбирать по закону арифметической или геометрической прогрессии. При рисовке изолиний значение поля в любой точке следует рассматривать как приближенное, известное с определенной погрешностью. Так, вполне допустимо проводить изолинию 100 нТл через точку, где измеренное значение равно 90 или 110 нТл, если погрешность съемки составляет не менее 10 нТл.

В течение последних десятилетий в ряде организаций стали создаваться алгоритмы и программы, обеспечивающие решение отдельных задач обработки и интерпретации в первую очередь аэромагнитных данных, объем которых особенно велик. Разработки сосредоточиваются в *отраслевом фонде алгоритмов и программ* (ОФАП) в институте ВНИИГеофизика НПО «Нефтегеофизика».

Большое внимание стали уделять разработке автоматизированных систем, обеспечивающих обработку, интерпретацию и хранение данных магниторазведки и других методов геофизики.

3.5. Различие и взаимосвязь гравитационных и магнитных аномалий

3.5.1. Особенности гравитационных и магнитных аномалий

Если обозначим V – гравитационный потенциал, U – магнитный потенциал, то для точки, лежащей вне притягивающей массы M при условии, что притягивающая масса – точка или сфера

$$V = k \frac{M}{r}. \quad (3.28)$$

Если масса имеет произвольную форму, то потенциал во внешней точке определяется, как объемный интеграл

$$V = k \iiint_u \frac{\sigma(x, y, z) \cdot dx \cdot dy \cdot dz}{(x^2 + y^2 + z^2)^{1/2}}, \quad (3.29)$$

где k – гравитационная постоянная, $\sigma(x, y, z)$ – функция плотности объекта, $dx \cdot dy \cdot dz$ – элемент объема, $r = (x^2 + y^2 + z^2)^{1/2}$ – расстояние от начала координат до центра элементарного объема. При этом справедливо уравнение Лапласа:

$$\frac{\partial^2 V}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 V}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 V}{\partial z^2} = 0 \quad (3.30)$$

или в другой записи $V_{xx} + V_{yy} + V_{zz} = 0$.

То есть гравитационное поле нацело определяется тем, как распределены массы внутри притягивающего объекта.

Магнитный потенциал определяется поверхностным и объемным интегралами следующим образом:

$$U = \iint_s \frac{J \cos \varphi \cdot dx \cdot dy}{(x^2 + y^2 + z^2)^{1/2}} - \iiint_V \frac{\operatorname{div} J \cdot dx \cdot dy \cdot dz}{(x^2 + y^2 + z^2)^{1/2}}, \quad (3.31)$$

где φ – угол между направлением намагниченности J объекта в данной точке его поверхности и нормалью к этой поверхности.

Обозначим $J \cdot \cos \varphi = J_n = \sigma$. Эту величину называют поверхностной плотностью намагниченности. Величина $\operatorname{div} J = -\left(\frac{\partial J_x}{\partial x} + \frac{\partial J_y}{\partial y} + \frac{\partial J_z}{\partial z}\right) = \rho$ называется объемной намагниченностью, в которой J_x, J_y, J_z – составляющие вектора намагниченности по осям координат. Поскольку $r = (x^2 + y^2 + z^2)^{1/2}$, $dx \cdot dy = dS$, а $dx \cdot dy \cdot dz = dV$, можно записать:

$$U = \iint_s \frac{\sigma \cdot dS}{r} + \iiint_V \frac{\rho \cdot dV}{r}. \quad (3.32)$$

При однородном намагничивании $J = \text{const}$ и $\operatorname{div} J = 0$. Тогда:

$$U = \iint_s \frac{J \cdot \cos \varphi \cdot dS}{r}. \quad (3.33)$$

Формула (3.33) означает, что при однородной намагниченности объекта магнитное поле определяется только тем, как распределены полюса по поверхности тела. При интерпретации мы не знаем закона распределения намагниченности внутри тела, поэтому всегда предполагается однородная намагниченность объекта. Если же мы знаем, что объект намагничен неоднородно, обычно разбиваем его на более мелкие тела, намагниченные однородно.

Формулами (3.29) и (3.32) определяются основные различия между гравитационными и магнитными аномалиями.

Связь же между гравитационными и магнитными аномалиями при однородной намагниченности объектов определяется уравнением Пуассона:

$$U = -\frac{1}{k\sigma} \left(J_x \frac{\partial V}{\partial x} + J_y \frac{\partial V}{\partial y} + J_z \frac{\partial V}{\partial z} \right), \quad (3.34)$$

где U и V – соответственно магнитный и гравитационный потенциалы, σ – плотность объекта, J – его намагниченность с составляющими по осям J_x, J_y, J_z . Формулу (3.34) обычно приводят в более короткой записи

$$U = -\frac{1}{k\sigma} (J_x V_x + J_y V_y + J_z V_z). \quad (3.35)$$

При вертикальной намагниченности $J_x = J_y = 0$, $J_z = J$ и формулу (3.35) можно записать таким образом:

$$U = -\frac{J}{k\sigma} V_z, \quad (3.36)$$

то есть ускорение силы тяжести пропорционально магнитному потенциалу.

Если продифференцировать левую и правую части уравнения (3.35) по направлениям x, y, z , получим:

$$\begin{aligned} U_x &= \frac{1}{k\sigma} (J_x V_{xx} + J_y V_{yx} + J_z V_{zx}) \\ U_y &= \frac{1}{k\sigma} (J_x V_{xy} + J_y V_{yy} + J_z V_{zy}) \\ U_z &= \frac{1}{k\sigma} (J_x V_{xz} + J_y V_{yz} + J_z V_{zz}) \end{aligned} \quad (3.37)$$

где $U_x = \bar{X}$, $U_y = \bar{Y}$, $U_z = \bar{Z}$ – соответственно северная, восточная горизонтальные и вертикальная составляющие (проекции) полного вектора магнитной индукции.

Для двумерных объектов $J_y = 0$, поэтому:

$$\begin{aligned} \bar{X} &= \frac{1}{k\sigma} (J_x V_{xx} + J_z V_{zx}) \\ \bar{Y} &= \frac{1}{k\sigma} (J_x V_{xy} + J_z V_{zy}) \\ \bar{Z} &= \frac{1}{k\sigma} (J_x V_{xz} + J_z V_{zz}) \end{aligned} \quad (3.38)$$

При вертикальной намагниченности объектов (с чем чаще всего приходится сталкиваться при интерпретации) $J_x = J_y = 0$, $J_z = J$. Тогда:

$$\begin{aligned} \bar{X} &= \frac{J}{k\sigma} V_{zx} \\ \bar{Y} &= \frac{J}{k\sigma} V_{zy} \\ \bar{Z} &= \frac{J}{k\sigma} V_{zz} \end{aligned} \quad (3.39)$$

А если профиль направлен в плоскости намагничения двумерного объекта, то

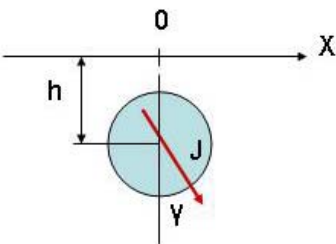
$$\begin{aligned} \bar{H} &= \frac{J}{k\sigma} V_{zy} \\ \bar{Z} &= \frac{J}{k\sigma} V_{zz} \end{aligned} \quad (3.40)$$

Формулы (3.39) – (3.40) означают, что из составляющих магнитного поля \bar{X} , \bar{Y} , \bar{Z} при определенных условиях можно получить соответствующие производные ускорения силы тяжести V_{zx} , V_{zy} , V_{zz} и способы интерпретации графиков этих составляющих будут аналогичны.

Таким образом, можно сформулировать различия между гравитационными и магнитными аномалиями.

1. Величина гравитационного потенциала и силы притяжения – функции объемного распределения масс, а магнитный потенциал и напряженность для однородно намагниченных тел можно рассматривать как функцию поверхностного распределения магнитных полюсов или как функции непрерывного объемного распределения намагниченности внутри тел.

2. Магнитные массы полюса расположены попарно, поэтому всегда есть силы притяжения и отталкивания.
3. Напряженность магнитного поля теоретически никогда не бывает направлена в центр тела, а всегда по касательной к силовым линиям. Полная напряженность гравитационного поля теоретически всегда направлена в центр тяжести тела.
4. График поля силы тяжести V_z при симметричном объекте всегда симметричен относительно его эпицентра и наоборот – при несимметричном объекте график несимметричен. График вертикальной составляющей вектора магнитной индукции Z может быть несимметричным относительно центра объекта при симметричности объекта и наоборот – при несимметричном объекте графики могут быть симметричны в зависимости от направления намагниченности объекта, т. е. расположения полюсов по его поверхности.
5. Напряженность гравитационного поля изменяется обратно пропорционально квадрату расстояния до источника, а напряженность магнитного поля – обратно пропорционально кубу этого расстояния, поэтому магнитные аномалии по сравнению с гравитационными более чувствительны к неглубоко залегающим объектам.
6. При вертикальной намагниченности объектов аномалии V_z (Δg) пропорциональны аномалиям магнитного потенциала. Все способы интерпретации аномалий Z можно применять для интерпретации аномалий V_{zz} и наоборот.



$$Z_N = 2M \left[\frac{(h^2 - x^2) \cos \gamma - 2hx \cdot \sin \gamma}{(h^2 + x^2)^2} \right]$$

$$H_N = -2M \left[\frac{(h^2 - x^2) \sin \gamma + 2hx \cdot \cos \gamma}{(h^2 + x^2)^2} \right]$$

Пересчет из вертикального в наклонное намагничение

$$Z_N = Z_V \cos \gamma - H_V \sin \gamma$$

$$H_N = Z_V \sin \gamma + H_V \cos \gamma$$

Справедливо и обратное – пересчет из наклонного в вертикальное намагничение

$$Z_V = Z_N \cos \gamma - H_N \sin \gamma \quad H_V = Z_N \sin \gamma + H_N \cos \gamma$$

Рис. 3.21. Вид формул Z и H для расчета магнитных полей горизонтального кругового цилиндра

Исходя из перечисленных особенностей магнитных аномалий форма магнитных аномалий H , Z и ΔT зависит не только от формы аномалиеобразующего объекта, но и от направления его намагниченности. Если при симметричном объекте аномалии гравитационного поля V_z и V_{zz} всегда также симметричны, то магнитные аномалии Z и ΔT могут быть несимметричны при симметричном объекте и, наоборот, могут быть симметричны при несимметричном объекте. Например, формулы для расчета вертикальной (Z) и горизонтальной (H) составляющих полного вектора магнитной индукции (T) над круговым горизонтальным цилиндром имеют вид, показанный на рис. 3.21. На рис. 3.22–3.24 показан вид графиков Z и H над круговым горизонталь-

ным цилиндром, намагниченным в разных направлениях. Следует обратить внимание на то, что при вертикальном намагничении совпадают графики Z и ΔT , а при горизонтальном намагничении совпадают графики H и ΔT . При наклонном же намагничении все графики не совпадают. Надо иметь в виду, что T и ΔT – это не одно и то же. Для наших широт при вертикальном намагничении можно считать, что $Z = \Delta T$, что видно и из приведенных графиков.

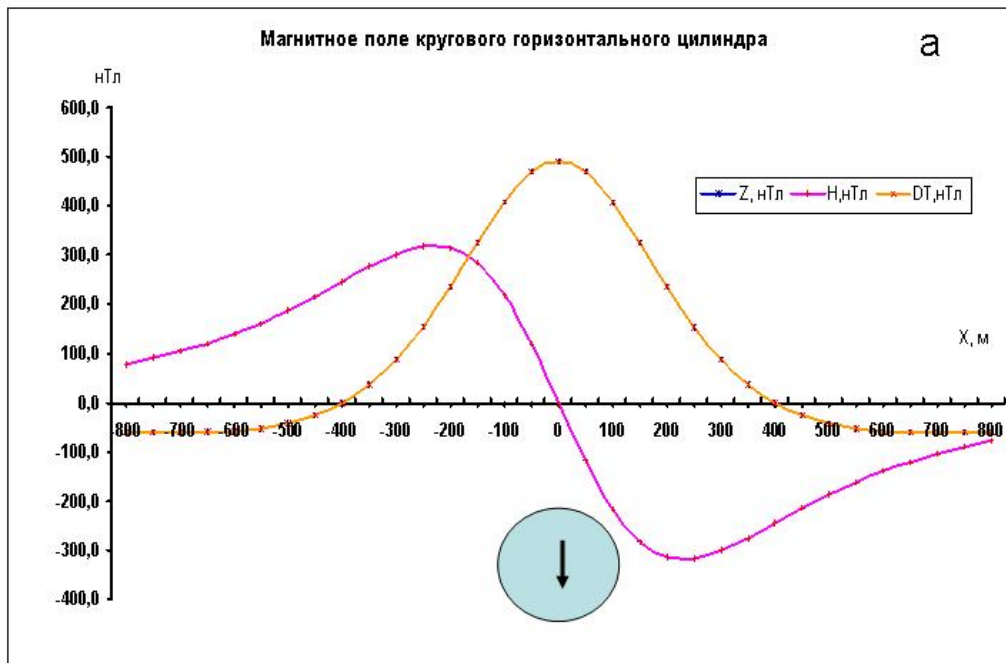


Рис. 3.22. Графики Z , H и ΔT для кругового горизонтального цилиндра при вертикальном намагничении. Совпадают графики Z , и ΔT

б

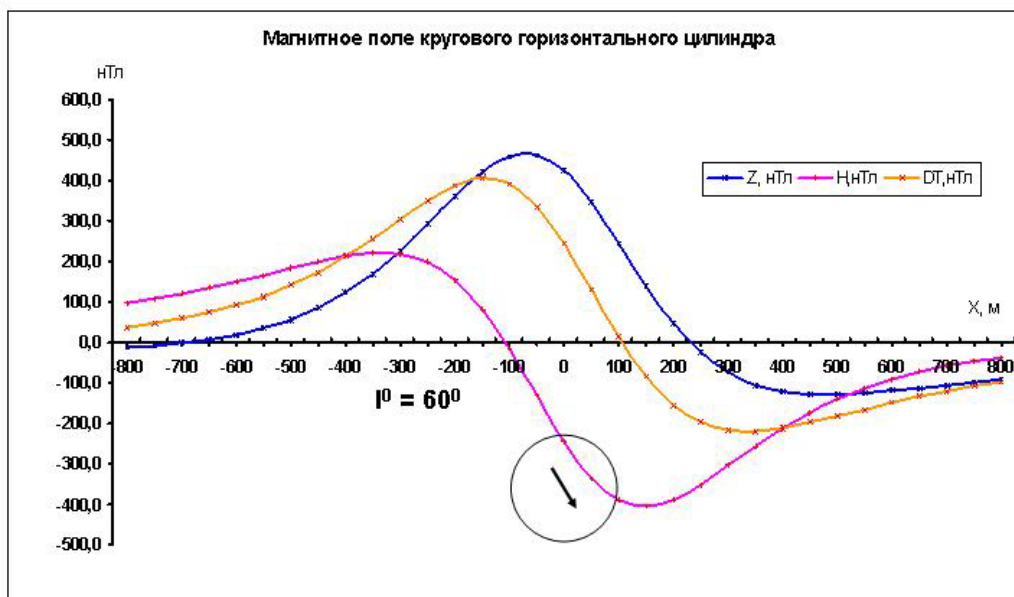


Рис. 3.23. Графики Z , H и ΔT для кругового горизонтального цилиндра при наклонном намагничении под углом 60°

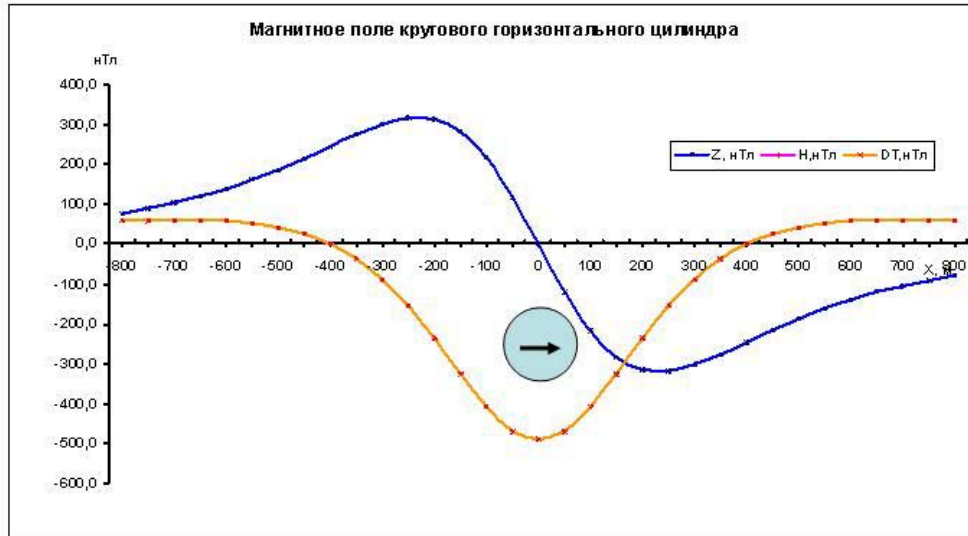


Рис. 3.24. Графики Z , H и ΔT для кругового горизонтального цилиндра при горизонтальном намагничении. Совпадают графики H и ΔT

3.5.2. Определение величины и направления вектора намагничения геологических тел по наблюдаемым гравимагнитным аномалиям

Наиболее просто эта задача решается для двухмерных геологических тел (по двумерным аномалиям). Для профиля вкрест простирания, исходя из Пуассоновой связи гравитационного и магнитного полей, имеем:

$$H_n = \frac{1}{k\sigma} (V_{xx} J_x + V_{xz} \cdot J_z) \quad (3.41)$$

$$Z_n = \frac{1}{k\sigma} (V_{zx} J_x + V_{zz} \cdot J_z)$$

где $V_{xx} = -V\Delta = -V_{zz}$, k – гравитационная постоянная, σ – предполагаемая избыточная плотность возмущающего объекта, H_n, Z_n – наблюдаемые составляющие напряженности (индукции) магнитного поля, V_{zx}, V_{zz} – наблюдаемые (рассчитываемые) горизонтальный и вертикальный градиенты силы тяжести; J_x, J_z – проекции вектора интенсивности намагниченности на оси X и Z . При этом $J_y=0$. Решая (3.41) относительно J_x, J_z , получим:

$$J_z = k\sigma \frac{H_n \cdot V_{zx} - Z_n \cdot V_{zz}}{V_{zx}^2 + V_{zz}^2}, \quad (3.42)$$

$$J_x = k\sigma \frac{Z_n \cdot V_{zx} - H_n \cdot V_{zz}}{V_{zx}^2 + V_{zz}^2},$$

Отсюда

$$J_s = \sqrt{J_x^2 + J_z^2},$$

$$\text{tg } \gamma = \frac{J_x}{J_z}, \quad (3.43)$$

где γ – угол намагничения (угол между вектором интенсивности намагничения и вертикалью Z). Если интерпретатора интересует лишь модуль вектора намагничения или только угол намагничения, можно воспользоваться следующими соотношениями:

$$J_s^2 = \frac{\int_{\tilde{\tilde{\tilde{}}}} Z_H^2 dx}{\int_{\tilde{\tilde{\tilde{}}}} V_{zx}^2 dx} \cdot (\kappa\sigma)^2 \approx (\kappa\sigma)^2 \frac{\sum_1^N Z^2 H_i \cdot \Delta X}{\sum_1^N V^2 z x_i \cdot \Delta X}, \quad (3.44)$$

$$tq \gamma = \frac{\int_{\tilde{\tilde{\tilde{}}}} Z_H \cdot x \cdot dx}{\int_{\tilde{\tilde{\tilde{}}}} H_H \cdot x \cdot dx} \approx \frac{\sum_1^N Z H_i \cdot x_i \cdot \Delta X}{\sum_1^N H H_i \cdot x_i \cdot \Delta X}, \quad (3.45)$$

Здесь ΔX – постоянная величина (шаг квантования графиков). В формулах (2.7) и (2.8) предусматривается предварительное знание избыточной плотности. В этом смысле формула (2.10) свободна от этой необходимости.

Практически все способы количественной интерпретации рассчитаны на аномалии от вертикально намагниченных тел, поэтому для интерпретации аномалий от наклонно намагниченных объектов бывает необходимо пересчитать в аномалии от тех же объектов, но намагниченных вертикально. Это можно сделать следующим образом.

Для профиля вкрест простирания двумерных аномалий (или для профиля в плоскости намагничения трехмерных) справедливы следующие соотношения (Д.С. Миков, 1975):

$$Z_B = Z_H \cdot \cos \gamma - H_H \cdot \sin \gamma \quad (3.46)$$

$$H_B = Z_H \cdot \sin \gamma - H_H \cdot \cos \gamma \quad (3.47)$$

где Z_H, H_H – поле от объектов наклонного намагничения, Z_B, H_B – то же для вертикального намагничения; γ – угол намагничения.

Интерпретировать полученные графики можно по приведенным ниже формулам:

Для двумерных аномалий, при $\gamma=0^0$ (профиль вкрест простирания):	Для трехмерных аномалий, при $\gamma=0^0$ (профиль в плоскости намагничения):
$h_{ц} = X_{z=0},$	
$h_{ц} = \sqrt{3} \cdot x_{H\gamma},$	$h_{ц} = 2X_{H\gamma},$
$h_{ц} = 2.44 \cdot X_{z=H},$	$h_{ц} = 0.71 \cdot X_{z=0},$
$M=0.5 Z_{\max} \cdot h_{ц}^2,$	$h_{ц} = 1.785 \cdot X_{z=H},$
$M=0.77 H_{\max} \cdot h_{ц}^2,$	$M=0.5 Z_{\max} \cdot h^3,$
$S = M \cdot J_s^{-1},$	$\nu = M \cdot J_s^{-1},$
$R = \sqrt{S \cdot \pi^{-1}}$	$R = \sqrt[3]{3\nu \cdot (4\pi)^{-1}}$

Практическое задание № 6

- Проанализировать формулы Z , H , T для вертикально намагниченного кругового горизонтального цилиндра. Определить зависимости, связывающие абсциссы характерных точек графиков с глубиной залегания цилиндра.
- Рассчитать и построить графики Z , H , T для цилиндра, проверить положение характерных точек графиков и проанализировать изменения графиков при изменении направления намагничивания цилиндра.
- Считая, что известны только графики и намагниченности цилиндра и вмещающих пород, определить минимальную глубину задания заверочной скважины.
- Сделать выводы, как изменяются графики в зависимости от изменения направления намагниченности

Контрольные вопросы

1. Охарактеризуйте единицы измерения магнитных величин и их взаимосвязь.
2. При увязке КП-1 и КП-2 получены следующие значения ΔZ : 356, 360, 354 нТл.
3. С какой точностью проведена увязка КП?
4. Что такое магнитный момент, магнитная восприимчивость, намагниченность веществ. Какие виды намагниченности.
5. По карте нормального поля 1995 г. в некоторой точке получено значение $Z = 0,33$ Э. Величина ΔZ по карте изопор в этой точке составляет 150 нТл. Определить значение нормального магнитного поля для 2005 г.
6. Охарактеризуйте известные вам виды магнетиков. Приведите примеры.
7. Определить значение Z – составляющей, если $T = 0,5$ Э, $H = 0,3$ Э.
8. Как определяется индукционная намагниченность. Что такое коэффициент размагничивания.
9. Определить точность съемки по данным контрольных наблюдений:

№ точки	1	2	3	4	5
$\Delta Z_{\text{ряд}}$	256	442	-180	-342	221
$\Delta Z_{\text{контр}}$	249	444	-185	-351	226
10. В некоторой точке угол $A = 15^\circ$, $I^0 = 75^\circ$, $T = 0,4$ Э. Определите значения H и Z .
11. Магнитное поле Земли как поле диполя. Охарактеризуйте элементы полного вектора геомагнитного поля.
12. При увязке КП-1 и КП-2 получены следующие значения ΔZ : -252, -258, -254 и -246 нТл. С какой точностью проведена увязка КП?
13. Характеристика нормального магнитного поля Земли. Что такое магнитные и геомагнитные полюса и материковые аномалии.
14. Охарактеризуйте вид магнитного поля Земли по космическим наблюдениям.
15. Определите величину индукционной намагниченности длинного вертикального цилиндра, намагниченного по оси, если значение нормального поля $Z = 0,5$ Э, магнитная восприимчивость составляет 2000×10^{-6} ед СГС.
16. Что такое магнитные вариации. Каковы их причины, характеристика, классификация и значение для проведения магнитной съемки.
17. Дайте общую характеристику магнитных свойств горных пород (осадочные, интрузивные, эффузивные, метаморфические).
18. По карте нормального поля 1990 г. в некоторой точке получено значение $Z = 0,42$ Э. Величина ΔZ по карте изопор в этой точке составляет -200 нТл. Определить значение нормального магнитного поля для 2008 г.
19. Охарактеризуйте принцип измерений магнитного поля оптико-механическими магнитометрами. Каковы их преимущества и недостатки?

22. Охарактеризуйте сущность принципа феррозонда типа второй гармоники. Какие магнитометры основаны на этом принципе и их особенности?
23. Принцип свободной ядерной прецессии (пояснить принцип измерений и обобщенную блок-схему магнитометра). Какие магнитометры созданы по этому принципу и их особенности?
24. Во сколько раз увеличится точность наблюдений, если мы на одной точке будем проводить не одно наблюдение, а 4?
25. В чем суть принципа оптической накачки? Поясните общее устройство и работу квантовых магнитометров и их особенности.
26. В некоторой точке угол $H = 0,3 \text{ Э}$, $T = 0,4 \text{ Э}$. Определите значение Z .
27. Охарактеризуйте особенности работы магнитометров разных типов (основанных на разных принципах).
28. Классификация магнитных съемок по различным признакам (по масштабу, назначению, точности и др.)
29. Как проводится выбор основных параметров магнитной съемки (густота сети, точность, масштаб, аппаратура).
30. Для наклонного намагничивания графики поля H_n , Z_n от тел конечной формы асимметричны. Обязательно ли симметрия графиков Z_v , H_v ?

ГЛАВА 4. ЭЛЕКТРИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ РАЗВЕДКИ

4.1. Физико-геологические основы и классификация методов электроразведки

Электрические методы разведки или сокращенно электроразведка – это совокупность методов изучения и строения земной коры и поисков месторождений полезных ископаемых, основанных на измерении естественных или искусственно возбуждаемых электромагнитных полей.

Физической основой методов электроразведки является зависимость электромагнитного поля от той среды, в которой это поле распространяется. Горные породы и руды различаются по электрическим свойствам – удельному электрическому сопротивлению, диэлектрической проницаемости, поляризуемости и др. Эти свойства зависят от литологического состава пород и руд, их состояния и характера геологических процессов, в которых они участвовали. Поэтому любой объем горных пород можно представить как часть пространства, занятую средами с различными электрическими свойствами. Аналогично геологическому разрезу, где горные породы разделяются по своим литологическим, стратиграфическим и др. характеристикам, в электроразведке используется понятие *геоэлектрический разрез*, в котором горные породы различаются по электрическим свойствам.

Чаще всего в электроразведке изучается удельное электрическое сопротивление среды ρ , которое определяется как *удельное сопротивление кубика горной породы со стороны 1 метр электрическому току, текущему перпендикулярно одной из граней кубика*.

Из курса физики известно, что удельное сопротивление ρ любого проводника определяется, как

$$\rho = R \frac{S}{l}, \quad (4.1)$$

где R – полное сопротивление проводника, S – его сечение, l – длина проводника.

В соответствии с данным определением и формулой (4.1) в электроразведке размерность удельного электрического сопротивления будет Ом*м.

Кроме величины удельного электрического сопротивления (УЭС) иногда используют удельную проводимость (электропроводность) среды γ , которая определяется как обратная величина УЭС:

$$\gamma = \frac{1}{\rho}. \quad (4.2)$$

Поскольку 1/Ом в физике называется Сименс (См), размерность удельной проводимости среды будет См/м.

Электроразведка представляет собой группу методов, каждый из которых, в свою очередь, имеет несколько модификаций (иногда их неправильно называют также методами). Так же, как в целом геофизические методы, группы методов электроразведки делятся по характеру используемого пространства на наземные, подземные, морские и аэрометоды (рис. 4.1), по области применения на рудную, структурную, инженерно-геологическую, нефтяную и др., по характеру используемых полей методы делятся на активные (использующие искусственно возбуждаемые поля) и пассивные (изучающие поля естественного происхождения). По типу решаемых задач выделяются задачи зондирования среды, то есть изучения среды на глубину в одном месте и задачи профилирования – объемного изучения геологического пространства на постоянной глубине.



Рис. 4.1. Классификация групп методов электроразведки

По специфике изучаемых полей и измеряемым электрическим параметрам в электроразведке выделяют следующие группы методов (рис. 4.2):

1. Методы сопротивлений, изучающие поля точечных и дипольных источников постоянного или низкочастотного тока, среди которых выделяют модификации электропрофилирование (ЭП), вертикальное электрическое зондирование (ВЭЗ) и метод заряженного тела (МЗТ).

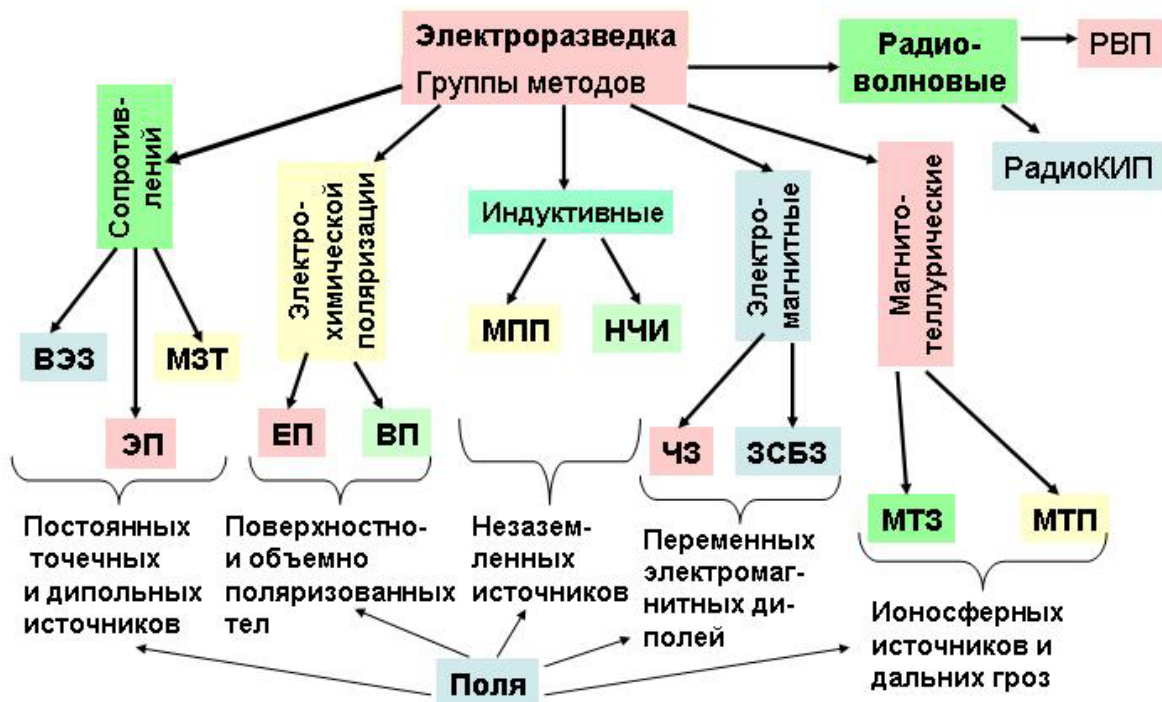


Рис. 4.2. Классификация методов электроразведки по специфике изучаемых полей

2. Методы электрохимической поляризации, изучающие поля поверхностно- и объемнополяризованных тел и включающие пассивный метод естественного поля (ЕП), а также активный метод вызванной поляризации (ВП).

3. Индуктивные методы – это активные методы изучения электромагнитных полей незаземленных источников, среди которых выделяют метод переходных процессов (МПП) и низкочастотный индуктивный метод (НЧИ).

4. Электромагнитные методы изучают чаще всего переменные поля электромагнитных диполей и среди них наиболее часто применяемыми модификациями являются частотное зондирование (ЧЗ) и зондирование становлением поля в ближней зоне (ЗСБЗ).

5. Магнитотеллурические методы, изучающие электромагнитные поля ионосферных источников и дальних гроз (пассивные методы), решающие задачи зондирования (магнитотеллурическое зондирование – МТЗ) и профилирования (магнитотеллурическое профилирование – МТП).

6. Радиоволновые методы относятся к высокочастотным активным методам, среди которых выделяют радиоволновое профилирование (РВП) и метод компарации и пеленгации (радиокип).

Строго говоря, здесь приведена неполная классификация методов электроразведки, с каждым годом появляется все больше новых методов и, особенно, модификаций различных методов, что говорит о больших возможностях изучения электромагнитных полей при решении геологических задач.

4.2. Метод сопротивлений

4.2.1. Нормальные поля точечных и дипольных источников

В методе сопротивлений исследуют электрическое поле источников постоянного или низкочастотного поля с целью получения информации о строении геоэлектрического разреза.

Первичное поле при работе методом сопротивлений создают совокупностью постоянных *точечных или дипольных* источников, располагаемых различным способом на поверхности земли, либо (реже) в скважинах или горных выработках. Под точечным источником обычно понимают такой источник поля, линейные размеры которого намного меньше расстояния от этого источника до точек, где исследуется поле.

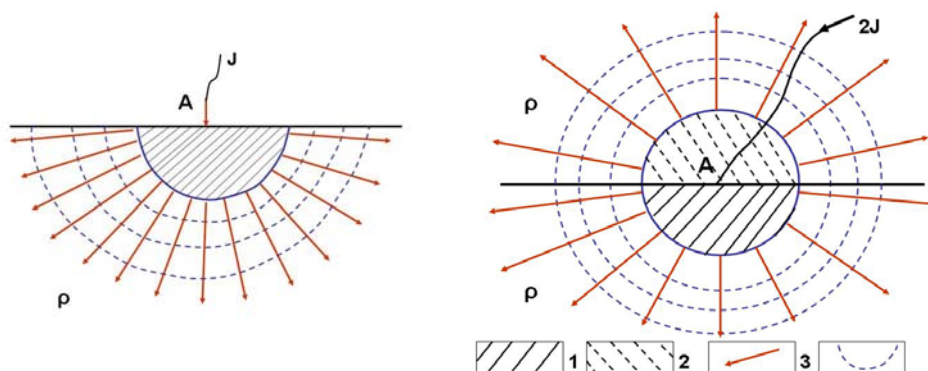


Рис. 4.3. Нормальное поле полусферического (а) и сферического (б) электродов.

1 – электрод; 2 – зеркальное отображение электрода;

3 – токовые линии; 4 – эквипотенциальные линии

В большинстве методов сопротивлений в качестве информационного параметра поля используют его электрическую составляющую, хотя принципиально не исключена возможность исследования магнитного поля.

Если на поверхности однородного полупространства с удельным сопротивлением ρ расположить полусферический электрод, через который пропускается ток J , то при условии бесконечно малого сопротивления электрода по сравнению со средой, потенциалы всех точек электрода можно считать одинаковыми. Такой электрод принято называть эквипотенциальным. При этом токовые линии от электрода, распространяются радиально, по нормали к поверхности электрода (рис. 4.3, а), а линии равного потенциала (эквипотенциальные линии) представляют собой полуокружности.

Для упрощения решения задачи о поле полусферического электрода обычно, используя метод зеркальных изображений, дополняют нижнее полупространство его зеркальным изображением в плоскости раздела земля – воздух (рис. 4.3, б). Тогда решение совпадает с решением задачи о поле сферического электрода, питаемого током $2J$, расположенного в полном пространстве. При этих условиях задачу решают на основе уравнения Лапласа для потенциала U , которое из за сферической симметрии будет содержать только производную по расстоянию r :

$$\frac{1}{r^2} \frac{\partial}{\partial r} \left(r^2 \frac{\partial U}{\partial r} \right) = 0 \quad (4.3)$$

Решением уравнения (4.3) в окончательном виде являются выражения для потенциала U и напряженности E нормального поля полусферического электрода:

$$U = \frac{\rho \cdot J}{2\pi} \frac{1}{r}, \quad E = \frac{\rho \cdot J}{2\pi} \frac{1}{r^2} \quad (4.4)$$

В эти выражения не входит значение радиуса полусферического электрода, что означает, что они справедливы и для точечного электрода.

Напряженность поля E , удельное сопротивление однородной (изотропной) среды ρ и плотность тока j в последней связаны между собой законом Ома для объемных проводников:

$$E = \rho \cdot j, \quad (4.5)$$

из чего следует, что в изотропной среде ориентировка векторов E и j совпадает.

В случае однородной геоэлектрической среды нормальное поле двух точечных электродов приведено на рис. 4.4. Следует обратить внимание на то, что напряженность электрического поля E в средней трети питающих электродов практически постоянна.

Потенциал в точке M от питающего электрода A в соответствии с выражением (4.4) определяется по формуле:

$$U = \frac{\rho \cdot I}{2\pi \cdot r_{AM}}, \quad (4.5)$$

где ρ – удельное электрическое сопротивление среды, I – величина тока, r_{AM} – расстояние от питающего электрода A до точки измерения M .

Предположим, что на поверхности земли в точках A и B расположены заземления, через которые в землю от какого-либо источника поступает ток $+I$ и $-I$. В разведочной геофизике обычно буквами A и B обозначают именно питающие заземления или электроды. Электрическое поле питающих заземлений можно исследовать, измерив разность потенциалов между двумя точками земли (M и N), в которые также помещены заземления (рис. 4.5.). Эти заземления обычно называются измерительными, или приемными.

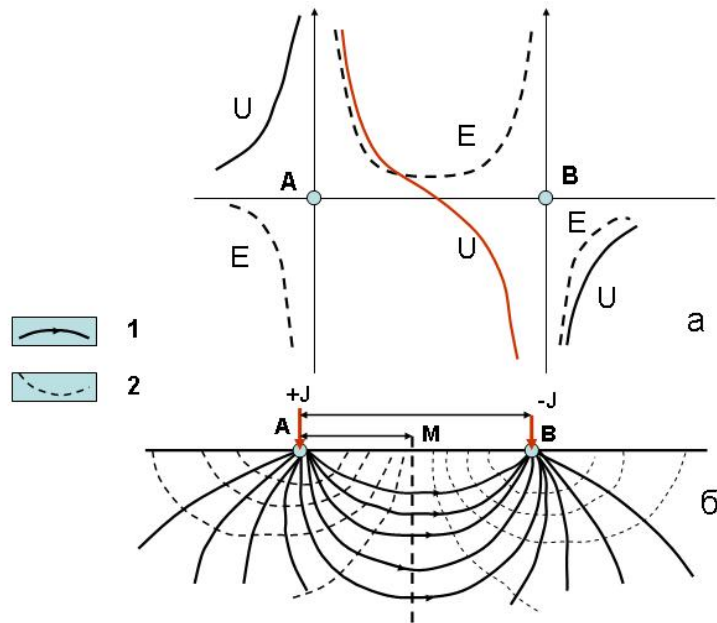


Рис. 4.4. Электрическое поле двух точечных электродов:
1 – токовые линии, 2 – эквипотенциальные линии

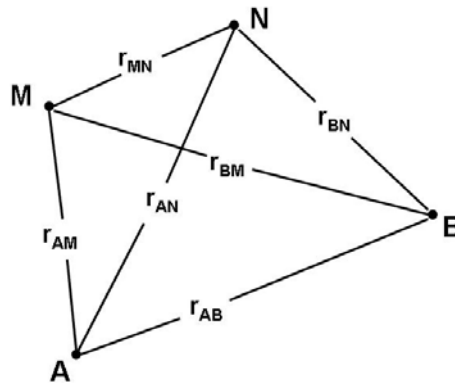


Рис. 4.5. Четырехточечная установка для измерения ρ_k

Установим зависимость разности потенциалов U между измерительными электродами от тока в цепи питающих заземлений, полагая при этом, что земля однородна и обладает сопротивлением ρ . Очевидно, что потенциал точки M является суммой потенциалов, создаваемых питающими электродами:

$$U_M = U_M^{(A)} + U_M^{(B)} = \frac{\rho \cdot J}{2\pi} \cdot \frac{1}{r_{AM}} - \frac{\rho \cdot J}{2\pi} \cdot \frac{1}{r_{BM}} \quad (4.6)$$

Аналогично потенциал точки N

$$U_N = U_N^{(A)} + U_N^{(B)} = \frac{\rho \cdot J}{2\pi} \cdot \frac{1}{r_{AN}} - \frac{\rho \cdot J}{2\pi} \cdot \frac{1}{r_{BN}} \quad (4.7)$$

Из приведенных выражений можно определить разность потенциалов ΔU_{MN} между измерительными заземлениями:

$$\Delta U_{MN} = U_M - U_N = \frac{\rho \cdot J}{2\pi} \left(\frac{1}{r_{AM}} - \frac{1}{r_{BM}} - \frac{1}{r_{AN}} + \frac{1}{r_{BN}} \right). \quad (4.8)$$

Отсюда удельное сопротивление однородной среды, заполняющей нижнее пространство

$$\rho = \frac{\frac{\Delta U_{MN}}{J} 2\pi}{\left(\frac{1}{r_{AM}} - \frac{1}{r_{BM}} - \frac{1}{r_{AN}} + \frac{1}{r_{BN}} \right)}. \quad (4.9.)$$

Если введем обозначение

$$K = \frac{2\pi}{\left(\frac{1}{r_{AM}} - \frac{1}{r_{BM}} - \frac{1}{r_{AN}} + \frac{1}{r_{BN}} \right)}, \quad (4.10)$$

то для удельного сопротивления получим

$$\rho = K \frac{\Delta U}{J}. \quad (4.11)$$

Коэффициент K в последнем выражении принято называть коэффициентом установки. Из формулы (4.10) очевидно, что он зависит только от взаимного положения питающих и измерительных заземлений. Взаимное положение питающих и приемных электродов в электроразведке называется *установкой*.

Поскольку, как это видно из рис. 4.4, в средней трети расстояния между питающими электродами A и B напряженность поля E постоянна, то положение приемных электродов обычно выбирают в этой зоне, то есть обычно расстояние между приемными электродами MN не превышает $1/3$ расстояния между питающими электродами AB . Приближенно можно считать, что $\Delta U_{MN} \approx E$, а значит разность потенциалов ΔU между приемными электродами прямо пропорциональна плотности тока между ними (см. формулу 4.5).

При однородной в геоэлектрическом отношении среде значение ρ будет равно истинному удельному электрическому сопротивлению среды, однако реальные геологические разрезы практически никогда не бывают геоэлектрически однородными, поэтому измеренное значение ρ будет равно некоторому эффективному значению сопротивления, которое называют *кажущимся удельным электрическим сопротивлением* ρ_k :

$$\rho_k = K \frac{\Delta U}{J}. \quad (4.12)$$

Кажущееся сопротивление сложным образом зависит от расположения питающих и приемных заземлений, а также от характера геоэлектрического разреза. Его не следует понимать как параметр, усредняющий истинные удельные сопротивления пород, слагающих геологический разрез. В практике известны случаи, когда величина ρ_k выходит за пределы изменения истинных удельных сопротивлений.

Если в однородной среде с удельным сопротивлением ρ_1 находится какое-либо хорошо проводящее геологическое образование (например, рудная залежь), то распределение тока, поступающего в землю через электроды A и B , будет отличаться от такового для однородной среды. Ток будет отжиматься к поверхности залежи, что вызовет уменьшение плотности тока j вблизи приемных электродов MN и, соответственно, уменьшение ρ_k (рис. 4.6, *a*).

Наличие в геологическом разрезе плохо проводящего объекта приводит к возрастанию плотности тока j вблизи земной поверхности, т. е. к увеличению плотности тока

в области приемных электродов и, значит к увеличению ρ_k (рис. 4.6, б). В данном примере $\rho_k > \rho_1$. В случае же однородной среды $\rho_k = \rho$. Это соотношение следует из самого способа введения параметра ρ_k .

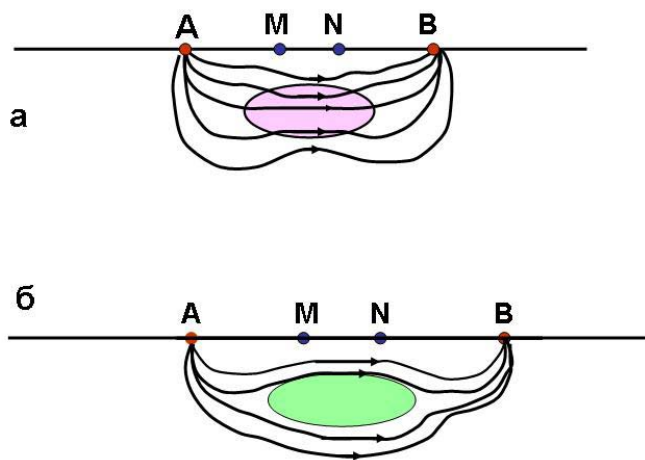


Рис. 4.6. Распределение токовых линий в геологической среде, при наличии: а – проводящего объекта; б – непроводящего

Важным принципом в электроразведке методом сопротивлений является *принцип взаимности*, означающий, что если поменять местами питающие и приемные электроды, то значение ρ_k при этом не изменится.

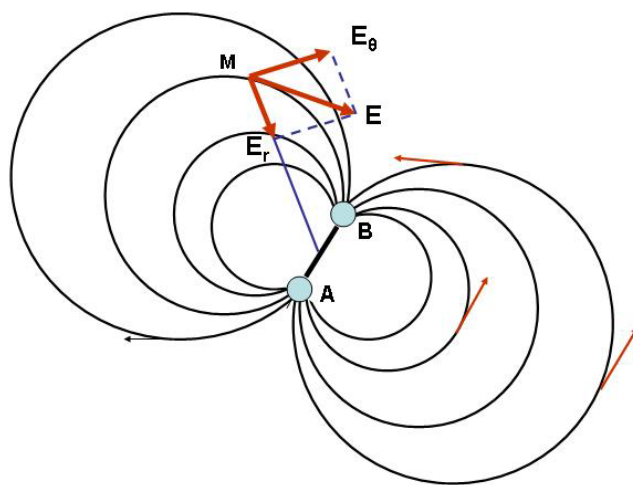


Рис. 4.7. Силовые линии поля электрического диполя

Кроме точечных, в электроразведке зачастую применяют дипольные источники тока. *Дипольным источником* называется совокупность двух разнополярных равных точечных источников, удаленных друг от друга на малое расстояние по сравнению с расстоянием до точки наблюдения (рис. 4.7). Из теории поля известно, что в однородной среде с удельным сопротивлением ρ поле диполя определяется выражением:

$$U = P \frac{\cos \theta}{r^2}, \quad (4.13)$$

где θ – угол между осью диполя и направлением на точку измерения M, r – расстояние от центральной точки оси диполя до точки M, P – момент диполя с расстоянием между его полюсами ℓ , равный:

$$P = \frac{\rho \cdot J}{4\pi} \ell. \quad (4.14)$$

При расположении диполя на поверхности полупространства (земли), его момент увеличивается вдвое:

$$P = \frac{\rho \cdot J}{2\pi} \ell. \quad (4.15)$$

При этом соответственно радиальная E_r и азимутальная E_θ составляющие напряженности поля диполя равны:

$$E_r = -\frac{\partial U}{\partial r} = \frac{2P \cos \theta}{r^3}, \quad E_\theta = -\frac{1}{r} \frac{\partial U}{\partial \theta} = \frac{P}{r^3} \sin \theta. \quad (4.16)$$

Полное значение напряженности поля в точке М определится:

$$E = \sqrt{E_r^2 + E_\theta^2} = \frac{P}{r^3} \sqrt{3 \cos^2 \theta + 1}. \quad (4.17)$$

На оси диполя при $\theta = 0$ $E = E_r = 2P/r^3$, а в экваториальной плоскости при $\theta = 90^\circ$ $E = E_\theta = P/r^3$.

Таким образом, для поля диполя можно сделать два важных в электроразведке вывода:

1. На оси диполя его поле вдвое интенсивнее, чем в экваториальной плоскости, поэтому чаще всего применяют осевые дипольные установки.
2. Напряженность поля диполя убывает обратно пропорционально кубу расстояния до источника, то есть быстрее, чем поле точечного источника, поэтому при использовании дипольных источников поля по сравнению с точечными требуется больший ток.

Наблюдаемое в процессе полевых работ электрическое поле может быть разделено на нормальное поле, соответствующее однородному полупространству и рассмотренное выше, а также аномальное поле, создаваемое зарядами, индуцированными на поверхностях раздела сред с различным сопротивлением, а также объемными зарядами, существующими в областях, в которых сопротивление меняется непрерывно. Именно аномальное поле несет в себе информацию о геологическом строении исследуемой площади.

Приемы выделения из суммарного поля аномальной части различны. В некоторых методах из наблюдаемого поля вычитают теоретически рассчитанное нормальное поле и полученную таким образом аномальную составляющую подвергают интерпретации.

4.2.2. Электрическое профилирование (ЭП)

Электрическое профилирование представляет собой одну из основных модификаций метода сопротивлений. В процессе электрического профилирования кажущееся сопротивление измеряют установками, *размеры которых остаются постоянными, а сами установки перемещают вдоль профиля или системы профилей*, покрывающих исследуемую площадь с густотой, определяемой характером решаемой геологической задачи. При этом на всей площади наблюдений коэффициент установки постоянен.

В связи с тем, что глубинность исследований при работе методом сопротивлений существенно зависит от размеров установки, мы вправе ожидать, что при электрическом профилировании исследуется геоэлектрический разрез вдоль профиля или в пределах некоторой площади *на некоторой приблизительно постоянной глубине*. Помимо размеров установки эта глубина сложно зависит от характера геоэлектрического разреза.

Установка должна обеспечивать наилучшее соотношение между аномалиями от объектов в геологическом разрезе, являющихся предметом исследования, и аномалиями-помехами, связанными с теми особенностями разреза, которые при данном исследовании не представляют интереса.

Для ЭП используются различные установки в зависимости от характера геоэлектрического разреза и решаемых задач (рис. 4.8). Установка для различных модификаций профилирования состоит из питающей АВ и измерительной MN линий, источника питания или генератора Г и измерительного прибора mV.

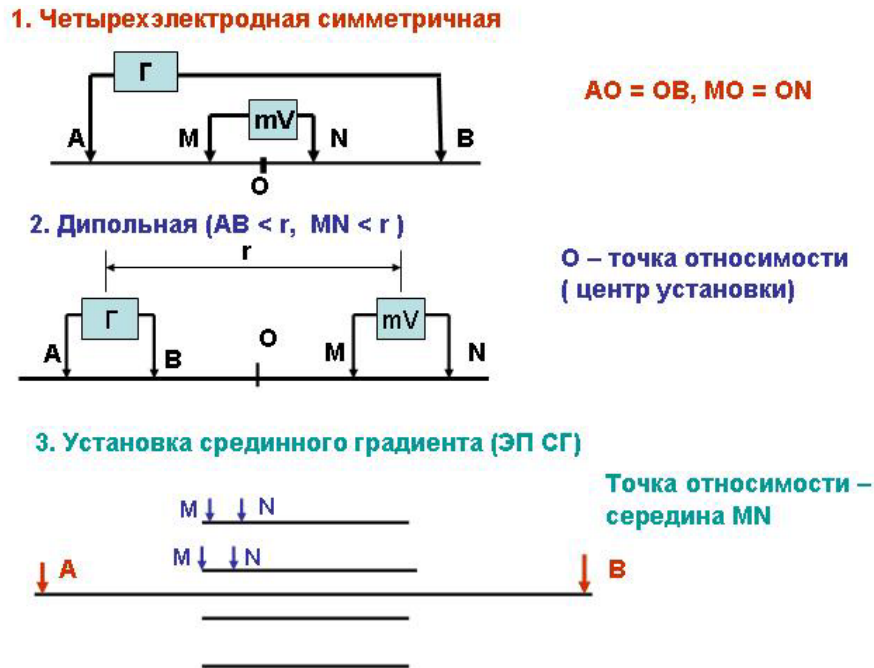


Рис. 4.8. Наиболее распространенные установки в методе сопротивлений

Наиболее распространена четырехэлектродная симметричная установка (установка Шлюмберже), в которой питающие и приемные электроды расположены симметрично относительно центра установки O . Эта модификация применяется при изучении простых геоэлектрических разрезов, в которых изучаемые геологические объекты находятся в сравнительно однородных вмещающих породах и перекрыты выдержанными по мощности и сопротивлению покровными отложениями.

Пусть симметричная установка $AMNB$ перемещается вдоль профиля, пересекающего крутопадающий плохо проводящий пласт, не выходящий на поверхность земли и залегающий в породах сопротивлением ρ_k . В точках, расположенных достаточно далеко от пласта, влияние его на величину ρ_k мало и поэтому $\rho_k \approx \rho_k$. По мере приближения к пласту влияние его на величину ρ_k увеличивается и становится максимальным непосредственно над пластом. Характер этого влияния можно оценить по поведению вектора плотности тока в области измерительных электродов. Плохо проводящий пласт в том случае, когда установка для профилирования находится непосредственно над ним, отжимает ток к поверхности земли (рис. 4.9). Увеличение плотности тока ведет к увеличению напряженности поля и, следовательно, к увеличению кажущегося сопротивления. По мере удаления установки от пласта ρ_k снова стремится к ρ_i .

Аналогичным образом график ρ_k будет выглядеть и над антиклинальной складкой при высоком сопротивлении подстилающей толщи (рис. 4.10).

В практике электроразведочных работ зачастую бывают ситуации, когда сопротивления толщ меняются по латерали. В этом случае интерпретация бывает затруднена.

На рис. 4.11 приведен пример, когда при разном характере геоэлектрического разреза вид графиков ρ_k над ними совершенно одинаков.

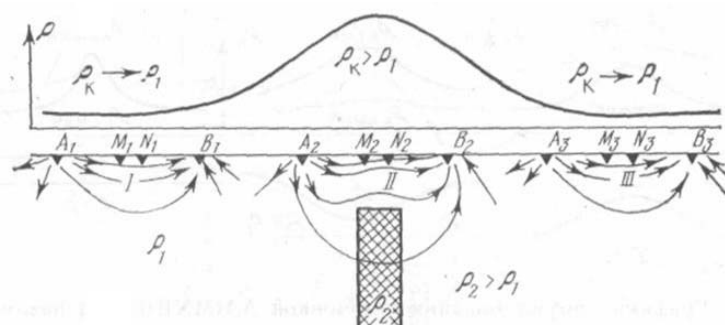


Рис. 4.9. Профилирование симметричной установкой AMNB над крутопадающим плохо проводящим пластом (по Ю.В. Якубовскому, 1973)

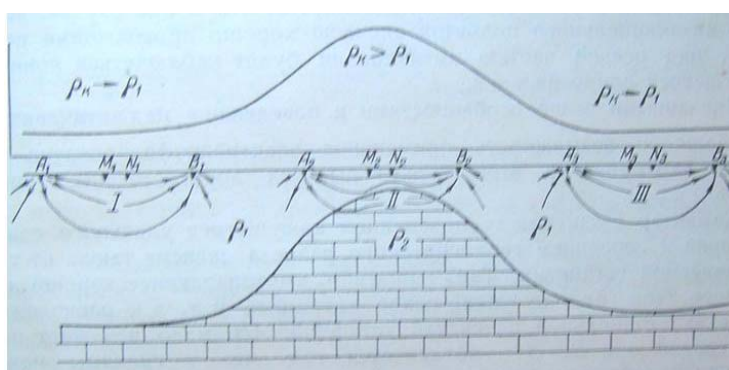


Рис. 4.10. График ρ_k для профилирования с одним разносом над антиклиналью

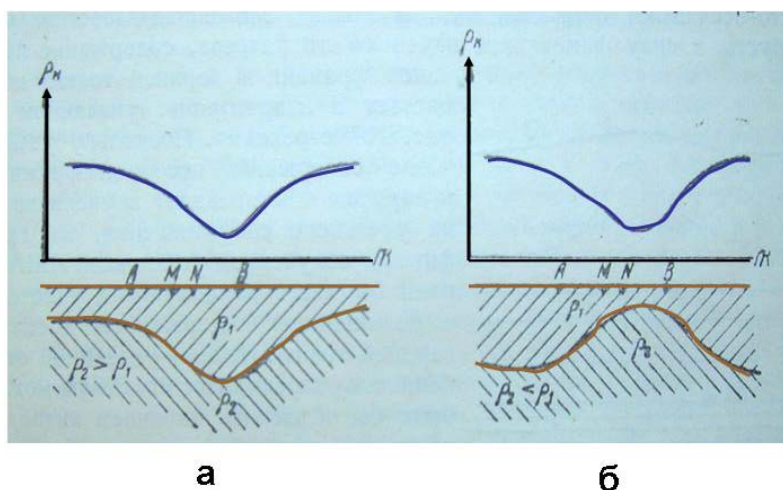


Рис. 4.11. Графики ρ_k для профилирования с одним разносом над антиклиналью и синклиналью при разных соотношения сопротивлений

В этом случае для более однозначного истолкования результатов профилирования применяют двухразносное профилирование, то есть на каждой точке определяется ρ_k при двух разносах питающих электродов АВ. При этом на графике с большим разносом, соответствующим большей глубине проникновения тока, будет больше сказываться влияние нижележащей толщи и по величине градиентов и относительному положению графиков ρ_k можно сделать однозначные суждения о характере геоэлектрического разреза (рис. 4.12).

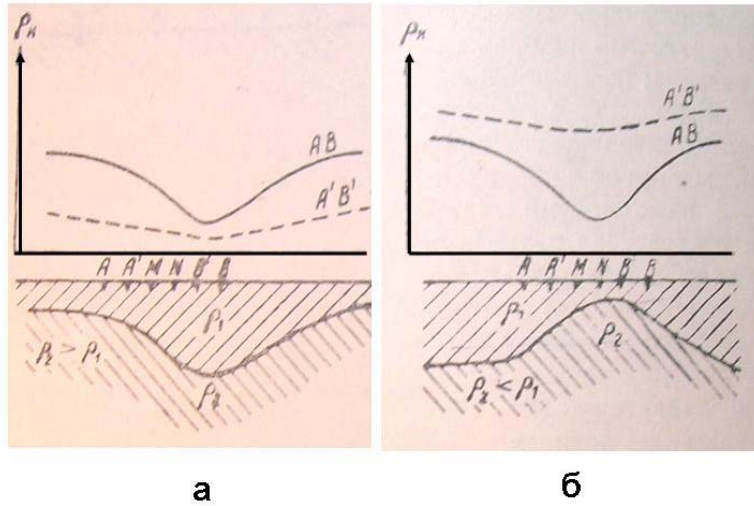


Рис. 4.12. Графики двухразносного профилирования антиклиналью и синклиналью при разных соотношениях сопротивлений выше- и нижележащей толщ:
 а – нижележащая толща высокоомна; б – вышележащая толща высокоомна

Типичный вид графиков ρ_k двухразносного профилирования над различными геоэлектрическими разрезами показан на рис. 4.13.

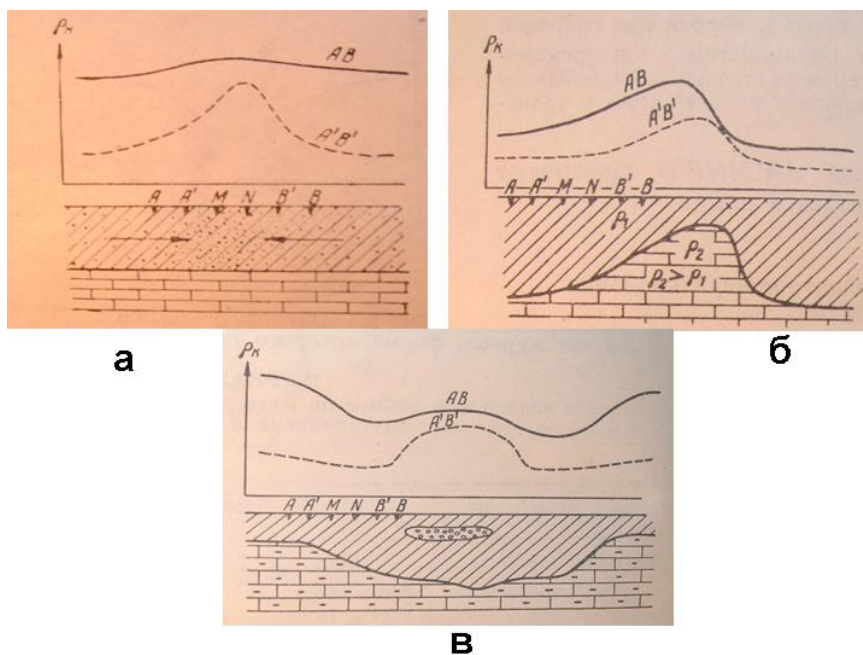


Рис. 4.13. Вид графиков двухразносного профилирования над:
 а – фацально меняющейся толщиной; б – над асимметричной структурой;
 в – над погребенной долиной (по Ю.В. Якубовскому, Л.Л. Ляхову)

Сравнительно реже в электроразведке применяются дипольные установки (ДЭП), что связано с особенностями поля диполя, отмеченными выше. К достоинствам дипольной установки следует отнести меньшую длину проводов по сравнению с точечными установками и, как следствие, большую мобильность и производительность. На рис. 4.8 показано, что точкой относимости (т. е. точкой, к которой относят результат), является средняя точка между диполями, однако так считают обычно при проведении работ методами зондирования (см. ниже). Строго говоря, точкой относимости следует считать центр приемного диполя MN, но, учитывая принцип взаимности

в электроразведке, точкой относимости можно считать и центр питающего диполя АВ, поэтому при дипольном профилировании обычно строят два графика ρ_k – один относят к центру MN, другой – к центру АВ. На рис. 4.14 показаны такие графики дипольного профилирования, полученные при модельных измерениях в воде. По сравнению с профилированием в поле точечных источников графики ДЭП отличаются большей дифференцированностью, т. е. большей амплитудой аномалий ρ_k над локальными, особенно низкоомными, объектами. Однако эта установка более чувствительна и к помехам.

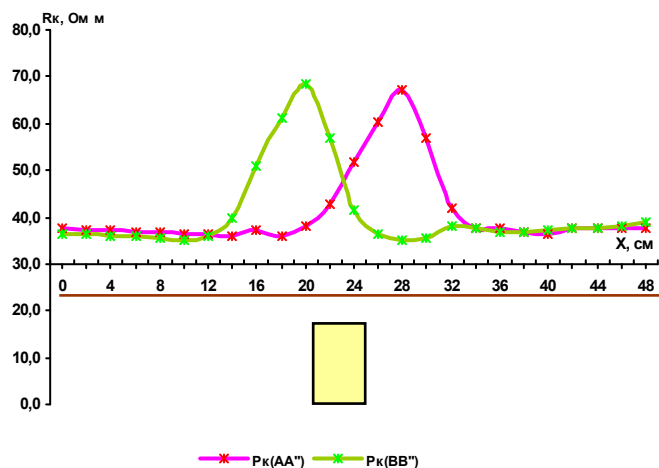


Рис. 4.14. Результаты модельных измерений в воде установкой ДЭП над вертикальным пластом. Установка (в см) А2В6М2N

Установка срединного градиента получила широкое распространение при поисках рудных (особенно сульфидно-полиметаллических) объектов. Здесь положение питающих электродов остается неизменным, а приемные электроды передвигаются с измерениями по профилю. Соответственно, на каждой точке изменяется коэффициент установки, который необходимо пересчитывать. Обычно отрабатывается по несколько профилей по разные стороны от линии АВ. Установка характеризуется большой глубиной, высокой производительностью, но для реализации работ с ней необходимо применять более мощные источники полей по сравнению с другими рассмотренными установками.

Существует большое количество и других вариантов установок, здесь же были рассмотрены только наиболее часто встречающиеся.

4.2.3. Вертикальные электрические зондирования

Анализ нормальных полей точечных источников показывает, что в нормальном поле таких источников относительная плотность тока на некоторой фиксированной глубине возрастает с увеличением расстояния между источником и точкой наблюдения. Соответственно должно увеличиваться влияние на характер поля тех геологических объектов, которые находятся на данной глубине. Иными словами, глубинность исследований должна возрастать с увеличением расстояния между источником поля и точкой наблюдения. Очевидно, что по мере удаления от питающих заземлений относительная роль зарядов, индуцированных за счет неоднородности среды и соответственно глубинность исследования должны возрастать.

Эта зависимость глубинности исследований от расстояния между источником поля и точкой его измерения используется в группе модификаций метода сопротивлений, объединяемых под общим названием *вертикальные электрические зондирования* (ВЭЗ).

Сущность электрических зондирований заключается в исследовании зависимости между кажущимся сопротивлением и расстоянием от точки наблюдения поля до источника. Для выполнения электрических зондирований можно применять любую из установок, описанных выше, однако технически наиболее просто выполнять зондирование симметричной установкой АМNB и различными модификациями дипольных установок (см. рис. 4.8).

Если расстояние r_{MN} между измерительными заземлениями настолько мало, что отношение U/r_{MN} практически равно напряженности поля E между измерительными заземлениями, установку для измерения ρ_k называют *предельной*.

Четырехточечная установка АМNB в самом общем виде была рассмотрена выше. Обычно в этих установках измерительные заземления размещают в пределах средней трети отрезка АВ. В этой области нормальное поле близко к однородному, т. е. отношение U/r_{MN} практически совпадает с напряженностью поля и установка оказывается предельной.

Частным случаем прямолинейной четырехточечной установки является симметричная четырехточечная установка, или установка Шлюмберже. В этой установке приемные заземления размещают симметрично центру отрезка АВ, причем $MN \leq AB/3$, при этом коэффициент установки определяется по простой формуле:

$$K = \frac{\pi \cdot AM \cdot AN}{MN}, \quad (4.18)$$

где AM, AN и MN – расстояния между соответствующими электродами.

Частной разновидностью установки Шлюмберже является установка Веннера, в которой $AM = MN = NB = a$. Для этой установки $K = 2\pi a$.

При зондировании симметричной установкой АМNB изучают зависимость кажущегося сопротивления от расстояния между питающими заземлениями, а при зондировании дипольными установками – зависимость кажущегося сопротивления от расстояния между центрами питающего и измерительного диполей. Методика полевых работ и применяемая аппаратура при зондировании любой установкой существенно зависят от требуемой глубины исследования и, следовательно, от максимального расстояния между питающими и приемными заземлениями.

На рис. 4.15, а пояснена методика измерений при выполнении ВЭЗ. При одном центре установки выполняется серия измерений тока в питающей цепи J и разности потенциалов ΔU в приемной линии для последовательно увеличивающихся разносов АВ и вычисляется значение ρ_k для каждого разноса. В процессе измерений на билוגарифмическом бланке (с модулем 6,25 см) строится график зависимости кажущегося удельного электрического сопротивления от полуразноса питающих электродов АВ/2. Общий вид графиков для двухслойного разреза показан на рис. 4.15, б, в.

При увеличении разносов АВ (и постоянной длине линии MN) сигнал ΔU в приемной цепи уменьшается и при большом АВ по сравнению с MN становится слишком слабым. Поэтому после измерения на нескольких разносах АВ увеличивают и MN, повторяя измерения с одинаковым разносом АВ и двумя разными разносами MN. На реальных графиках получают перекрытия линий графиков, сделанных для разных размеров линий MN (рис. 4.16).

Вертикальные зондирования с разносами питающих заземлений, не превышающими 0,5...1 км, обычно выполняют переносными комплектами аппаратуры. До начала 90-х годов измерения в основном вели на постоянном токе, В последнее время, чтобы уменьшить различные помехи, измерения в основном ведут на переменном токе низкой частоты (обычно это 4,88 Гц).

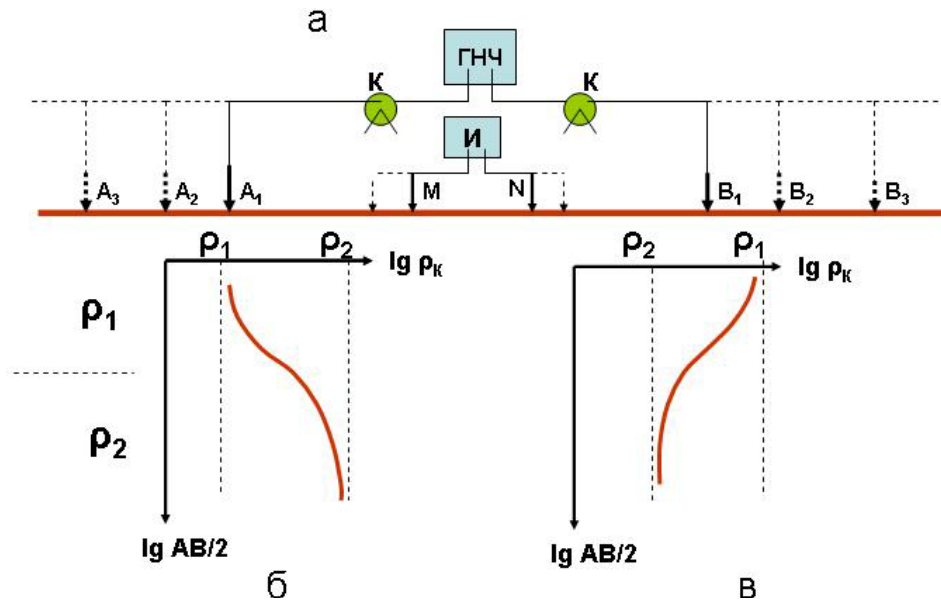


Рис. 4.15. Методика работ при вертикальных электрических зондированиях (а) и вид кривых зондирования для двухслойного разреза при высокоомной ($\rho_2 > \rho_1$) подстилающей толще (б) и низкоомной ($\rho_2 < \rho_1$, в). Обозначения: К – катушки с проводом, ГНЧ – генератор низкой частоты, И – измерительный прибор

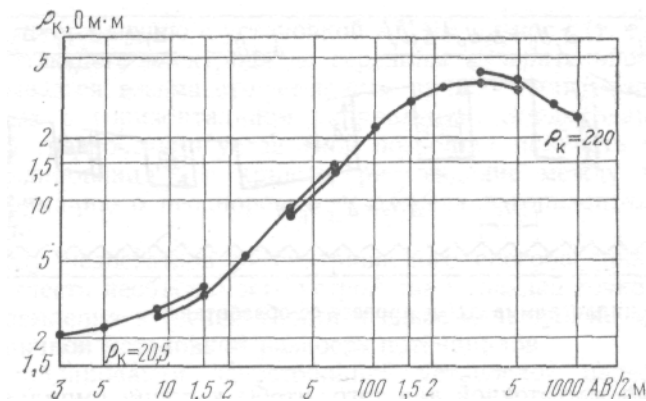


Рис. 4.16. Полевая кривая вертикального электрического зондирования для трехслойного разреза

Характер низкочастотного электрического поля существенно зависит от безразмерного параметра

$$P = 2.81 \cdot r \left(\frac{f}{\rho} \right)^{1/2}, \quad (4.19)$$

где ρ – сопротивление среды, Ом·м; f – частота поля, Гц; r – расстояние между источником поля и точкой его измерения, км.

При $P \rightarrow 0$ переменное электромагнитное поле, созданное в земле с помощью заземлений А и В, не отличается от постоянного поля. При $P < 0,3$ различия между переменными и постоянными полями практически не существенны, поэтому при работе методами сопротивлений, в частности, при зондированиях, могут использоваться низкочастотные поля.

После поведения полевых работ вначале проводится качественная интерпретация данных ВЭЗ. При этом строятся разрезы изом, на которые выносят значения ρ_k в ко-

ординатах: № ВЭЗ (по горизонтальной оси в соответствующем масштабе) и АВ/2 (по вертикальной оси в логарифмическом масштабе). Разрезы представляют в виде изолиний. Пример построения разреза изоом приведен на рис. 4.17.

Иногда по виду кривых зондирования можно в качественном виде отстроить геологический разрез. Пример такого построения разреза приведен на рис. 4.18.

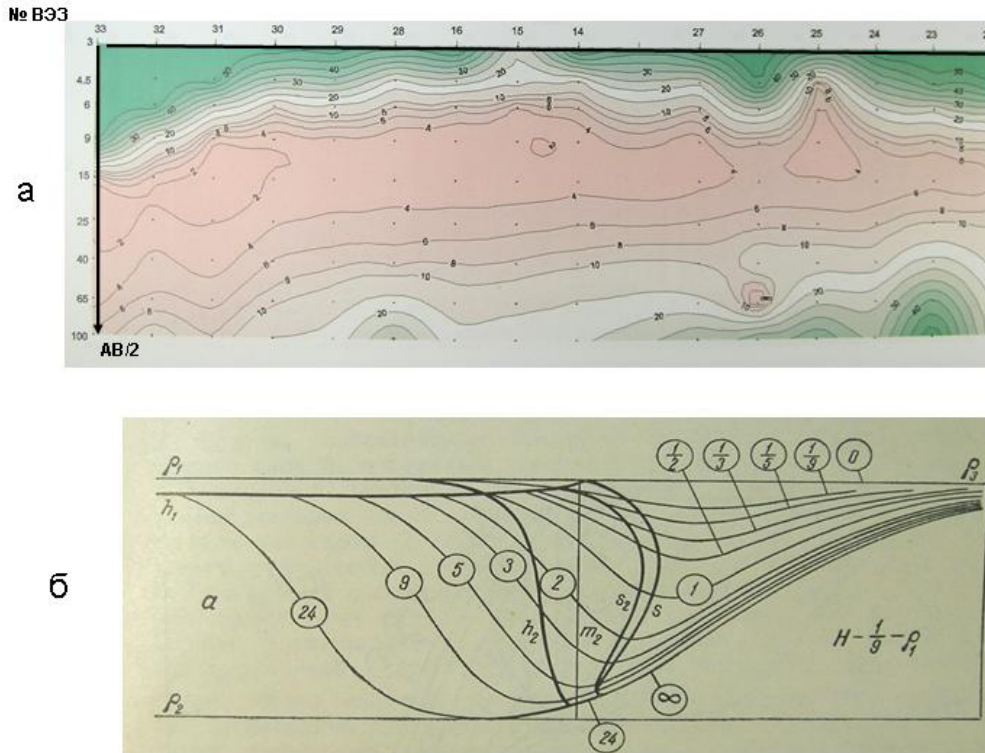


Рис. 4.17. Интерпретация данных ВЭЗ:

а – разрез изоом, б – вид палетки для количественной интерпретации трехслойных кривых ВЭЗ типа Н

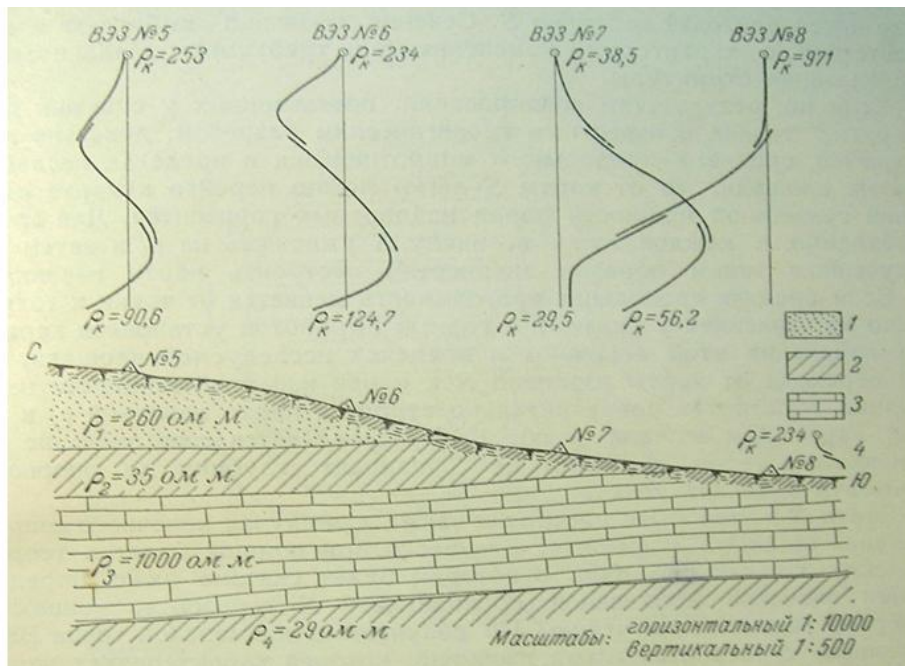


Рис. 4.18. Кривые ВЭЗ и схематический геологический разрез по профилю. Обозначения: 1 – пески, 2 – глины, 3 – известняки, 4 – кривая ВЭЗ и значения ρ_k на начальном и конечном разнесах (по Ю.В. Якубовскому и Л.Л. Ляхову)

Количественная интерпретация данных ВЭЗ ведется либо с помощью палеток, либо с помощью компьютерных программ, реализующих метод подбора теоретических кривых. Чаще всего эти методы применяются в комплексе, последовательно. Вначале, в первом приближении, ведется интерпретация палеточным способом, реализующим метод сравнения полученных кривых с теоретическими. Вид палетки для количественной интерпретации двухслойных кривых приведен на рис. 4.19. Здесь приведен вид теоретических кривых зондирования для различных соотношений удельных электрических сопротивлений слоев.

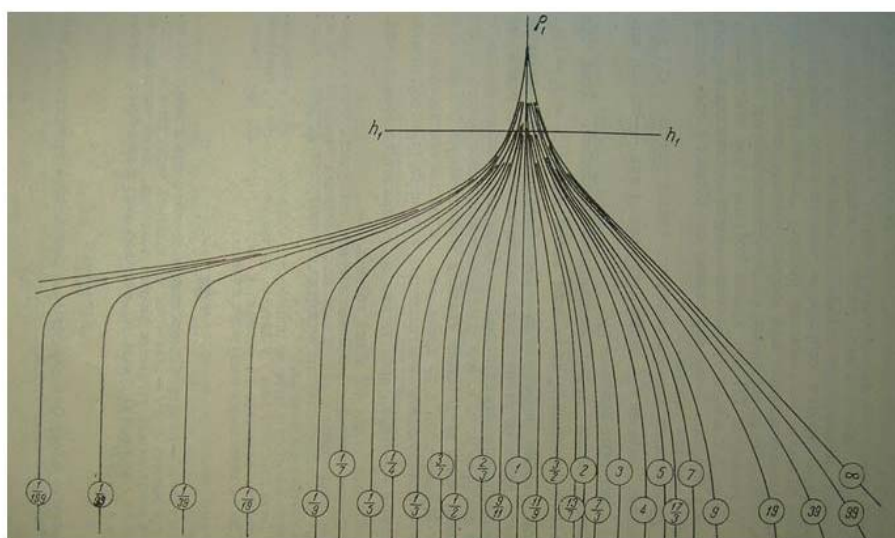


Рис. 4.19. Вид палетки ρ_2 для количественной интерпретации двухслойных кривых ВЭЗ

Геоэлектрический разрез по данным количественной интерпретации кривых ВЭЗ

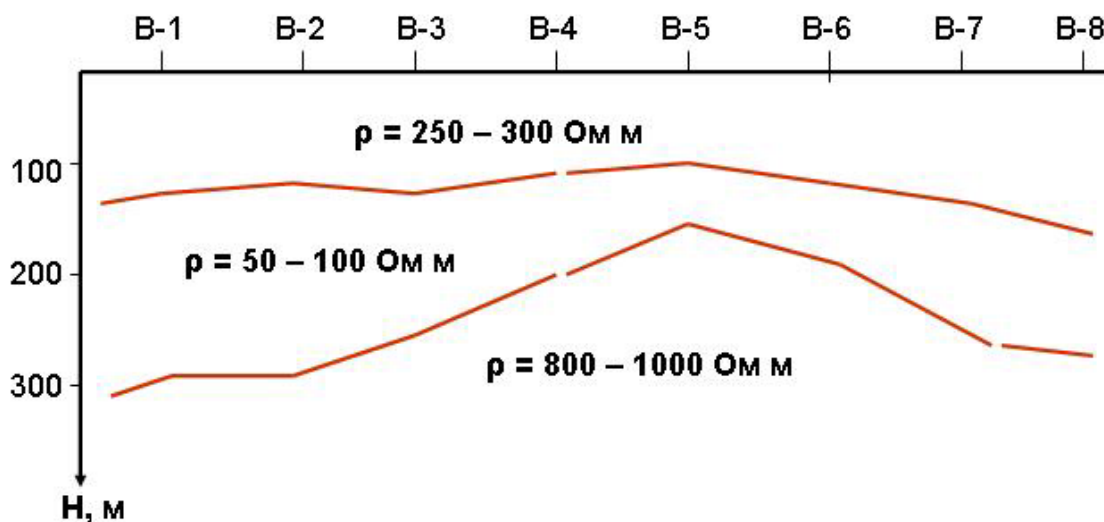


Рис. 4.20. Геоэлектрический разрез, построенный по результатам количественной интерпретации данных ВЭЗ

Цифрами на кривых (в кружках) обозначен модуль μ для каждой кривой – отношение сопротивления нижнего слоя (ρ_2) к сопротивлению верхнего (ρ_1). По кресту палетки (в верхней ее части) определяются мощность верхнего слоя и его удельное сопротивление.

На втором этапе проводится уточнение разреза с помощью компьютерного моделирования. В результате количественной интерпретации определяются мощности каждого геоэлектрического горизонта и его сопротивления. Затем строится геоэлектрический разрез по профилю (рис. 4.20).

Метод ВЭЗ обычно применяется для изучения горизонтально слоистых разрезов с углами наклона слоев, не превышающими 10...15 градусов. Наиболее достоверные результаты получаются, когда в разрезе не более 3...4 слоев и в середине присутствует низкоомный или высокоомный маркирующий горизонт.

Практическое задание № 7

По нижеприведенным данным рассчитать коэффициенты четырехэлектродной симметричной установки, вычислить ρ_k , построить кривую зондирования на биполярном бланке, определить тип разреза и суммарную продольную проводимость надпорной толщи.

AB/2, м	MN/2, м	K	ΔU , мВ	J, мА	ρ_k
3	1		350,141	50	
4,5	1		173,624	50	
6	1		116,411	50	
9	1		75,201	50	
15	1		35,526	50	
15	5		184,620	50	
25	5		48,012	50	
25	1		9,794	50	
40	5		11,116	50	
65	5		2,084	50	
65	20		9,903	50	
100	20		2,772	50	
100	5		1,245	100	
150	20		2,247	100	
225	20		1,115	100	
225	75		4,881	100	
325	75		2,769	100	
325	20		0,653	100	
500	75		1,465	100	
750	75		4,801	500	
750	250		17,030	500	
1000	250		12,053	500	
1000	75		3,625	500	
1500	250		7,639	500	
2000	250		5,558	500	

4.2.4. Факторы, определяющие электрические свойства горных пород

Вышеизложенные сведения составляют физическую основу метода сопротивлений. Геологической же основой метода является естественная дифференциация горных пород по удельным электрическим сопротивлениям.

Электрические свойства горных пород зависят от:

- а) электрических свойств минералов, слагающих твердый скелет породы;
- б) электрических свойств жидкостей и газов, заполняющих поры горных пород;
- в) влажности породы;
- г) пористости;

- д) структуры породы, т. е. формы и взаимного расположения пор и минерального скелета породы;
- е) характера процессов, происходящих в пограничных между твердой и жидкой фазой областях.

Электрические свойства минералов. В зависимости от механизма проводимости природные минералы делятся на три группы – проводники, полупроводники и диэлектрики.

К группе проводников относятся самородные металлы, электропроводность которых осуществляется за счет свободных электронов, а сопротивление колеблется в пределах 10^{-6} – 10^{-4} Ом м.

Группа полупроводников включает сульфиды металлов, графит, арсениды, селениды и некоторые окислы. Электропроводность минералов этой группы имеет электронный и «дырочный» характер, сильно зависит от температуры и в целом меньше, чем у минералов первой группы. Известно, что сопротивление полупроводников существенно зависит от наличия в них элементов-примесей. Вследствие этого сопротивление природных минералов-полупроводников колеблется в широких пределах

К числу минералов-диэлектриков относятся главные породообразующие минералы, в том числе кварц, полевые шпаты, слюды, ангидрит, кальцит и др. Удельное сопротивление этих минералов колеблется от 10^9 до 10^{16} Ом м. Нефть также является диэлектриком.

Удельное сопротивление жидкостей, заполняющих поры горных пород, изменяется в широких пределах. В большинстве случаев эти жидкости представляют собой водные растворы различных минеральных солей, и чем выше концентрация соли, тем сопротивление меньше.

Структура горной породы определяет пространственные соотношения компонент горной породы, обладающих различным удельным сопротивлением, и таким образом существенно влияет на электрические характеристики разреза в целом.

Удельное сопротивление горных пород, в состав которых входят хорошо проводящие минералы, находится в зависимости от того, имеется ли прямая связь между объемами, занятыми хорошо проводящими минералами. При наличии такой связи удельное сопротивление горных пород оказывается значительно меньшим, чем при отсутствии ее.

Так как горные породы проводят электрический ток главным образом через растворы, содержащиеся в них, то для этих горных пород будет выполняться закон изменения удельного сопротивления в зависимости от температуры для жидкости. Это означает, что с увеличением температуры сопротивление падает, а при замерзании жидкости в порах горной породы сопротивление последней резко возрастает.

Что касается влияния давления на сопротивление горной породы, то экспериментально установлено, что с увеличением давления сопротивление породы увеличивается.

4.3. Методы электрохимической поляризации

4.3.1. Метод естественного электрического поля

Метод естественного электрического поля основан на изучении постоянных естественных электрических полей локального характера. Происхождение этих полей может быть связано с физико-химическими процессами, в которых участвуют некоторые геологические образования, а также с электрокинетическими явлениями в многофазных средах, каковыми являются горные породы.

Механизм возникновения естественных полей (ЕП) до конца не выяснен. Значительная роль в создании ЕП принадлежит электрохимическим процессам, возникающим вокруг природных электронных проводников, окруженных ионопроводящими влагонасыщенными горными породами. Электрохимическая активность (рН, Eh) природных растворов меняется с глубиной, например, при переходе через уровень грунто-

вых вод. Под действием вод, богатых кислородом и углекислотой ($\text{pH} < 7$), верхняя часть рудной залежи окисляется, т. е. ионы металла отдают электроны, увеличивая свою валентность (например, $\text{Fe}^{2+} \rightarrow \text{Fe}^{3+}$). При этом сульфиды превращаются в сульфаты и серную кислоту, а на границе руда – порода возникает двойной электрический слой (рис. 4.21, а).

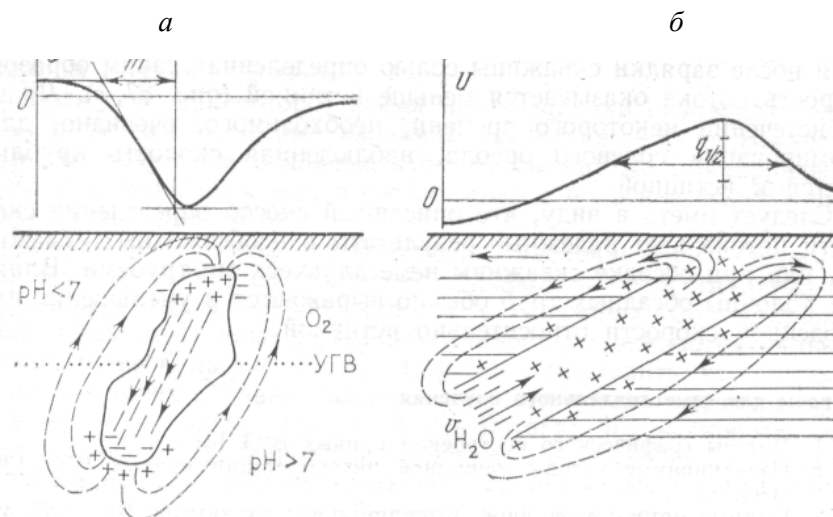


Рис. 4.21. Схема возникновения ЕЭП:
 а – в окрестностях окисляющейся рудной залежи;
 б – вокруг фильтрующего пласта (по Семенову, 1968)

В нижней части рудного тела в зоне восстановления ($\text{pH} > 7$), наоборот, происходит присоединение электронов ионами металлов, и на границе с рудным телом наблюдается скачок потенциала обратного знака (по сравнению с верхней частью тела). Таким образом, сульфидное рудное тело становится по существу природным гальваническим элементом с катодом в верхней части тела и анодом в нижней. Этот элемент, будучи замкнутым через вмещающие породы, создает в них ток и электрическое поле на поверхности земли, по которому можно обнаружить рудное тело.

Под действием этого тока на катоде происходит вторичное сульфидное обогащение, и образуются другие химические вещества, которые, поляризуя природный элемент, могут препятствовать всему процессу образования ЕП. Основные природные деполяризаторы – это подземные воды, омывающие рудную залежь и приносящие в катодную и анодную области деполяризующие вещества, главным образом кислород. В районах с горным рельефом большую роль в процессе деполяризации может играть денудация. При наличии в рудном теле двух сульфидов с различным E_h один из минералов становится анодом (с более низким E_h), а другой катодом. При этом происходят процессы, подобные коррозии металлов, даже при неизменной геохимической обстановке в окрестности рудного тела. Об этом свидетельствуют и лабораторные измерения Г.Б. Свешникова, показавшие, что электродные потенциалы сульфидов, измеренные в нормальном растворе КСl по отношению к водородному электроду, сильно меняются: марказит – 0,56 В; пирит – 0,46 В; халькопирит – 0,38 В; пирротин – 0,30 В; пентландит – 0,22 В; галенит – 0,20 В; молибденит – 0,14 В; сфалерит – 0,12 В.

Для химически инертных залежей графита, антрацита наблюдаемые аномалии ЕП, вероятно, могут быть объяснены токами в этих телах, возникающими вследствие резкого различия E_h растворов, циркулирующих на различных горизонтах, для которых эти залежи являются проводниками, а также адсорбцией этими минералами ионов растворов, приводящей к возникновению двойных электрических слоев.

Перечисленные выше минералогические, электрохимические, гидрогеологические потенциалообразующие факторы приводят к появлению естественных электрических полей, потенциал которых достигает нескольких сотен милливольт.

Фильтрационные процессы, приводящие к возникновению фильтрационных потенциалов – второй важный механизм возникновения ЕП. Согласно существующим представлениям, в горной породе (рис. 4.21, б) из-за адсорбции отрицательных ионов (анионов) раствора на стенках капилляров образуется двойной электрический слой. Внутри капилляра остаются свободные диффузно распределенные положительные ионы (катионы), которые подхватываются движущимся раствором и накапливаются у выхода из капилляра. Это продолжается до тех пор, пока возникающее внутреннее электрическое поле (Е), действующее вдоль капилляра против $E^{стр}$ потока, перемещающего катионы, не уравнивает процесс. Поле $E^{стр}$ действует подобно стороннему электрическому полю в гальваническом элементе. Таким образом, в капилляре электрические заряды не перемещаются, но действует поле, напряженность которого определяется выражением

$$\vec{E}^{стр} = \frac{2 \cdot \varepsilon \cdot \rho \cdot \zeta \cdot \vec{V}}{\pi \cdot r_0^2}, \quad (4.20)$$

где ε – диэлектрическая постоянная жидкости, заполняющей капилляр; ρ – удельное сопротивление этой жидкости; ζ – разность потенциалов между подвижной и неподвижной обкладками двойного слоя (дзета-потенциал); V – средняя скорость движения жидкости; r_0 – радиус неподвижной части двойного слоя.

Поровое пространство горной породы представляет собой сложное сочетание капилляров, внутри которых происходят процессы, подобные описанным выше. Выражение остается справедливым и для горной породы при условии замены радиуса r_0 некоторым коэффициентом k' , определяемым степенью пористости породы n' , структурой порового пространства q и вязкостью жидкости:

Интенсивность фильтрационных полей возрастает с увеличением сопротивления фильтрующих природных растворов и скорости фильтрации. Если фильтрующий пласт залегает в проводящих вмещающих породах, поле $E^{стр}$ приводит к появлению в них ЕП и тока, зависящих от геоэлектрического разреза.

Характерная особенность фильтрационных полей в районах с пересеченным рельефом – их связь с формами рельефа. Фильтрация подземных вод в верхних частях геологического разреза происходит преимущественно по направлению понижения рельефа, вследствие чего потенциал естественного поля в этом направлении обычно убывает. Этим объясняется часто наблюдаемая «зеркальная» связь между потенциалом естественного поля и формой рельефа поверхности земли.

Диффузионные процессы можно считать третьим по значимости фактором возникновения ЕП. Эти ЕП имеют место на контактах растворов с различной минерализацией, когда из-за разности осмотического давления и из-за различной подвижности анионов и катионов при диффузии на границе растворов образуется двойной электрический слой. Поле, уравнивающее диффузию, может быть найдено на основе соответствующих уравнений электрохимии для ЭДС диффузии:

$$\varepsilon_0 = \frac{v_k - v_a}{v_k + v_a} * \frac{RT}{nF} * \ln(C_2 / C_1), \quad (4.21)$$

где V_k и V_a – подвижность катионов и анионов; n – их валентность; R – газовая постоянная; T – абсолютная температура, К; F – число Фарадея; C_1, C_2 – концентрации растворов.

Наличие в породах тонкопленочных перегородок из глинистых частиц (мембран), сильно адсорбирующих анионы, может значительно усиливать процесс диффузии и даже менять знак ЭДС. Суточные вариации ЕП (ЕП, меняющиеся во времени), отмеченные рядом исследователей (Семенов, 1968, Якубовский, Ренард, 1991) пока не нашли однозначного объяснения. Эти изменения ЕП (до 200...300 мВ) часто коррелируются с вариациями температуры почвы.

Вариации ЕП наблюдаются на лишенных растительности участках с тонким слоем почвы и в районах зон гидротермально измененных пород над рудными телами. Возможно, что эти вариации ЕП связаны с изменением уровня капиллярного поднятия почвенной влаги и пленочной воды в зависимости от атмосферных факторов.

Методика полевых работ. Естественное электрическое поле изучают, измеряя его потенциал или градиент потенциала на поверхности земли, в скважинах и горных выработках.

В качестве измерительного прибора при съемках естественного поля обычно применяют серийную аппаратуру, используемую в методе сопротивлений (исключая питающую линию АВ и генератор). В последнее время для выполнения работ методом ЕП используются мультиметры типа «Электроника» с высоким входным сопротивлением (порядка 4 Мом).

Особенность измерительной установки заключается в том, что в ней в качестве заземлений используют неполяризующиеся электроды (рис. 4.22), которые специальным образом готовятся к работе так, чтобы их собственная поляризация была стабильна и не превышала 1...2 мВ. Для заливки электродов используется раствор медного купороса

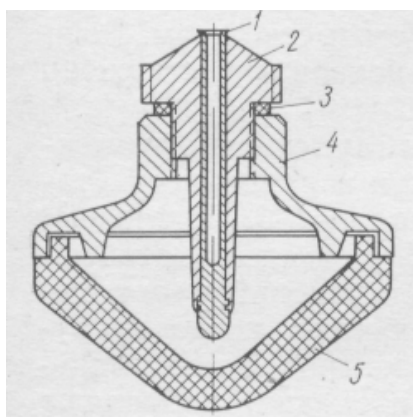


Рис. 4.22. Неполяризующийся электрод конструкции Полякова:
1 – медный стержень; 2 – пробка; 3 – резиновая прокладка
4 – пластмассовый корпус; 5 – пористый сосуд

Съемки естественного поля носят обычно площадной характер. Исследуемую площадь покрывают сетью профилей, вдоль которых измеряют поле. Расстояния между профилями и точками наблюдения зависят от предполагаемых размеров, формы и глубины залегания искомых объектов и определяют масштаб съемки.

Полевые наблюдения в методе ЕЭП могут выполняться двумя способами.

1. Способ потенциалов. Сущность способа заключается в том, что потенциал всех точек исследуемого профиля измеряют относительно одной точки, принятой за исходную. Обычно в качестве такой точки выбирают точку O на магистрали, где устанавливают неподвижный электрод N (рис. 4.23, а). Второй электрод M последовательно перемещают во все точки профиля (i), измеряя разность потенциалов ΔU_{oi} . Для оценки стабильности собственной поляризации (ΔU) электродов M и N измерения начинают ($\Delta U_{оп}^н$) и заканчивают ($\Delta U_{оп}^к$) на опорной точке O вблизи ($< 0,5$ м) электро-

да N . Опорные точки на отдельных профилях увязываются между собой двукратными повторными наблюдениями $\Delta U_{опj}$. При рядовой съемке по профилям при обратном ходе для контроля повторяют измерения на каждой 10-й точке (а в аномальных зонах – на каждой 5-й точке).

В горно-таежной местности, где провод может цепляться за камни и кусты, катушку (K) с тонким проводом приемной линии лучше переносить по профилю вместе с измерительным прибором (Π) и электродом M . В остальных случаях катушку обычно устанавливают у прибора и электрода N (рис. 4.23, *в*). Увеличить производительность съемки можно применяя две приемные линии, как это показано на рис. 4.23, *г*. Детализацию аномалий ЕЭП рекомендуется проводить с использованием одной опорной точки O .

При сухой почве лунки для электродов за 0,5–1 ч до измерений смачивают водой для улучшения условий заземления приемной линии.

2. Способ градиентов потенциала. Отличительная особенность этого способа заключается в том, что в процессе полевых работ измеряют разность потенциалов между соседними точками профиля: ΔU_{10} , ΔU_{21} , ΔU_{32} и т. д. По измеренным разностям потенциалов подсчитывают потенциалы всех точек исследуемой площади.

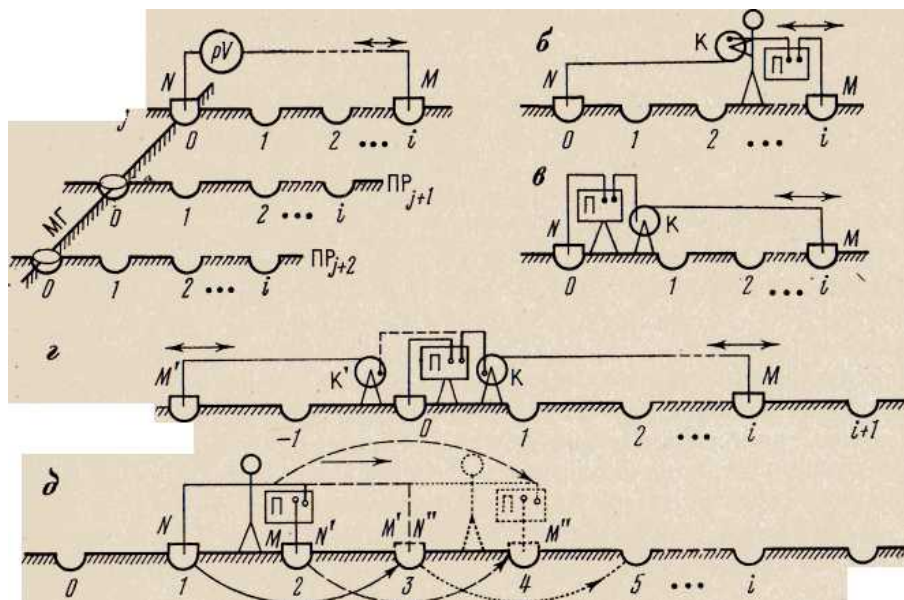


Рис. 4.23. Методики работ методом естественного поля
а – при площадной съемке; *б* – способом потенциала с подвижным прибором (Π) и катушкой (K);
в – то же, с неподвижными Π и K ; *г* – то же, с двумя приемными линиями;
д – способом градиента потенциала

Схема установки для измерения градиентов потенциала естественного поля изображена на рис. 4.23, *д*. Измерительный прибор устанавливают вблизи одного из электродов. Это позволяет с одной стоянки прибора измерять разность потенциалов между двумя парами точек профиля.

Наблюдения выполняют по системам профилей, образующим замкнутые ходы. Это дает возможность оценить и учесть при обработке погрешности наблюдений. Замкнутые ходы удобно составлять из двух соседних профилей или их половин. Рекомендуется все наблюдения по замкнутому ходу выполнять в течение одного рабочего дня.

Для уменьшения влияния поляризации электродов рядовая съемка выполняется с перестановкой электродов через пикет, т. е. «шагом циркуля» (см. рис. 4.23, *д*).

Для оценки величины поляризации электродов ΔU на каждой пятой или десятой точке профиля осуществляют двукратное измерение разности потенциалов с перестановкой электродов между измерениями.

Как это следует из эквивалентной схемы приемной линии MN, по двум отсчетам ($\Delta U^{(1)}$ и $\Delta U^{(2)}$) можно рассчитать как собственную поляризацию электродов (ΔU , так и ΔU_{MN} ЕП: $\Delta U = e_M + e_N = (\Delta U^{(1)} - \Delta U^{(2)})/2$; $\Delta U_{MN} = (\Delta U^{(1)} + \Delta U^{(2)})/2$

Как правило, наблюдения методом ЕЭП производятся по способу потенциалов и лишь в условиях сильных помех (от теллурических или блуждающих токов), а также при маршрутных съемках применяют способ градиентов потенциала.

В обоих способах съемки ЕЭП наряду с повторными наблюдениями проводится независимый контроль в объеме 5...30 % от общего числа точек наблюдений.

На акваториях рек, озер, водохранилищ и морей (на шельфе) чаще всего применяют непрерывную съемку градиентов потенциала, при которой оба приемных электрода M и N буксируются по дну. Только на ограниченных участках дна может быть использована потенциальная установка метода ЕЭП. Иногда съемку ЕЭП на акваториях выполняют в лунках, пробитых во льду (подобно наземной съемке).

В скважинах дискретные или непрерывные измерения ЕЭП (ЕЭП-С), как правило, выполняются способом потенциалов. При этом электрод N располагают у устья скважины, а электрод M перемещают вдоль ее оси. Наблюдения по отдельным скважинам увязываются между собой с помощью наземной съемки ЕЭП.

Обработка полевых данных. На первом этапе обработки оценивается качество наблюдений.

В способе потенциалов средняя разность между рядовым и повторным измерением (ΔU_{oi}) по n точкам не должна превышать 5 мВ при ее вычислении по формуле

$$p = \left(\sum_{i=1}^n |\Delta U_{oi} - \Delta U'_{oi}| \right) / n. \quad (4.22)$$

Временные вариации ЕЭП и нестабильность собственной поляризации приемных электродов (ΔU) могут быть учтены путем сопоставления начального (ΔU_{on}^h) и конечного (ΔU_{on}^k) отсчетов на опорной точке у электрода N . Предполагая эти изменения линейными во времени измерений и скорость съемки постоянной, потенциал i -го пикета можно рассчитать по формуле

$$U_i = \Delta U_{oi} - \Delta U_{on}^h - \left[(\Delta U_{on}^k - \Delta U_{on}^h) i \right] / N' \quad (4.23)$$

Слабые аномалии ЕЭП могут быть выделены статистическими методами по специальным программам.

Интерпретация данных метода ЕП. Обычно вначале проводят качественную интерпретацию материала съемок ЕЭП. Она заключается в анализе морфологии поля (позволяющем выделить локальные аномалии различных порядков), в сравнении карт ЕЭП с топографическими картами (для выявления фильтрационных аномалий) и т. п. При этом должна учитываться вся имеющаяся геолого-геофизическая и гидрогеологическая информация о районе работ, оцениваться геологическая природа отдельных аномалий и аномальных зон, выделяться профили для количественной интерпретации. На рис. 4.24 приведен план графиков по одному из сульфидных месторождений Рудного Алтая. Из рисунка видно, что выходы рудных тел под наносы отмечаются четкими минимумами потенциала ЕП.

Достоверность количественной интерпретации очень сильно зависит от степени соответствия реальных рудных тел (зон фильтрации и т. п.) простым физическим моделям (шар, цилиндр, пласт и т. д.), для которых на основе решений прямых задач разра-

ботаны приемы численного истолкования результатов. Когда необходимая априорная информация о форме объектов отсутствует, интерпретация носит больше оценочный (полуколичественный) характер.

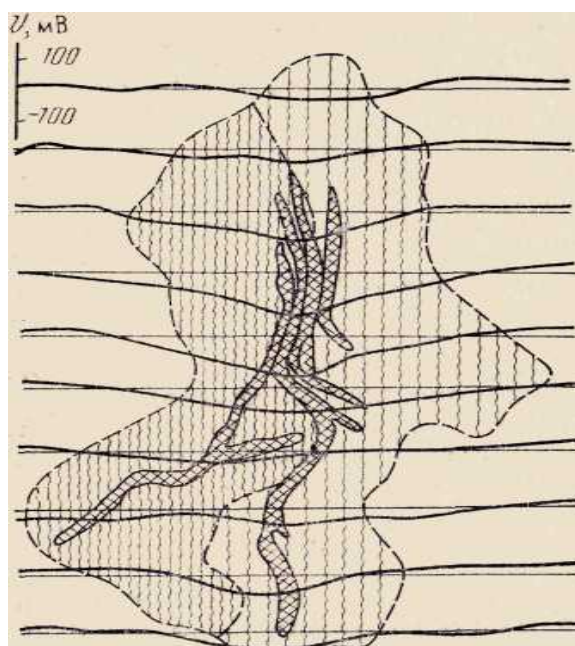


Рис. 4.24. План графиков потенциала естественного поля и схематическая геологическая карта сульфидного месторождения на Рудном Алтае (по А.С. Семенову)

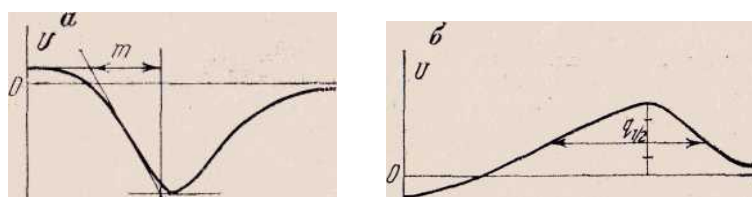


Рис. 4.25. Характерные точки, используемые для интерпретации данных метода ЕП

В способе «характерных точек» по сглаженному графику определяют ширину аномалии q на уровне половины ее амплитуды или расстояние m между точками пересечения касательных линий к экстремумам и к точке перегиба графика V (рис. 4.25).

Анализируя результаты решений прямых задач для локальных тел, можно получить следующие выражения для нахождения глубин залегания шара ($h_{ш}$), горизонтального ($h_{гц}$) и вертикального ($h_{вц}$) цилиндров, вертикального пласта ($h_{вп}$):

$$\begin{aligned}
 h_{ш} &\sim 0.65q \sim 0.86m \\
 h_{гц} &\sim 0.5q \sim 0.6m \\
 h_{вц} &\sim 0.52m \\
 h_{вп} &\sim 0.4q \sim 0.55m
 \end{aligned}
 \tag{4.24}$$

В литературе описаны способы оценки глубины залегания изометричных, цилиндрических, пластовых поляризованных залежей с помощью логарифмических палеток. Преимущество этого способа заключается в использовании при интерпретации всей наблюдаемой кривой потенциала, а не ее особых точек. Вместе с тем, учитывая оценочный характер интерпретации результатов съемки естественного поля, не следует ожидать, что применение палеточных способов приведет к существенному повышению точности определения глубины залегания поляризованных залежей.

Практическое задание № 8

По данным съемки методом градиентов определить значения потенциалов всех точек съемки (табл. 4.1) и построить графики потенциалов ЕП по двум профилям. Значение потенциала на ПК 2/100 относительно исходной точки равно -20 мВ.

Таблица 4.1

Профиль	N	M	dV, мВ	Профиль	N	M	dV, мВ
МГ 2 106	106/100	101	-1,6	104	155	154	-1,3
106	101	102	-9	104	154	153	-2,3
106	102	103	3,8	104	153	152	-4,9
106	103	104	-7,6	104	152	151	8,4
106	104	105	6,1	104	151	150	-3
106	105	106	-0,7	104	150	149	-3
106	106	107	-1,6	104	149	148	3,8
106	107	108	-8	104	148	147	-9,1
106	108	109	2	104	147	146	4,8
106	109	110	-7,5	104	146	145	-2,1
106	110	111	-6	104	145	144	-10,5
106	111	112	-3,5	104	144	143	5
106	112	113	-3,5	104	143	142	0
106	113	114	1	104	142	141	-0,6
106	114	115	-2,5	104	141	140	0,2
106	115	116	-4,4	104	140	139	-11,5
106	116	117	-6,5	104	139	138	4,9
106	117	118	4,3	104	138	137	6,5
106	118	119	1,8	104	137	136	-3
106	119	120	-9,9	104	136	135	3,1
106	120	121	-5,8	104	135	134	2,9
106	121	122	9,3	104	134	133	2
106	122	123	-0,5	104	133	132	6
106	123	124	-13,9	104	132	131	-0,8
106	124	125	5,3	104	131	130	-2
106	125	126	-13,8	104	130	129	4,5
106	126	127	-2,0	104	129	128	0,1
106	127	128	-4,0	104	128	127	-0,9
106	128	129	-5	104	127	126	5,2
106	129	130	-2,5	104	126	125	1,1
106	130	131	-0,7	104	125	124	3,2
106	131	132	-12,1	104	124	123	10,2
106	132	133	0,8	104	123	122	-0,9
106	133	134	-7,6	104	122	121	-5,2
106	134	135	0,3	104	121	120	1,1
106	135	136	-3,1	104	120	119	3,2
106	136	137	-8	104	119	118	-1,5
106	137	138	-5	104	118	117	6
106	138	139	-8	104	117	116	-7,2
106	139	140	-4	104	116	115	-7,8
106	140	141	-10	104	115	114	-15,4
106	141	142	0,8	104	114	113	8,7
106	142	143	-6	104	113	112	-6,8

Профиль	N	M	dV, мВ	Профиль	N	M	dV, мВ
106	143	144	-1,1	104	112	111	-6,1
106	144	145	-5,6	104	111	110	-10,5
106	145	146	1	104	110	109	8,2
106	146	147	-7	104	109	108	-4,8
106	147	148	5,5	104	108	107	1
106	148	149	-2	104	107	106	-4,1
106	149	150	-3	104	106	105	2
106	150	151	-2	104	105	104	-12
106	151	152	-1,6	104	104	103	4,7
106	152	153	-2,3	104	103	102	3
106	153	154	3,8	104	102	101	-7,2
106	154	155	-5	104	101	104/100	3
106	155	156	-6	104	100	99	0,2
106	156	157	7,5	104	99	98	0,4
106	157	158	-4	104	98	97	0,9
МГЗ	158	МГЗ	3	104	97	98	2
МГЗ	МГЗ	25+	-3	104	98	99	2,4
МГЗ	25+	50+	1	104	99	104/100	3
МГЗ	50+	75+	-5	МГ2	104/100	МГ2 97	-10
МГЗ	75+	100+	3		97	98	-1
МГЗ	100+	125+	2		98	99	-0,5
МГЗ	125+	160	-4		99	100	-3
104	160	159	4		100	101	-3
104	159	158	-12		101	102	-5
104	158	157	5		102	103	1,8
104	157	156	-2		103	106/100	1,2
104	156	155	-0,1				

Абс. невязка по полигону =

Сумма абсол. значений =

Относит. невязка =

4.3.2. Метод вызванной поляризации

Сущность метода вызванной поляризации (ВП)

Метод вызванной поляризации основан на исследовании полей, создаваемых искусственно поляризованными горными породами, Если в земле с помощью каких-либо источников создать электрическое поле, то часть энергии этого поля накапливается в многофазовой среде, каковой являются горные породы и руды. Физически это выражается в электрической поляризации тех сред, в которых действовало поле. В свою очередь, электрическая поляризация представляет собой совокупность физико-химических процессов, происходящих на границах раздела жидкой и твердой фаз в горных породах и рудах. Характер этих процессов зависит прежде всего от типа проводимости контактирующих сред.

На рис. 4.26 изображена рудная залежь, сложенная электроннопроводящими минералами и помещенная в первичное поле питающих электродов А и В. При протекании тока через контакт электронного проводника и электролита, заполняющего поры горных пород, на этом контакте происходят электродные процессы, приводящие к поверхностной поляризации залежи.

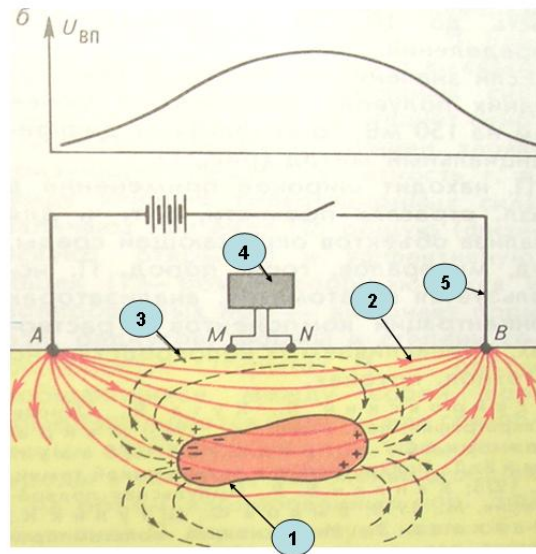


Рис. 4.26. Поверхностная поляризация рудной залежи:
 1 – рудная залежь, силовые линии полей 2 – первичного,
 3 – вторичного, 4 – измерительный прибор, 5 – питающая линия

На той части поверхности, через которую ток входит в залежь (катодная часть), в результате электролиза выделяется водород, а той части из залежи (анодная часть), через которую ток выходит из залежи – кислород и хлор. В результате образуется гальванический элемент с газовыми электродами, создающий в окружающей среде вторичное поле.

Другой причиной поверхностной поляризации может служить изменение заряда двойных электрических слоев, существующих на контакте электронного и ионного проводника, вследствие разряда ионов на обкладках этих слоев при протекании тока в цепи, состоящей из электронного и ионного проводников (явление перенапряжения).

Возможным источником поверхностной поляризации являются окислительно-восстановительные реакции, сопровождающие протекание тока через анодную и катодную стороны залежи.

Роль каждого из отмеченных выше явлений в суммарном процессе поверхностной поляризации в настоящее время изучена недостаточно. Следует полагать, что она существенно зависит от времени воздействия первичного поля на поляризуемый объект, от физико-химической обстановки и других факторов.

Если в поляризующем поле оказывается порода, содержащая рассеянные электронно-проводящие включения, то на поверхности каждого из них происходят процессы, подобные описанным выше, и каждое из включений становится дипольным источником вторичного поля. В этом случае интенсивность поляризации принято характеризовать объемной поляризуемостью среды η . Объемной поляризуемостью обладают также ионно-проводящие осадочные, изверженные и метаморфические породы. Однако в этом случае механизм поляризации несколько отличается от описанного выше.

На контакте жидкой и твердой фаз горной породы вследствие адсорбции ионов какого-либо знака (обычно анионов) образуется двойной электрический слой. Внутренняя его обкладка прочно связана с поверхностью твердой фазы; внешняя же обкладка, имеющая толщину 0,001...0,1 мкм, состоит из двух частей. Первая часть непосредственно примыкает к внутренней обкладке, и ионы в ее пределах обладают лишь тангенциальной подвижностью; вторая часть имеет диффузное строение, и внутри нее ионы находятся в состоянии беспорядочного теплового движения. В целом при отсутствии внешнего электрического поля двойной слой электрически нейтрален. При

наложении внешнего электрического поля двойные пограничные слои деформируются вследствие упругого смещения обкладок слоя под влиянием внешнего поля. При этом электрическое равновесие обкладок двойного слоя нарушается, т. е. сам этот слой становится источником поля, накладывающегося на первичное поле.

Особенности в поведении поляризуемости горных пород и руд, зависимость этого параметра от различных геологических факторов детально рассматриваются в петрофизике. Здесь отметим лишь то, что поляризуемость ионно-проводящих пород редко превышает 2...3 % и обычно хорошо выдерживаются в пределах исследуемой площади. Поляризуемость пород, содержащих электронно-проводящие включения, существенно больше и достигает нескольких десятков процентов. Эти особенности в поведении параметра η важны, потому что они определяют геологические задачи, для решения которых применяется метод ВП.

Применяются два основных способа изучения явления вызванной поляризации как в полевых, так и лабораторных условиях. Один из них основан на исследовании нестационарных, а второй – гармонически меняющихся электрических полей в присутствии поляризующих тел.

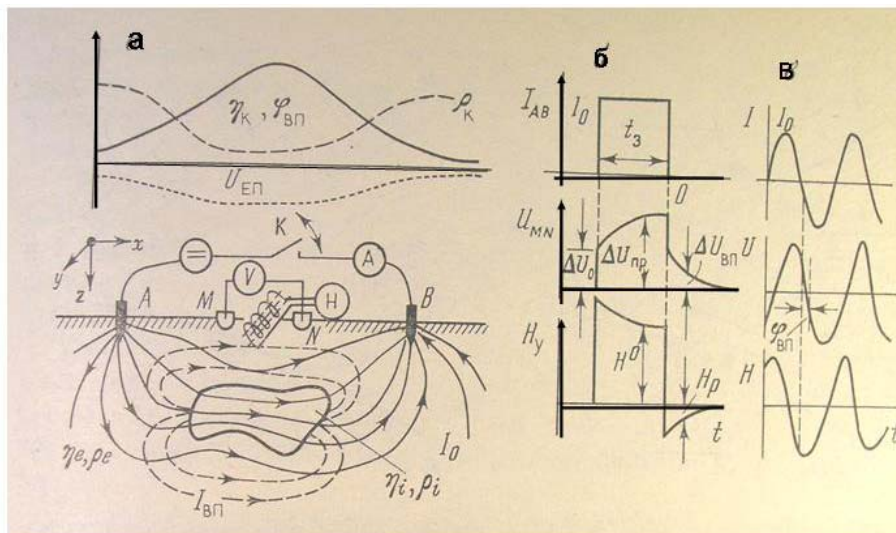


Рис. 4.27. Установки для изучения вызванной поляризации (а) электронно проводящего рудного тела при нестационарном поле (б) и при гармоническом поле (в)

При измерении в нестационарном поле поляризация геологического разреза осуществляется постоянным полем, а нестационарное поле поляризованных объектов измеряется после выключения тока в питающей линии. Установка для изучения вызванной поляризации в нестационарных полях изображена на рис. 4.27, а.

Первичное поле создается с помощью двух электродов А и В, питаемых от какого-либо источника постоянного тока. Выключатель К в цепи питания позволяет выключить в некоторый момент времени ток, т. е. сделать равным нулю первичное поле. Сила тока, питающего электроды, измеряется амперметром А.

Для измерения нестационарного электрического поля в земле используют неполяризующиеся приемные электроды М и N, соединенные с каким-либо измерительным прибором V, позволяющим измерять или осциллографировать нестационарное электрическое поле, остающееся в земле после выключения тока в цепи питающих электродов, а также поле, существующее в земле во время пропускания поляризующего тока.

Основным параметром, определяемым в процессе полевых работ, является кажущаяся поляризуемость η_k , вычисляемая по результатам измерений.

$$\eta_k = \frac{\Delta U(t)_{ВП}}{\Delta U_{\rho_k}} \cdot 100\%; \quad (4.25)$$

здесь $\Delta U(t)_{ВП}$ – остаточная разность потенциалов между электродами М и N, измеренная в некоторый момент времени t после выключения тока в питающем контуре; ΔU_{ρ_k} – разность потенциалов между теми же электродами при установившемся режиме протекания тока в цепи АВ (рис. 4.27, б).

Как это следует из теоретических выражений для потенциалов поляризованных тел (Ю.В. Якубовский, 1980), в однородной по поляризации среде η_k совпадает с истинным значением этого параметра η .

В неоднородных средах параметр η_k сложно зависит от объемной и поверхностной поляризации рудных залежей и других геологических образований, участвующих в строении исследуемой площади, а также от удельного сопротивления этих образований. Так же, как и ρ_k , параметр η_k не следует понимать как параметр, усредняющий истинную поляризуемость сред, слагающих геоэлектрический разрез.

Поляризация горных пород и руд является процессом, изменяющимся во времени и, в частности, исчезающим после выключения тока в питающем контуре. Характер этой временной зависимости не может считаться в настоящее время окончательно установленным. В литературе приводятся различные, главным образом эмпирически установленные, временные зависимости для η и, соответственно, для η_k (В.А. Комаров, 1980). В частности, простейшей из таких зависимостей является экспоненциальная:

$$\Delta U(t)_{ВП} = \Delta U(0)_{ВП} \cdot e^{-\lambda t}, \quad (4.26)$$

где $\Delta U(0)_{ВП}$ – разность потенциалов между измерительными электродами в момент исчезновения первичного поля $\Delta U(t)_{ВП}$ – та же разность потенциалов в момент времени t после исчезновения первичного поля λ – постоянная спада поля.

Иногда приводятся зависимости гиперболического вида:

$$\Delta U(t)_{ВП} = \frac{\Delta U(0)_{ВП}}{1 + \beta t}, \quad (4.27)$$

где β – постоянная спада поля.

Приведенные выше зависимости для ограниченного интервала времени достаточно удовлетворительно аппроксимируют закон спада вызванной поляризации. Общий закон спада, видимо, должен быть значительно сложнее в соответствии со сложностью самого явления вызванной поляризации.

Из приведенных зависимостей следует, что при полевых исследованиях методом ВП информацию о характере геоэлектрического разреза можно получить, определив мгновенное значение η_k для выбранного момента времени или изучив зависимость этого параметра от времени.

Способ измерения вызванной поляризации в гармонически меняющемся поле основан на изучении зависимости кажущегося сопротивления ρ_k , измеряемого в гармонически меняющемся поле, от частоты этого поля ω (рис. 4.27, в). Переменное гармонически меняющееся поле создается заземлениями А и В, питающимися от генератора. Электрическое поле этих заземлений измеряется измерителем V.

Поле, создаваемое деформированными двойными пограничными слоями, как и любое нестационарное поле в линейной системе, может быть описано интегралом или рядом Фурье, т. е. его переходная характеристика может быть трансформирована в частотно-фазовую и частотно-амплитудную. Формально такой переход осуществляют путем замены сложных процессов, происходящих в двойных слоях при поляризации двухфазной среды внешним полем, процессами зарядки и разрядки конденсаторов, обкладки которых совпадают с обкладками двойных слоев. При этом влияние вызванной поляризации на характер суммарного поля в поляризующихся средах учитывают путем формальной замены их сопротивления ρ на частотно зависящий параметр ρ^* , названный *комплексным сопротивлением среды*. Этот параметр однозначно связан с временной характеристикой η в нестационарном поле. В частности, если принять, что спад вызванной поляризации происходит по экспоненте, т. е. в соответствии с выражением (4.26), то

$$\rho^* = \rho_0 \left(1 + \frac{\eta}{1 + i\omega\lambda} \right). \quad (4.28)$$

Более сложной является зависимость следующего вида:

$$|\rho^*| = \rho_\infty + \frac{\rho_0 - \rho_\infty}{2} \left[1 + th\left(\lambda \lg \frac{\omega}{\omega_0}\right) \right]. \quad (4.29)$$

Здесь индексы у ρ соответствуют частоте поля; ρ^* – сопротивление на частоте ω ; ω_0 – частота, на которой на сопротивление ρ_0 поляризация оказывает максимальное влияние; ω_∞ – частота, на которой поляризация практически не сказывается на сопротивлении ρ_∞ ; λ – коэффициент, определяющий степень зависимости ρ^* от ω .

Частотная характеристика модуля комплексного сопротивления представляет собой монотонно спадающую кривую. При $\omega=0$ комплексное сопротивление максимально, так как при этом поле в поляризованной среде складывается из первичного (поляризующего) поля и полного поля вызванной поляризации. При $\omega = \infty$ эффект вызванной поляризации практически не проявляется, т. е. поле равно первичному.

Фаза комплексной проводимости равна нулю при $\omega = 0$ и $\omega = \infty$ и имеет максимальное значение при некоторой промежуточной частоте.

При изучении вызванной поляризации в гармонически меняющихся полях о величине поляризуемости среды судят либо по зависимости амплитуды кажущегося сопротивления от частоты (метод частотной дисперсии), либо по величине фазового сдвига между током в питающей линии и разностью потенциалов между измерительными электродами.

При частотно-амплитудных измерениях в качестве информационного параметра выбирают различные величины, зависящие от поляризуемости разреза:

1) частотно-поляризационный эффект

$$f_c = \frac{|\rho_{\omega_1}| - |\rho_{\omega_2}|}{|\rho_{\omega_2}|} \quad (4.30)$$

или близкий по смыслу параметр

$$m = \frac{|\rho_{\omega_1}| - |\rho_{\omega_2}|}{|\rho_{\omega_1}|}. \quad (4.31)$$

Здесь ω_1 – частота, достаточно низкая для того, чтобы модуль $|\rho_\omega|$ был близок к предельному (практически эта частота колеблется от сотых до десятых долей герца); ω_2 – частота, достаточно высокая для того, чтобы на ней влияние вызванной поляризации было незначительным (эта частота колеблется от десятков до сотен герц).

По физическому смыслу параметры f_c и m близки к η_k .

Иногда поляризуемость характеризуется изменением кажущегося сопротивления при изменении частоты на порядок:

$$\frac{|\rho_{\omega_1}| - |\rho_{\omega_2}|}{\sqrt{|\rho_{\omega_1}| - |\rho_{\omega_2}|}}; \omega_2 = 10\omega_1. \quad (4.32)$$

При детальном исследовании, проводимых с целью изучения геологической природы аномальных зон и характера минерализации, рекомендуется выполнять измерения амплитуд и фаз поля в достаточно широком диапазоне частот и их результаты представлять в виде амплитудно-частотных и фазово-частотных характеристик.

Осложняющим обстоятельством при измерении ВП в гармонически меняющихся полях является влияние индукционных эффектов, обуславливающих зависимость амплитуды и фазы поляризуемого поля от частоты. Совместное влияние на измеряемые параметры двух различных по физическому характеру процессов – вызванной поляризации и индукции существенно усложняет интерпретацию результатов полевых работ, чем объясняется стремление к разработке методических приемов, позволяющих разделить эти поля. Такие приемы заключаются в следующем.

1. Применение установок, в которых индукционные эффекты отсутствуют либо минимальны. К таким установкам относятся, например, ортогональные дипольные установки или установки, в которых источником поля служит заземленная полупетля, а поле измеряется вдоль прямой, замыкающей полупетлю.

2. Измерение поля с установками и на частотах, в пределах которых влияние индукционных эффектов не превышает некоторой наперед заданной величины, определяемой допустимой погрешностью измерения поля ВП.

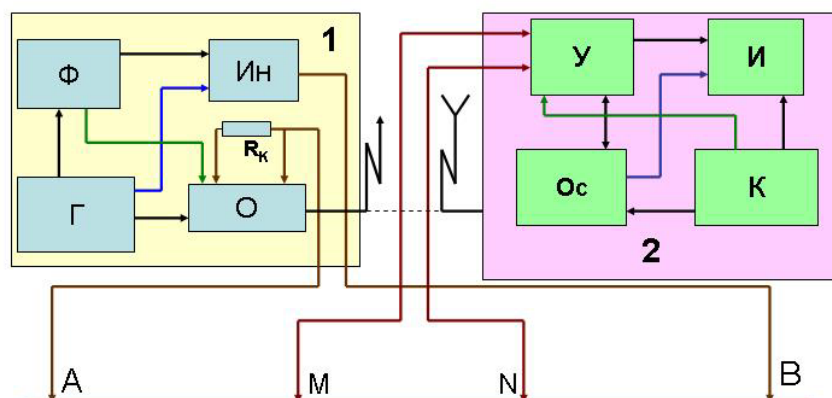
3. Измерение поля с установками таких размеров и на таких частотах, в пределах которых влияние индукции на поле линейно зависит от частоты. В этом случае, проводя измерения поля на двух или трех частотах, можно в процессе обработки выделить из наблюдаемого поля его линейную часть, связанную с индукцией. Этот способ предпочтителен при глубинных исследованиях, требующих применения больших установок.

Аппаратура, предназначенная для измерения ВП в гармонических полях, должна обеспечивать возможность возбуждения в земле переменного электрического поля в диапазоне частоты, 10^{-2} – 10^2 Гц и измерение амплитуды или фазы этого поля с погрешностью, не превышающей 0,05 % по амплитуде и 1° по фазе. Необходимость столь высокой точности измерений вытекает из того, что поле ВП измеряется на фоне первичного (поляризуемого) поля и осложнено влиянием индукции.

Обобщенная схема аппаратуры для измерения ВП в гармонически меняющихся полях изображена на рис. 4.28.

Генераторная группа аппаратуры включает в себя стабилизированный источник постоянного тока G (аккумуляторы, бензоэлектрические агрегаты, генераторные группы универсальных электроразведочных станций). Инвертор $Ин$ коммутирует постоянное напряжение источника тока в сигнал, содержащий в своем составе две, три (или более) частоты в диапазоне 10^{-2} – 10^2 Гц. Управляет инвертором формирователь спектра Φ , основой которого являются кварцевый генератор сравнительно высокой частоты и многоступенчатый делитель частоты. Напряжение с заданным спектральным составом подает-

ся в питающую линию AB . Падение напряжения на эталонированном сопротивлении R_K используется в блоке O как мера силы тока, а также для формирования опорного сигнала, передаваемого по радиоканалу или проводам в измерительную часть аппаратуры.



1 – Генераторная группа **2** – Измерительное устройство

Рис. 4.28. Обобщенная блок-схема аппаратуры для измерения ВП в гармонически меняющихся полях (по В.П. Мельникову, Б.И. Геннадиннику и др.)

В измерительном устройстве измеряемый сигнал усиливается избирательным усилителем $У$; затем фазу и амплитуду (или только амплитуду) его измеряют с помощью амплитудно-фазового измерителя $И$. Имеются измерители, измеряющие амплитуду и фазу сигнала на любой частоте рабочего диапазона аппаратуры, а также измерители, осуществляющие аппаратурную обработку сигнала на двух частотах с целью непосредственного измерения указанных выше информационных параметров – частотно-поляризационного эффекта, m и др.

Помимо измерителя, в приемном устройстве имеется блок $К$ калибратора и опорного сигнала $Ос$, а также источника питания аппаратуры.

Аппаратура для двухчастотных, сравнительно неглубинных поисков выполняется в виде переносных комплектов; аппаратура для глубинных исследований с измерением фаз представляет собой электроразведочные станции, смонтированные на автомобилях повышенной проходимости.

В последнее время разработана еще одна модификация метода ВП – нелинейная вызванная поляризация (НВП), основанная на различии поляризационных процессов в анодной и катодной областях электронного проводника. Это различие, в свою очередь, связано с различием химических процессов, формирующих двойные электрические слои в анодной и катодной областях. Существенным является то, что для ионно-проводящих пород и пород, содержащих рассеянный графит, указанное различие не отмечается.

При измерении ВП в импульсных полях различие в характере поляризуемости в анодной и катодной областях может быть выявлено при изменении полярности тока в источнике поля. При измерении ВП в гармонических полях этот эффект приводит к нелинейности поля, т. е. к эффекту детектирования.

Методика полевых работ

Полевые работы методом ВП выполняют теми же установками, что и работы методом сопротивлений. Наиболее широко применяются установки для съемки срединных градиентов, комбинированного профилирования, а также для зондирования методом ВП– симметричные установки.

При площадных съемках методом ВП основной установкой является установка для съемки срединных градиентов. Это объясняется характерной для установки сравнительно малой затратой времени на устройство заземлений питающей линии (что особенно важно из-за необходимости использования поляризующих токов большой силы), а также простотой получаемых результатов.

Комбинированное профилирование методом ВП применяют при детальном исследовании с целью поисков пластообразных крутопадающих объектов.

Зондирование методом ВП (ВЭЗ-ВП) используют при изучении разрезов с полого залегающими границами раздела сред с различной поляризуемостью. Эту модификацию полевых исследований применяют, в частности, при поисках пластовых рудных залежей, изучении слоистых песчано-глинистых разрезов и т. п.

Выбор разносов питающих электродов в применяемых для измерения установках определяется характером геологических задач и главным образом требуемой глубиной исследований. При съемке срединных градиентов поля вызванной поляризации рекомендуется, чтобы разнос питающих электродов превышал глубину залегания искомого объекта не менее чем в 5–10 раз. При комбинированном профилировании разнос AB лучше всего выбирать по результатам опытных работ на участках с хорошо изученным геологическим разрезом. Не рекомендуется работать с разносами, которые были бы меньше 1,5...2-кратной глубины залегания искомого объекта. Разносы приемных электродов следует брать близкими к величине горизонтальной мощности изучаемых объектов.

При выполнении ВЭЗ-ВП последовательность разносов питающих и приемных электродов принимают такой же, как и при зондированиях методом сопротивлений. Независимо от типа применяемых установок в процессе полевых работ по результатам измерений определяют два параметра: ρ_k и η_k .

Требования к аппаратуре и оборудованию, необходимым для полевых измерений вызванной поляризации, определяются главным образом тем, что измеряемая разность потенциалов $\Delta U_{ВП}$ обычно очень мала и непостоянна во времени. Заземления M и N измерительной линии изготавливают из неполяризующихся электродов (см. метод естественного поля). Специальные исследования показали, что если через два неполяризующихся электрода пропускать электрический ток, то они поляризуются, причем при силе тока, не превышающей первые десятки мкА; ЭДС вызванной поляризации электродов растет пропорционально силе тока. При предельной вызванной поляризации измерительных электродов 0,1 мВ сила тока в измерительной линии не должна превышать 1 мкА. При этих условиях входное сопротивление измерительного прибора должно быть не меньше 1 МОм.

Время, на котором должна измеряться разность потенциалов, зависит от характера решаемых геологических задач. При поисках неглубоко расположенных рудных залежей, залегающих в высокоомных породах, целесообразно измерять $\Delta U_{ВП}$ через единицы и десятки миллисекунд после выключения тока в питающей линии. При поисках глубоко расположенных рудных залежей, особенно в тех случаях, когда они залегают в хорошо проводящих породах или перекрыты хорошо проводящими покровными отложениями, измерение ранних стадий спада ВП затруднено тем, что на малых временах на поле, связанное с процессами поляризации, накладываются индукционные эффекты. В этом случае времена измерения находятся в пределах от десятых долей до единиц секунд.

Чувствительность измерительного прибора определяется уровнем полей-помех.

Источник поляризующего тока должен обеспечивать величину $\Delta U_{ВП}$, примерно на порядок превышающую уровень полей-помех $\Delta U_{пом}$, т. е. $\Delta U_{ВП} \approx 10 \Delta U_{пом}$.

Учитывая, что

$$\Delta U_{ВП} = \eta_k \Delta U \rho_k, \quad (4.33)$$

а

$$\Delta U \rho_k = \frac{I \rho_k}{K}, \quad (4.34)$$

где K – коэффициент установки, применяемой для измерения η_k , можно получить следующее выражение для силы тока, обеспечивающего уверенное измерение $\Delta U_{ВП}$:

$$I \geq \frac{10U_{ном} K}{\rho_k \eta_k}. \quad (4.35)$$

Пользуясь этим выражением, нетрудно убедиться в том, что в районах с мощной и хорошо проводящей толщей покровных отложений необходим поляризующий ток, измеряемый десятками ампер. Обеспечить такой ток можно, используя мощные генераторные группы и заземления A и B , изготовленные из большого числа электродов.

Временной режим измерений $\Delta U_{ВП}$ определяется длительностью времени пропускания поляризующего тока (время зарядки) и временем, прошедшим между окончанием токового импульса в цепи $A B$ и моментом измерения $\Delta U_{ВП}$ (время задержки).

Экспериментально установлено, что с увеличением времени зарядки $\Delta U_{ВП}$ возрастает, причем этот рост происходит наиболее быстро в течение первых минут; затем он замедляется и по истечении нескольких часов $\Delta U_{ВП}$ асимптотически приближается к своей предельной величине. На практике при измерении $\Delta U_{ВП}$ в режиме единичной зарядки время зарядки ограничивают 1–3 мин. При периодически-импульсном режиме длительность токовых импульсов варьирует от первых секунд до первых десятков секунд. При выборе времени задержки, на котором измеряется $\Delta U_{ВП}$ приходится учитывать два фактора: чем меньше это время, тем больше $\Delta U_{ВП}$ т. е. меньше влияние полей-помех; установлено также, что вызванная поляризация ионно-проводящих пород спадает быстрее, чем у электронно-проводящих. Таким образом, увеличение времени задержки ведет к относительному снижению уровня аномалий-помех за счет влияния рудовмещающих и покровных отложений. Чаще всего при площадных поисковых съемках время задержки выбирают равным 0,5 с.

Кажущуюся поляризуемость измеряют в режимах однополярных или разнополярных импульсов.

Полевые работы методом ВП включают в себя три основных этапа: 1) опытные работы; 2) площадные съемки; 3) детализационные работы в пределах аномальных зон.

Опытные работы выполняют вдоль профилей, пересекающих типичные рудные тела, участки рудопоявлений и безрудные площади. В процессе этих работ определяют характер аномалий над рудными залежами и иными объектами поисков, интенсивность и постоянство фоновых значений η_k в пределах безрудных площадей, оптимальные размеры установок, необходимое время пропускания поляризующего тока и т. п.

Площадные съемки занимают основной объем работ и проводятся с целью выделения площадей с аномальным значением кажущейся поляризуемости, интересных в поисковом или картировочном отношении.

Детализационные работы выполняют в пределах аномальных площадей, выявленных в процессе площадных работ методом ВП или другими геофизическими мето-

дами. Основные задачи, решаемые при этих работах – уточнение контуров аномальных зон и выявление геологической природы аномалий.

Детализационные работы обычно проводят по сгущенной сети точек наблюдения с более полным исследованием поля вызванной поляризации. В частности, рекомендуется в наиболее интересных, обычно эпицентральных частях аномальной зоны изучать ранние стадии ВП, зависимость η_k от времени и от положения источников первичного поля.

Контроль за качеством полевых наблюдений методом ВП осуществляют путем повторных измерений η_k на всех точках, в которых нарушены общие закономерности в ходе графиков η_k , а также путем систематических контрольных измерений на отдельных профилях. Объем контрольных наблюдений должен быть не менее 5 % от общего объема всех измерений, а в условиях интенсивных помех – до 30...50 %. Средняя относительная погрешность, вычисленная по основным и контрольным измерениям, не должна превышать 5 % для ρ_k и 10 % для ρ_k .

Основными графическими материалами, получаемыми в результате полевых работ, являются графики ρ_k и η_k , а также карты графиков и изолиний этих параметров. Приемы построения этих материалов сходны со способами построения для метода сопротивлений. Результаты ВЭЗ–ВП изображают в виде графиков зависимости ρ_k и ρ_k от полуразносов установки на логарифмических бланках с модулем 6,25 см.

Интерпретация результатов полевых работ методом ВП

Интерпретация результатов полевых наблюдений методом ВП включает в себя следующие основные этапы: разделение фоновой и аномальных частей поля вызванной поляризации, оценка геологической природы аномалий ВП, полуколичественная интерпретация графического материала с целью определения размеров и элементов залегания геологических объектов с повышенной поляризацией, оценка вещественного состава и промышленной ценности этих объектов.

На всех этапах интерпретации в качестве основного информационного параметра используют кажущуюся поляризуемость. Одновременно с этим параметром анализируют кажущееся сопротивление.

Фоновые значения η_k для пород с ионной проводимостью обычно не превышают на времени 0,5 с 2 %. Более высокими значениями фона обычно отмечают изверженные, и метаморфические породы. Для влажных осадочных пород фон η_k обычно не превышает 0,5...1,5 %. При отсутствии рассеянной минерализации и графитизации рудовмещающих пород характерна выдержанность фоновых значений η_k , что благоприятствует выделению аномалий, амплитуда которых близка к фону.

Рассеянная минерализация электронно-проводящими сульфидными минералами и магнетитом может привести к существенному увеличению (иногда до десятков процентов), а также к неравномерности фоновых значений η_k , что весьма затрудняет выделение аномалий, связанных с рудными залежами. К такому же эффекту приводит графитизация рудовмещающих пород.

Существенное преимущество параметра η_k как информационного – слабое влияние на него рельефа дневной поверхности. Последний влияет главным образом на характер аномальных полей от локальных поверхностно и объемно поляризующихся тел. Отмеченное обстоятельство, так же как и равномерность фона, способствует повышению глубинности руднопоисковых работ методом ВП.

Оценка геологической природы аномалий η_k – одна из наиболее трудных задач интерпретации. Как отмечалось выше, при поисках электронно-проводящих массивных и вкрапленных руд в качестве геологических помех выступают аномалии, связанные

с поляризацией ионно-проводящих рудовмещающих пород, их графитизацией и рассеянной непромышленной минерализацией рудными минералами. Амплитудные значения η_k для выбранного времени измерения не являются достаточно информативными при разделении аномалий этого параметра по их геологической природе. Весьма перспективны попытки использовать при интерпретации зависимость η_k (или $\Delta U_{ВП}$) во времени, прошедшем с момента выключения поляризующего тока до момента измерения поля ВП. Аппроксимируя кривые спада поля от времени одним из временных законов, указанных выше, и определяя по полевым кривым постоянные времена, можно по их величине судить о геологической природе аномалий η_k . Так, например, в литературе отмечается, что спад ВП над электронно-проводящими геологическими образованиями происходит медленнее, чем над ионно-проводящими рудовмещающими породами. Отмечается также связь между степенью дисперсности электронно-проводящих включений, их объемной концентрацией и постоянными спада ВП.

При измерении ВП в гармонически меняющихся полях для определения природы поляризующихся объектов можно использовать частотные характеристики поля.

В последнее время делаются попытки использовать для классификационных целей эффект нелинейности поля ВП, связанный с различием поляризационных эффектов в анодной и катодной областях поляризующегося объекта. Следует, однако, иметь в виду, что все указанные приемы распознавания геологической природы источника аномалий η_k находятся в стадии разработки и не могут считаться достаточно надежными. В связи с этим необходимо комплексирование метода ВП с другими методами разведочной геофизики и геохимии. Анализ результатов комплексных работ, использующих различные физические параметры, позволяет со значительно большей степенью достоверности судить о геологической природе аномалий η_k .

Оценку размеров и элементов залегания поляризованных тел осуществляют приемами, разработанными на основе анализа и обобщения результатов решений прямых задач, т. е. графиков η_k над упрощенными моделями реальных разрезов. Из-за сложности геоэлектрических разрезов, изучаемых методом ВП, и из-за ограниченных возможностей физико-математического аппарата, используемого для решения прямых задач, интерпретация обычно носит качественный или оценочный характер. Лишь для горизонтально-слоистых разрезов, где проведены работы методом ВП – ВЭЗ, возможна количественная интерпретация.

Теоретические графики η_k обычно рассчитывают для объемно поляризованных сред. Это связано главным образом с тем, что метод ВП наиболее эффективен при поисках вкрапленных руд и при изучении песчано-глинистых разрезов. В обоих случаях объекты исследования поляризуются объемно.

Применение метода вызванной поляризации

В настоящее время метод ВП применяют главным образом для поисков и разведки месторождений руд, в состав которых входят электронно-проводящие минералы. Это, в первую очередь, полиметаллические, медные и медно-никелевые месторождения, а также месторождения, где электронно-проводящие минералы (пирит, халькопирит, марказит и др.) сопутствуют интересным в промышленном отношении минералам, которые сами либо не обладают электронной проводимостью, либо встречаются в концентрациях, недостаточных для прямого обнаружения их по эффекту вызванной поляризации. Сюда относятся месторождения редких и благородных металлов, иногда месторождения бокситов, сурьмы и др.

Имеется сравнительно небольшой, но положительный опыт использования метода ВП для поисков месторождений магнетита (главным образом скарнового типа). Такое

использование метода основано на присущей некоторым разновидностям магнетита электронной проводимости, а также на наличии в руде рассеянной сульфидной минерализации.

Наиболее интенсивные аномалии вызванной поляризации наблюдаются на месторождениях вкрапленных руд. То обстоятельство, что месторождения вкрапленных руд весьма неблагоприятны для применения других методов электроразведки, определяет ведущую роль метода ВП при поисках вкрапленных руд. Вместе с тем метод ВП используют для поисков массивных руд, особенно в тех случаях, когда они окружены ореолом вкрапленных.

Метод ВП – один из наиболее глубинных электроразведочных методов поисков рудных месторождений, что объясняется сравнительно низким уровнем аномалий-помех, вызванных поляризацией рудовмещающих и покровных отложений. В благоприятных условиях такой уровень не превышает 1...2 %, его вариации – десятых долей процента. Устойчивость фоновых значений η_k в этих условиях позволяет использовать метод ВП для поисков месторождений, аномалии от которых измеряются первыми единицами процентов.

Среди источников аномалий-помех, с которыми чаще всего приходится встречаться при работе методом ВП, наиболее существенными являются графитизированные и углефицированные породы, над которыми аномалии η_k достигают иногда нескольких десятков процентов. К сожалению, графитизация рудовмещающих пород имеет достаточно широкое распространение. В связи с этим проблема выделения рудных аномалий среди аномалий, связанных с графитизированными породами, весьма актуальна.

В некоторых случаях метод ВП используют для решения геологоструктурных задач – картирования зон тектонических нарушений, контактов и других структурных элементов. Основанием для этого является наличие в породах рассеянных сульфидов, графита и магнетита.

Имеется успешный опыт применения метода ВП в инженерной геологии и гидрогеологии для расчленения песчано-глинистого разреза, который может быть дифференцированным по поляризуемости.

Несмотря на то, что этот метод считается типично «рудным», имеется достаточно большой успешный опыт применения метода ВП при нефтегазопроисловых работах. Важность этого вопроса заставляет рассмотреть этот опыт отдельно (см. ниже).

4.4. Электромагнитные и магнитотеллурические методы

4.4.1. Общие принципы электромагнитных зондирований

Под электромагнитными зондированиями понимают способы электроразведки искусственно создаваемыми электромагнитными полями, предназначенные для исследования геоэлектрических разрезов в вертикальном направлении. Источником поля при этом могут служить переменные электрические или магнитные диполи.

Плоская электромагнитная волна характеризуется длиной λ , которая связана с фазовой скоростью V_ϕ и с периодом колебаний $T = 2\pi/\omega = 1/f$ соотношениями:

$$\lambda = V_\phi \cdot T = \omega/af = 2\pi/a, \quad (4.36)$$

где величина a называется фазовым коэффициентом, определяющим скорость распространения некоторой фазовой поверхности волны вдоль вертикальной оси z , т. е. фазовую скорость.

Интенсивность поглощения электромагнитной волны проводящей средой принято характеризовать глубиной проникновения поля или *толщиной скин-слоя* – рас-

стоянием, на котором поле из-за поглощения ослабляется в e раз. Эту величину принято обозначать δ :

$$\delta = \frac{1}{\omega \cdot \left\{ \left[\sqrt{1 + \left(\frac{\gamma}{\omega \cdot \varepsilon} \right)^2} - 1 \right] \cdot \frac{\varepsilon \cdot \mu}{2} \right\}^{1/2}} = \frac{1}{b}, \quad (4.37)$$

где $\omega = 2\pi f$ – круговая частота поля, γ – удельная проводимость среды, ε и μ – соответственно диэлектрическая и магнитная проницаемости среды. Коэффициент b называется коэффициентом поглощения среды. Из выражения (4.37) следует, что b возрастает с ростом частоты поля и проводимости среды γ за счет увеличения потерь энергии волны на нагревание среды.

Наряду с толщиной скин-слоя в электроразведке иногда используют понятие *эффективная глубина проникновения поля* $h_{эф}$, которая определяется следующим образом:

$$h_{эф} = \frac{\delta}{\sqrt{2}}. \quad (4.38)$$

Для реальных параметров горных пород и руд в диапазоне частот, используемых в электроразведке (за исключением радиоволновых методов) $\gamma \gg \omega\varepsilon$, поэтому токи проводимости много больше токов смещения и выражения для толщины скин-слоя δ , фазовой скорости V_ϕ и длины волны λ приобретают вид:

$$\begin{aligned} \delta &= \lambda / 2\pi = \sqrt{2\rho / (\omega \cdot \mu)} \approx 500 \sqrt{\rho / f}, \\ V_\phi &= 10^3 \cdot \sqrt{10 \cdot f \cdot \rho}, \\ \lambda &= 10^3 \cdot \sqrt{10 \cdot \rho / f}. \end{aligned} \quad (4.39)$$

Имеются два способа выполнения электромагнитного зондирования с переменными диполями.

Первый способ заключается в том, что в некоторой фиксированной точке пространства изучают зависимость поля диполя от характера изменения поля во времени. Простейший пример – *частотное зондирование (ЧЗ)*, при котором изучается зависимость электромагнитного поля диполя от его частоты при постоянном расстоянии между дипольным источником поля и точкой наблюдения. Физической основой частотного зондирования является скин-эффект – зависимость глубины проникновения поля в землю от его частоты.

Изменяя частоту тока, питающего электрический или магнитный диполи, можно управлять глубиной проникновения поля и таким образом получать сведения об изменении геоэлектрического разреза в вертикальном направлении. В данном случае изменение частоты приводит к такому же эффекту, как и изменение разноса AB в зондированиях постоянными полями (ВЭЗ или ДЭЗ).

Другим (и в настоящее время более распространенным) вариантом первого способа является *зондирование становлением поля (ЗС)*, при котором изучается поле электрического или магнитного диполя при ступенчатом изменении питающего тока в нем. При этом в проводящих областях геоэлектрического разреза индуцируются вторичные токи, распределенные в первый момент в поверхностных частях разреза и стремящиеся

в соответствии с законом индукции сохранить постоянным первичное поле. Со временем вторичные токи начинают перераспределяться, проникая в глубь разреза, и одновременно затухать вследствие тепловых потерь. Зависимость глубины проникновения вторичного поля от времени в нестационарном поле обуславливает возможность осуществления ЗС на основе изучения зависимости компонент электромагнитного поля от времени, прошедшего с момента выключения тока в источнике первичного поля.

Второй способ электромагнитного зондирования геоэлектрического разреза заключается в исследовании зависимости электромагнитного поля от расстояния между источником поля и точкой наблюдения. Зондирования такого типа принято называть *геометрическими или дистанционными*. Частный случай таких зондирований – зондирования постоянными полями (ВЭЗ, ДЭЗ). Электромагнитное поле в точке наблюдения складывается из первичного поля источника и вторичных полей, создаваемых зарядами, существующими на поверхностях раздела сред с различными удельными сопротивлениями, и вихревыми токами, индуцированными в проводящих областях геоэлектрического разреза. В точках, расположенных близко к источнику, первичное поле, не несущее информации о характере разреза, существенно превышает вторичное, и таким образом глубинность исследования оказывается малой. По мере удаления точки наблюдения от источника возрастает относительная роль вторичного поля и тех источников, которые располагаются на больших глубинах. Соответственно повышается глубинность исследования.

Вместе с ЧЗ этот тип зондирований иногда объединяют в метод зондирования гармоническим электромагнитным полем (ЗГЭМП).

Выбор того или иного способа зондирований определяется решаемой геологической задачей. Первый способ (ЧЗ или ЗС) применяется преимущественно при детальных поисках структур, благоприятных для нефтегазонакопления, особенно в районах с неблагоприятными сейсмогеологическими условиями и при наличии в надпорных отложениях высокоомных экранирующих горизонтов, исключающих возможность применения зондирования постоянными полями.

Реже такие электромагнитные зондирования применяют для решения инженерно-геологических задач, а также для поисков водоносных структур, при изучении структуры рудных полей.

В последних случаях предпочтение обычно отдается дистанционным электромагнитным зондированиям, хотя может использоваться и комбинация этих двух способов (т. е. изменяют как частоту, так и разнос).

Электромагнитные зондирования выгодно отличаются от ВЭЗ и ДЭЗ такими возможностями, как изучение разрезов с высокоомными экранами и бесконтактные измерения. Кроме того, в ЧЗ и ЗС в процессе зондирования не приходится перемещать источник и приемник поля, так как разнос постоянен.

4.4.2. Дистанционные и частотные зондирования

Дистанционные зондирования (ДЗГЭМП) применяют в основном при изучении малых и средних глубин (до 200 м). В процессе зондирования разнос установки L увеличивают в геометрической прогрессии (с коэффициентом 1,25...1,6) от 5 до 500 м. Максимальный разнос L по инструкции должен в 2–5 раз превосходить глубину залегания опорного горизонта.

Верхнюю рабочую частоту f_p выбирают из условия необходимости проведения измерений в ближней зоне источника так, чтобы $L \leq \lambda / 10$.

Исходя из (4.39) это условие запишется в виде:

$$f_p = 10^7 \cdot \frac{\rho}{\lambda^2} \leq 10^5 \frac{\rho}{L^2}. \quad (4.40)$$

Обычно $f_p = 10 \text{ Гц} - 10 \text{ кГц}$.

Дистанционные зондирования могут выполняться с различной аппаратурой, использующей гармонические поля звукового диапазона частот.

Источником поля обычно служит разложенная на поверхности квадратная многовитковая генераторная петля со стороной L до 10 м, подключенная к генератору.

Прием магнитных (H) и электрических (E) компонент поля осуществляется несколькими датчиками, одновременно или поочередно подключаемыми к измерительному устройству. В качестве входных преобразователей магнитного поля (H) используют магнитоиндукционные датчики и, в частности, наземные многовитковые (n витков) квадратные петли со стороной l до 10 м, а электрического поля (E) – обычные заземленные приемные линии MN размером до нескольких десятков метров.

В процессе зондирований на каждом разносе измеряются либо амплитуды компонент магнитного поля H_r, H_ϕ, H_z , либо отношение осей эллипса поляризации магнитного поля (b/a), либо импеданс $|Z| = \frac{E_\phi}{H_z}$. Амплитуду какой-либо j -й составляющей магнитного поля ($j = r, \phi, z$) рассчитывают по измеренной величине ЭДС (ΔU_{MN}) на выходе МИД или приемной петли:

$$|H_j| = \frac{\Delta U_{MN}}{G_f}, \quad (4.41)$$

где G_f – чувствительность МИД (или петли) для рабочей частоты f_p . Поле E находят, нормируя ΔU_{MN} на величину L_{MN} :

$$|E| = \frac{\Delta U_{MN}}{L_{MN}}. \quad (4.42)$$

Найденные значения $H_j, E_\phi, b/a$ позволяют рассчитать кажущееся сопротивление разреза ρ_m для некоторого разнеса установки L и частоты поля f_p :

$$\rho_\omega = \frac{L \cdot |Z|}{4} = \frac{2\pi^2 \cdot 10^{-7} \cdot f_p \cdot L^2}{b/a} = 2\pi^2 \cdot 10^{-7} \cdot f_p \cdot L^2 \frac{|H_z|}{|H_r|}. \quad (4.43)$$

За центр зондирования принято считать место расположения неподвижной генераторной петли. Для изменения разнеса L при зондировании перемещают приемный диполь.

Результаты ДЗГЭМП представляют, подобно ВЭЗ и ДЭЗ, на двойных логарифмических бланках (зависимость ρ_ω от L) и в виде разрезов изоом.

После качественной интерпретации материалов зондирования (карт и разрезов изоом, карт типов кривых и т. п.) выполняется их количественное истолкование с помощью палеток, программ подбора на ЭВМ и корреляционных зависимостей, полученных на участках с известным геологическим строением.

Для контроля за качеством зондирований и правильностью выбора условий регистрации кривых ρ_ω измерения могут дублироваться путем наблюдений на одной-двух дополнительных частотах, отличающихся от основной рабочей частоты в 1,5–2 раза. Это позволяет повысить достоверность работ, а сами зондирования при этом становятся по существу комбинированными, в которых меняют как L , так и f_p .

Частотные зондирования отличаются от дистанционных тем, что разнос (L) установки остается постоянным при изменении частоты поля f в широком диапазоне (от 10^{-2} до $10^2 \dots 10^4$ Гц).

Помимо уже рассмотренных установок, в ЧЗ в качестве источника поля часто используется электрический диполь (рис. 4.29). Приемный диполь, параллельный генераторному, или приемная петля (рис. 4.29, а) обычно располагается вблизи экваториальной области такого источника поля ($\varphi \approx 90 \pm 20^\circ$). При одном положении генераторной установки в разные от нее стороны могут располагаться несколько приемных диполей, т. е. одновременно можно выполнять несколько зондирований. За точку (центр) зондирования принимается середина разноса установки L . Иногда применяют и осевую установку ЧЗ (рис. 4.29, б), где $\varphi \approx 0$.

При глубинных поисках нефтегазоносных структур опорные геоэлектрические горизонты обычно залегают на глубине 2...3 км. В этом случае расстояние между питающими диполями и точками измерения поля достигает 10...20 км. Глубинные частотные зондирования обычно выполняют в поле электрического диполя с дипольно-экваториальными установками.

Диапазон частот определяется главным образом требуемой глубиной исследования. Из теории частотного зондирования (Ю.В. Якубовский, И.В. Ренард, 1991) следует, что оптимальный разнос L должен приблизительно в 5 раз превышать необходимую глубину исследования ($L > 5h$), а верхняя рабочая частота f_B связана со средним сопротивлением ρ_{cp} надпорной толщи и ее мощностью H (в км) соотношением:

$$f_B = \rho_{cp} / H^2 \quad (4.44)$$

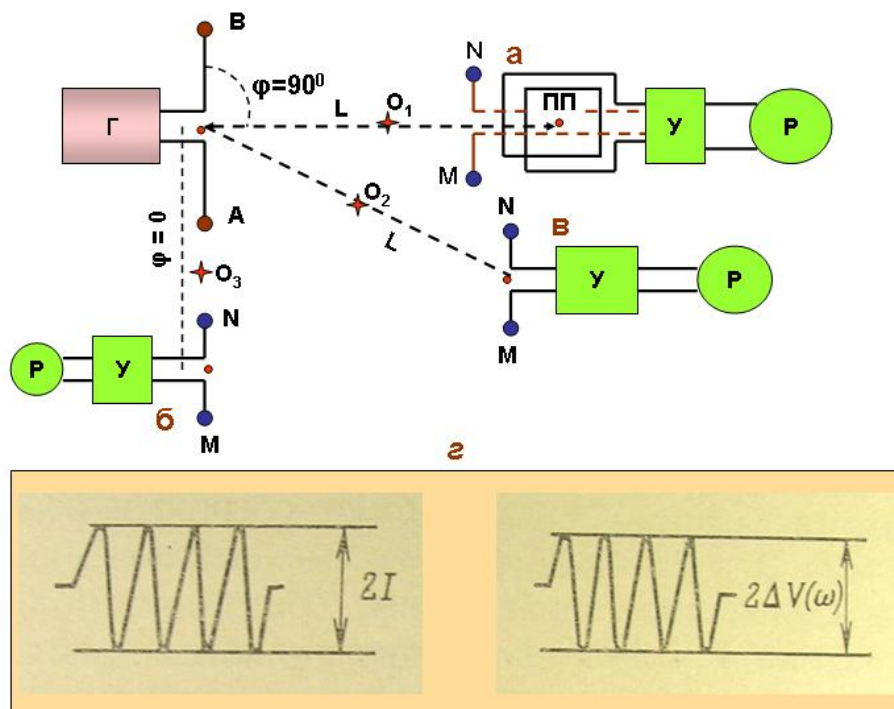


Рис. 4.29. Установки, применяемые в методе частотного зондирования:
 а – экваториальная ($\varphi = 90^\circ$), б – осевая ($\varphi = 0^\circ$),
 в – азимутальная, г – форма импульса тока и регистрируемого сигнала.
 Обозначения: Г – генератор, ПП – приемная петля, У – усилитель,
 Р – регистратор, O_1, O_2, O_3 – центры (точки записи) установок

При глубинных структурных исследованиях, связанных с поисками нефтегазовых структур, частоты изменяют 0,01 до 100 Гц. Для изучения верхней части разреза (в пределах первых сотен метров) диапазон частот сдвигают в сторону высоких частот (10 Гц – 10 кГц)

Нижняя рабочая частота (f_n) обычно берется на 2–3 порядка меньше f_v . Шаг изменения частоты при ЧЗ составляет 1,3...2.

В процессе ЧЗ на каждой частоте измеряют либо компоненту электрического поля E_x , параллельную оси питающего диполя, либо вертикальную компоненту магнитного поля H_z . Технически легче измерять E_x , особенно на нижних частотах рабочего диапазона. Поэтому при отсутствии в разрезе высокоомных (экранирующих) горизонтов, залегающих выше опорного горизонта, измеряют только E_x . При наличии экранирующих горизонтов необходимо измерять H_z , поскольку высокоомный пласт не препятствует распространению магнитного поля на глубину.

Работы методом ЧЗ выполняют с помощью электроразведочных станций, смонтированных на автомобилях повышенной проходимости.

По результатам измерений определяют кажущееся удельное сопротивление

$$|\rho_\omega| = K \frac{\Delta U}{J}, \quad (4.45)$$

и фазу $\Phi_\omega = \Phi_{\text{раб}} - \Phi_{\text{оп}}$, где ΔU – ЭДС в датчике электрического и магнитного полей при частоте поля ω (мкВ), J – сила тока в питающем диполе (А), $\Phi_{\text{раб}}$ – фаза ЭДС в датчике, $\Phi_{\text{оп}}$ – фаза опорного сигнала, K – коэффициент установки, рассчитываемый по формулам:

$$K_E = \frac{2\pi \cdot 10^{-6}}{r_{AB} \cdot r_{MN} \cdot (3 \cdot \cos^2 \varphi - 2)} \quad (4.46)$$

$$K_H = \frac{2\pi \cdot L^4 \cdot 10^6}{3 \cdot r_{AB} \cdot a \cdot n \cdot \sin \varphi}$$

В формулах (4.46) n – число витков в петле, a – площадь петли, m^2 , L – расстояние между центрами диполей, м, r_{AB} и r_{MN} – размеры диполей, м, угол φ пояснен на рис. 4.29.

По данным полевых наблюдений строят графики кажущегося сопротивления на билогарифмическом бланке (как в методе ВЭЗ) с модулем 6,25. По оси ординат откладывают $I_g(\rho_\omega)$ или фазу Φ_ω , по оси абсцисс – логарифм \sqrt{T} . Эти графики являются основным материалом, по которому выполняют интерпретацию результатов полевых наблюдений.

Интерпретация результатов ЧЗ может носить качественный и количественный характер.

Приемы качественной интерпретации сходны с таковыми для зондирований постоянными полями с той разницей, что роль разносов играет частота поля.

Количественная интерпретация может быть палеточной или беспалеточной.

Расчеты теоретических кривых ЧЗ весьма сложны вследствие зависимости поля от разносов. Пользоваться при интерпретации весьма большим числом таких кривых неудобно.

Расчеты упрощаются и число кривых ограничивается, если рассматривать предельные асимптотические случаи, отвечающие следующим условиям.

1. Поле исследуется либо в волновой (дальней) зоне, т. е. на расстояниях, существенно превышающих длину волны в породах, либо в индукционной (ближней) зоне, т. е. на расстояниях, которые значительно меньше длины волны.

2. Опорный электрический горизонт обладает бесконечно высоким сопротивлением. Последнее весьма характерно для опорных горизонтов, используемых при поисках структур, благоприятных для скопления нефти и газа.

Интерпретацию полевых графиков ЧЗ с использованием палеток теоретических кривых проводят приемами, сходными с теми, которые применяют при интерпретации ВЭЗ.

Для разрезов типов Н и А справедлив принцип эквивалентности по S_2 , однако пределы, в которых он справедлив, несколько уже, чем для зондирований в постоянных полях.

Для разрезов типов Ки Q справедлив принцип эквивалентности по h_2 , т. е. форма кривых этого типа для достаточно больших значений ρ_2 зависит только от h_2 . Это обстоятельство, очевидно, облегчает интерпретацию кривых типов К и Q, так как при их интерпретации предварительное знание ρ_2 не является обязательным.

Для разрезов с бесконечно высоким сопротивлением опорного горизонта по кривым ЧЗ обычно определяют S надпорной толщи.

Для этого правую прямолинейную асимптоту кривой ЧЗ продолжают до пересечения с единичной осью бланка ($\rho_\omega = 1$ Ом-м). Величину S при этом определяют из соотношения

$$S = 503\sqrt{T_s}, \quad (4.47)$$

где $\sqrt{T_s}$ – абсцисса точки пересечения.

4.4.3. Магнитотеллурическое зондирование

Общие сведения о магнитотеллурическом поле Земли. Под магнитотеллурическим полем (МТ-поле) понимают переменную составляющую естественного электромагнитного поля Земли. Происхождение магнитотеллурического поля связывается с космическими и ионосферными процессами.

Переменные магнитные поля, связанные с токами в ионосфере и с деформацией магнитного поля Земли, индуцируют в Земле переменное электрическое поле, а поскольку горные породы обладают конечным сопротивлением, в Земле возбуждаются электрические токи (так называемые теллурические токи).

Многолетние наблюдения МТ-поля, выполняемые главным образом в обсерваториях, позволили выделить в этом поле колебания различного типа.

Пульсации относятся к классу короткопериодных колебаний МТ-поля (КПК). Их частотный спектр носит случайный характер и укладывается в диапазоне частот 10^{-2} –10 Гц с максимумом периода в интервале 10...60 с. Интенсивность (амплитуда) КПК для магнитного поля в средних широтах достигает нескольких нанотесл; для электрического поля – нескольких милливольт на километр.

Среди КПК выделяют устойчивые пульсации P_c , представляющие совокупность квазисинусоидальных вариаций, непрерывно следующих друг за другом (рис. 4.30, а), и иррегулярные пульсации P , проявляющиеся цугами (пачками) колебаний, разделенными во времени периодами относительно спокойного поля (рис. 4.30, б).

Бухтообразные возмущения DP -вариации) характерны единичными проявлениями, схожими по форме магнитограмм с береговыми очертаниями бухт (рис. 4.30, в). Их период – первые десятки – первые сотни минут. В высоких широтах амплитуды DP -вариаций достигают сотен нанотесл; в средних широтах – десятков нанотесл.

Мировые магнитные бури – вариации глобального характера с интенсивностью многие сотни нанотесл. Их причиной являются хромосферные вспышки на Солнце и сопутствующие им мощные потоки заряженных частиц, внедряющихся в приземное пространство.

Для разведочной геофизики наибольший интерес представляют вариации типа КПК, а при глубинных исследованиях также и DP -вариации.

В спектре переменного естественного электромагнитного поля Земли выделяется диапазон звуковых частот. Вариации поля в этом диапазоне связаны с грозовой деятельностью в атмосфере Земли и представляют собой совокупность импульсов (атмо-

сфериков), каждый из которых является цугом квазисинусоидальных колебаний. Головные из них следуют с частотой около нескольких килогерц, а последующие (хвост атмосфериков) с значительно меньшей частотой. Интенсивность атмосфериков возрастает в послеполуденное время. Летом она в несколько раз выше, чем зимой.

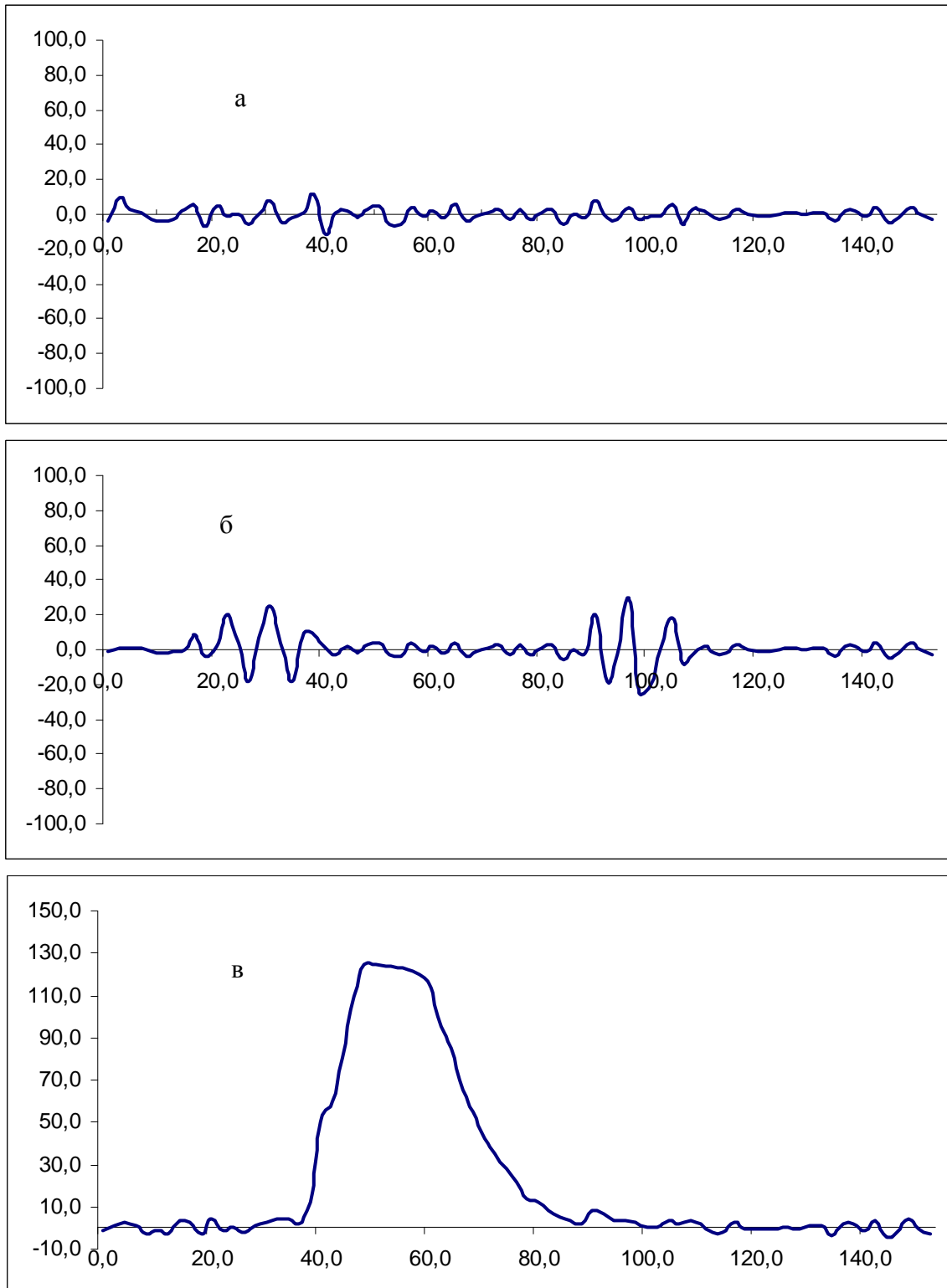


Рис. 4.30. Типы вариаций магнитотеллурического поля:
 а – устойчивые; б – нерегулярные; в – бухтообразные

В каждой точке поверхности земли векторы \vec{E} и \vec{H} магнитотеллурического поля изменяются со временем не только по величине, но и по направлению.

Проекции концов векторов \vec{E} и \vec{H} на плоскость XOY в разные моменты времени называются годографами. Годографы векторов \vec{E} и \vec{H} представляя собой сложные фигуры – изомерные (нелинейная поляризация) либо сильно вытянутые в каком-либо направлении (квазилинейная поляризация). На рис. 4.31 приведены годографы обоих типов.

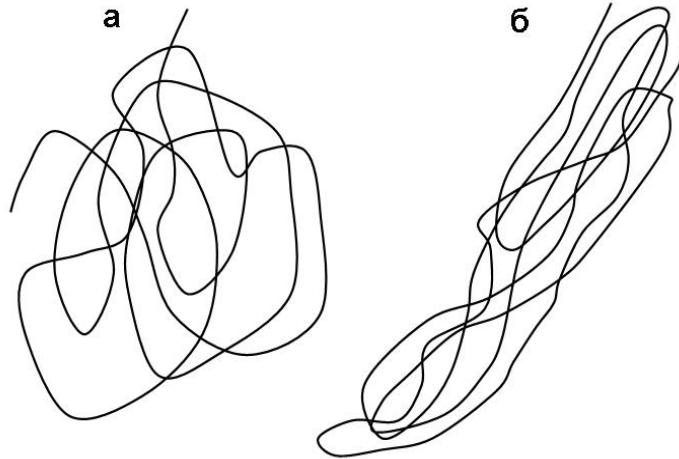


Рис. 4.31. Годографы векторов E и H магнитотеллурического поля при нелинейной (а) и квазилинейной (б) поляризации

Удаленность источников магнитотеллурического поля от поверхности Земли позволяет считать это поле практически однородным в пределах площадей, линейные размеры которых не превышают нескольких десятков километров.

Пусть на поверхность однородного полупространства под углом e к ней падает плоская электромагнитная волна и, преломляясь, уходит в землю под углом d . Углы падения и преломления связаны между собой соотношением

$$\frac{\sin e}{\sin d} = \frac{k_2}{k_1}, \quad (4.48)$$

где k_1 и k_2 – волновые числа для воздуха и горной породы.

Волновое число среды зависит от круговой частоты поля ($\omega = 2\pi f$), магнитной проницаемости μ , проводимости γ и диэлектрической проницаемости ϵ среды:

$$k = \sqrt{i\gamma\mu\omega + \epsilon\mu\omega^2} \quad (4.49)$$

При достаточно низких частотах поля $k_1 = 0$. Отсюда следует, что $\sin d \approx 0$, т. е. $d \approx 0$.

Таким образом, внутри геоэлектрического разреза плоская электромагнитная волна распространяется в вертикальном направлении. В неоднородных средах характер электромагнитного поля существенно зависит от параметров геоэлектрического разреза, что и обуславливает возможность извлечения из этого поля геологической информации.

В связи с тем, что методы магнитотеллурического поля применяются преимущественно для изучения слоистых разрезов, основной в теории этих методов является задача о поле плоской электромагнитной волны, распространяющейся вертикально в слоистой среде с горизонтальными поверхностями раздела.

В качестве основной характеристики плоской электромагнитной волны и степени воздействия на нее проводящей среды обычно пользуются отношением двух взаимно перпендикулярных компонент поля (например E_x к H_y), которое называется *импедансом* ($Z = E_x/H_y$):

$$Z = \frac{E_x}{H_y} = \sqrt{\frac{\omega\mu}{\varepsilon\omega + i\gamma}}. \quad (4.50)$$

Магнитотеллурическое зондирование. Процесс магнитотеллурического зондирования заключается в изучении зависимости входного импеданса, измеряемого на поверхности Земли, от частоты магнитотеллурического поля.

Магнитотеллурическое зондирование представляет собой одну из модификаций частотного зондирования, основанную на изучении вариаций естественного электромагнитного поля Земли в широком диапазоне периодов. Сущность МТЗ заключается в одновременной регистрации компонент магнитотеллурического поля E_x , E_y , H_x , H_y и H_z на поверхности Земли и последующем спектральном анализе результатов измерений.

Данная модификация относится к типу индукционных зондирований основанных на использовании скин-эффекта. Глубина проникновения электрического тока зависит от периода вариаций. Компоненты поля, выделенные в диапазоне малых периодов (при относительно высокой частоте поля), несут информацию о верхней части разреза, а компоненты поля, найденные по длиннопериодным вариациям, – о глубоких горизонтах. Путем анализа поведения гармонических составляющих магнитотеллурического поля в широком диапазоне периодов можно составить представление об изменении электропроводности горных пород по вертикали, выделить в разрезе толщи пород, обладающие низким или высоким удельным сопротивлением, и определить глубину залегания опорных горизонтов.

Измерения выполняют установкой, расположенной на поверхности земли. Она состоит из двух взаимно перпендикулярных датчиков электрического поля – приемных линий M_1N_1 , M_2N_2 , в которых используются обычные неполяризующиеся электроды (как в методе ЕП) и трех магнитометров-вариометров H_x , H_y , H_z . Размещение датчиков поля показано на рис. 4.32. Длина приемных линий обычно составляет 200...500 м.

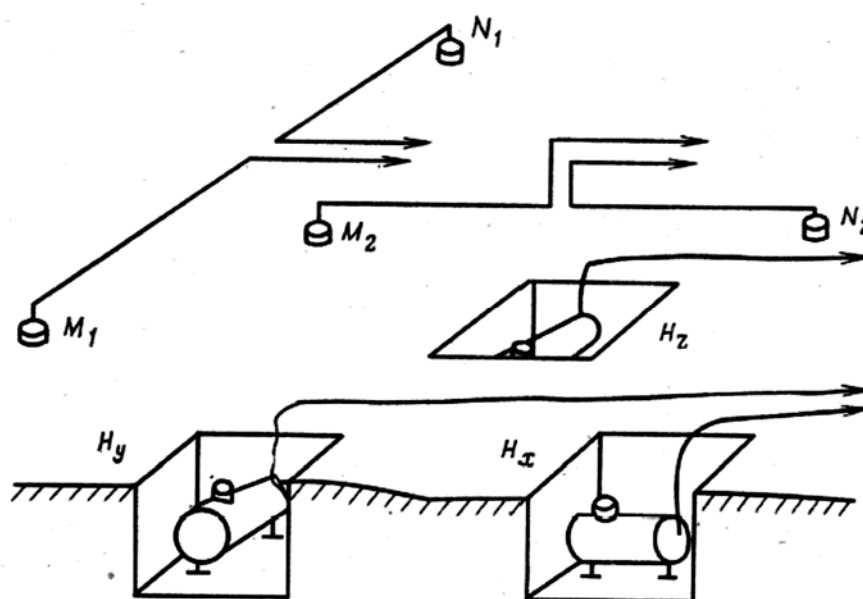


Рис. 4.32. Схема установки для магнитотеллурических наблюдений

Направление приемных линий и расположение магнитометров выбирают строго в соответствии с основными элементами залегания горных пород и тектоникой района. Одну из измерительных линий M_1N_1 вытягивают вдоль простирания пород для изучения продольной составляющей электрического поля, другую – вкrest простирания для изучения поперечной составляющей поля. Направление, близкое к меридиональному, условно обозначают y , перпендикулярное к нему – x . Соответственно размещают и магнитометры. Расстояние между ними должно быть не менее 8 м, а вся измерительная установка (центр зондирования) находится на удалении 25...30 м от измерительной лаборатории.

Наблюдения выполняют либо в отдельных пунктах по системе профилей, либо в нескольких пунктах одновременно. Для синхронизации наблюдений в аппаратуре предусмотрены радиостанция и телевключатели. Короткопериодные вариации регистрируют в течение одних, а иногда и нескольких суток. Наблюдения выполняют в утренние часы и во второй половине дня. Длиннопериодные вариации записывают круглосуточно.

Входной импеданс слоистого разреза связан с параметрами этого разреза соотношением

$$Z = -\frac{\mu_1 \omega}{k_1} R_n, \quad (4.51)$$

где R_n – т. н. приведенный импеданс n -слойного разреза; ω – частота поля; μ_1 – магнитная проницаемость; k_1 – волновое число верхнего слоя.

Приведенный импеданс n -слойного разреза сложным образом зависит от волновых чисел, мощностей h_n и соотношения удельных сопротивлений каждого слоя:

$$R_n = \operatorname{cth} \left\{ ik_1 h_1 + \operatorname{arch} \sqrt{\frac{\rho_2}{\rho_1}} \times \operatorname{cth} \left[ik_2 h_2 + \dots + \operatorname{arch} \sqrt{\frac{\rho_{n-1}}{\rho_{n-2}}} \times \operatorname{cth} \left(ik_{n-1} h_{n-1} + \operatorname{arch} \sqrt{\frac{\rho_n}{\rho_{n-1}}} \right) \dots \right] \right\}. \quad (4.52)$$

Для однородной среды ($h_1 = \infty$) $R_n = 1$, т. е.

$$Z = -\frac{\mu_1 \omega}{k_1}. \quad (4.53)$$

Если среда немагнитна, т. е. ее магнитная проницаемость равна $4\pi \cdot 10^{-7}$ Гн/м, а удельное сопротивление выражено в ом-метрах, модуль импеданса на поверхности однородного полупространства

$$|Z| = \sqrt{\frac{\rho_1}{2T}}, \quad (4.54)$$

где ρ_1 – удельное сопротивление полупространства, T – период измеряемого сигнала в сек. Отсюда

$$\rho_1 = 2T|Z|^2. \quad (4.55)$$

В случае слоистого разреза это выражение определяет некоторый эффективный параметр, имеющий смысл кажущегося удельного сопротивления. В данном случае его принято обозначать ρ_T :

$$\rho_T = 2T|Z|^2 = 2T|E_x / H_y|^2. \quad (4.56)$$

В соответствии с выражениями (4.51) и (4.54)

$$\rho_T = \rho_1 |R_n|^2. \quad (4.57)$$

Это выражение связывает кажущееся сопротивление (величину, которая может быть определена в результате полевых наблюдений) с частотой магнитотеллурического поля и параметрами геoeлектрического разреза.

Для диапазона частот, с которыми приходится иметь дело в магнитотеллурических методах, токами смещения можно пренебречь. Учитывая, что длина волны в первом слое:

$$\lambda_1 = \sqrt{10^7 \cdot \rho_1 \cdot T}, \quad (4.58)$$

Выражение для k_1 можно преобразовать следующим образом:

$$k_1 = \sqrt{\frac{i\omega\mu}{\rho_1}} = \frac{2\pi}{\lambda_1}(1-i). \quad (4.58)$$

Тогда выражение для ρ_T будет зависеть от параметров:

$$\begin{aligned} \mu_2 = \rho_2 / \rho_1, \mu_3 = \rho_3 / \rho_1, \dots, \mu_n = \rho_n / \rho_1; \\ \nu_2 = h_1 / h_2, \nu_3 = h_3 / h_1, \dots, \nu_{n-1} = h_{n-1} / h_1 \end{aligned} \quad (4.59)$$

Это соотношение определяет конструкцию палеток теоретических кривых МТЗ.

Из теории МТЗ следует, что ρ_T – величина комплексная, т. е. определяется амплитудой и фазой. Соответственно рассчитываются палетки удельного сопротивления $|\rho_T|$ и разности фаз между E_x и H_y $\varphi_{\rho T}$.

Палетки амплитуд ρ_T строят в двойном логарифмическом масштабе с модулем 6,25 см, причем по оси ординат откладывают $|\rho_T| / \rho_1$, а по оси абсцисс – λ_1 / h_1 . Фазовые кривые строят в полулогарифмическом масштабе, причем по оси ординат в арифметическом масштабе откладывают $\varphi_{\rho T}$, а по оси абсцисс – в логарифмическом масштабе λ_1 / h_1 . На рис. 4.33, а, б изображены палетки для интерпретации амплитудных и фазовых кривых МТЗ.

Внешне характер амплитудных кривых МТЗ сходен с кривыми зондирования методом сопротивлений, т. е. горизонтам с высоким сопротивлением отвечают максимумы на графиках ρ_T , горизонтам с низким сопротивлением – минимумы. Четкость, с которой отдельные горизонты проявляются на графиках, зависит от их мощности и контрастности по удельному сопротивлению. Характерная особенность графиков – наличие дополнительного экстремума в высокочастотной части кривой и переход величины ρ_T через нулевое значение при $\lambda_1 / h_1 = 8$. В точке с абсциссой 8 и ординатой 1 располагается крест палетки.

Для кривых МТЗ, так же как и для кривых зондирований методом сопротивлений, справедлив принцип эквивалентности, т. е. при определенных соотношениях параметров разреза кривые МТЗ совпадают в пределах заданной погрешности.

Для разрезов типов Н, А справедлива эквивалентность по S_2 (так же как и для ВЭЗ). Для разрезов типов К и Q характерна эквивалентность по h_2 , т. е. при изменении

в некоторых пределах h_2 кривые МТЗ в разрезах таких типов практически совпадают. Из этого следует принципиальная возможность однозначного определения h_2 по кривым МТЗ К и Q с погрешностью, зависящей от области применимости принципа эквивалентности. Для установления этих границ Б.К. Матвеевым построены специальные номограммы, сходные по конструкции с аналогичными номограммами Пылаева.

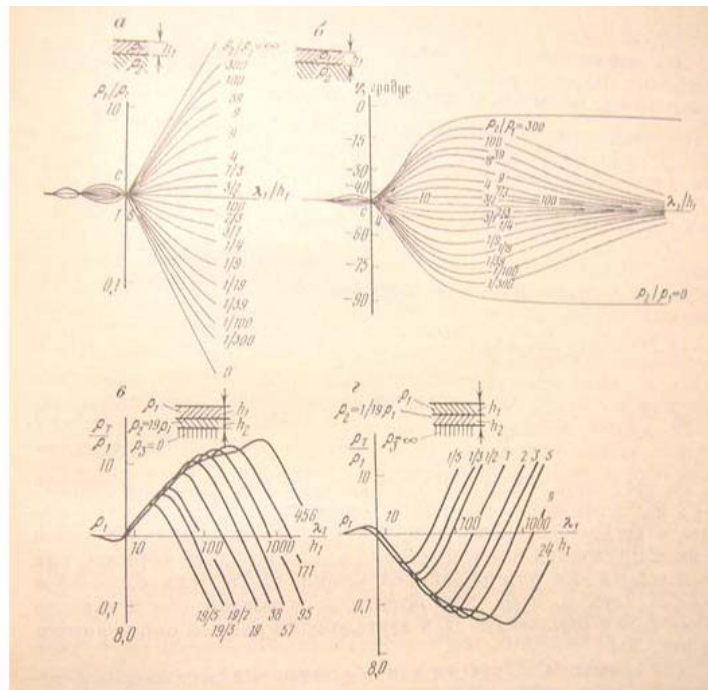


Рис. 4.33. Палетки для интерпретации данных МТЗ:
а, б – палетки соответственно амплитудных и фазовых кривых для двухслойного разреза,
в, г – амплитудные кривые для трехслойных разрезов типов H и K

Интерпретация двухслойных кривых МТЗ с помощью палеток заключается в том, что полевую кривую, построенную на прозрачном билогарифмическом бланке, накладывают на палетку и наилучшим образом совмещают с одной из теоретических кривых. При таком совмещении ордината креста палетки равна ρ_1 а его абсцисса T связана с h_1 соотношением:

$$h_1 = \frac{1}{8} \sqrt{10 \rho_1 T} . \quad (4.60)$$

В настоящее время обработка данных измерений производится на компьютерах по специальным программам. В программах предусматриваются узкополосная фильтрация записей магнитотеллурического поля, выделение гармонических составляющих E_x , E_y , H_x , H_y и H_z для заданной последовательности периодов T , вычисление импедансов $Z_{xy} = E_x / H_y$; $Z_{yx} = E_y / H_x$; $Z_{xx} = E_x / H_x$; $Z_{yy} = E_y / H_y$, определение сдвига фаз между взаимно перпендикулярными составляющими E_x и H_y , E_y и H_x , а также вычисление кажущихся сопротивлений по формулам:

$$\rho_{T_{xy}} = \frac{T}{2\pi\mu_0} |E_x / H_y|^2; \quad \rho_{T_{yx}} = \frac{T}{2\pi\mu_0} |E_y / H_x|^2.$$

Дополнительные импедансы Z_{xx} , Z_{yy} и вертикальную составляющую H_z магнитного поля используют для анализа неоднородности среды и выбора соответствующей методики интерпретации результатов наблюдений.

Магнитотеллурические зондирования применяют при структурных исследованиях в глубоких осадочных бассейнах, где мощность морских отложений составляет 3...10 км, а также для региональных исследований и изучения электропроводности глубоких частей земной коры и мантии.

МТЗ позволяет изучать глубинные геоэлектрические разрезы при наличии в надпорной толще непроводящих экранов, поскольку последние не являются препятствием для электромагнитной волны. В этом их главное преимущество перед методом сопротивлений на постоянном токе.

Контрольные вопросы

1. Физическая сущность метода естественного электрического поля (ЕП). Способы измерений и условия их применения.
2. Как определить все параметры двухслойного геоэлектрического разреза, если полевая кривая совпадает с палеточной кривой.
3. Физическая сущность и установки в методе электропрофилеирования.
4. Чему равно значение потенциала в точке М от электродов А и В? (записать формулу). Покажите токовые и эквипотенциальные линии от электродов А и В.
5. Нарисуйте вид кривой ВЭЗ, если геоэлектрический разрез имеет вид: $\rho_1=120 \text{ Ом*м}$, $\rho_2=50 \text{ Ом*м}$, $\rho_3=200 \text{ Ом*м}$, $\rho_4=80 \text{ Ом*м}$. Какой это тип кривой и разрез?
6. Физическая сущность метода и установки, применяемые в методе ВЭЗ.
7. Покажите, какой вид имеют аномалии естественного поля (ЕП) над скоплениями сульфидов (съёмка способом потенциала). Как определить, где находится рудный объект?
8. В чем разница между истинным и кажущимся удельными электрическими сопротивлениями?
9. Что понимается под удельным электрическим сопротивлением и удельной проводимостью в электроразведке и каковы единицы измерения этих величин?
10. Запишите формулу для определения разности потенциалов между электродами MN от электрода А (электрод В можно считать удаленным на бесконечность). Покажите токовые и эквипотенциальные линии от электрода А.
11. В каких единицах измеряется значение коэффициента установки? Покажите – почему?
12. Для симметричной установки AMNB с коэффициентом $k = 3.14 \text{ м}$ на точке получено значение $\rho_k = 52 \text{ Ом м}$. Чему будет равно значение ρ_k , если $AM=BN=40 \text{ м}$, $MN=20 \text{ м}$, $V = 300 \text{ мВ}$, $J = 0.002 \text{ А}$?
13. Определите, в соответствии с вашим вариантом, можно ли считать указанную в табл. 1 установку трехэлектродной, если среднее удельное сопротивление среды равно $\rho_{\text{ср}}$, и ток равен J . Питающий электрод можно считать удаленным на бесконечность, если его потенциал в точке N не превышает 3 % значения потенциала в этой точке от ближнего питающего электрода.

Таблица 1

Вариант	Установка	$\rho_{\text{ср}} \text{ Ом м}$	$J, \text{ А}$
1	A10M5N120B	1000	0.08
2	A50M20N400B	150	0.1
3	A80M15N100B	900	0.07
4	A60M30N80B	50	0.09
5	A40M20N300B	200	0.05
6	A20M6N100B	500	0,06

Вариант	I	II	III	IV
Установка	A10M5N120B	A50M20N400B	A80M15N100B	A60M30N80B
$\rho_{\text{ср.}}$	1000	150	900	50
J	0.08	0.1	0.07	0.09

14. Сущность электрического профилирования и зондирования (что общее и в чем отличие?).
15. Какие разрезы называются двухслойными, трехслойными и какими параметрами они характеризуются?
16. Почему кривые ВЭЗ изображаются в билогарифмическом масштабе?
17. В каких единицах измеряется истинное и кажущееся удельное электрическое сопротивление?
18. Что такое коэффициент установки и в каких единицах он измеряется?
19. Что понимается под качественной и что – под количественной интерпретацией кривых ВЭЗ?
20. Поясните сущность метода ВП. По каким признакам на графиках измеряемых параметров мы можем судить о наличии электронно-проводящего объекта?
21. Какие параметры измеряются и определяются в методе частотного зондирования (ЧЗ)? Чем метод ЧЗ отличается от ВЭЗ?
22. Поясните сущность магнитотеллурического зондирования. Чем здесь достигается изменение глубины исследования? Чем метод МТЗ отличается от ЕП?
23. За счет чего возможно применение методов электроразведки при поисках нефтегазовых залежей?

ГЛАВА 5. РАДИОМЕТРИЯ И ЯДЕРНАЯ ГЕОФИЗИКА

5.1. Общие сведения о естественной и искусственной радиоактивности

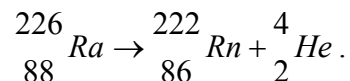
5.1.1. Естественная и искусственная радиоактивность

Ядра некоторых изотопов могут самопроизвольно превращаться в ядра других элементов с выделением энергии. Этот процесс называют радиоактивностью. Естественная радиоактивность впервые обнаружена на солях урана в 1896 г. французским физиком А. Беккерелем и исследована затем Пьером и Марией Кюри. Было установлено, что радиоактивный распад сопровождается испусканием α -, β -, и γ -лучей. Большинство естественных радиоактивных элементов образует радиоактивные семейства, где каждый радиоактивный элемент возникает из предыдущего и, в свою очередь, превращается в последующий. Процесс радиоактивных превращений продолжается до тех пор, пока не образуется устойчивый изотоп. Для некоторых естественных радиоактивных элементов (^{40}K , ^{87}Rb , ^{152}Sm и др.) распад ограничивается одним звеном превращения.

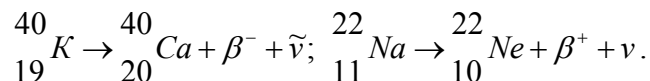
Искусственная радиоактивность открыта в 1934 г. французскими учеными Ирен и Фредериком Жолио-Кюри. Они установили, что при облучении стабильных элементов α -частицами образуются радиоактивные изотопы фосфора, азота и кремния – элементов, не имеющих естественных радиоактивных изотопов. В дальнейшем при облучении стабильных элементов α -частицами, протонами, дейтронами и нейтронами, были получены радиоактивные изотопы всех химических элементов, начиная от водорода и кончая ураном, причем для большинства элементов получено несколько радиоактивных изотопов.

Существуют следующие основные виды распада природных радиоактивных элементов.

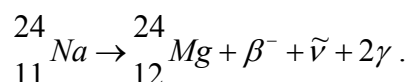
1. Испускание α -частицы, представляющей собой положительно заряженное ядро гелия с атомным номером $Z=2$ и массовым числом $M=4$. Ядро, образовавшееся в результате α -распада, имеет массовое число на четыре единицы, а порядковый номер на две единицы меньше, чем у исходного ядра, например:



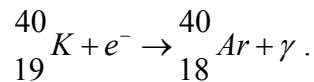
2. Испускание отрицательных или положительных частиц – электрона (обозначается e^- или β^-) или позитрона (e^+ или β^+), представляющих собой заряженные частицы с примерно одинаковой массой ($m_e=0,9035 \cdot 10^{-27}$ г), составляющей всего 1/1835 часть массы протона. При этом массовое число продукта распада такое же, как у исходного ядра, а порядковый номер увеличивается или уменьшается на одну единицу, например:



В приведенных записях реакций отмечена важная особенность β -распада: он всегда сопровождается испусканием нейтральной частицы с нулевой массой – нейтрино ν при β^+ -распаде и антинейтрино $\tilde{\nu}$ при β^- -распаде. Очень часто основные (обязательные) продукты распада, α - и β -частицы, а также нейтрино (антинейтрино), уносят не всю энергию реакции распада. Избыток энергии испускается в виде одного или нескольких γ -квантов



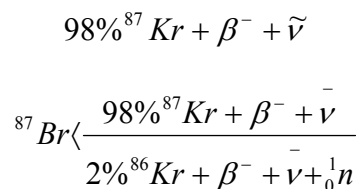
3. Захват ядром электрона одной из оболочек атомов. В результате этого процесса, называемого электронным захватом (ЭЗ), атомный номер (как и при β^+ -распаде) уменьшается на одну единицу, а энергия реакции уносится нейтрино и в некоторых случаях также γ -излучением, например:



При занятии вакантного места на электронной оболочке другим электроном возникает также характеристическое рентгеновское излучение элемента – продукта реакции.

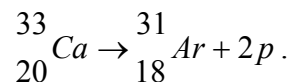
Электронный захват с K -, L -оболочек принято называть соответственно (K -захватом, L -захватом и т. д.

4. Самопроизвольное деление некоторых тяжелых ядер (${}^{238}\text{U}$, ${}^{232}\text{Th}$) на две части, обычно с неодинаковой массой. При самопроизвольном делении помимо осколков деления излучаются два или три нейтрона, а иногда и другие частицы. Вновь образовавшиеся ядра обычно нестабильны и распадаются путем испускания нескольких нейтронов и β^- -частиц. В ядерной геофизике вызывает интерес испускание некоторыми продуктами деления так называемых запаздывающих нейтронов, сопровождающих β^- -распад, например:



Регистрацию таких нейтронов используют для определения содержания урана.

5. Испускание одного или двух протонов, при котором масса и заряд уменьшаются на одну или две единицы, наблюдается лишь у части искусственных радиоактивных изотопов с исключительно большим дефицитом нейтронов (соответственно с избытком протонов), например:



Этот вид распада сравнительно недавно открыт советскими учеными, и его значение для ядерной геофизики еще слабо изучено.

Иногда к радиоактивному распаду относят также переход некоторых ядер из метастабильного (относительно устойчивого возбужденного) состояния в основное с испусканием одного или нескольких γ -квантов. При этом ядерного превращения (в смысле изменения его массы или заряда) не происходит. Однако закон уменьшения числа активных (метастабильных) ядер совпадает с законом радиоактивного распада, что и оправдывает отнесение этого процесса, называемого изомерным переходом (ИП), к особому виду радиоактивности.

Возбужденное ядро-изомер некоторого элемента ${}^M\text{X}$ принято обозначать ${}^{Mm}\text{X}$. Изомеры обычно получают возбуждением ядер при бомбардировке ядерными частицами или иногда как промежуточный продукт при распаде некоторых ядер. Например, при распаде UX_1 кроме изотопа ${}^{234}\text{Pa}(\text{UZ})$ образуется его изомер ${}^{234m}\text{Pa}(\text{UX}_2)$, имеющий другой период полураспада.

Обычно радиоактивный элемент распадается одним из перечисленных выше способов. Однако многие из них могут распадаться различными путями. Так, например,

^{226}Ra в 99 % случаев превращается в ^{222}Rn , излучая α -частицу с энергией 4,9 МэВ. Однако наблюдается переход радия в радон и с испусканием двух частиц: α -частицы с энергией 4,7 МэВ и γ -кванта с энергией 0,2 МэВ. Некоторые радиоактивные элементы распадаются, образуя два или более новых элементов. Так, около 12 % атомов ^{40}K испытывают K -захват и превращаются в атомы аргона ^{40}Ar с последующим излучением γ -квантов с энергией 1,46 МэВ. Остальные 88 % ^{40}K превращаются в атомы кальция ^{40}Ca с излучением β -частицы. Распад искусственных радиоактивных элементов, как правило, сопровождается испусканием электронов (или позитронов) и γ -лучей.

В природе обнаружено более 50 естественных радиоактивных элементов. Наиболее распространены тяжелые элементы, входящие в состав радиоактивных семейств урана (^{238}U), актиноурана AcU (^{235}U) и тория (^{232}Th , рис. 5.1). В ничтожно малых количествах в природе встречаются элементы семейства нептуния (^{237}Np), распад которых ограничивается одним звеном превращений. Из анализа рис. 5.1 следует, что характер распада этих семейств имеет много общего.

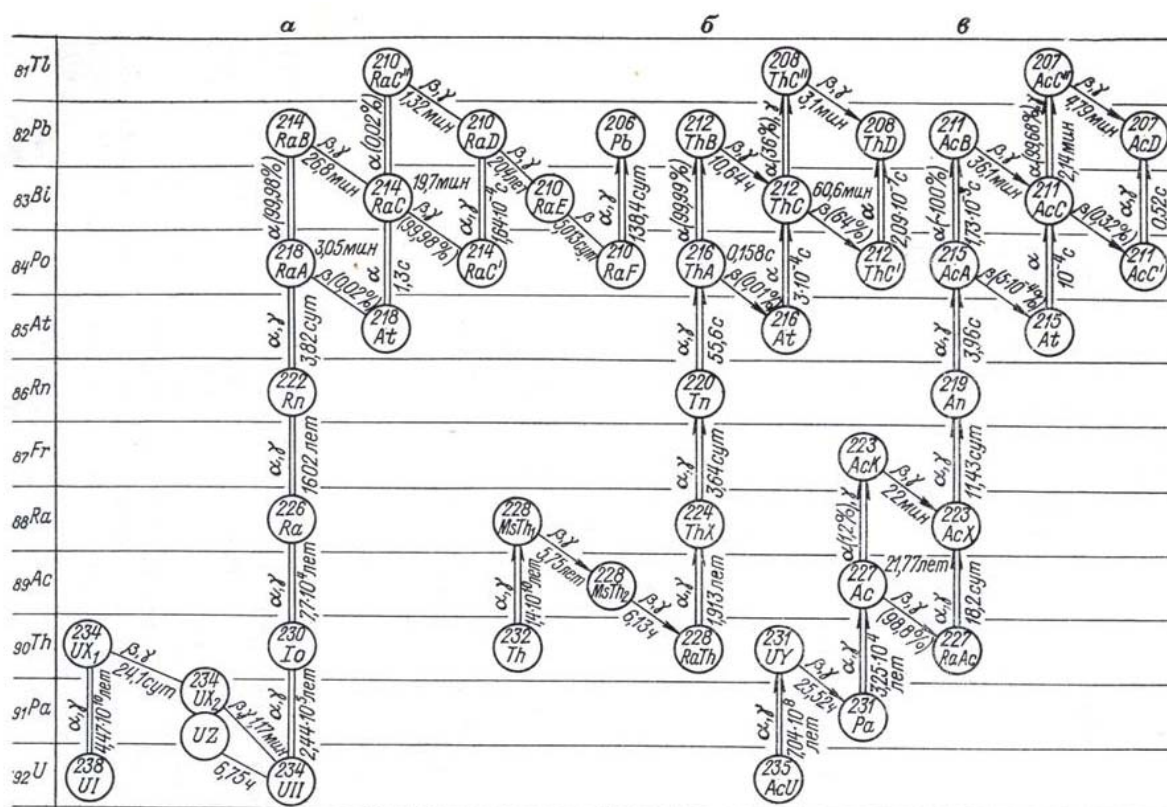


Рис. 5.1. Схема радиоактивных превращений семейств урана (а), тория (б) и актиноурана (в, по Г.Ф. Новикову, 1989)

Родоначальники семейств характеризуются самыми большими массовыми числами и относятся к наиболее долгоживущим. Распад всегда протекает в сторону образования все легких элементов. В середине цепи превращений каждого семейства имеются радиоактивные газы – эманации, которые относятся к группе инертных. Далее образуются группы короткоживущих элементов, часть атомов которых испытывает α -распад, а другая часть распадается с испусканием β -частиц. Эти элементы образуют ответвления рядов (вилки). Конечным продуктом распада всех трех семейств являются стабильные изотопы свинца ^{206}Pb , ^{207}Pb и ^{208}Pb , которые принято обозначать также RaG , AcD и ThD соответственно.

5.1.2. Устойчивое и подвижное радиоактивное равновесие

При радиоактивном распаде число ядер элемента dN , распавшихся за бесконечно малый промежуток времени dt , пропорционально числу ядер N , еще не распавшихся к моменту времени t .

$$dN = -\lambda N dt, \quad (5.1)$$

где λ – коэффициент пропорциональности, характеризующий вероятность распада ядра в единицу времени и называемый *постоянной распада* данного радиоактивного изотопа. Интегрируя уравнение (5.1) и обозначая число атомов радиоактивного вещества в начальный момент времени ($t = 0$) через N_0 , получим

$$N = N_0 e^{-\lambda t} \quad (5.2)$$

Из формулы (5.2) следует, что радиоактивный распад подчиняется экспоненциальному закону. В полулогарифмической системе координат ($t, \ln N$) соотношение (5.2) изображается прямой линией, угловым коэффициент которой определяет постоянную распада λ :

$$\ln N = \ln N_0 - \lambda t \quad (5.3)$$

Из уравнения (5.1) следует также, что произведение λN характеризует скорость радиоактивного распада, называемую обычно радиоактивностью или просто *активностью* (обозначается A):

$$A = \lambda N = -dN/dt. \quad (5.4)$$

Зная величину λ , можно вычислить среднюю продолжительность жизни $t_{\text{я}}$ радиоактивного ядра. Так как согласно выражению (1) суммарная продолжительность жизни атомов, распадающихся в промежуток времени между t и $t + dt$, равна $t\lambda N dt$, то

$$t_{\text{я}} = \frac{1}{N_0} \int_0^{\infty} t \lambda N dt = \lambda \int_0^{\infty} t e^{-\lambda t} dt = 1 / \lambda \quad (5.5)$$

Чаще продолжительность жизни радиоактивных элементов принято характеризовать не значением $t_{\text{я}}$, а периодом полураспада T – временем, на протяжении которого распадается половина всех атомов данного радиоактивного элемента. Полагая в уравнении (5.2) $N = N_0/2$ при $t = T$, получим

$$T = \ln 2 / \lambda \approx 0,693 / \lambda = 0,693 t_{\text{я}} \quad (5.6)$$

Постоянная распада λ и период полураспада T являются характерными величинами каждого радиоактивного элемента и имеют для него строго определенные значения. Для различных же элементов эти параметры меняются в больших пределах.

Когда рассматривается распад не отдельно взятого радиоактивного элемента, а образующегося при этом радиоактивного продукта его распада (дочернего элемента), закон изменения содержания последнего во времени может быть найден следующим образом. Предположим, что в начальный момент времени $t = 0$ имелось N_{01} атомов исходного элемента, а к моменту времени t осталось N_1 атомов исходного и накопилось N_2 атомов дочернего элементов.

Скорость накопления дочернего элемента dN_2/dt , очевидно, будет определяться разностью скоростей распада исходного и дочернего элементов:

$$\frac{\partial N_2}{\partial t} = \lambda_1 N_1 - \lambda_2 N_2 \quad (5.7)$$

где λ_1 и λ_2 – постоянные распада исходного и дочернего элементов соответственно. Подставив в выражение (5.7) значение

$$N_1 = N_{01} \cdot e^{-\lambda_1 t}$$

получим линейное неоднородное дифференциальное уравнение первого порядка

$$\frac{\partial N_2}{\partial t} + \lambda_2 N_2 = \lambda_1 N_{01} e^{-\lambda_1 t} \quad (5.8)$$

Окончательное решение этого уравнения (Ларионов В.В., Резванов Р.А., 1988) дает изменение числа атомов радиоактивного продукта распада исходного элемента во времени и имеет вид:

$$N_2 = \frac{N_{01} \lambda_1}{\lambda_1 - \lambda_2} (e^{-\lambda_1 t} - e^{-\lambda_2 t}) \quad (5.9)$$

Когда исходный элемент распадается медленнее, чем продукт его распада ($\lambda_2 > \lambda_1$), то через достаточно большой промежуток времени ($t > T_2$) этот процесс будет описываться выражением

$$N_2 = \frac{N_{01} \lambda_1}{\lambda_2 - \lambda_1} e^{-\lambda_1 t}, \quad (5.10)$$

или с учетом формулы (5.2):

$$\frac{N_2}{N_1} = \frac{\lambda_1}{\lambda_2 - \lambda_1}. \quad (5.11)$$

Выражение (5.11) определяет состояние *подвижного равновесия*, при котором отношение количества исходного вещества и продуктов его распада стремится к некоторому постоянному значению.

Если исходное вещество распадается несоизмеримо медленнее продукта его распада ($\lambda_2 \gg \lambda_1$), то для того же достаточно большого промежутка времени формула (5.11) приобретает вид:

$$\frac{N_2}{N_1} = \frac{\lambda_1}{\lambda_2} = \frac{T_2}{T_1} \text{ или } \frac{\lambda_2 N_2}{\lambda_1 N_1} = 1. \quad (5.12)$$

Это выражение характеризует состояние *устойчивого равновесия*, когда число распадающихся атомов исходного вещества равно числу распадающихся атомов продукта его распада. Убыль дочернего вещества вследствие его распада полностью компенсируется его образованием из исходного.

Классическим примером такого равновесия является равновесие между ураном ($T = 4.49 \cdot 10^9$ лет) и радием ($T = 1600$ лет), которое наступает при истечении большого промежутка лет (более 16000 лет) и наблюдается в хорошо сохранившихся горных породах и минералах, вынос и привнос урана или тория в которых исключены.

Необходимо заметить, что процессы радиоактивного распада носят статистический характер и высокая статистическая точность измерений радиоактивности обеспечивается лишь в случае, когда измерения проводятся на протяжении достаточно большого промежутка времени.

5.1.3. Единицы измерения радиоактивных величин

В понимании единиц радиоактивности существуют объективные трудности, связанные с тем, что имеются единицы измерения как самого явления, так и единицы по измерению воздействия этого явления на вещество. В соответствии с этим выделяют единицы активности и единицы дозы.

ЕДИНИЦЫ АКТИВНОСТИ (радиоактивности). Первой общепринятой единицей радиоактивности была принята активность 1 грамма химически чистого радия, т. е. $3.7 \cdot 10^{10}$ распадов в секунду. Эта единица была названа Кюри (Ки). А единица в один распад за секунду называется Беккерель (Бк). Таким образом:

$$1 \text{ Ки} = 3.7 \cdot 10^{10} \text{ Бк или } 1 \text{ Бк} = 2.7 \cdot 10^{-11} \text{ Ки}$$

Активность радионуклида прямо пропорциональна его количеству, поэтому количество радиоактивного вещества можно измерить, определив его активность в Бк/кг, Ки/л и т. д.

Радиоактивность 1 грамма некоторых других элементов относительно радия будет следующей:

Элемент	Радиоактивность 1 г., (Ки)	Элемент	Радиоактивность 1 г., (Ки)
U ²³⁵	$2.1 \cdot 10^{-6}$	Co ⁶⁰	$1.1 \cdot 10^{-3}$
Cs ¹³⁷	87	C ¹⁴	4.6
I ¹³¹	$1.2 \cdot 10^5$	Rb ⁸⁷	$8.5 \cdot 10^{-8}$
Th ²³²	$1.1 \cdot 10^7$	Si ⁹⁰	145
Pu ²³⁹	$6.1 \cdot 10^{-2}$	K ⁴⁰	$6.8 \cdot 10^{-6}$

Единицы Ки/г, Бк/л, Ки/л и т. д. называются единицами *удельной активности*. Существует также *площадная активность* – радиоактивность вещества, приходящаяся на 1 ед. площади, то есть: Ки/м², Ки/ км², Бк/м² и т. д.

Для оценки активности жидких и газообразных радионуклидов (Rn, Tn и др.) часто используется понятие *объемная концентрация радиоактивности*, т. е. Количество распадов в единицу времени, отнесенное к объему вещества (Ки/л, Ки/м³, Бк/л; Бк/м³ и т. д.). Первоначально объемная концентрация радона измерялась в эманах и махе:

$$1 \text{ эман} = 10^{-10} \text{ Ки/л} = 220 \text{ расп/ мин} \cdot \text{л}$$

$$1 \text{ махе} = 3,64 \text{ эман} = 3,64 \cdot 10^{-10} \text{ Ки/л} = 780 \text{ расп/мин} \cdot \text{л}.$$

Характеризуя радиоактивность какого-либо материала, обычно конкретно указывают, о каком радионуклиде идет речь. При этом радиоактивность других изотопов, присутствующих в этом материале (напр., в грунте), не учитывается.

Например, для почв указывают отдельно радиоактивность по урану, торию и калию. Общая суммарная радиоактивность данной почвы от естественных радионуклидов не будет равна простой сумме активностей, а будет определяться по специальным зависимостям.

Суммарная эффективная удельная активность радионуклида (A_C) при оценке соответствия строительных и некоторых других материалов радиационно-гигиеническим нормативам определяется:

$$A_C = A_{Ra} \cdot 3.4 \cdot 10^{-7} + 1,31 \cdot A_{Th} + 0,085 \cdot A_K, \quad (5.13)$$

где A_{Ra}; A_{Th}; A_K – удельные активности урана, тория и калия.

Если в материале определялась концентрация урана, а не радия, то вместо A_{Ra} подставляется содержание равновесного урана. Тогда формула (1) будет иметь вид:

$$A_C = A_U \cdot 3.4 \cdot 10^{-7} + 1.31 \cdot A_{Th} + 0.085 \cdot A_K. \quad (5.14)$$

При загрязнении материалов (грунтов, почв) техногенными радиоизотопами общая радиоактивность от загрязнения определяется как сумма активностей от каждого изотопа.

Например, если почва была загрязнена цезием, стронцием и кобальтом и их активности составляют соответственно 110 Бк/кг, 90 Бк/кг и 60 Бк/кг, то общая радиоактивность (A_Σ) почв составит:

$$A_\Sigma = A_C + 110 + 90 + 60.$$

Для перехода от удельной активности A в Бк/кг; Бк/г и т. д. к площадной P (в Бк/м², Ки/км²) и др. необходимо знать плотность (объемный вес) вещества. Различными авторами предложены разные переходные формулы, из которых наиболее известны и просты следующие (Гавшин В.М., Сухоруков Ф.В. и др., 1993):

$$P(\text{Бк/км}^2) = A(\text{Бк/кг}) \cdot d \cdot h \cdot 10^7.$$

$$P(\text{мКи/км}^2) = 0.27 \cdot A(\text{мКи/км}^2) \cdot A \cdot d \cdot h,$$

где d – плотность вещества, откуда берется проба (г/см³), h – глубина отбора пробы в см.

ЕДИНИЦЫ ДОЗЫ

В процессе распада радиоактивных элементов образуются потоки γ -квантов, α и β -частиц, способных ионизировать окружающую среду (воздух, воду, биологические ткани и др.) и сообщать веществу дополнительную энергию.

Например, если при воздействии γ -квантов в см³ воздуха при нормальных условиях происходит его ионизация с образованием $2.08 \cdot 10^9$ пар ионов (что соответствует электрическому заряду в 1 Кулон, а также поглощению 88 эрг энергии в 1 г воздуха), то говорят, что экспозиционная доза γ -излучения соответствует 1 Рентгену (Р).

Экспозиционная доза, отнесенная ко времени, называется мощностью экспозиционной дозы. В системе СИ она измеряется в А/кг, но чаще используют внесистемные единицы Р/с; Р/ч; $\mu\text{Р/ч}$; $\mu\text{Р/с}$ и т. д.

Переход от единиц активности вещества, выраженных, например, в $\mu\text{Ки}$, к мощности экспозиционной дозы γ -излучения данного радионуклида в Р/ч, осуществляется при помощи гамма-постоянных, характерных для каждого изотопа и приведенных в справочной литературе (напр., Справочник по дозиметрии, 1974).

Гамма-постоянная любого радионуклида равна мощности экспозиционной дозы γ -излучения нуклида в Р/час, которая создается точечным изотропным γ -источником активностью 1 мКи на расстоянии 1 см. Единица измерения γ -постоянной – $\text{Р} \cdot \text{см}^2 / \text{г} \cdot \text{мКи}$. Например, от источника Ra-226 активность 1 мКи на расстоянии 1 см создается мощность экспозиционной дозы γ -излучения 9.36 Р/ч, а от такого же источника цезия-137...3.1 Р/ч и т. д.

Кроме экспозиционной дозы, характеризующей степень ионизации воздуха, существует и другое понятие – поглощенная доза ($D_{\text{П}}$) – это энергия излучения, поглощенная единицей массы вещества. В системе СИ единицей ее измерения служит Грей (Гр): 1 Гр = 100 рад.

Поглощенная доза, отнесенная ко времени поглощения, называется мощностью поглощенной дозы и измеряется в Гр/ч, Гр/с, мГр/ч, рад./с, рад/год и т. д.

По всему спектру γ -излучения до энергии 3 мэВ 1Р экспозиционной дозы соответствует поглощенной дозе в биологической ткани в 0.93 рад., т. е. 1Р около 0.93 рад., или 1Р \approx 0.0093 Гр, тогда как в воздухе 1Р \approx 0.88 рад.

Биологический эффект воздействия ионизирующего излучения зависит от вида излучения энергии частиц и γ -квантов. Например, α -частица с энергией 4 мэВ проходит 31 мкм биологической ткани, а с энергией 10 мэВ – 130 мкм.

Связь понятий поля, дозы, радиобиологического эффекта и единиц их измерения можно представить в виде схемы, приведенной в табл. 5.1 (по Л.П. Рихванову, 1997).

Таблица 5.1

Характеристика:		Источника	Поля	Облучения объектов	
				Неживых	Живых
Величина		Активность (С)	Экспозиционная доза (Х)	Поглощенная доза (D)	Эквивалентная доза (H)
Единицы измерения	СИ	Беккерель (Бк)	Кулон/кг (Кл/кг)	Грей (Гр)	Зиверт (Зв)
	Внесистемная	Кюри (Ки)	Рентген (Р)	Рад	Бэр

Степень воздействия радиоактивного излучения на биологические системы оценивается с помощью относительной биологической эффективности (ОБЭ) излучения, которая выражается по отношению к дозе условно принятого стандартного типа излучения. Кроме того, для количественной оценки воздействия радиоактивного излучения на биологические ткани введено понятие коэффициента (или фактора) качества излучения (КК или ФК). Для γ -излучения КК = 1, для β -излучения КК = 10, для α -излучения с энергией < 10 МэВ КК = 20.

Эквивалентная доза определяется, как поглощенная доза, умноженная на коэффициент качества излучения:

$$H = D \cdot KК. \quad (5.15)$$

При приближенных расчетах обычно принимают, что для γ -излучения 1 бэр \approx 1Р \approx 0.93 рад. Сейчас основной единицей измерения эквивалентной дозы является Зиверт (Зв),

$$1 \text{ бэр} = 100 \text{ Зв}.$$

5.2. Способы регистрации радиоактивных излучений

Для обнаружения и измерения интенсивности ядерных излучений используются различного типа *радиометры*. Важнейшие элементы радиометров – индикаторы (детекторы) излучения.

5.2.1. Газонаполненные детекторы излучения

Один из методов регистрации ядерных излучений – ионизационный метод основан на измерении детекторами электрического заряда (тока), образующегося в газе при его ионизации заряженной частицей. Такие детекторы называют *газонаполненными*. Незаряженные частицы регистрируются благодаря вторичным заряженным частицам, образующимся в различных реакциях: поглощения γ -квантов образованием электронов и поглощения нейтронов в реакциях (n, a), (n, p).

Конструктивно газонаполненные детекторы представляют собой наполненные газом баллоны с двумя электродами. В качестве одного из них обычно выступает сам металлический (или металлизированный стеклянный) баллон. Для собирания электронов

и ионов из газа на электроды между ними подается электрическое напряжение. При отсутствии ионизирующих излучений газ является изолятором, тока между электродами нет. При прохождении заряженной частицы происходит ионизация молекул газа, он становится проводником и в цепи детектора (рис. 5.2) появляется ток. Режим работы газонаполненного детектора зависит от напряжения и расстояния между электродами, от формы последних, точнее, от величины и распределения напряженности электрического поля в рабочем объеме.

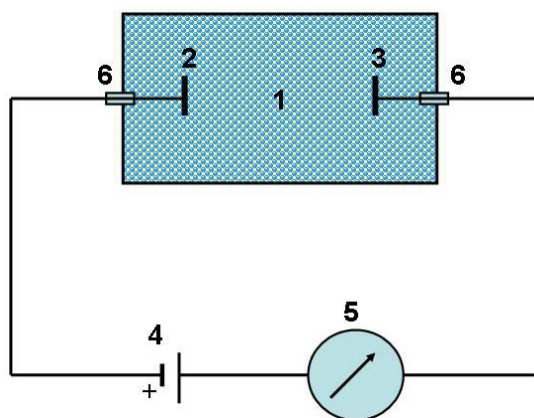


Рис. 5.2. Схема работы газонаполненного детектора излучений:
 1 – объем камеры, заполненной газом; 2 – анод; 3 – катод;
 4 – источник питания; 5 – прибор для измерения тока камеры; 6 – изоляторы

Рассмотрим сначала зависимость ионизационного тока i от напряжения U между электродами при измененной геометрии последних и постоянной интенсивности излучения, взаимодействующего с детектором (рис. 5.3).

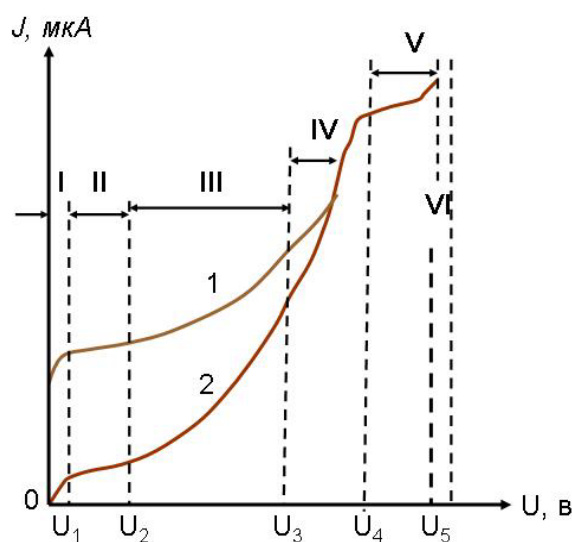


Рис. 5.3. Вольтамперная характеристика газонаполненных анализаторов. Области:
 I – рекомбинации, II – насыщения; III – пропорциональности;
 IV – ограниченной пропорциональности; V – Гейгера; VI – самопроизвольного разряда; частица:
 1 – с большой энергией, 2 – с малой энергией

При очень малом U скорость ионов и электронов мала; значительная их часть успевает рекомбинироваться, т. е. воссоединиться в нейтральные молекулы, не доходя до электродов (см. рис. 5.3, область I). С увеличением U скорость ионов растёт, потери

на рекомбинацию уменьшаются. Участок *II* на рис. 5.3 соответствует области напряжений, при которых практически все ионы достигают электродов. Ионизационный ток в этой области, почти не зависящий от изменения U , называют током насыщения. Он равен общему заряду электронов и ионов, образующихся в единицу времени. Индикаторы, работающие в области насыщения, называют *ионизационными камерами*.

Рост тока с увеличением напряжения в области *III* связан с возрастанием напряженности поля до таких значений, при которых электроны между двумя соударениями с молекулами успевают набрать энергию, достаточную для их ионизации, – происходит вторичная ионизация. Вторичные электроны вместе с первичными в следующих столкновениях ионизируют другие молекулы и т. д. – возникает лавинообразное размножение зарядов. Это явление, называемое *газовым усилением*, характеризуется коэффициентом газового усиления K , равным отношению заряда, собираемого на электродах, к первичному заряду. Коэффициент K зависит от U . В области насыщения тока $K=1$, а с увеличением напряжения K растет до 10^3 – 10^4 и более. До некоторого напряжения U_3 K не зависит от первичного заряда, поэтому общий заряд от одной заряженной ядерной частицы пропорционален первичному заряду. Эта область напряжений называется областью пропорциональности, а соответствующий индикатор – *пропорциональным счетчиком*. Поскольку часто первичный заряд пропорционален энергии регистрируемой частицы, то и импульс тока на выходе пропорционального счетчика оказывается пропорциональным этой энергии. Поэтому пропорциональный счетчик позволяет проводить *спектрометрию* – анализ частиц по энергиям.

В области ограниченной пропорциональности *IV* пропорциональность между импульсом тока и первичным зарядом (с энергией частицы) нарушается: чем больше первичный заряд, тем меньше K . Наконец, в области *V* ток вовсе не зависит от интенсивности первичной ионизации. Здесь для возникновения мощного газового разряда достаточно появиться в детекторе хотя бы одной ионной паре. Область *V* ($U_4 < U < U_5$), где импульс тока на выходе индикатора зависит лишь от напряжения на нем, но не зависит от первичного заряда (и энергии регистрируемой ядерной частицы), называют областью Гейгера–Мюллера, а индикатор, работающий в таком режиме, – *счетчиком Гейгера-Мюллера*. При дальнейшем увеличении напряжения (область *VI*) наблюдается пробой газа – самостоятельный газовый разряд, возникающий даже без излучения благодаря вырыванию мощным, электрическим полем электронов из металла электродов.

Хотя, в принципе, один и тот же индикатор в зависимости от напряжения может работать в различных режимах, однако практически это нецелесообразно. В зависимости от типа индикатора рациональны различные конструктивные решения.

Ионизационные камеры в ядерной геологии и геофизике используют в основном для регистрации α -частиц. Распространены цилиндрические камеры с размерами около длины пробега α -частицы в газе (примерно 10 см при нормальном давлении). Типичная цилиндрическая камера состоит (рис. 5.4) из корпуса 4 – полого герметичного цилиндра, служащего одновременно катодом, и металлического стержня – собирающего электрода (анода) 5, электрически изолированного от цилиндра. Для исключения токов утечки через изолятор 2 посередине последнего часто имеется охранное кольцо 3. При измерениях по схеме рис. 5.4 напряжение между собирающим электродом и охранным кольцом близко к нулю, поэтому основная часть токов утечки протекает от охранного кольца к корпусу, минуя токоизмерительное устройство 1.

С помощью ионизационных камер можно определять средний ток от действия большого числа частиц или же отдельно регистрировать импульсы от каждой частицы, прошедшей через камеру. В первом случае говорят об интегральной ионизационной камере, во втором – об импульсной. Последняя определяет не только число частиц, прошедших через камеру, но и их распределение по амплитуде. Однако для регистрации каждой частицы импульсной камерой требуется весьма большое усиление.

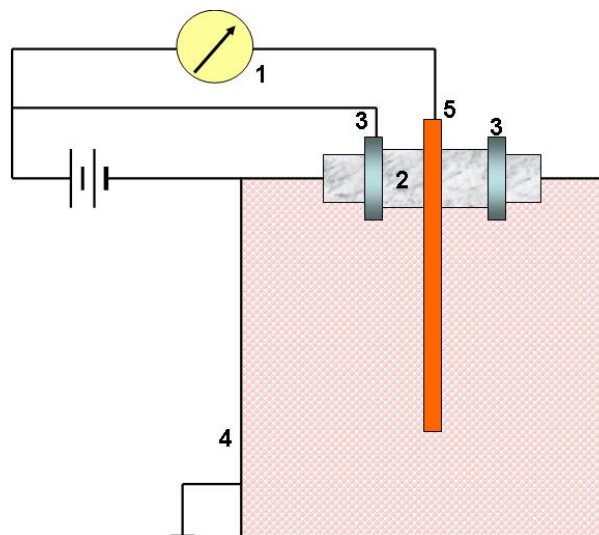


Рис. 5.4. Цилиндрическая ионизационная камера:
 1 – токоизмерительное устройство, 2 – изолятор,
 3 – охранное кольцо, 4 – корпус (катод), 5 – собирающий электрод (анод)

Использование импульсных камер для счета легких частиц (электронов, позитронов) неэффективно, поскольку они обеспечивают малую плотность ионизации. Для импульсных камер (так же как и для рассмотренных пропорциональных счетчиков и счетчиков Гейгера–Мюллера) важной характеристикой является *эффективность*, равная отношению числа частиц, зарегистрированных детектором, к полному числу частиц, попадающих в объем детектора. Эффективность камер около 100 %. Для всех детекторов, работающих в импульсном режиме, еще одной характеристикой является разрешающее время t_p , равное минимальному времени, через которое схема восстанавливается после регистрации частиц и готова к регистрации новой частицы.

Счетчики Гейгера–Мюллера обладают высоким газовым усилением (в отдельных случаях до 10^{10}) и обеспечивают высокую амплитуду выходного импульса (единицы и даже десятки вольт). Это упрощает схему усиления импульсов, а иногда делает ее излишней и обеспечивает счетчикам Гейгера–Мюллера широкое применение при регистрации γ -квантов, α - и β -частиц. Конструкцию счетчиков Гейгера–Мюллера выбирают такой, чтобы при сравнительно небольших размерах и напряжениях на электродах получить высокий коэффициент газового усиления. Для этого применяют цилиндрические счетчики с очень тонким анодом. Такой счетчик состоит (рис. 5.5) из катода – корпуса, по оси которого натянута металлическая проволока – собирающий электрод.

Напряженность ε электрического поля между электродами в цилиндрическом счетчике меняется обратно пропорционально расстоянию r от его оси

$$\varepsilon = \frac{U}{r} \ln \frac{r_k}{r_a}, \quad (5.16)$$

где r_k , r_a – радиусы катода и анода соответственно; U – напряжение на счетчике.

В небольшом объеме вокруг нити анода, называемом критическим, напряженность поля становится достаточной для лавинообразной вторичной ионизации. Выбирая анод достаточно тонким, можно создать критическую область и большое газовое усиление при умеренном U . Напряжение питания счетчиков Гейгера обычно не превышает 10^3 В, а у некоторых типов (галогенных) даже 250...400 В.

За время сбора электронов на аноде (около 10^{-7} с) тяжелые положительные ионы успевают уйти в направлении катода на очень малое расстояние. Чехол положительных

зарядов вокруг анода ослабляет напряженность поля вблизи последнего. Если в это время пролетит новая заряженная частица, то в критическом объеме не будет происходить газового усиления зарядов и эта частица не будет зарегистрирована счетчиком. Время ($t_M \approx 10^{-4}$ с), в течение которого невозможно газовое усиление, называется *мертвым временем* счетчика. Через время, несколько большее t_M , все ионы достигают катода и счетчик полностью восстанавливает свои свойства. Однако при нейтрализации ионов на катоде образуются возбужденные атомы и ультрафиолетовое излучение, способное вырвать фотоэлектроны из металла и начать новый разряд в счетчике. Чтобы исключить эти вторичные разряды, не связанные с попаданием в счетчик новой ядерной частицы, чаще всего применяют так называемую систему самогашения счетчика.

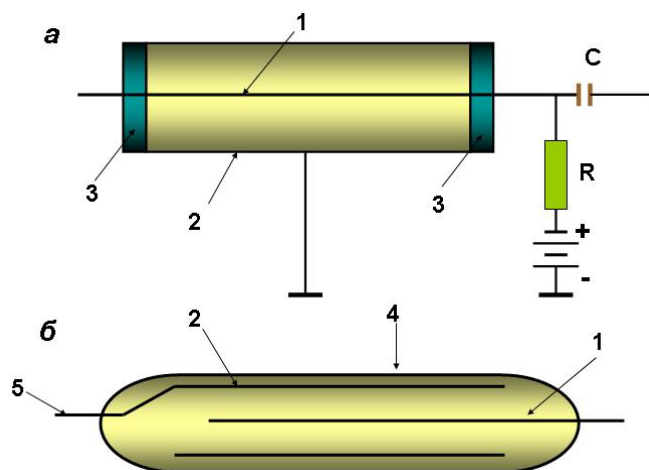


Рис. 5.5. Схема включения (а) и устройство (б) цилиндрических счетчиков:
1 – анод, 2 – катод, 3 – изолятор, 4 – стеклянный баллон, 5 – электрический вывод катода

В соответствующих счетчиках, называемых *самогасящимися*, к основному газу счетчика (гелий, аргон и др.) добавляют небольшое количество (не более 10^{20} молекул на весь счетчик) многоатомного газа (пары спиртов и т. д.) или галогенов. Многоатомные газы (и галогены) хорошо поглощают ультрафиолетовое излучение. При столкновении с ионом основного газа счетчика молекула многоатомного газа легко отдает ему электрон и нейтрализует его. В результате к катоду подходят уже ионы гасящего вещества, которые, вырывая электрон из катода, также возбуждаются, но возбуждение в них, за редким исключением, снимается не путем высвечивания фотонов, а в результате диссоциации молекулы на составные атомы.

Поскольку при каждом разряде счетчика диссоциирует 10^{10} молекул, счетчики с многоатомными гасящими веществами недолговечны, могут регистрировать не более 10^{10} разрядов. Лишь в галогенных счетчиках срок службы гораздо больше, поскольку два атома галогена, образующиеся при диссоциации его молекулы, в дальнейшем могут соединиться в молекулу, постоянно восстанавливая таким образом количество гасящего газа.

Одной из основных характеристик счетчика Гейгера является счетная характеристика (рис. 5.6), показывающая зависимость скорости счета импульсов от напряжения между электродами при постоянной интенсивности излучения. До напряжения U_1 счетчик работает в области ограниченной пропорциональности. Амплитуда импульсов различна благодаря различию в энергии частиц и в их пути в рабочем объеме счетчика. Поскольку любая регистрирующая схема имеет некоторый порог, регистрируются лишь импульсы, имеющие амплитуду выше этого порога. В области Гейгера все частицы регистрируются, поскольку они образуют одинаковые импульсы. В некоторой области напряжений $U_1 < U < U_2$, называемой *плато счетчика*, скорость счета почти не зависит от напряжения.

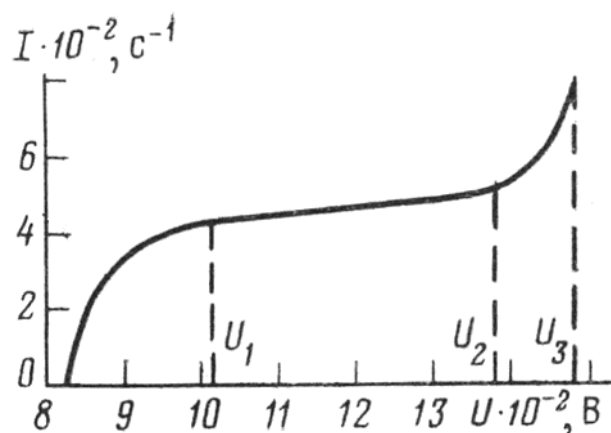


Рис. 5.6. Счетная характеристика счетчиков Гейгера – Мюллера

Протяженность плато достигает нескольких сотен вольт. Если рабочее напряжение выбрать в середине плато, то скорость счета не зависит от изменения напряжения в несколько десятков вольт. Это наряду с большой амплитудой импульсов позволяет создавать на основе счетчиков Гейгера простые и надежные радиометры.

Единственным недостатком счетчиков Гейгера является их малая чувствительность к γ -квантам. Поглощение γ -квантов происходит в основном в корпусе счетчика, в результате чего образуются быстрые электроны (фотоэффект и комптон-эффект) или пара электрон–позитрон. Чтобы эти частицы могли попасть внутрь счетчика и зарегистрироваться, толщина стенки должна быть не более нескольких миллиметров. При такой малой толщине стенок вероятность поглощения в них γ -квантов оказывается не более 1...2%. При постоянной толщине катода эффективность счетчика при энергии более нескольких десятых мега-электрон-вольт растет с увеличением энергии γ -кванта.

Вероятность регистрации α - и β -частиц при условии их попадания в рабочий объем счетчика практически составляет 100%. Эффективность их регистрации ограничивается лишь поглощением в стенках счетчика. Для повышения эффективности регистрации боковую стенку цилиндрических счетчиков β -излучения делают из тонкой алюминиевой или стальной фольги. Кроме того, для регистрации α - и β -частиц изготавливают так называемые *торцовые счетчики* с большим диаметром и тонким окошком (из слюды, тефлоновой пленки и т. д.) в одном из торцов счетчика.

Импульсы на выходе пропорциональных счетчиков менее мощные, чем у счетчиков Гейгера, но в 10^3 – 10^4 раз мощнее, чем у импульсных камер. Поэтому для них необходимы более простые схемы усиления, чем для импульсных ионизационных камер. Конструктивно пропорциональные счетчики подобны счетчикам Гейгера – Мюллера, но отличаются меньшей напряженностью поля в критической области. Преимущество этих счетчиков – пропорциональность импульса первичному заряду, что позволяет определять тип частиц и их энергетический спектр, а недостаток – малая амплитуда импульса и ее зависимость от напряжения питания.

Для изучения энергетического спектра γ -квантов, α - и частично β -частиц в ядерной геофизике используют сцинтилляционные счетчики (см. п. 5.2.2), а пропорциональные счетчики для этого используются редко. Однако последние широко применяются для регистрации медленных нейтронов. Такие счетчики заполняются газом, хорошо поглощающим нейтроны: ^3He или BF_3 . При поглощении нейтрона этими веществами образуются быстрые протоны и α -частицы с энергией в несколько мегаэлектрон-вольт.

Пробег тяжелых частиц почти полностью укладывается в объеме счетчиков, и они образуют относительно мощный импульс на выходе счетчика. В то же время электроны и позитроны, выбиваемые из материалов счетчика γ -квантами, имеют малую плотность

ионизации и образуют импульсы тока небольшого значения. Применяя пороговую дискриминацию, легко отсеять импульсы от γ -квантов и регистрировать одни только нейтроны даже при наличии интенсивного поля γ -квантов.

Эффективность таких счетчиков нейтронов зависит от их размера и макроскопического сечения поглощения газа. Для повышения последнего счетчик заполняют газом под относительно большим давлением, а в счетчиках с BF_3 используют бор, обогащенный до 80...90 % изотопом ^{10}B , который и поглощает нейтроны с образованием α -частицы (в естественном боре содержится 20 % ^{10}B). Эффективность распространенных счетчиков нейтронов для тепловых нейтронов составляет несколько десятков процентов. При необходимости регистрации лишь надтепловых нейтронов счетчики медленных нейтронов окружают чехлом из кадмия, имеющего высокое сечение поглощения для тепловых и относительно небольшое для надтепловых нейтронов. Такой чехол толщиной 1 мм пропускает в счетчик лишь нейтроны с энергией более 0,3...0,5 эВ.

Электрическая схема подключения пропорциональных счетчиков и счетчиков Гейгера к усилителю приведена на рис. 5.5. Электроны, образованные в результате первичной и вторичной ионизации, собираясь на аноде счетчика, вызывает на нем отрицательный импульс напряжения. Последний через разьединительную емкость C подается на вход усилителя.

5.2.2. Сцинтилляционные счетчики

В сцинтилляционном счетчике регистрация заряженной частицы связана с возбуждением атомов и молекул вдоль ее траектории. Возбужденные атомы, живущие короткое время, переходят в основное состояние, испуская электромагнитное излучение. У ряда прозрачных веществ, называемых фосфорами или люминофорами, часть спектра этого излучения приходится на световую область. Прохождение заряженной частицы через такое вещество вызывает вспышку света. Для увеличения выхода света и уменьшения его поглощения в фосфоре в последний добавляют так называемые активаторы. Вид активатора указывают в скобках после обозначения фосфора. Например, кристалл NaI , активированный таллием, обозначают $\text{NaI}(\text{Tl})$.

Попадание быстрой заряженной частицы в фосфор вызывает световую вспышку – сцинтилляцию. Последняя преобразуется в электрический импульс и усиливается в 10^5 – 10^6 раз фотоэлектрическим умножителем (ФЭУ). Подобное сочетание двух элементов – фосфора и ФЭУ – используют в *сцинтилляционных счетчиках* (рис. 5.7).

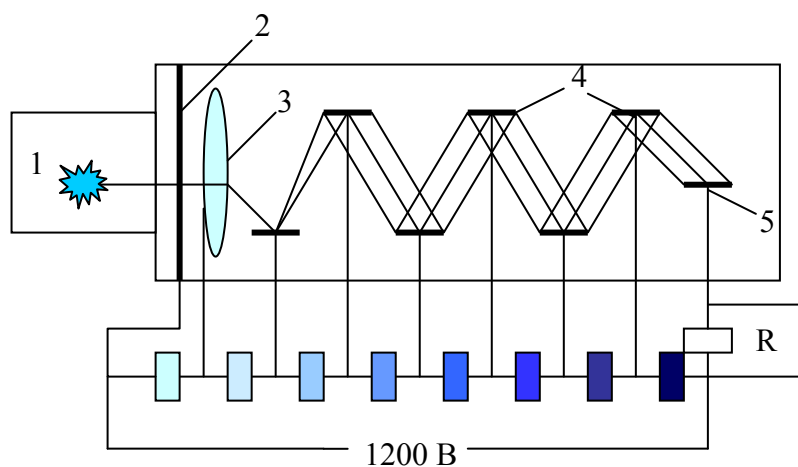


Рис. 5.7. Принципиальная схема сцинтилляционного счётчика.
 1 – кристалл NaI ; 2 – фотокатод; 3 – фокусирующая электронная линза;
 4 – эмиттеры (диноды); 5 – анод

Регистрация γ -квантов в сцинтилляционном счетчике происходит благодаря вторичным электронам и позитронам, образующимся при поглощении γ -квантов фосфором. Поскольку фосфоры обладают хорошей оптической прозрачностью, обеспечивающей сбор света на фотокатод ФЭУ со значительного объема фосфора, для регистрации γ -квантов можно применять фосфоры большой толщины. Это обеспечивает высокую эффективность регистрации γ -квантов сцинтилляционным счетчиком, на порядок и более превышающую эффективность газонаполненных счетчиков.

Фотоэлектронные умножители состоят из фотокатода, умножающих электродов (динодов) и анода (см. рис. 5.7). Потенциал каждого последующего электрода на некоторую величину (около 10 В) превышает потенциал предыдущего, что обеспечивает ускорение электронов между ними. Фотоны, поступающие из фосфора на фотокатод, выбивают из него несколько десятков или сотен электронов, которые фокусируются и ускоряются электрическим полем и бомбардируют первый динод. При торможении в диноде каждый ускоренный электрон выбивает до 5...10 вторичных электронов. Такой процесс, повторяясь на каждом последующем диноде, обеспечивает умножение электронов до многих миллионов раз.

Сцинтилляционные счетчики в ядерной геологии и геофизике используют для регистрации γ -квантов, реже нейтронов и β -частиц. При регистрации тяжелых заряженных частиц возникает трудность с обеспечением их ввода в фосфор. Поэтому для регистрации α -частиц чаще всего используют ионизационные камеры или торцовые счетчики. Лишь для регистрации α -активности эманации широко применяют сцинтилляционную камеру, внутренние стенки которой покрыты ZnS (Ag).

Из-за термоэлектронной эмиссии фотокатода и первых динодов на выходе даже полностью затемненного ФЭУ возникает некоторый темновой ток, создающий небольшие фоновые импульсы. Для их отсека в схему регистрации вводят дискриминаторы.

Особенности использования сцинтилляционных счетчиков для спектрометрии γ -излучения. При регистрации γ -квантов сцинтилляционным счетчиком амплитуда импульса на его выходе пропорциональна энергии электрона и позитрона, образовавшихся при взаимодействии кванта с сцинтиллятором. Если при фотоэффекте энергия фотоэлектрона равна энергии кванта (за вычетом небольшой величины – энергии связи K -электрона), то электрону при комптоновском рассеянии и паре электрон–позитрон в эффекте образования пар передается лишь часть энергии кванта. При комптон-эффекте в зависимости от угла рассеяния γ -кванта энергия электрона может меняться в широких пределах (рис. 5.8), а при эффекте образования пар – кинетическая энергия пары на 1,02 МэВ меньше, чем энергия кванта.

В результате спектр энергии вторичных частиц, образованных в сцинтилляторе монохроматическим пучком γ -квантов имеет сложный вид. Появление дополнительных линий $E_v = 0,51$ МэВ и E_y при эффекте образования пар обусловлено тем, что в ряде случаев один или даже оба γ -кванта с энергией 0,51 МэВ, образующихся при аннигиляции позитрона, поглощаются в сцинтилляторе в результате фотоэффекта и вспышка от этих фотоэлектродов сливается со вспышкой от первичной пары электрон–позитрон. Максимальная энергия комптоновского электрона

$$E_{k\max} = E_y \left(1 + m_0 c^2 / E_y\right)^{-1} \quad (5.17)$$

Реальное амплитудное распределение импульсов на выходе ФЭУ более расплывчатое, чем спектр электронов на рис. 5.8 из-за статистического характера процессов в фосфоре и ФЭУ. Оно не дискретное, а непрерывное. Типичный аппаратный спектр изотопа ^{24}Na ($E_\gamma=1,38$ и $2,76$ МэВ) приведен на рис. 5.9.

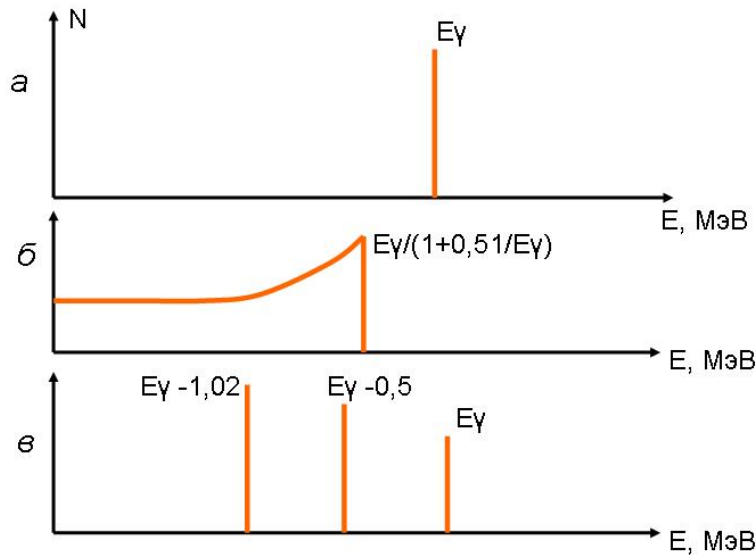


Рис. 5.8. Упрощенная схема распределения энергии вторичных электронов в люминофоре при: а – фотоэффекте, б – комптоновском рассеянии, в – образовании пар; N – число импульсов, E – энергия вторичных электронов

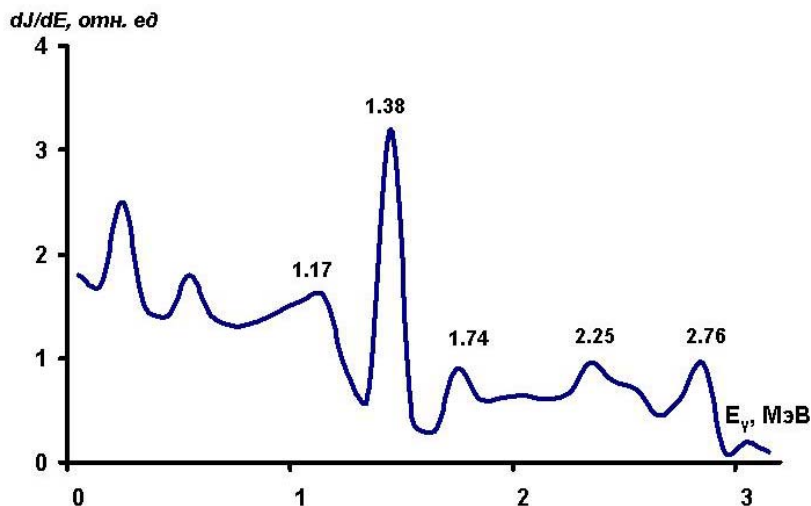


Рис. 5.9. Аппаратурный спектр γ -излучения ^{24}Na , содержащий линии с энергией 1,38 и 2,76 МэВ

Для линии 1,38 МэВ вклад эффекта образования пар ничтожен и соответствующие пики почти незаметны, образуется лишь пик 1,38 МэВ, обусловленный фотоэффектом, а также менее четкий комптоновский пик с энергией 1,17 МэВ. Для линии 2,76 МэВ наблюдаются три пика с энергиями 1,74, 2,25 и 2,76 МэВ. Два первых пика обязаны эффекту образования пар, а последний пик (2,76 МэВ) трем процессам: фотоэффекту, эффекту образования пар, сопровождающемуся поглощением обоих квантов аннигиляции; комптон-эффекту, когда рассеянный квант также поглощается фосфором в результате фотоэффекта. Во всех трех процессах в световую энергию превращается вся энергия кванта. Поэтому этот пик называют *пиком полного поглощения*.

Форма пика полного поглощения близка к гауссовой кривой. Отношение $\mu = \Delta E/E$ полуширины пика ΔE на половине его высоты к средней энергии E называют *амплитудным разрешением* счетчика. Чем меньше μ , тем лучше спектрометр. Значение μ обычно растет с уменьшением энергии и для хороших сцинтилляционных спектрометров при $E_\gamma = 1,33$ МэВ (^{60}Co) составляет 6 %.

Сцинтилляционные счетчики обеспечивают гораздо большую эффективность регистрации γ -квантов (до 30...50 % и более), чем газоразрядные, и дают возможность изучения спектрального состава излучения. К преимуществам сцинтилляционных счетчиков относится также более низкий уровень их собственного и космического фона.

Однако сцинтилляционные счетчики более сложны и требуют более квалифицированного обслуживания, чем разрядные. Это обусловлено большим влиянием температуры на световыход фосфоров, несравненно более высокими требованиями к стабилизации источника питания, а также более сильным изменением характеристик сцинтилляционных счетчиков во времени.

5.2.3. Полупроводниковые счетчики

В твердых телах, как и в газах, энергия заряженных частиц расходуется на ионизацию и возбуждение атомов, причем пробег частиц в них в 1000 раз меньше, чем в газе, а плотность ионизации соответственно выше. Поэтому возможно резкое уменьшение размеров ионизационных камер при сохранении или даже увеличении их эффективности путем замены газа в камере твердым наполнителем. Основной проблемой при этом является выбор твердых тел с подходящей электропроводностью. Перспективным оказалось создание детекторов на основе полупроводниковых материалов.

Для использования полупроводника в качестве детектора ионизирующего излучения в нем создают $p-n$ переход, обладающий большим удельным сопротивлением. Пусть имеются две пластины полупроводника: одна с электронной, а другая с дырочной проводимостью, например, n -германия и p -германия. Если эти пластинки привести в тесное соприкосновение, то в местах их соприкосновения начнется диффузия электронов из n -германия в p -германий. Они нейтрализуют часть дырок в тонком граничном слое p -германия и заряжают его отрицательно. Аналогично тонкий граничный слой n -полупроводника заряжается положительно. В результате создается переход, препятствующий дальнейшей диффузии носителей заряда. Такой переход обладает свойствами диода. Если присоединить n -полупроводник к катоду, а p -полупроводник к аноду, то через переход течет ток, а при обратной полярности толщина $p-n$ слоя растет и система не проводит тока.

При подаче напряжения в заперном направлении основное падение потенциала происходит в $p-n$ слое и он ведет себя как конденсатор или ионизационная камера. При прохождении ионизирующей частицы через заперный слой в нем происходит ионизация и образуются свободные носители заряда. Они под действием поля дрейфуют к соответствующим электродам, так как практически все поле в счетчике сосредоточено в области $p-n$ перехода и время собирания зарядов равно времени, необходимому для прохождения только этого слоя. Поскольку толщина последнего лишь 10^{-2} – 10 мм, полупроводниковые счетчики обладают малым разрешающим временем (10^{-7} – 10^{-9} с).

Затрата энергии на образование пары электрон–дырка в германии и кремнии (3 эВ) в 10 раз меньше, чем для воздуха; а импульс тока на порядок выше, чем в газонаполненной камере. Это наряду с меньшей продолжительностью импульса обеспечивает его относительно высокую амплитуду, достигающую 2 мВ на 1 МэВ энергии частиц.

Амплитуда импульса пропорциональна числу носителей заряда, образованных частицей, а следовательно, ее энергии, если весь ее пробег укладывается в пределах $p-n$ перехода. Поскольку наибольший пробег среди заряженных частиц имеют электроны (примерно 1 мм на каждый мегаэлектрон-вольт энергии), для спектрометрии электронов и γ -квантов необходимы детекторы с толщиной перехода не менее нескольких миллиметров. Увеличение толщины слоя для γ -квантов необходимо также для повышения эффективности регистрации. Для регистрации и спектрометрии тяжелых частиц достаточна толщина $p-n$ перехода 10 мкм.

Полупроводниковые детекторы подразделяются на поверхностно-барьерные, диффузные и с $p-i-n$ переходом. Рассмотрим лишь первые, получившие широкое применение для регистрации тяжелых частиц, и последние, используемые для регистрации γ -квантов.

Поверхностно-барьерные детекторы обычно изготавливают на основе пластинки n -полупроводника. Для создания электрического контакта на одну из ее плоскостей наносится слой никеля. В атмосфере воздуха тонкий слой на второй стороне пластинки окисляется и приобретает свойства p -полупроводника: возникает $p-n$ переход. На эту поверхность для электрического контакта с p -полупроводником напыляют тонкий слой золота (рис. 5.10, *a*). Толщина чувствительного слоя в $p-n$ переходе (несколько микрометров) достаточна для спектрометрии тяжелых частиц. Слой золота на поверхности должен быть тонким, чтобы через него свободно проходили регистрируемые ядерные частицы.

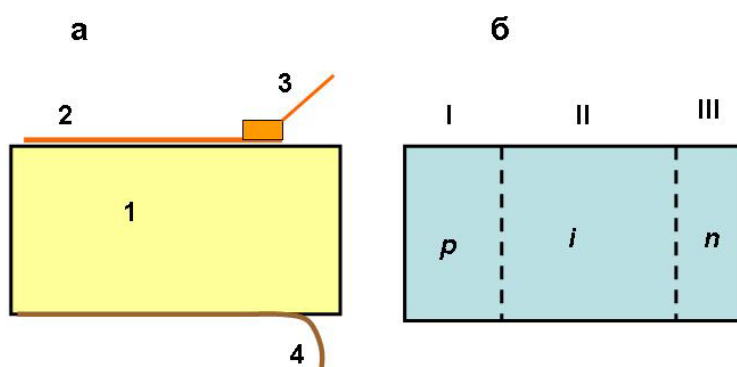


Рис. 5.10 Полупроводниковые детекторы:
a – поверхностно-барьерный; *b* – с $p-i-n$ переходом.
 I – p -кремний; 2 – тонкий слой золота; 3, 4 – электрические контакты

Детекторы с $p-i-n$ переходом имеют большую толщину чувствительного слоя, необходимую для регистрации p -частиц и γ -квантов, которую получают внедрением в один из торцов p -полупроводника лития, обладающего высоким коэффициентом диффузии. Таким образом создают три слоя (рис. 5.10, *b*). В слое I, куда не проникли атомы лития, сохраняется p -проводимость. Тонкий слой III с преобладанием донора (лития) приобретает свойства n -полупроводника. Наконец, в промежуточном слое II концентрации доноров и акцепторов равны. Этот слой, не имеющий примесной проводимости и обладающий высоким удельным сопротивлением, называют i -слоем. Толщину i -слоя в отдельных случаях удается довести до 8 мм, что достаточно для получения хорошего энергетического разрешения и неплохой эффективности для γ -лучей: 0,7 и 0,2 % для γ -квантов с энергией соответственно 0,663 и 1,333 МэВ. Уже созданы детекторы с чувствительным объемом до $10n$ см³, т. е. сравнимым с объемом сцинтилляторов, имеющие эффективность до 10 %.

Полупроводниковые детекторы отличаются экономичностью питания, компактностью, нечувствительностью (в отличие от ФЭУ) к магнитному полю, а также амплитудным разрешением в 20–30 раз лучшим, чем у сцинтилляционных счетчиков. Чтобы повысить эффективность регистрации и долю фотопика в аппаратном спектре, i -слой должен иметь высокий атомный номер Z . Поэтому $p-i-n$ -детекторы для γ -излучения изготавливают обычно на базе германия с $Z = 32$. Однако их широкое применение ограничивается необходимостью охлаждения. При комнатной температуре собственный (темновой) ток детекторов столь велик, что регистрация на его фоне импульсов от ядерных излучений невозможна, поэтому детектор охлаждают жидким азотом. Более того, его и между измерениями необходимо хранить при температуре жидкого азота.

Лишь детекторы из сверхчистого германия, требующие охлаждения в процессе работы, могут храниться при комнатной температуре. Сейчас созданы детекторы на базе теллурида кадмия и йодида ртути, работающие при комнатной температуре.

5.3. Основы полевой гамма-спектрометрии

С развитием методики радиометрических поисков информация о распределении интегральной интенсивности γ -излучения перестала удовлетворять геологоразведочное производство. Во всех модификациях полевых γ -съемок широкое развитие получила сцинтилляционная γ -спектрометрия, позволяющая фиксировать на изучаемой территории распределение U (Ra), Th, K. Полупроводниковая γ -спектрометрия пока имеет лишь ограниченное применение.

5.3.1. Принцип раздельного определения U(Ra), Th, K

Определение содержания радиоактивных элементов в породах и рудах основано на регистрации частоты импульсов N в оптимальных для искоемых элементов энергетических окнах, в каждом из которых удельная интенсивность γ -излучения определяемого элемента является преобладающей (рис. 5.11).

При значении $E_\gamma > 1,0$ МэВ такими участками являются области фотопиков γ -линий 1,12; 1,76; 2,20 МэВ для U; 2,61 МэВ для Th и 1,46 МэВ для K. Число энергетических окон n равно числу определяемых радионуклидов. В многоканальных γ -спектрометрах (256 и более каналов) в энергетических границах каждого из n окон импульсы суммируются (Г.Ф. Новиков, 1989).

Так как аналитические линии в спектре урановой руды относятся к $^{214}\text{Bi}(\text{RaC})$ —продукту распада Ra, то γ -спектрометрия практически во всех модификациях определяет лишь равновесное с радием (точнее с RaC) содержание урана или q_U по радю.

В пункте наблюдения в выбранных n энергетических окнах последовательно или одновременно, в стационарном положении или в движении регистрируют с помощью γ -спектрометра частоту импульсов N_i и по этим значениям, зная чувствительность γ -спектрометра, вычисляют содержание элемента j в породе.

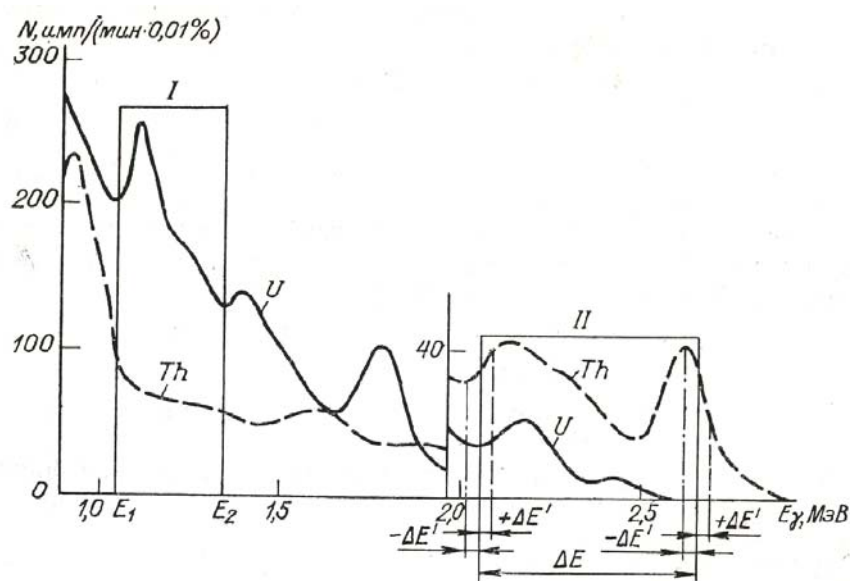


Рис. 5.11. Выбор энергетических окон двухканального γ -спектрометра. Кристалл NaI (Tl). Ширина окна $\Delta E_0 = 30$ кэВ. Окна, МэВ: I – 1,05...1,35, II – 2,05...2,65 (по Г.Ф. Новикову, 1989)

Исходные уравнения трехкомпонентной системы (U, Th, K) имеют вид:

$$\begin{aligned} N_1 &= a_{1U} \cdot F_{1U} \cdot q_U + a_{1Th} \cdot F_{1Th} \cdot q_{Th} + a_{1K} \cdot F_{1K} \cdot q_K \\ N_2 &= a_{2U} \cdot F_{2U} \cdot q_U + a_{2Th} \cdot F_{2Th} \cdot q_{Th} + a_{2K} \cdot F_{2K} \cdot q_K \\ N_3 &= a_{3U} \cdot F_{3U} \cdot q_U + a_{3Th} \cdot F_{3Th} \cdot q_{Th} + a_{3K} \cdot F_{3K} \cdot q_K \end{aligned} \quad (5.18)$$

где a_{ij} – пересчетные, или градуировочные, коэффициенты (c^{-1} на 1 % U, Th, K), численно равные частоте импульсов в i -м окне на единицу содержания элемента j ; эти коэффициенты находят на моделях или на природных объектах с известным содержанием U (Ra), Th, K; F_{ij} – функция, учитывающая различие условий измерения частоты импульсов. N_i – в пункте опробования и при градуировании γ -спектрометра, ее значения вводят в равенства (5.18) в виде поправок.

Решение системы уравнений при условии $F_{ij} = 1$ находят в следующем виде:

$$q_j = A_{1j} \cdot N_1 + A_{2j} \cdot N_2 + A_{3j} \cdot N_3 = \sum_{i=1}^3 A_{ij} \cdot N_i \quad (5.19)$$

где A_{ij} – коэффициенты матрицы (с %), обратной матрице коэффициентов a_{ij} исходных уравнений (5.18), вычисляемые с помощью определителей.

5.3.2. Факторы, влияющие на результаты γ -спектрометрии

К числу основных факторов, влияющих на результаты определения q_i γ -спектральным методом и на значения функции F_{ij} , относятся:

- 1) статистическая $\Delta N_{ст}$ и аппаратурная $\Delta N_{ап}$ погрешности регистрации частоты импульсов;
- 2) конечные размеры излучающего объекта;
- 3) геометрия измерений, отличная от 2π - или 4π -геометрии;
- 4) эманирование пород и руд;
- 5) вариации содержания Rn в атмосферном воздухе;
- 6) выпадение атмосферных осадков и переменная влажность рыхлых отложений
- 7) водная среда, окружающая детектор при подводной γ -съемке.

Статистические и аппаратурные погрешности. Частоты импульсов N_i в равенствах (5.18) и (5.19) являются случайными величинами:

Анализ результатов расчета погрешностей (Г.Ф. Новиков, 1989) приводит к следующим выводам.

1. Случайная статистическая погрешность уменьшается с увеличением размера кристалла, ширины энергетических окон, времени регистрации частоты импульсов и вычисляемых содержаний элемента. Для кристаллов NaI(Tl) объемом $V > 100 \text{ см}^3$ ghb экспозиции наблюдений 1 мин, ширине окон $\Delta E > 200 \text{ кэВ}$ относительная статистическая погрешность составляет единицы процентов в случае рудных концентраций U и Th и первые десятки процентов в случае кларковых их содержаний.

2. Аппаратурная составляющая погрешности сравнительно слабо зависит от размера сцинтиллятора, особенно при широких окнах; она возрастает с увеличением концентрации сопутствующего радионуклида и сильно зависит от положения энергетического окна и в определенной мере от его ширины. Правильный выбор энергетических окон и включение в схему γ -спектрометра устройств стабилизации масштаба энергетической шкалы позволяют резко снизить аппаратурную составляющую погрешности.

Конечные размеры излучающих объектов. Насыщенные по γ -излучению рудные модели или природные объекты, на которых обычно градуируют γ -спектрометры, соответствуют бесконечным однородным излучающим средам с 2π - или 4π -геометрией

измерения излучения. Реальные объекты отличаются конечными размерами и неравномерным распределением радионуклидов по их простиранию и падению. За счет этих факторов возникают недонасыщение γ -излучения по сравнению с условиями градуирования аппаратуры и изменение энергетического состава γ -излучения.

Для учета конечного размера объектов излучения вводятся специальные поправки. При определении поправок в данные γ -спектрометрии используются коэффициенты ослабления в горной породе, руде и воздухе, взятые для энергетического диапазона рабочих окон конкретного γ -спектрометра.

Учет неравномерности распределения радионуклидов по площади более сложен, особенно для условий аэрогамма-съемки. Составляемые ныне карты распределения U (Ra), Th, K в действительности отражают лишь распределение урановой, ториевой и калиевой компонент излучения. Для перехода к содержаниям U (Ra), Th, K необходимо учесть влияние соседних участков с иным распределением радионуклидов по сравнению с пунктом опробования.

Геометрия измерений. Переменную геометрию γ -спектральных измерений в шурфах, дудках, расчистках, на рудных отвалах учитывают двумя способами: 1) аналитически – с помощью поправочных коэффициентов; 2) путем измерения разностного эффекта излучения ΔNi с экраном и без экрана.

Первый – аналитический – способ реализуется лишь в условиях равномерного распределения радионуклидов и простой геометрии выработки. Измеренную при телесном угле ω частоту импульсов $Ni\omega$ – приводят к показаниям спектрометра в 2π -геометрии:

$$Nin = Ni_{uzm}/K, \quad (5.20)$$

где

$$K = Ni\omega / Ni_{2\pi}. \quad (5.21)$$

Приведенные значения частоты импульсов Nin используют в расчётах содержания элементов q_j по формуле (5.19). Значения K находят расчетным путем, предварительно записав аналитическое выражение $Ni\omega$ для выработки конкретной формы. Эти выражения обычно приведены в методических руководствах и справочниках.

Второй способ заключается в том, что в точке наблюдения измеряют в рабочих окнах спектрометра частоту импульсов ($Ni_{б.э}$) без экрана и ($Ni_{э}$) со свинцовым экраном толщиной 2,0...2,5 см пластинчатой или стаканообразной формы и находят разностный эффект

$$\Delta Ni = Ni_{б.э} - Ni_{э}. \quad (5.22)$$

Далее для расчета содержания U (Ra), Th, K используют в равенствах (5.18) и (5.19) значения разностного эффекта ΔNi вместо записанных там частот импульсов Ni , а пересчетные коэффициенты a_{ij} заменяют их разностными аналогами Δa_{ij} .

Способ экранов дает хорошие результаты при наблюдениях в любой геометрии в рудных и аномальных зонах, но приводит к высокой погрешности в нормальных γ -полях.

Для учета **эранирования горных пород** и руд (что сказывается в основном при аэрогаммасъемке) в современной аппаратуре предусмотрена компенсация влияния атмосферного радона путем установки дополнительного детектора, экранированного снизу свинцом и регистрирующего излучение радона лишь над самолетом.

Выпадающие на землю атмосферные осадки захватывают с собой твердые продукты распада Rn и на поверхности земли образуется тонкий излучающий слой с активностью, эквивалентной содержанию U до $(7...10)10^{-4}$ %. После дождя первоначальный фон восстанавливается через 2...2,5 часа (время распада RaC).

Большой экспериментальный материал (Новиков, 1989) показывает, что на площадях с континентальным климатом даже во время слабого дождя проводить γ -спектрометрические съемки нельзя. В приморских районах эта рекомендация касается лишь сильного дождя.

5.3.3. Обработка и интерпретация материалов аэрогамма-съемки

Основными полевыми материалами являются: 1) ленты аналоговой записи; 2) магнитные ленты (МЛ), сопровождаемые бортовыми журналами; 3) аэрофильмы фотопривязки; 4) полетные топокарты, штурманские бортовые журналы и кроки аномалий; 5) отчет командира экипажа о выполнении задания.

Обработку материалов проводят в два этапа: первичную обработку – в полевой период, окончательную – в камеральный.

В состав первичной обработки, выполняемой в полевых условиях нередко вручную, входят: расшифровка лент аналоговой записи, выделение аномалий и нахождение их параметров, обработка фильмов фотопривязки и опознание ориентиров, построение схем маршрутов, предварительных карт изоконцентраций U , Th , K и карт γ -поля (по перспективным участкам), полевая интерпретация, связанная с оперативным выделением площадей, перспективных на поиски полезных ископаемых, с целью проведения на них наземных проверочных работ.

Окончательная обработка материалов выполняется на компьютере. Она включает: увязку всех данных с учетом фотопривязки и измерений по повторным, секущим и контрольным маршрутам; составление окончательных карт концентраций, карт γ -поля, сводных и вспомогательных радиогеохимических карт; карт результатов окончательной геолого-геохимической интерпретации результатов, отличающейся от полевой более обоснованным выделением и оценкой локальных аномалий и перспективных площадей и использованием аэроданных для целей геологического картирования и металлогенических построений. Используя ЭВМ, иногда составляют карты содержаний в нормализованных единицах, принимая за единицу стандарт флуктуации содержания σ , с сечениями изолиний 1,0; 1,5; 2,0; 2,5 σ и т. д.

Одним из основных критериев отнесения небольшого пика в канале U (Ra) к аномалии, а не к флуктуации является наличие здесь же приращения ΔI в канале интегрального счета. Для этих же целей привлекают данные бортовых интерпретационных устройств. Выделенные аномалии вносят в каталог. Параметрами аномалий являются: местонахождение аномалии, значения q_U, q_{Th}, q_K в превышении над фоном окружающих пород, ширина аномалии T на половине пика, абсолютная и относительная высоты, геологические признаки. Аномалии наносят на схему маршрутов и на геологическую карту участка.

Схему маршрутов строят на камеральном экземпляре полетной топографической карты, используя фотопривязку ориентиров. Шкалы концентрации радионуклидов наносят по средним результатам измерения стандартных моделей.

Обработку на ЭВМ цифровой информации, регистрируемой в полете комплексными аэрогеофизическими станциями, осуществляют средствами автоматизированных систем обработки данных (АСОД), обеспечивающими единый технологический цикл обработки и интерпретации аэрогеофизических наблюдений. В настоящее время существует несколько вариантов АСОД аэрогеофизики. Общим для них является разделение программ специализированного математического обеспечения на служебные и обрабатывающие, наличие управляющей (резидентной) программы и программы управления базой данных.

Обрабатывающие программы выполняют содержательную обработку исходных или промежуточных числовых данных; например, вводят поправки в измеренные физические поля, уstraняют сбои, сглаживают поля и т. п.

Служебные программы организуют и поддерживают автоматический режим работы, а также выполняют вспомогательные действия общего характера: обмен массивами между внешней и оперативной памятью ЭВМ, преобразование чисел и т. п.

Управляющая программа организует автоматическую последовательную или параллельную работу программ системы в соответствии с заказом на обработку, который составляется пользователем АСОД.

Например, программами АСОД «Аэрокомплекс» обеспечивается выполнение следующих этапов обработки и интерпретации материалов аэрогамма-съемки (АГСМ).

Ввод, контроль и копирование информации с полевого носителя в память компьютера.

Ввод и контроль вспомогательной информации.

Автоматическая диагностика и обработка результатов контрольных и настроечных измерений.

Ввод, коррекция и обработка информации об ориентирах и их топографической привязке.

Помаршрутная обработка АГСМ-данных (устранение сбоев, ввод поправок, пересчет результатов измерений из кодовых единиц в физические, сглаживание и др.).

Интерполяция результатов измерений в узлы прямоугольной сети.

Полуавтоматическая увязка измерений и объединение вылетов.

Расчет индикаторных отношений, а также значений линейных и квадратичных дискриминантных функций и аномальных приращений на основе факторных нагрузок.

Выделение локальных аномалий γ -поля и их разделение по параметрам.

Графический вывод результатов обработки (построение карт изолиний, графиков наблюдаемых полей и их трансформаций, печать таблиц параметров аномалий).

Алгоритмы программ первичной обработки в основном традиционные, поэтому коротко остановимся лишь на алгоритме выделения локальных аномалий.

Локальные аномалии γ -поля в АСОД «Аэрокомплекс» выявляют способом градиентов помаршрутно, когда по одному из выбранных каналов для всех точек измерения вычисляют горизонтальный градиент поля. Экстремальные значения градиента характеризуют геометрию локальных неоднородностей регистрируемого поля. Задаваясь определенными критериями локальности, выделяют по маршруту участки, соответствующие локальным аномалиям. Затем по каждому из каналов, исключив из исходной кривой точки, отвечающие аномальным записям, вычисляют сплайн-функцию, которая для всех точек маршрута обладает свойством минимальной кривизны, и ею аппроксимируют фон в аномальной зоне.

При выделении локальных аномалий основная сложность возникает в определении амплитуды аномалии по каналам содержаний, так как записи в них сильно осложнены флуктуациями. Для решения этой задачи используют вычисление функции взаимной корреляции между аномалией заданной формы (сигналом) и значениями поля по каналам содержаний, причем в качестве сигнала берется реальная форма аномалии в интегральном канале I_γ как менее осложненная помехами.

5.3.4. Характеристика аэрогамма-спектральных аномалий

Месторождения и рудопроявления урана, над которыми формируются открытые вторичные ореолы рассеяния, характеризуются с воздуха наиболее вероятными аномалиями $\Delta I = 0,3 - 0,9$ пА/кг и содержанием урана $(5...15) \cdot 10^{-4}$ %. Слабо проявленные рудопроявления и месторождения отмечаются аномальными приращениями $\Delta I = 0,1 - 0,3$ пА/кг и $q_{U'} = (1,5 - 3,0) \cdot 10^{-4}$ %. Наиболее вероятная ширина локальной аномалии $T = 100 - 250$ м. В целом для аномальных полей $T = 300 - 500$ м; поля шириной более 600...700 м, связанные с урановым оруденением, встречаются редко.

Месторождения редкоземельных элементов (TR), а также Ta, Nb, Be, связанные с щелочными комплексами (карбонатитами), месторождения S и W в грейзенах, бокситы, кимберлиты, россыпные месторождения TR, Nb, Ta характеризуются относительно высоким содержанием Th [от $(4...5) \cdot 10^{-4}$ до $(20...50) \cdot 10^{-4}$ %] и повышенным торий-урановым отношением (> 5). Над месторождениями полиметаллов (Pb, Zn), а также Au, Ag, Cu, Mo, связанными с гранитоидами, средними и кислыми эффузивами, с зонами

гидротермальной деятельности, отмечаются приращения содержания К до 2...5 %, U (2...6) 10^{-4} % и понижения содержания Th до (0,5...4) – 10^{-4} %.

Основную сложность в анализе первичного материала представляет выделение аномалий слабо проявленных месторождений, так как над ними часто фиксируются недостоверно спектрометрируемые аномальные записи смешанной природы. Основными критериями предварительного выделения перспективных урановых аномалий в этом случае являются: 1) одновременная регистрация аномальных записей γ -поля и концентрации U(Ra); 2) благоприятная геологическая и геоморфологическая обстановка; 3) повторяемость аномальных сигналов на соседних маршрутах.

Выделенные аномалии, перспективные и с неясными перспективами, наносят как на крупномасштабные планы, так и на обобщенные мелкомасштабные (1 : 200 000) карты аномалий и аномальных полей, на которых особо отмечают зоны распределения возможно рудных аномалий и известные рудные объекты. Мелкомасштабные карты полезны при решении прогнозно-поисковых задач в региональном масштабе.

Контрольные вопросы.

1. Какие основные виды радиоактивности Вы знаете? Как записываются реакции распада различного типа?
2. Охарактеризуйте физический смысл постоянной распада и периода полураспада и их связь.
3. Период полураспада ^{226}Ra $T = 16200$ лет. Чему равна постоянная его распада?
4. Что называют радиоактивным рядом (семейством)?
5. Какие радиоактивные семейства Вы знаете и какие элементы являются их родоначальниками?
6. Охарактеризуйте общие закономерности радиоактивных семейств.
7. Какие радиоактивные семейства и изотопы вносят основной вклад в радиоактивность горных пород?
8. От каких основных факторов зависит пробег α – и β -частиц в веществе?
9. Что такое экспозиционная доза γ -излучения и в каких единицах она измеряется? Чем она отличается от мощности дозы?
10. В чем разница между поглощенной дозой и экспозиционной дозой?
11. Что такое газовое усиление в газонаполненных детекторах излучения?
12. Каково принципиальное различие в характере электрического поля в ионизационной камере и пропорциональном счетчике? За счет чего оно достигается?
13. Чем различаются счетчики Гейгера – Мюллера и пропорциональные?
14. Что называется плато счетчика и за счет чего оно образуется для счетчика Гейгера – Мюллера?
15. Какие сцинтилляторы и почему чаще всего используют для регистрации γ -квантов?
16. Какие сцинтилляторы и почему обычно используют в спектрометрах γ -излучения?
17. На каком принципе основано раздельное определение содержаний изотопов в спектрометрии?
18. Дайте сравнительную характеристику использования счетчиков Гейгера-Мюллера, пропорциональных, сцинтилляционных и полупроводниковых для регистрации γ -квантов.
19. Какие детекторы используют при спектрометрии γ -излучения?
20. Что такое эманации? Какие эманации Вы знаете?
21. Охарактеризуйте основные факторы, влияющие на результаты γ -спектрометрической съемки.

ГЛАВА 6. ТЕРМИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ РАЗВЕДКИ

Геотермическая разведка (терморазведка или термометрия) объединяет физические методы исследования естественного теплового поля Земли с целью изучения ландшафтов земной коры и верхней мантии, выявления геотермических ресурсов, решения поисково-разведочных и инженерно-гидрогеологических задач. Меньшее применение находят методы искусственных тепловых полей. *Тепловое поле* определяется внутренними и внешними источниками тепла и *тепловыми свойствами* горных пород. При терморазведке регистрируют радиотепловое и инфракрасное излучение земной поверхности, измеряют температуру, ее вертикальный градиент или тепловой поток. Распределение этих параметров в плане и по глубине несет информацию о термических условиях и геологическом строении изучаемого района.

Основными методами терморазведки являются: радиотепловые (РТС) и инфракрасные (ИКС) съемки; региональные термические исследования на суше и акваториях; поисково-разведочные термические исследования, направленные на выявление и изучение месторождений полезных ископаемых; инженерно-гидрогеологические термические исследования, предназначенные для изучения мерзлотных условий и движения подземных вод; термический каротаж, который служит для документации разрезов скважин по теплопроводности вскрытых горных пород; лабораторные измерения термических свойств горных пород; методы искусственных тепловых полей при работах на акваториях и в скважинах.

6.1. Физико-геологические основы терморазведки

Теория терморазведки построена на основе математического и физического моделирования, натуральных наблюдений и установления связей с другими полями Земли. В физике Земли и терморазведке достаточно хорошо изучены тепловое поле и тепловые параметры горных пород.

6.1.1. Тепловые и оптические свойства горных пород

К тепловым свойствам горных пород относятся коэффициент теплопроводности (λ_T), теплоемкость c , плотность σ , температуропроводность a и тепловая инерция G к оптическим – альбедо A , коэффициент яркости $r\lambda$, степень черноты $\varepsilon\lambda$ и др.

Основным параметром в терморазведке является коэффициент теплопроводности или просто *теплопроводность* λ_T , характеризующая способность сред и горных пород передавать тепло. Она определяется как отношение количества теплоты Q , перенесенного через единичную плоскую поверхность площадью S , нормальную к вектору единичного градиента температуры ко времени t , в течение которого эта теплота перенесена:

$$\lambda = \frac{Q}{\Gamma \cdot S \cdot t} \quad (6.1)$$

и единицей ее измерения является Ватт на метр-кельвин (1 Вт/(м К)). В формуле (6.1)

$$\Gamma = \frac{dT}{dz} \approx \frac{T_2 - T_1}{z_2 - z_1} - \text{геотермический градиент или изменение температур } T_2 \text{ и } T_1 \text{ на}$$

глубинах z_2 и z_1 (ось Z направлена вниз по нормали к поверхности земли).

В теории терморазведки доказано, что при температурах до 1000 °С теплопроводность обратно пропорциональна температуре. В связи с этим средняя теплопроводность до глубин около 100 км, где ожидаются такие температуры, понижается примерно в 3 раза по сравнению со средней теплопроводностью поверхностных отложений.

На глубинах свыше 100 км теплопроводность постепенно повышается, что объясняется ростом с глубиной давления и лучистого теплообмена. Эта зона пониженной теплопроводности в мантии служит препятствием для оттока тепла к поверхности и способствует возрастанию температур с глубиной.

В целом теплопроводность горных пород зависит от минерального состава, структуры, текстуры, плотности, пористости, влажности, температуры. Минеральный состав магматических, метаморфических и осадочных пород не очень влияет на их теплопроводность. Плотность, пористость и давление, под которым находятся горные породы, связаны между собой. При повышении плотности и давления, а значит, понижении пористости теплопроводность пород повышается. С увеличением влажности горных пород их теплопроводность резко увеличивается. Например, изменение влажности с 10 до 50 % может увеличить теплопроводность в 2–4 раза. Повышение температуры снижает теплопроводность кристаллических и сухих осадочных пород и увеличивает у водонасыщенных. В целом влияние различных, иногда взаимно противоположных природных факторов, на теплопроводность горных пород весьма сложно и недостаточно изучено. Магматические и метаморфические породы обладают коэффициентом теплопроводности 0,2...0,4 Вт/(м град), осадочные – 0,03...0,5 (в среднем 0,125) Вт/(м град), нефтегазонасыщенные – меньше 0,05 Вт/(м град).

Теплоемкостью горных пород объясняется их способность поглощать тепловую энергию. Эта величина определяется как отношение теплоты, необходимой для нагревания тела, к разности Δt температур тела:

$$C_v = Q/\Delta t. \quad (6.2)$$

Единицей измерения теплоемкости является Дж/К. Джоуль на кельвин равен теплоемкости тела, температура которого повышается на 1 К при подведении к телу количества теплоты 1 Дж.

Теплоемкость отличается сравнительным постоянством и возрастает с увеличением водонасыщенности. У магматических и метаморфических пород при обычных температурах теплоемкость изменяется в пределах $(0,6...0,9) \cdot 10^3$ Дж/(кг-град), у осадочных – $(0,7...1) \cdot 10^3$ Дж/(кг-град), у металлических руд – $(0,9...1,4) \cdot 10^3$ Дж/(кг-град). С ростом температуры она увеличивается.

Температуропроводность характеризует скорость изменения температур при поглощении или отдаче тепла. Эта величина определяется как скорость выравнивания температуры в среде при нестационарной теплопроводности и численно равна отношению теплопроводности λ_T к объемной теплоемкости C_v при постоянном давлении:

$$a = \lambda/C_v. \quad (6.3)$$

Единицей ее измерения является $1 \text{ м}^2/\text{с}$.

У различных горных пород она изменяется в пределах $(4...10) 10^{-7} \text{ м}^2/\text{с}$.

Тепловая инерция пород $[\text{Дж}/(\text{м}^2 \text{ с}^{1/2} \text{ К})$, где К – градусы Кельвина] является одной из обобщенных тепловых характеристик земной поверхности. Она используется при тепловых аэрокосмических съемках, определяется по формуле:

$$G = \sqrt{\lambda_T c \sigma} \quad (6.4)$$

и характеризует суточный ход температур над разными ландшафтами и горными породами.

Породы со слабой тепловой инерцией (сухие почвы и пески) характеризуются низкими ее значениями $G \leq 500 \text{ Дж}/(\text{м}^2 \text{ с}^{1/2} \text{ К})$ и большим колебанием суточных температур (до 60 °С). Породы и среды с высокой тепловой инерцией (обводненные породы, заболоченные участки) характеризуются значениями G до 3000 $\text{ Дж}/(\text{м}^2 \text{ с}^{1/2} \text{ К})$ и суточ-

ным изменением температур до 30 °С. Над акваториями крупных рек, морей и океанов $G > 10\,000 \text{ Дж}/(\text{м}^2\text{-с}^{1/2}\text{-К})$, а суточный ход температур составляет несколько градусов.

Перечисленные тепловые свойства горных пород определяют лабораторными методами. Для этого образцы горных пород помещают в плоские, цилиндрические или сферические датчики, через которые пропускают стационарный или импульсный тепловой поток от источника тепла. Измеряя прошедший поток, градиент температур за время измерений и зная геометрические размеры датчика, можно определить тепловые свойства пород.

Знание тепловых свойств горных пород необходимо для интерпретации результатов термометрии скважин и донных осадков; при глубинных геотермических исследованиях; выявлении тех или иных полезных ископаемых; проведении тепловых расчетов с целью установления зависимостей тепловых свойств от физических, геологических, водно-коллекторских параметров.

Оптические свойства пород – альbedo, характеризующее отражательные свойства поверхности (%); коэффициент яркости, т. е. отношение яркости поверхности в рассматриваемом направлении к яркости белой идеально рассеивающей поверхности; степень черноты, показывающая, во сколько раз плотность излучения данного объекта при длине волны λ меньше плотности излучения абсолютно черного тела при той же температуре, и др. – играют основную роль при инфракрасной съемке.

6.1.2. Принципы теории терморазведки

Теория терморазведки основывается на решении уравнения теплопроводности:

$$a \cdot \left(\frac{\partial^2 T}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 T}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} \right) = \frac{\partial T}{\partial t}, \quad (6.5)$$

характеризующего изменение температуры T по осям координат (x, y, z) во времени с учетом температуропроводности a . Решая это уравнение, можно получить следующую формулу для расчета суммарного теплового потока из недр Земли:

$$q_{\text{сум}} = \lambda_t \cdot \left[\frac{V_z}{a} \cdot T_1 - \Gamma \cdot e^{V_z(Z_1 - Z_2)/a} \right], \quad (6.6)$$

где T_1 – температура на глубине Z_1 ; Γ – геотермический градиент, или перепад температур $(T_2 - T_1)$ на двух глубинах Z_2 и Z_1 ; V_z – вертикальная скорость конвекции.

При решении прямых задач терморазведки часто Землю принимают за однородное полупространство с постоянным тепловым потоком $q_{\text{сум}}$. Решая уравнение (6.5) с учетом выражения (6.6) и граничных условий для тел простой геометрической формы (шар, столб, цилиндр и т. п.) или горизонтально-слоистой среды с разными тепловыми свойствами, можно получить аналитические выражения для аномальных тепловых потоков или температур. При сравнении теоретически рассчитанных кривых с наблюдаемыми можно получить сведения о геотермических аномалиях и провести количественную интерпретацию данных терморазведки, т. е. оценить положение, глубины залегания аномалиеобразующих локальных объектов.

6.1.3. Тепловое поле Земли

Общая характеристика теплового поля Земли. Источниками теплового поля Земли являются процессы, протекающие в ее недрах, и тепловая энергия Солнца. К внутренним источникам тепла относят радиогенное тепло, которое создается благодаря распаду рассеянных в горных породах изотопов урана, тория, калия и иных радиоактивных элементов, и тепло, обусловленное различными процессами, протекающими в Земле (гравитационной дифференциацией, плавлением, химическими реакциями

с выделением или поглощением тепла, деформацией за счет приливов под действием Луны и Солнца и некоторыми другими). Тепловая энергия перечисленных источников, высвобождающаяся на земной поверхности в единицу времени, значительно выше энергии тектонических, сейсмических и гидротермальных процессов.

Внутреннее тепловое поле отличается высоким постоянством. Оно не оказывает влияния на температуру вблизи земной поверхности или климат, так как энергия, поступающая на земную поверхность от Солнца, в 1000 раз больше, чем из недр. Вместе с тем, среднее тепловое воздействие Солнца не определяет теплового состояния Земли и способно поддерживать постоянную температуру на поверхности Земли около 0 °С. Практически же благодаря изменению солнечной активности температура приповерхностного слоя воздуха изменяется, а с некоторым запаздыванием изменяется и температура горных пород.

Суточные, сезонные, многолетние и многовековые изменения солнечной активности приводят к соответствующим циклическим изменениям температур воздуха. Чем больше период цикличности, тем больше глубина их теплового воздействия. Например, суточные колебания температуры воздуха сказываются на изменении температур в почвенном слое глубиной 1...1,5 м. Это связано с переносом солнечного теплового потока за счет молекулярной теплопроводности пород и конвекции воздуха, паров воды; инфильтрующихся осадков и подземных вод. Сезонные (годовые) колебания вызывают изменения температур на глубинах до 20...40 м. На таких глубинах теплопередача осуществляется в основном за счет молекулярной теплопроводности, а также движения подземных вод. На глубинах 20...40 м располагается нейтральный слой (или зона постоянных годовых температур), в котором температура остается практически постоянной и в среднем на 3,7° выше среднегодовой температуры воздуха. Многовековые климатические изменения сказываются на вариациях температур сравнительно больших глубин. Например, похолодания и потепления в четвертичном периоде влияли на тепловой режим Земли до глубин 3...4 км.

Таким образом, если не учитывать многовековых климатических изменений, то можно считать, что ниже зоны постоянных температур (на глубинах свыше 40 м) влиянием цикличности солнечной активности можно пренебречь, а температурный режим пород определяется глубинным потоком тепла и особенностями термических свойств пород

Региональный тепловой поток в земной коре. Ниже нейтрального слоя температура пород повышается в среднем на 3 °С при погружении на каждые 100 м. Это объясняется наличием регионального теплового потока от источников внутреннего тепла Земли, поднимающегося к поверхности. Тепловой поток Φ через некоторую поверхность – это отношение теплоты, проходящей через эту поверхность, ко времени t , за которое прошла эта теплота. Его величину принято характеризовать поверхностной плотностью теплового потока (или просто тепловым потоком) q . Эта величина определяется как отношение теплового потока $d\Phi$ к площади поверхности dS , через которую проходит этот поток:

$$q = d\Phi/dS \quad (6.7)$$

и измеряется соответственно в Вт/м².

Среднее значение теплового потока как на суше, так и в океанах одинаково и составляет 0,06 Вт/м², отклоняясь от него не более чем в 5–7 раз. Постоянство средних тепловых потоков суши и океанов при резком изменении мощностей и строения земной коры свидетельствует о различии в тепловом строении верхней мантии. Поэтому аномалии тепловых потоков, т. е. отклонения от установленных средних потоков, несут информацию о строении и земной коры, и верхней мантии.

Установлено, что основным источником тепла на континентах является энергия радиоактивного распада. Это объясняется большей концентрацией радиоактивных элементов в земной коре, чем в мантии. В океанах, где мощность земной коры мала, основным источником тепла являются процессы в мантии на глубинах до 700...1000 км.

Расчеты показывают, что радиогенное тепло является основным среди других видов тепловой энергии недр. За время существования Земли оно более чем в 2 раза превысило потери за счет теплопроводности.

Тепловой поток определяется не только природой и мощностью источников тепла, но и его переносом через горные породы. Тепло передается посредством молекулярной теплопроводности горных пород, конвекции и излучения. На больших глубинах (свыше 10 км) передача тепла осуществляется в основном за счет излучения нагретого вещества недр и конвекции, обусловленной движением блоков земной коры, расплавленных лав, гидротерм. На меньших глубинах перенос тепла связан с молекулярной теплопроводностью и конвекцией подземными водами.

В теории терморазведки (В.К. Хмелевской, 1988) получена следующая формула для расчета вертикального теплового потока:

$$q_z = -\lambda_T \frac{dT}{dz} + \sigma \cdot c \cdot V_z \cdot T, \quad (6.8)$$

где $\frac{dT}{dz} \approx \Gamma$ – температурный градиент; λ_T – коэффициент теплопроводности; σ – плотность; c – теплоемкость; V_z – вертикальная скорость конвекции (или скорость фильтрации подземных вод, если считать, что конвекция осуществляется в основном за счет подземных вод); T – температура на глубине $Z = (Z_1 + Z_2)/2$. Если конвекция вод идет вверх, что наблюдается в слабопроницаемых слоях на глубинах свыше 100 м, то теплопроводный и конвективный тепловые потоки складываются ($-V_z$), при фильтрации вниз – вычитаются (V_z).

В скальных породах, а также в условиях стационарного теплообмена конвекцией можно пренебречь ($V_z = 0$), и плотность теплового потока $q_z = -\lambda_T \Gamma$, т. е. он определяется только теплопроводностью пород и температурным градиентом. Таким образом, региональный тепловой поток Земли может быть рассчитан через измеренные на разных глубинах температуры и тепловые свойства среды, в основном теплопроводность.

Локальные составляющие теплового потока. Источники локальных тепловых потоков, вызывающих аномалии температур, разнообразны: наличие многолетнемерзлых пород, т. е. мощных (до сотен метров) толщ с отрицательными температурами; наличие пород и руд с повышенной радиоактивностью; влияние экзотермических и эндотермических процессов, происходящих в нефтегазоносных горизонтах, залежах угля, сульфидных и других рудах; проявление современного вулканизма и тектонических движений; циркуляция подземных, в том числе термальных, вод и др. Роль каждого из этих факторов определяется геолого-гидрогеологическим строением. Локальные тепловые потоки, как и региональные, зависят не только от наличия источников, но и от условий переноса тепла за счет теплопроводности горных пород и конвекции почвенного воздуха и подземных вод.

6.2. Аппаратура для геотермических исследований

Для геотермических исследований используют разного рода тепловизоры, термометры, термоградиентометры и тепломеры.

Тепловизоры. Для аэрокосмических и полевых радиотепловых и инфракрасных съемок изготавливают тепловизоры, работающие в тех или иных участках спектра длин электромагнитных волн от микрометрового до миллиметрового диапазона. Фоточувствительным элементом (фотодетектором) тепловизора являются особые кристаллы, чувствительные к электромагнитному излучению определенных длин волн. Для достижения высокой чувствительности (доли градуса) и безынерционности кристаллы долж-

ны находиться при очень низких температурах (меньших $-203\text{ }^{\circ}\text{C}$). С этой целью их помещают в охлаждающее устройство на жидком азоте или гелии. Измеренные излучения преобразуются в электрические сигналы, которые усиливаются и трансформируются в такую форму, чтобы их можно было передать на экран телевизора или на фотопленку, как при обычных фототелевизионных съемках.

В портативных переносных тепловизорах температуры фиксируются на цифровых индикаторах. Существуют также приборы с записью на магнитную ленту. Тепловизоры-спектрометры содержат устройства для спектрального разделения принятых излучений и последующей их обработки с помощью ЭВМ. В тепловизорах для аэрокосмической съемки имеется сканирующее электронно-механическое устройство для (развертки фотодетектора перпендикулярно к направлению полета, чтобы осуществить развертку изображения по строкам и кадрам, т. е. провести обзорную съемку).

Термометры. При терморазведке температуру пород или воду измеряют с помощью скважинных (шпуровых) или донных термометров. Чувствительным элементом таких термометров являются термочувствительные сопротивления или термисторы, включаемые в мостиковую схему, которая работает на постоянном токе. Изменение температуры окружающей среды приводит к разбалансу «моста» и появлению в нем пропорционального этому изменению тока. В термоградиентометрах имеется несколько чувствительных элементов, расположенных на расстояниях 1...2 м друг от друга. С помощью специальных электрических схем измеряют разности температур между ними. Тепломеры, построенные на базе термометров, служат для оценки тепловых потоков.

Сигналы, полученные со скважинного или донного термометров, усиливаются и по кабелю передаются на автоматические регистраторы, как и в серийных каротажных станциях для геофизических исследований в скважинах.

6.3. Методика работ и области применения терморазведки

Радиотепловые и инфракрасные съемки. Методики радиотепловых и инфракрасных аэрокосмических съемок практически такие же, как и при фототелевизионных съемках. Ценным их преимуществом является возможность вести съемки в темноте, а при соответствующем выборе длин волн и практически при любой погоде. Например, в инфракрасном диапазоне выявлен ряд «окон прозрачности» в диапазоне волн: 0,95...1,05; 1,2...1,3; 1,5...1,8; 2,1...2,4; 3,3...4,2; 4,5...5,1; 8...13 мкм и др., на которых можно вести съемки в тех или иных погодных условиях.

Аномалии на полученных снимках формируются за счет тепловых потоков из недр, отражения солнечной энергии и зависят от оптических, тепловых и в меньшей степени электромагнитных свойств горных пород верхней части геологической среды. Радиотепловые и инфракрасные съемки осложнены термическими помехами, связанными с неравномерным тепловым обменом земной поверхности с атмосферой, изменяющимися климатическими и метеорологическими условиями, состоянием атмосферы и другими факторами.

Обработка и истолкование радиотепловых и инфракрасных снимков в общем такие же, как и при дешифрировании снимков видимого диапазона (аэрокосмоснимков).

Аэрокосмические дистанционные радиотепловые и инфракрасные съемки используются для исследования природных ресурсов Земли и, в частности, для изучения районов активного вулканизма и гидротермальной деятельности, геологического картирования и поисков некоторых полезных ископаемых, инженерно-геологических и гидрогеологических съемок, решения задач почвоведения и мелиорации, изучения снежного, ледяного покрова и динамики ландшафтов, охраны природной среды и решения других задач.

Региональные термические исследования сводятся к высокоточному (погрешность не более $0,01\text{ }^{\circ}\text{C}$) неоднократному измерению температур, их приращений в глу-

боких скважинах, горных выработках и донных осадках озер, морей и океанов. Чтобы исключить влияние сезонных колебаний температур, замеры на суше ведут на глубинах свыше 50...100 м, а на водных акваториях – на глубине свыше 300 м.

При бурении скважин нарушается температурное равновесие, которое зависит от времени и способа бурения, условий циркуляции промывочной жидкости или продуваемого воздуха во время бурения. В среднем время восстановления температуры до первоначальных значений превышает 10-кратное время бурения скважины. Поэтому термические измерения проводят после установления температур, т. е. через несколько месяцев после бурения глубоких скважин и через несколько дней или часов после бурения скважин или шпуров в горных выработках.

Графики и карты температур (или градиентов температур) используют для расчетов геотермических градиентов, тепловых потоков. Тепловой поток рассчитывают по известному геотермическому градиенту Γ и теплопроводности $a_{,r}$ горных пород, определяемой на образцах горных пород и донных осадков или с помощью специальных термометров [см. выражения (6.6), (6.8)].

В результате многолетних тепловых съемок Земли накоплены некоторые сведения об особенностях теплового поля Земли. Геотермическая ступень (величина, обратная геотермическому градиенту) составляет на кристаллических щитах около 100 м/град, на платформах – около 30 м/град, в складчатых областях – 10...–20 м/град, в областях новейшего вулканизма – 5...20 м/град. Минимальные тепловые потоки (0,02...0,04 Вт/м²) наблюдаются на платформах и особенно на докембрийских щитах, в глубоководных впадинах, максимальные – на срединно-океанических хребтах, в рифтовых зонах и участках современного вулканизма (0,2...0,4 Вт/м²). Тепловой поток увеличивается в направлении от древних к молодым областям складчатости, а в каждой из них наблюдается возрастание потоков от предгорных прогибов к участкам активного орогенеза. В тектонически активных областях наблюдается резкая дифференциация тепловых потоков, например, возрастание втрое от краевых прогибов к областям кайнозойской складчатости. Несмотря на существующее примерное равенство тепловых потоков в океанических и континентальных областях, а также в регионах разновозрастной складчатости, их различия обуславливают существование не только вертикальных, но и горизонтальных градиентов температур.

Измерения температур в структурных и разведочных (на нефть и газ) скважинах позволяют рассчитать геотермические градиенты и их изменения с глубиной и по площади. Например, в породах Украинского щита геотермический градиент очень мал: 0,010...0,015 °С/м, а в Ставропольском крае высок – 0,032...0,067 °С/м. По нефтяным скважинам Краснодарского края геотермический градиент имеет промежуточные значения – 0,020...0,046 °С/м.

Региональные термические исследования служат для выявления термического режима и состояния недр Земли, что является важным источником информации для геофизики и теоретической геологии. Практически эти исследования направлены на изучение геотермических ресурсов и выявление участков, перспективных на использование глубинного тепла в качестве источника энергии. Эти участки располагаются в районах с повышенным тепловым потоком (свыше 0,1 Вт/м²) и геотермическим градиентом (5...20° на 100 м). В таких районах на глубинах свыше 1...3 км могут находиться скопления либо парогидротерм, либо термальных вод, либо прогретых пород. В настоящее время используют не только парогидротермы и термальные воды, но и подземные тепловые котлы, т. е. зоны разрушенных перегретых пород, куда можно закачивать воду и после ее нагрева использовать для получения электроэнергии, теплофикации и других целей.

Поисково-разведочные термические исследования в комплексе с другими наземными и подземными геофизическими методами проводят на рудных, угольных, нефтяных и га-

зовых месторождениях. Температуры пород измеряют в скважинах наземного и подземного бурения. Систему наблюдений приспособляют к имеющейся сети скважин, поскольку специальное бурение скважин для терморазведки экономически невыгодно и проводится лишь изредка. Температуры измеряют в отдельных точках по стволу скважины.

Большие трудности при терморазведке связаны с необходимостью получения установившихся температур, чтобы охарактеризовать естественное температурное поле горных пород. Оно оказывается нарушенным в результате искажающего влияния таких факторов, как разогрев пород при бурении, влияние промывочной жидкости, вентиляция горных выработок, усиленное окисление руд и углей, вскрытых горных выработок и др. По измеренным естественным температурам строят графики их изменения с глубиной, а для постоянных глубин – с расстоянием. При достаточной густоте точек площадных наблюдений строят карты изотерм (постоянных температур) для одинаковых глубин, карты средних геотермических градиентов и др.

Интерпретация геотермических профилей и карт обычно качественная и сводится к выделению локальных аномалий термического поля и сопоставлению их с аномалиями других геофизических методов, а также с геологическими материалами.

Инженерно-гидрогеологические термические исследования обычно проводят в неглубоких (10...30 м) скважинах с установившимся температурным режимом. Желательно изолировать водоносный горизонт от скважины. В разных природных условиях получаемые геотермические профили и карты служат

- для оконтуривания многолетнемерзлых и талых горных пород;
- для изучения динамики подземных вод (приток глубинных вод создает положительные аномалии температур, поверхностных – отрицательные);
- для прогноза приближения забоя выработок к обводненным зонам и решения других задач

Особый интерес представляет определение скорости фильтрации подземных вод. Как отмечалось выше, тепловой поток в условиях заметной конвекции тепла за счет подземных вод зависит от геотермического градиента, коэффициента температуропроводности и скорости фильтрации подземных вод. Приведенные формулы (6.6) и (6.8) положены в основу практического использования терморазведки для определения скорости, а затем и коэффициента фильтрации подземных вод. Для выявления мест фильтрации вод из водохранилищ, каналов, рек и стволов скважин, а также интервалов, где утечки отсутствуют, можно использовать измерение не только естественных, но и искусственных тепловых полей. Участки сосредоточенной фильтрации выделяют по температурным аномалиям, знак которых зависит от температурного режима акваторий. Более четкие результаты получают при искусственном электрическом подогреве воды во всех точках измерений. По скорости восстановления температур можно не только качественно выявить места утечек, но и оценить скорости фильтрации.

Контрольные вопросы

1. Какие тепловые и оптические свойства горных пород используются в терморазведке.
2. В чем разница между теплопроводностью и температуропроводностью.
3. Охарактеризуйте в целом тепловое поле Земли и причины тепловых аномалий.
4. С чем связаны региональные тепловые аномалии?
5. Охарактеризуйте источники локальных тепловых потоков.
6. Поясните принципы измерения температуры и ее градиентов в терморазведке.
7. Охарактеризуйте величины геотермических ступеней в различных крупных структурах земной коры. В силу каких причин, по вашему мнению, они варьируют?

ГЛАВА 7. ВОЗМОЖНОСТИ МЕТОДОВ ПОЛЕВОЙ ГЕОФИЗИКИ ПРИ ПОИСКАХ НЕФТЕГАЗОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

7.1. Применение гравиразведки

Гравиразведочные работы при поисках нефтяных и газовых месторождений в СССР были начаты в 1925 году в Урало-Эмбинской области и с этого времени гравиразведка является одним из основных методов при исследовании нефтегазоносных провинций. Чаще всего непосредственно сами залежи не могут служить объектом гравиметрических исследований из-за малого гравитационного эффекта, создаваемого ими. Поэтому обычно гравиметрические съемки проводят для поисков структур, благоприятных для скопления нефти и газа. Наиболее эффективно применение гравиразведки для картирования различных структур кристаллического фундамента, однако определение рельефа фундамента по гравитационным аномалиям является непростой задачей из-за влияния его плотностных неоднородностей. Когда структуры осадочного чехла пологие, с малой амплитудой, аномалии силы тяжести отражают строение и рельеф фундамента, дислокациями которого и создаются структуры чехла.

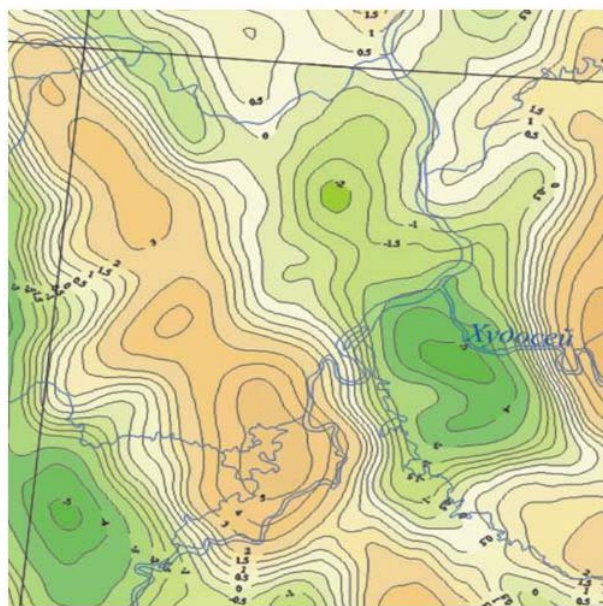


Рис. 7.1. Фрагмент карты локальных аномалий силы тяжести северо-восточной части Западно-Сибирской плиты (Норильский филиал ВСЕГЕИ)

На рис. 7.1 приведен фрагмент карты локальных аномалий силы тяжести, на которой отражаются наиболее крупные структуры фундамента.

Антиклинальные структуры чехла в геосинклинальных областях и краевых погибах платформ обычно создают положительные аномалии силы тяжести, поскольку плотность мощной толщи осадочных образований возрастает с глубиной. Однако из-за послынного изменения плотности и при обратном распределении плотности пород над антиклинальными структурами можно наблюдать и отрицательные аномалии (антиклинали Апшеронского полуострова, Западного Предкавказья, Ферганской долины и др.)

В районах солянокупольной тектоники гравиразведка является одним из ведущих методов как при определении границ этих районов, так и при поисках соляных куполов. Плотность соли практически постоянна ($2,1 \text{ г/см}^3$) и обычно меньше плотности

вмещающих пород, поэтому над соляными куполами наблюдаются интенсивные минимумы силы тяжести – от единиц до десятков миллигал.

Для изучения локальных структур чехла необходимо проводить высокоточные гравиметрические наблюдения

Наиболее значительный объем высокоточных гравиметрических измерений был проведен на востоке Русской плиты, в пределах Волго-Уральской нефтегазоносной провинции. Результаты этих работ были обобщены З.М. Слепаком (1980, 1989). Некоторые примеры из этой работы приведены ниже.

При рассмотрении гравитационных аномалий над структурами учитывались особенности геологического строения данного региона. Известно, что положительные структуры III порядка в центральной части Волго-Уральской провинции характеризуются тем, что кристаллический фундамент имеет приподнятое положение до 1,4...1,5 км, и лишь местами он погружается до 1,8 км и 3,4 км. На участках рассматриваемых структур в осадочном покрове характерно наличие терригенных отложений большой мощности нижнего карбона, а также верхнедевонских и нижнекаменноугольных рифогенных образований. На поверхности обнажаются отложения верхней перми.

Характерной особенностью этой территории является то, что на ее поверхности развиты мезозойские (нижний триас, средняя и верхняя юра, нижний и верхний мел) и кайнозойские (палеоген, неоген) образования. Здесь наблюдается значительное стратиграфическое и структурное несогласие между палеозойским и мезо-кайнозойским осадочным покровом.

Локальные структуры северо-восточной части провинции, как и юго-западной, характеризуются залеганием фундамента на глубину от 2,8 км (Краснокамско-Полазненский вал) до 7 км и более (Камско-Бельская впадина).

Геологические особенности данного региона проявились и в характере локальных структур. По морфолого-генетическим особенностям эти структуры подразделяются на два основных типа: тектонические и аккумулятивные.

1. Локальные структуры тектонического типа.

Ямашинская структура расположена в пределах Черемшанско-Ямашинского вала, приуроченного к западному склону южной вершины Татарского свода. Кристаллический фундамент находится здесь на глубине 1,8 км, по поверхности девонских образований структура представляет собой брахиантиклиналь северо-восточного, почти субмеридионального простирания. По поверхности турнейского яруса нижнего карбона структура имеет вид вытянутой в северо-восточном направлении брахиантиклинали с крутым юго-восточным и пологим северозападным крыльями. Амплитуда структуры составляет около 0,04 км.

По профилю, пересекающему структуру вкрест простирания, выявлен локальный минимум остаточной аномалии силы тяжести, который прослеживается на фоне более обширного максимума (рис. 7.2).

Бондюжская структура находится на юго-восточном склоне северного купола Татарского свода, в пределах одноименного вала, основной структурный план которого прослеживается по всей толще осадочного комплекса. Поднятие характеризуется почти полным совпадением структурных планов по отложениям перми, карбона, девона и поверхности кристаллического фундамента и относится к числу приразломных унаследованных (сквозных) структур тектонического типа

По поверхности кристаллического основания, вскрытого здесь на отметке 1,517 км, вырисовывается выступ фундамента северо-северо-восточного простирания с амплитудой 0,070 км на восточном погружении и 0,043 км – на западном.

Амплитуда слоев восточного крыла составляет 0,067 км, западного – 0,029 км. Основные промышленные скопления нефти приурочены к образованиям пашийского и кыновского горизонтов верхнего девона, суммарная мощность которых составляет 0,04...0,05 км.

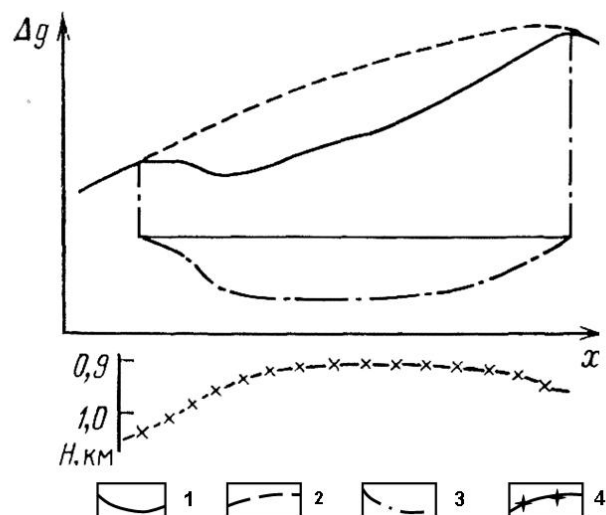


Рис. 7.2. Структурно-гравиметрический профиль Ямашинского поднятия (По З.М. Слепаку, 1989):

1 – наблюдаемая аномалия силы тяжести, 2 – региональный фон, 3 – локальный минимум силы тяжести, 4 – поверхность отложений турнейского яруса

По профилю, пересекающему структуру вкрест простирания, отмечается локальный минимум силы тяжести, прослеживаемый на фоне более обширного максимума (рис. 7.3).

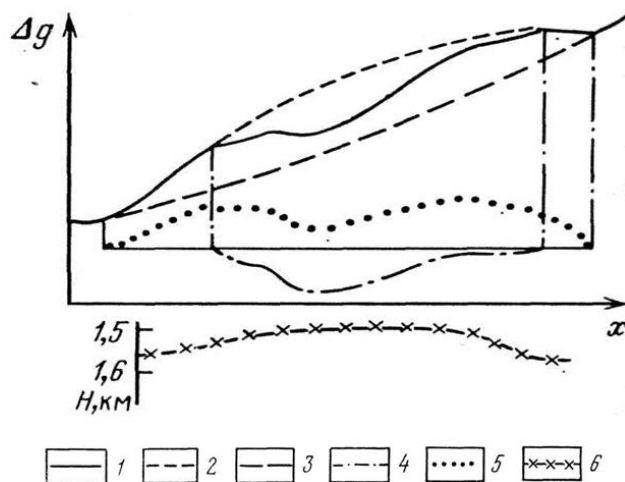


Рис. 7.3 Структурно-гравиметрический профиль Бондюжского поднятия Татарии (по З.М. Слепаку, 1989):

1 – наблюдаемая аномалия силы тяжести, 2 – восстановленный локальный максимум, 3 – региональный фон, 4 – локальный минимум, 5 – локальный максимум, 6 – поверхность кристаллического фундамента

Александровская структура – расположена на юго-восточном склоне южной вершины Татарского свода, в пределах Бавлинско-Туймазинского вала, характеризуется северо-восточным простиранием.

Характерной особенностью структуры, является очень пологое залегание пород по всему разрезу и постоянство мощностей отдельных стратиграфических горизонтов. Максимальная амплитуда структуры равна 0,040 км.

Суммарная мощность продуктивных коллекторов на Александровском поднятии составляет около 0,03...0,04 км.

Как видно на кривой аномалий силы тяжести по профилю (рис. 7.4), участку поднятия соответствует локальный минимум.

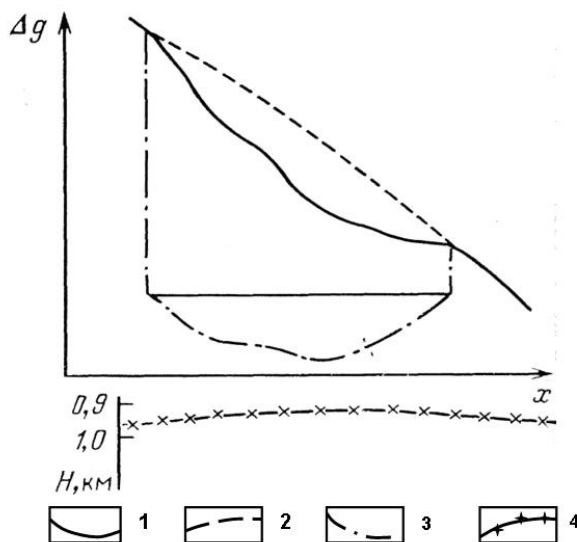


Рис. 7.4. Структурно-гравиметрический профиль Александровского поднятия Татарии (по З.М. Слепаку, 1989):
1 – наблюдаемая аномалия силы тяжести, 2 – региональный фон,
3 – локальный минимум, 4 – поверхность бобриковского горизонта C_1

Степновская структура расположена в пределах Генеральско-Степновской тектонической линии и приурочена к южному борту Марковской депрессии. Это поднятие представляет собой брахиантиклинальную коробчатую складку с широким плоским сводом, простирающуюся с юго-востока на северо-запад.

Согласно геофизическим данным, фундамент залегает на глубине 3,2...3,5 км. Амплитуда структуры составляет 0,35 км. Вверх по разрезу поднятие выполаживается и в верхнем структурном этаже его амплитуда по кровле батских отложений составляет всего 0,050 км. Степновская структура является промышленным газонефтеносным месторождением. Максимальная суммарная мощность газонефтесодержащих пластов составляет более 0,10 км.

Как видно по кривой аномалий силы тяжести (рис. 7.5), над купольной частью наблюдается локальный минимум силы тяжести. Он прослеживается на фоне более обширного локального максимума.

2. Локальные структуры аккумулятивного типа

Актанышская структура расположена в северо-западной части Бирской седловины, в пределах северо-восточного борта Актаныш-Чишминского прогиба Камско-Кинельской системы. Поверхность кристаллического фундамента здесь не вскрыта, но имеется предположение, что она погружена на глубину более 2 км.

Девонские отложения испытывают моноклинальное погружение в северо-восточном направлении. Амплитуда поднятия по кровле турнейских, тульских, верейскую и ассельских отложений соответственно равна 0,05; 0,03; 0,02 и 0,015 км. Структура может быть отнесена к поднятиям седиментационного типа.

По профилю, пересекающему структуру вкрест простирания (рис. 7.6), прослеживается локальный минимум силы тяжести. Поскольку амплитуда поднятия в верхней части разреза невелика, а кристаллический фундамент находится на значительной глу-

бине, возникновение локального минимума, связана с латеральным уменьшением плотности в карбонатной части разреза.

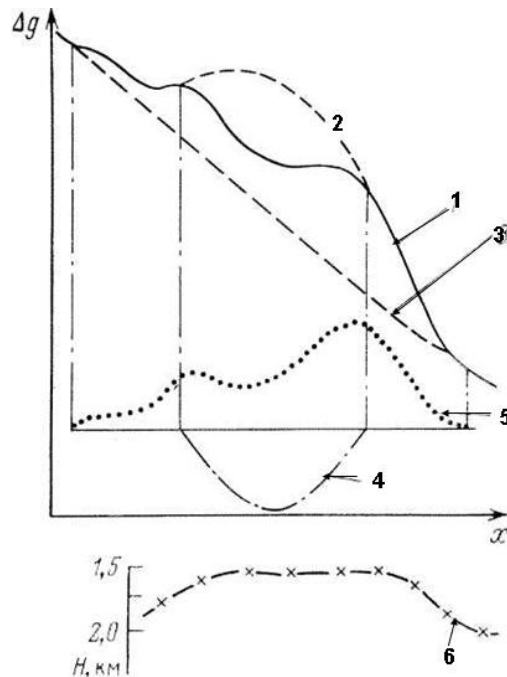


Рис. 7.5. Структурно-гравиметрический профиль Степановского поднятия Саратовской области (по З.М. Слепаку, 1989):
 1 – наблюдаемая аномалия силы тяжести, 2 – восстановленный локальный максимум,
 3 – региональный фон, 4 – локальный минимум, 5 – локальный максимум,
 6 – поверхность сульфатно-карбонатного комплекса

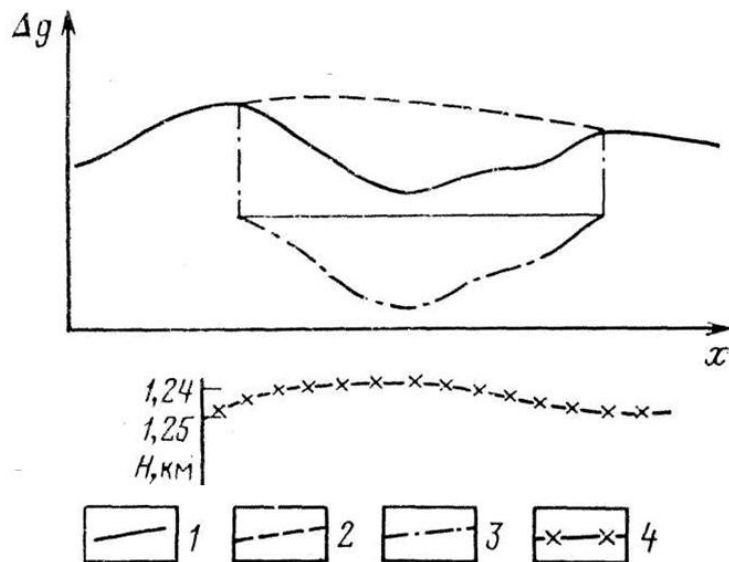


Рис. 7.6. Структурно-гравиметрический профиль Актанышского поднятия Татарии (по З.М. Слепаку, 1989. Условные обозначения те же, что на рис. 7.2)

Киенгопская структура (рис. 7.7) расположена в прибортовой зоне Можгинского прогиба Камско-Кинельской впадины. По кровле верхнебавлинских отложений здесь вырисовывается поднятие с амплитудой около 0,015 км, которое сохраняется и в разрезе терригенного девона. В отложениях верхнего девона и турнейского яруса нижнего карбона наблюдается резкое увеличение мощности карбонатов рифовых фаций, с чем

связано образование высокоамплитудного купола с высотой около 0,15 км. Кровля тульских терригенных отложений нижнего карбона образует структуру с амплитудой более 0,1 км. Вверх по разрезу поднятие сохраняет свои очертания, но его размеры и амплитуда уменьшаются. Структура является промышленно нефтеносной.

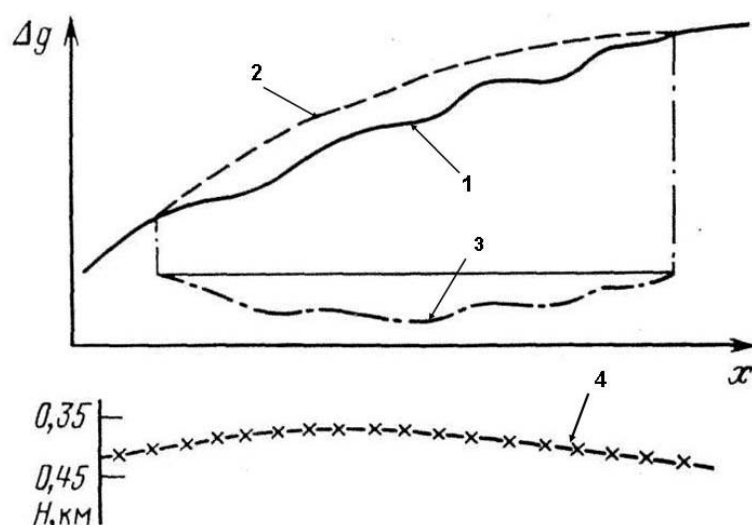


Рис. 7.7. Структурно-гравиметрический профиль Киенгопского поднятия Удмуртии (по З.М. Слепаку, 1989):

1 – наблюдаемое поле силы тяжести, 2 – региональный фон, 3 – локальный минимум силы тяжести, 4 – поверхность сульфатно-карбонатного комплекса P_1

Таким образом, можно отметить следующие особенности гравитационных аномалий над нефтегазовыми структурами Волго-Уральской провинции.

Локальные поднятия, расположенные в центральной и северо-восточной части провинции, преимущественно отображаются относительными минимумами силы тяжести, выделяемыми на общем гравитационном фоне. Для структур юго-восточной части характерно наличие локальных минимумов на фоне относительных локальных максимумов. При этом интенсивность локальных минимумов не зависит от амплитуды поднятий.

Природу наблюдаемых над структурами локальных минимумов силы тяжести можно объяснить существованием изменчивости плотности пород в их пределах, а также, наличием нефтяных и газовых залежей. В ряде случаев доля гравитационного влияния газовых и нефтяных залежей может быть значительной (Степновское, Кулешовское, Нурлатское и др. поднятия), особенно при суммарной мощности залежей, превышающей 0,2 км.

Локальные максимумы, на фоне которых прослеживаются минимумы более высокого порядка, связаны с наличием относительного уплотнения пород в периферийных частях поднятий и с гравитационным влиянием плотностных границ.

Особенности распределения гравитационных аномалий Русской плиты над приведенными выше отмечаются и на других структурах в других регионах. Имеются примеры существования локальных минимумов силы тяжести над структурами, природа которых также связана с уменьшением плотности пород осадочных отложений над структурами.

Локальные минимумы силы тяжести выявлены также на структурах, расположенных в Приуральской части Западно-Сибирской низменности. В этих областях минимумы имеют большие амплитуды, что связывают с возможным разуплотнением отложений, перекрывающих залежи, поскольку амплитуда этих минимумов превосходит расчетные значения

Существование минимумов силы тяжести над локальными поднятиями в различных нефтегазоносных областях и установление их возможной связи с уменьшением плотности на участках структур (наличие нефтяных и газовых залежей также обуславливает это уменьшение) свидетельствует о том, что указанная закономерность может наблюдаться во многих регионах. Поэтому при поисках нефтеперспективных структур вопросу изучения существования подобных закономерностей уделяется особое внимание.

Прогнозирование локальных структур в осадочном чехле должно проводиться с учетом геологического строения изучаемых площадей в рамках конкретных модельных представлений, отображающих определенные морфолого-генетические типы структур, динамику их формирования и изменения физико-геологической обстановки на протяжении геологической истории.

Основные принципы подобного прогнозирования, по З.М. Слепаку, заключаются в следующем.

Наиболее интенсивными и четкими локальными аномалиями отображаются структурные формы тектонического происхождения, менее интенсивными и относительно пологими аномалиями – аккумулятивные структурные формы.

Наличие локальных гравитационных аномалий в виде локальных минимумов значительной интенсивности или максимумов, осложненных подобными минимумами, наблюдаемых на интенсивном региональном фоне типа «гравитационной ступени», свидетельствует о существовании на глубине локальных поднятий, приуроченных к флексурам, группирующимся в валы и валоподобные зоны поднятий вдоль разломов, существовавших на протяжении герцинского тектонического цикла и не утративших активности в новейший период.

В районах с мощностью осадочного чехла в 3...4 км и более локальные гравитационные аномалии в виде минимумов, осложняющие более обширные максимумы, прослеживаемые на относительно спокойном региональном фоне, свидетельствуют о существовании на глубине тектонических поднятий приразломного типа.

В районах с мощностью осадочного чехла в 1,5...2,0 км наличие прослеживаемых на относительно спокойном региональном фоне локальных гравитационных аномалий в виде локальных минимумов или более обширных максимумов, осложненных подобными минимумами, свидетельствует о существовании на глубине тектонических поднятий надблокового типа.

Локальные минимумы в гравитационном поле, прослеживаемые на относительно спокойном региональном фоне, свидетельствуют о существовании в осадочном чехле поднятий конседиментационного типа.

Таким образом, в зависимости от особенностей геологического строения, прогнозирование локальных структурных форм по гравитационному полю проводится с учетом выявления локальных аномалий определенных типов. При этом поисковым признаком существования структуры в осадочном комплексе является наличие разуплотненных пород и, соответственно, локального минимума силы тяжести, находящегося в определенных соотношениях с положительными локальными аномалиями и региональным гравитационным фоном.

Следует отметить, что в районах со сложно пересеченным горным рельефом возможности высокоточной гравиразведки резко снижаются из-за переменной мощности и плотности пород промежуточного слоя. С применением современных компьютеризированных гравиметров точность относительных измерений силы тяжести достигает тысячных долей мГл и выше, однако методика вычисления и введения поправок (редукция Буге, поправка за окружающий рельеф) пока не позволяет резко повысить точность съемки в целом.

7.2. Применение магниторазведки

Основной задачей магниторазведки при поисках нефтяных и газовых месторождений обычно считалось изучение тектонического строения территории с целью выделения сравнительно небольших площадей, в пределах которых наиболее вероятно существование структур, перспективных на нефть и газ.

При съемке с феррозондовыми магнитометрами осадочные толщи платформенного чехла считали практически немагнитными, а аномалии связывали с породами кристаллического фундамента, предполагая, что складчатые структуры осадочного чехла наследуют структуры фундамента. Однако магнитные породы могут и не выходить на поверхность фундамента и унаследованность структур по поверхности фундамента также не является обязательной. Кроме того, интерпретация магнитных аномалий затрудняется при наличии эффузивов в осадочном чехле, классическим примером чего могут служить траппы Сибирской платформы.

Внедрение в практику работ ядерно-протонных и квантовых магнитометров, обладающих высокой чувствительностью, значительно расширило возможности метода в выявлении нефтеперспективных структур и выявило новые закономерности распределения магнитных аномалий в пределах нефтегазовых залежей.

7.2.1. Отражение месторождений углеводородов в региональном магнитом поле

Для выяснения возможности решения прогнозно-поисковых задач сотрудники Томского политехнического университета (Номоконова, Меркулов, Расковалов, 2004, 2006) сопоставили магнитные поля масштаба 1:2500000 с контурами известных месторождений Западной Сибири и масштаба 1:1000000 – с контурами месторождений Томской области. При анализе выявились следующие закономерности.

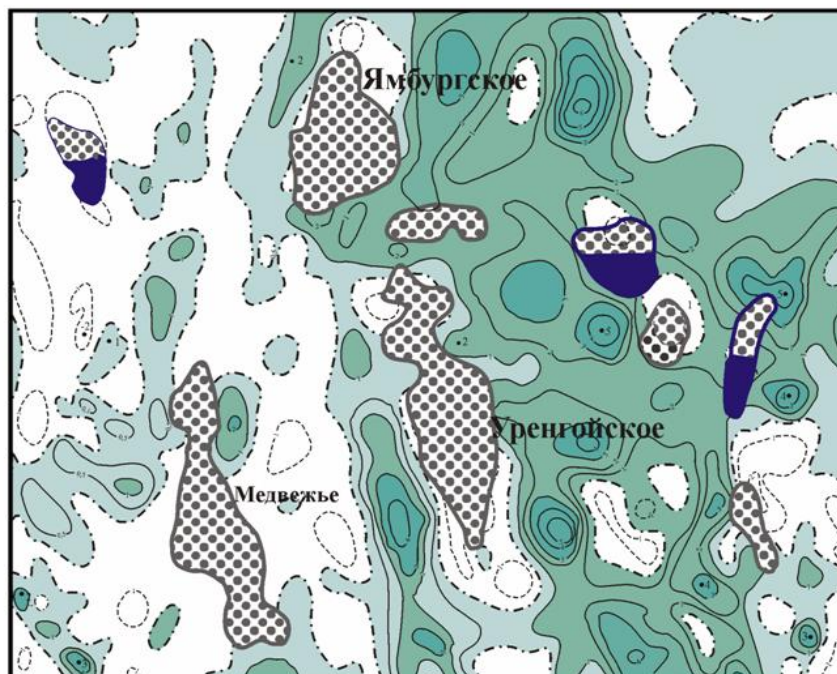


Рис. 7.8. Отражение газовых и нефтяных месторождений в региональном магнитом поле Надым-Пурской нефтегазоносной области

Месторождения углеводородов закономерно отражаются в магнитном поле, изменяя саму структуру аномалий, то есть размещение месторождений в осадочном чехле

связано с составом и формой структурной поверхности фундамента. Газовые месторождения северной части Западно-Сибирской плиты, представленные гидродинамически связанными залежами массивно-сводового типа, выделяются локальными отрицательными аномалиями среди целом положительного поля

В Надым-Пурском нефтегазоносном районе магнитные аномалии и месторождения образуют единую, слабо вытянутую в направлении простирания рифта зональную концентрическую структуру, в центре которой Уренгойское месторождение (рис. 7.8.). Подобная кольцевая структура прослеживается в рельефе дневной поверхности и аэро- и космогеологических снимках.

В ряде случаев, например, для Уренгойского и Ямбургского газовых месторождений, контуры магнитных аномалий и контуры месторождений практически полностью совпадают, создавая впечатление, что источниками аномалий являются сами месторождения. Оба месторождения обрамлены кольцом положительных магнитных аномалий. Медвежье месторождение, располагаясь в области пониженного магнитного поля, ограничивается с разных концов локальными положительными аномалиями магнитного поля.

Характер отражения месторождений углеводородов в магнитном поле зависит от крупности месторождения, его фазового состава, локализации в породах определенного стратиграфического уровня, расположения относительно структур первого порядка. Например, газовое и газоконденсатное Лугинецкое и Мыльджинское месторождения локализованы в градиентной зоне магнитного поля, закономерно искажая структуру этой зоны (рис. 7.9).

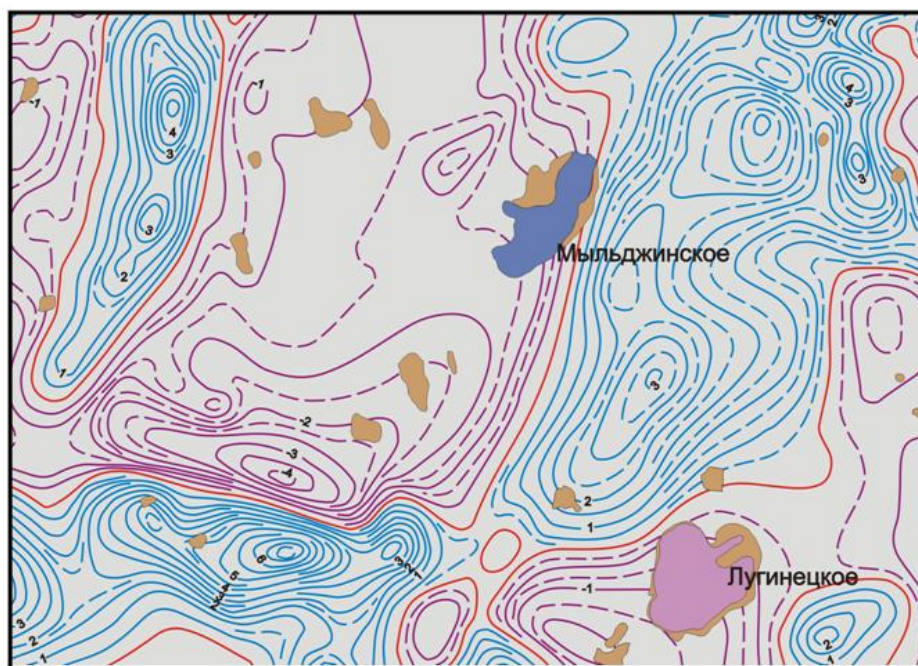


Рис. 7.9. Положение Лугинецкого и Мыльджинского месторождений в аномалиях магнитного поля

Преимущественно однопластовые (пласт Ю₁) нефтяные месторождения Каймысовского свода (Оленье, Весеннее, Первомайское) размещены исключительно в границах положительных магнитных аномалий, кольцом обрамляющих магнитный минимум (рис. 7.10). Месторождения Останинской группы, для которых характерна нефтеносность фундамента, локализованы в границах отрицательной магнитной аномалии, обрамленной (как и в Каймысовском своде) кольцом повышенного магнитного поля.

Таким образом, в региональном плане можно заключить, что месторождения углеводородов закономерно отражаются в магнитном поле и, кроме того, месторождения углеводородов различного фазового состояния и условий локализации характеризуются разными признаками.

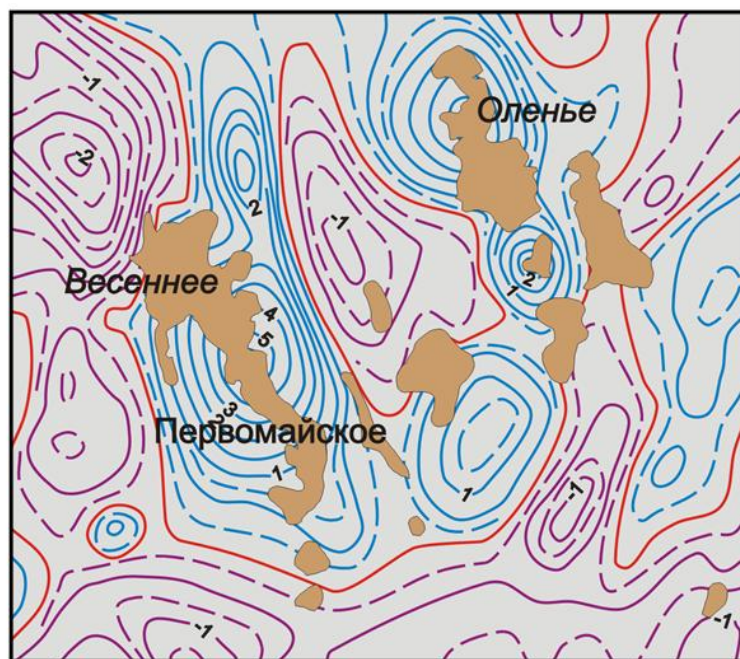


Рис. 7.10. Отражение нефтяных месторождений Каймысовского свода в региональном магнитном поле Западно-Сибирской плиты

Следует отметить, что отражающиеся в магнитном поле Западно-Сибирской плиты глубинные структуры и петромагнитные неоднородности расположены в фундаменте, но контролируют локализацию углеводородов в осадочном чехле. По мнению авторов анализа (Номоконова Г.Г., Меркулов В.П. и др., 2003), эти данные говорят о сквозном глубинном характере процессов, контролирующей локализацию нефтегазовых месторождений Западно-Сибирской плиты и в пользу сквозного характера ее нефтегазоносности.

7.2.2. Возможности магниторазведки при поисках залежей углеводородов

Область применения магнитных съемок при нефтегазопроисловых работах обычно ограничивалась изучением региональных особенностей геологического строения территорий, исследованием структуры и вещественного состава кристаллического фундамента молодых и древних платформ и решением общих задач геокартирования. Осадочный чехол из-за очень слабых магнитных свойств пород, как правило, исключался из объектов исследования. С появлением новой высокоточной аппаратуры и проведением с ее помощью массовых съемок были выявлены новые специфические аномалии магнитного поля малой амплитуды, пространственно приуроченные к залежам углеводородов (Березкин и др., 1978, Еремин, 1986, Каштанов, 1988 и др.).

К настоящему времени в юго-восточной части Западно-Сибирской плиты на нескольких месторождениях проведены наземные детальные высокоточные магнитные съемки. Анализ полученных данных был проведен сотрудниками Томского политехнического университета (Меркулов В.П., Зятев Г.Г., 2000, 2003, Меркулов В.П., 2002). Полученный фактический материал позволил дать достаточно объективную положительную оценку возможностей применения магниторазведки для изучения залежей различного ти-

па. Структура магнитных полей, наблюдаемых над залежами углеводородов юго-восточной части Западно-сибирской плиты, достаточно специфична – в области залежей обычно наблюдаются «микромагнитные аномалии», представляющие собой участки резко дифференцированного по амплитуде высокочастотного магнитного поля, наложенного на плавно меняющийся фон средне- и низкочастотных аномалий (рис. 7.11). Региональные магнитные аномалии, связанные с глубоко залегающими объектами, исключаются осреднением, остаточные поля содержат информацию об осадочном чехле и областях его эпигенетического преобразования, включая верхнюю часть разреза.

Зоны повышенной дисперсии амплитуд фиксируют участки с резко дифференцированными магнитными свойствами – «магнитные шляпы» (по В.П. Меркулову), которые отображают особенности пространственного распределения магнитовозмущающих объектов в надпродуктивном комплексе пород и приуроченность к залежам углеводородов и субвертикальным зонам эпигенетических преобразований.

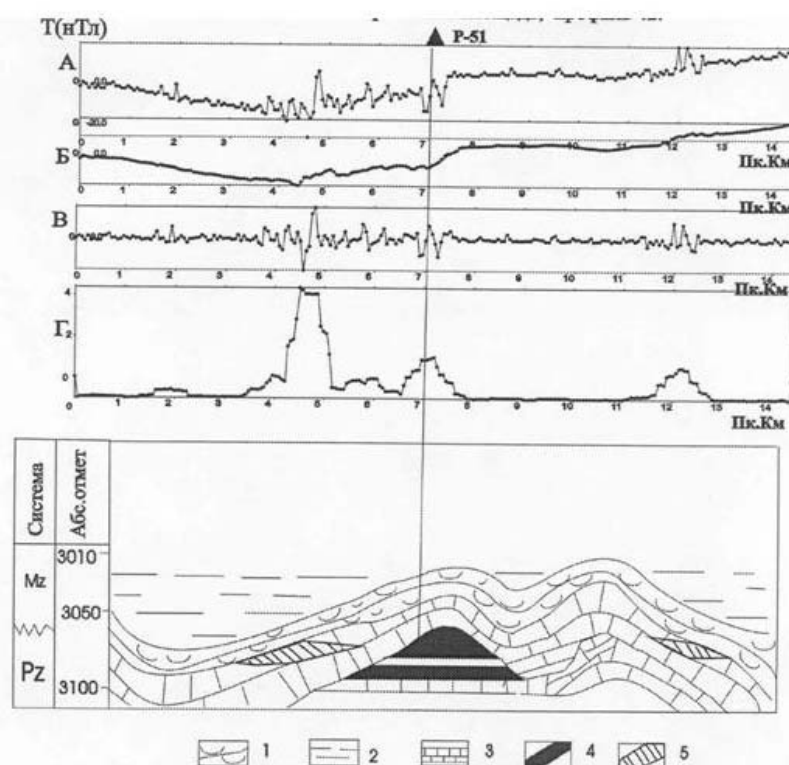


Рис. 7.11. Структура магнитного поля и его трансформант над Арчинским газоконденсатным месторождением (по В.П. Меркулову, 2002): А, Б, В – соответственно наблюдаемое, осредненное и остаточное магнитное поле, Г – дисперсия магнитного поля; 1 – кора выветривания, 2 – породы осадочного чехла, 3 – карбонатные породы фундамента, 4 – залежь газоконденсата, 5 – прогнозная залежь

Методика опробована на месторождениях Арчинской, Крапивинской, Южно-Черемшанской, Колотушной, Герасимовской площадей, залежи углеводородов которых приурочены к различным стратиграфическим интервалам от палеозоя до нижнего мела. Достоверность локального прогноза составила более 84 %, что подтверждено последующим бурением разведочных и эксплуатационных скважин на Южно-Черемшанском и Крапивинском месторождениях.

Однако нельзя с уверенностью утверждать, что отмеченная закономерность будет встречаться на всех месторождениях. Например, на некоторых месторождениях Сахалина микромагнитные аномалии наблюдаются на крыльях структур, а иногда и вовсе отсутствуют.

7.3. Применение электроразведки для поисков нефтеперспективных объектов

По кругу решаемых задач методы электроразведки образуют две группы. Методы первой группы, глубинные – различные виды зондирования (ВЭЗ, ЧЗ, ЗСБЗ, МТЗ и др.) – позволяют вести исследование верхних слоев земной коры до глубины нескольких километров. Эту группу методов используют в основном для изучения строения бассейнов, сложенных осадочными породами, главным образом при поисках нефти и газа. Опыт полевых исследований свидетельствует, что глубинные методы электроразведки практически дают надежные данные только до глубины 2...3 км. Некоторые полезные качественные данные иногда могут быть получены электрическими методами до глубин 4...5 км, однако в большинстве случаев результаты исследования таких глубин оказываются ненадежными. В то же время необходимо отметить возможность применения электромагнитных полей низких частот для изучения очень больших глубин. В настоящее время магнитотеллурические зондирования достаточно успешно используются для сверхглубинных исследований при изучении физического состояния мантии.

Вторая группа методов электроразведки – индукционные, аэроэлектроразведочные и т. п. – обладает незначительной глубиной (обычно десятки метров, в лучшем случае несколько сотен метров). Высокое удельное сопротивление среды является благоприятным условием для выявления в ней проводящих объектов. Область применения методов второй группы резко отличается от области применения первой группы и в основном сводится к изучению рудоконтролирующих структур и поискам рудных тел, характеризующихся повышенной электропроводностью. В последнее время для решения нефтепоисковых задач используются и различные индукционные методы, например, для обнаружения сульфидного ореола залежи.

Региональное изучение бассейнов осадочных пород. При поисках нефти, газа, угля и других полезных ископаемых в районах развития осадочных пород предварительно необходимо получить сведения об общей мощности осадков, т. е. о глубине залегания консолидированного фундамента, о закономерностях размещения литологических фаций осадочных пород и об их тектонике. В решении всех этих вопросов может быть эффективно использована электроразведка.

Прежде всего необходимо составить самое общее представление о характере геоэлектрического разреза – об удельном сопротивлении слагающих его горных пород, о количестве и мощности слоев, из которых состоит разрез. Параметрические исследования, выполняемые методами зондирования, ставят на участках, где коренные породы обнажены или залегают неглубоко. Затем проводят опорные зондирования в нескольких точках, лучше вблизи разведочных скважин или на сейсмических профилях. Результаты опорных зондирований дают сведения о количестве слоев в разрезе и позволяют оценить их удельное сопротивление, если только разрез достаточно прост.

В настоящее время для региональных исследований общей мощности проводящих осадочных пород в основном применяют электрические зондирования постоянным и переменным током, как геометрические, так и индукционные.

При комплексировании с сейсморазведочными работами, дающими точные глубины опорных электрических горизонтов, рационально проведение ВЭЗ, ДЗ, ЗС или МТЗ с целью определения удельного сопротивления осадочных толщ, оценки их литологического состава и степени минерализации пластовых вод.

Поиски структур в осадочной толще. Электроразведка в различных модификациях зондирования также применяется для поисков в осадочной толще поднятий, благоприятных для образования нефтяных и газовых залежей.

7.3.1. Геоэлектрическая модель залежи углеводородов

Обобщение многочисленных экспериментальных данных позволяет выбрать геоэлектрическую модель или систему моделей залежей УВ. По мнению Ф.М. Каменецкого (1997) в качестве общей для большинства нефтегазоносных провинций может быть принята система моделей, предложенная Р.С. Сейфулиным и др. для Западной Украины. Модели системы включают следующие основные элементы:

- повышение сопротивления среды в области залежи и перекрывающих ее пород, претерпевших эпигенетические изменения под воздействием миграции УВ из залежи;
- повышение поляризуемости в тех же объемах среды, а также наличие «топливных» (гальванических) элементов ЕП;
- факторы, осложняющие возможность миграции (наличие слабопроницаемых пород, тектонических нарушений и т. п.).

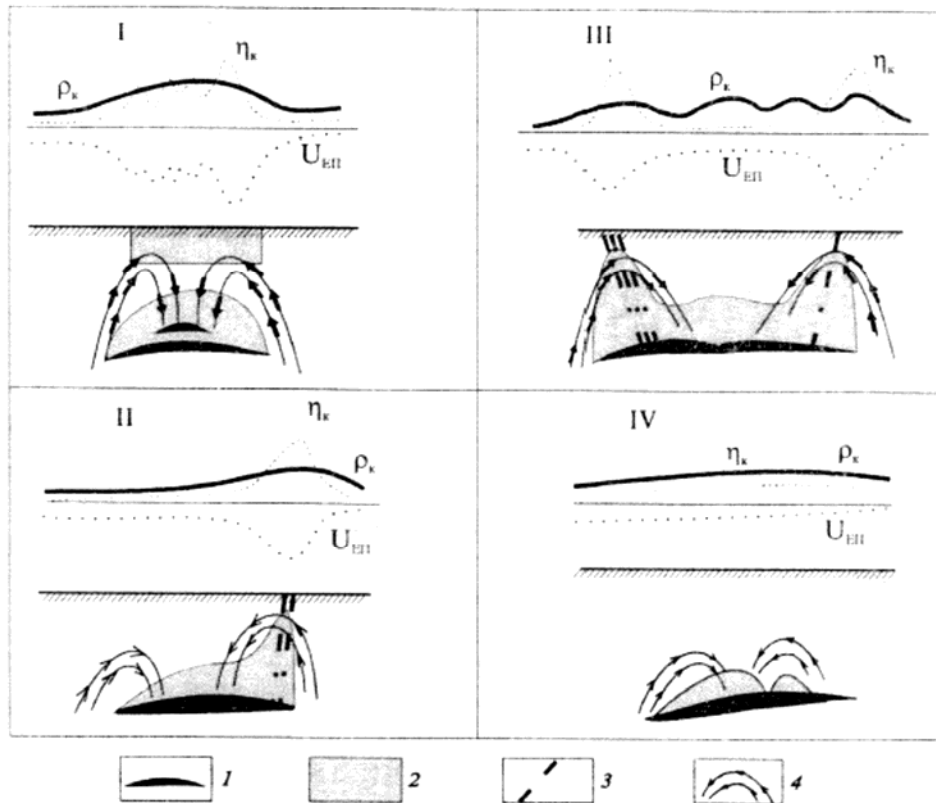


Рис. 7.12. Геоэлектрические модели залежей углеводородов (Р.С.Сейфуллин, 1986):

1 – залежь углеводородов; 2 – зоны эпигенетических изменений;
3 – разрывные нарушения; 4 – токовые линии «топливных элементов»

В зависимости от сочетания этих и других факторов система включает следующие основные варианты модели (1-IV, рис. 7.12):

I. Миграция УВ над залежью достигает ВЧР, где встречаются скопления битумов и озокерита. Эпигенетические изменения охватывают огромные объемы пород над залежью и достигают поверхности. Наблюдаются интенсивные аномалии ВП, отрицательные (реже положительные) ЕП и существенное повышение сопротивления.

II. Эпигенетические изменения развиваются наиболее интенсивно по какому-либо предпочтительному направлению, например, по разлому, секущему залежь в ее периферической части. Над такой моделью фиксируются аномалии повышенного сопротивления, ВП и ЕП, протягивающиеся узкими линейными полосами, нередко смещенными относительно проекции залежи.

III. Эпигенетические изменения охватывают несколько сотен метров над залежью, но по ослабленным периферическим зонам проникают гораздо выше, нередко также достигая поверхности. В этом случае наблюдаются кольцевые аномалии повышенного сопротивления, ВП и ЕП.

IV. Залежь УВ расположена на большой глубине и перекрыта слабопроницаемыми породами. Вследствие этого эпигенетические изменения не охватывают ВЧР и электрические аномалии над залежью на поверхности не наблюдаются.

7.3.2. Применение методов электроразведки для поисков нефтегазовых структур

В 1963 г. на Газлийском газоконденсатном месторождении в Узбекистане сотрудники ВНИИгеофизики (З.Д. Круглова, А.К. Богуславский и др.) провели съемку методом ВП с установкой симметричного вертикального зондирования с АВ до 2...4 км и профилирования с АВ = 1 км, MN = 300 м. при измерениях использовались токи до 40...50 А (станция ВП-59), длительность зарядки однополярными импульсами 2 мин. По результатам измерений установлено закономерное увеличение кажущейся поляризуемости η_k по мере приближения к газовым залежам, расположенным на глубинах 150...200 метров. Максимальные значения η_k достигали 5...7 % при времени задержки 0,5 секунды. По данным каротажа поляризуемость «пустых» пород здесь изменяется от десятых долей до 1,5 %, причем с глубиной она возрастает. Поляризуемость газоносных пород в 2–3 раза выше поляризуемости окружающих пород и составляет 3...4 %.

Несколько позже были проведены работы на нефтяном месторождении Кенкияк в юго-восточной части Прикаспийской впадины (В.В. Голубков, В.П. Романенко и др.). Глубина нефтяных сводовых залежей от 150 до 600 м, суммарная мощность нефтяных горизонтов до 100 м. Были выполнены зондирования с АВ до 2 км с шагом 1...0,5 км.

Над месторождением получена интенсивная аномалия ВП с двумя максимумами, достигающими 5 и 10 % при АВ = 300 м (рис. 7.13). Границы аномальной зоны согласуются с внешним контуром среднеюрского нефтеносного горизонта. Однако по кривым ρ_k нефтеносные горизонты не выделились.

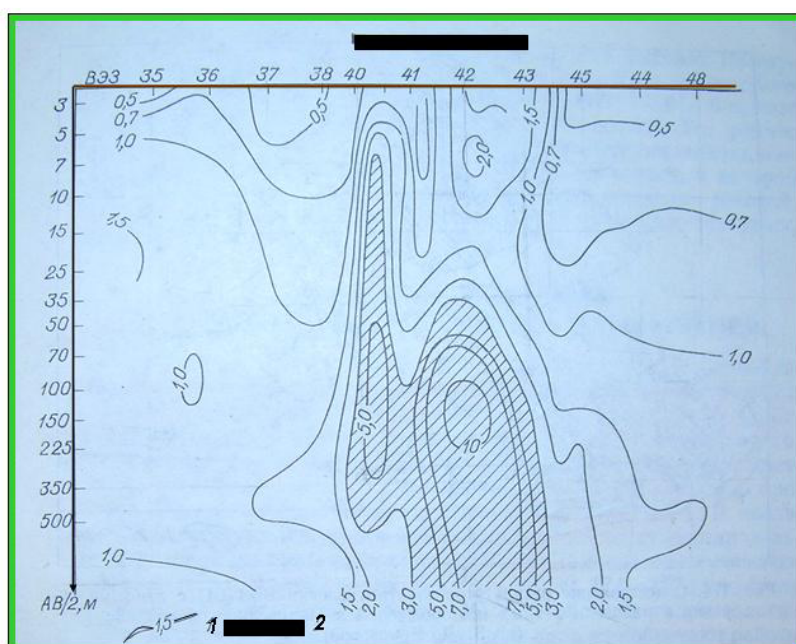


Рис. 7.13. Вертикальный разрез кажущейся поляризуемости над нефтяным месторождением Кенкияк (по В.В. Голубкову и В.П. Романенко)

На рис. 7.14 показан план изолиний поляризуемости для территории, охватывающей продуктивный соляной купол Кенкияк и непродуктивный (по данным глубокого бурения) Мортук, а также межкупольное поднятие Кумсай. Повышенные значения поляризуемости наблюдаются над месторождениями и отсутствуют над непродуктивной структурой.

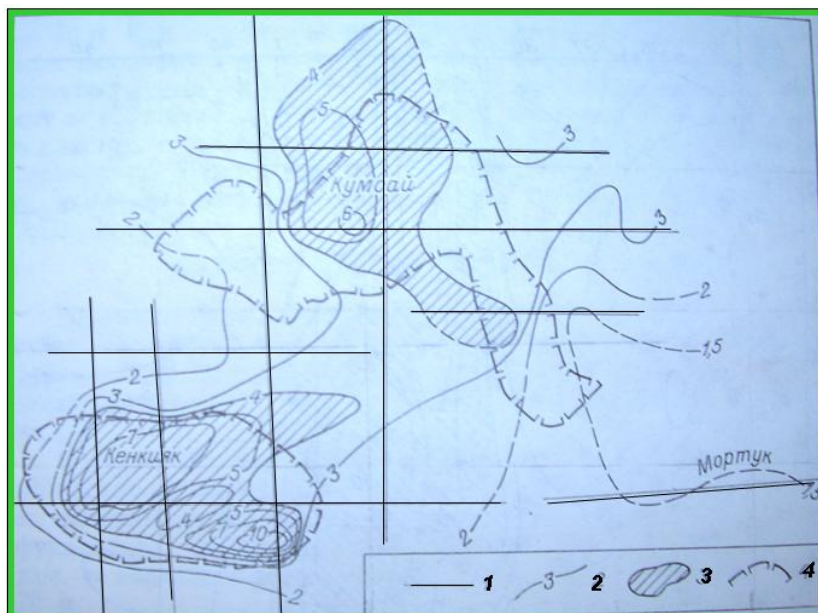


Рис. 7.14. Сопоставление результатов электроразведки ВЭЗ – ВП с данными бурения в районе нефтяных месторождений Прикаспийской впадины (по З.Д. Кругловой):
 1 – профили наблюдений ВЭЗ – ВП, 2 – изолинии поляризуемости в % для АВ = 1 км,
 3 – зоны аномалий ВП, 4 – контур нефтеносности по данным бурения

Причиной аномалий ВП авторы проведенных работ считают наличие ореола эпигенетической сульфидной вкрапленности над нефтяными залежами, образовавшимися с связи с десульфатизацией газа и миграцией сероводорода. Доводом в пользу такого объяснения служат обнаружения пирита и марказита в сводах нефтегазовых структур. Кроме того, в 1965 г. В.А. Комаров в образцах песчаников с нефтяных месторождений Мангышлака обнаружил мелкую вкрапленность сульфидов железа и соответствующую им поляризуемость 15...30 %.

Работами, проведенными в нефтегазоносных районах Примугоджарья, Гурьевской области, Северного Устьярта и Северного Кавказа (А.В. Куликов, В.Д. Жильников и др., 1975) в модификации фазовых измерений (частоты от 0,04 до 312 Гц) выявлены аномалии ВП над нефтяными и газовыми залежами, залегающими на глубине до 1,5 км.

В последние годы появился опыт проведения работ методом ВП в нефтегазоносных районах Западной Сибири. Электроразведочные работы методом ВП были выполнены Центральной геофизической экспедицией НТГУ «Новосибирскгеология» и Томским геофизическим трестом при методическом руководстве и участии сотрудников СНИИГТиМСа (Моисеев В.С., 2002) в Верх-Тарском и Кыштовском нефтегазоносных районах Васюганской нефтегазоносной области на площади 120 км² (рис. 7.15).

Залежи углеводородов выявлены в пластах песчаников Ю₁ васюганской свиты на глубине 2450 м в доюрских образованиях, представленных туфами, известняками и аржиллитами. По данным сейсморазведки на площади выделены нефтеперспективные участки: Касманское локальное поднятие широтного простирания размерами 12×8 км, Тай-Дасское локальное поднятие, расположенное к северо-западу от Касманского,

и собственно Восточный участок, отмеченный аномальным понижением скорости и отождествляемый с участками повышения мощности коры выветривания доюрских образований. До постановки работ методом ВП контур нефтеперспективности был определен площадью очень значительных размеров, и на ней было запроектировано и заложено бурение нескольких скважин. Съёмка методом ВП проведена до бурения большинства скважин после получения притока нефти из скв. 1 непосредственно на Восточном локальном поднятии.

По результатам съёмки на участке выделено пять перспективных областей для поисков углеводородов. На юге площади прослеживаются две крупные перспективные области, одна из которых совпадает с Касманской локальной структурой, другая к западу выходит за ее пределы. Ранее в скв. 1, которая была отнесена к классу пустых и закрыта после аварии, были обнаружены лишь признаки нефти. Скв. 6, пробуренная позднее с учетом в основном результатов метода ВП, а также данных сейсморазведки и геохимической съёмки, дала промышленный приток нефти из пласта Ю₁ дебитом 94 м³/сут. В скв. 5 обнаружена нефть из доюрских образований (инт. 2907...3000 м).

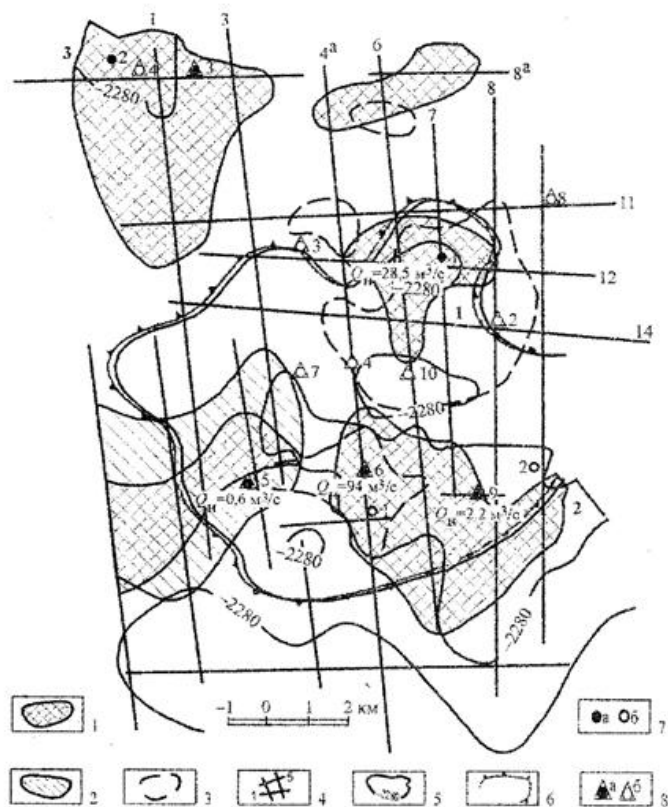


Рис. 7.15. Контурсы повышенной поляризуемости на Восточной площади (по В.С. Моисееву, 2002). Аномалии ВП:

- 1 – I очереди, 2 – II очереди; 3 – контурсы геохимических аномалий в снеговом покрове;
 4 – профили наблюдений методом ВП; 5 – изогипсы по подошве баженовской свиты;
 6 – контур нефтеперспективности по геологическим данным на период постановки работ методом ВП;
 скважины с нефтью (а) и водой (б) и их номера: 7 – на период постановки работ методом ВП,
 8 – пробуренные после работ методом ВП. Локальные поднятия:
 1 – Восточное, 2 – Касманское, 3 – Тай-Дасское

Нефть получена и из скв. 9, пробуренной в пределах аномальной зоны ВП. Таким образом, обе аномальные области на Касманском поднятии полностью подтверждены последующим бурением.

Другая локальная нефтеперспективная зона, выделенная методом ВП, относится к Восточному поднятию. Здесь до постановки электроразведочных работ из пласта Ю₁ скв. 1 получен приток нефти дебитом 1,76 м³/сут. До получения электроразведочных результатов, исходя из геологических и сейсмических данных, на участке был выделен значительный контур нефтеперспективности, объединяющий Восточное и Касманское поднятия.

Контур аномалии ВП на Восточном участке, куда вошла нефтесодержащая скважина, оказался небольшим, полученные данные подтвердили малый размер нефтеперспективной площади. Несмотря на полученные результаты электроразведочных исследований, буровые работы продолжались. Все шесть скважин (2–4, 7, 8 и 10), пробуренные вне перспективных зон, выявленных по методу ВП, притока нефти не дали. Таким образом, отрицательный прогноз электроразведочных исследований полностью подтвержден бурением.

Следующая нефтеперспективная зона захватывает Тай-Дасскую структуру и находится в северо-западной части площади работ. Ранее, до постановки электроразведочных исследований, в скв. 2 при испытаниях пласта Ю₁ был получен приток нефти с дебитом около 2 т/сут. Пробуренная позже скв. 3, находящаяся в аномальной зоне ВП, дала такой же приток нефти, но в скв. 4 при испытаниях получена лишь вода.

В конечном итоге буровыми работами, проведенными после постановки электроразведочных работ, подтверждена прогнозная оценка площади, данная по результатам исследований методом ВП.

Коэффициент успешности метода для Восточной площади по последующему бурению составляет 0,89, даже если считать, что скв. 4 на Тай-Дасском месторождении не оправдывает прогноз, полученный по данным метода ВП и детальной сейсморазведки, и не даст притока УВ.

Результаты работ на Новоютымской площади Тюменской области (рис. 7.16) хорошо иллюстрируют целесообразность комплексирования электроразведки и сейсморазведки.

В первоначальный период буровые работы, проведенные в центральной части Новоютымской структуры, дали приток нефти в скв. 40 и 46, однако в скв. 43 и 47 был только приток воды. Во всяком случае, дальнейшее направление бурения нуждалось в уточнении, и достаточно срочно были организованы исследования методом ВП по редкой сети сейсмических профилей в конце полевого зимнего сезона.

Электроразведочные работы были выполнены на участке площадью около 100 км², охватывающем полностью Новоютымскую локальную структуру, к которой приурочено Гавриковское месторождение нефти, и часть локальной Травяной структуры (Травяное нефтяное месторождение), расположенной на западе участка исследований.

Залежь нефти по данным скв. 40, 46 и 52 выявлена в пластах среднесцементированных мелкозернистых серых песчаников Ю₃₋₄ тюменской свиты средней юры на глубинах примерно 2660 м. Суммарная мощность нефтенасыщенных пластов колеблется от 15 до 45 м.

Электроразведочные работы методом ВП были выполнены по сети редких профилей субширотного направления (вкрест простирания структуры) и по трем субмеридиональным профилям.

По материалам картирования методом ВП на западном фланге сейсмической структуры выделяется зона повышенной поляризуемости, вытянутая с юга на север, шириной 2...3 км. Она коррелирует с зоной пониженного сопротивления и совпадает в плане с залежью углеводородов, выделенной позднее по результатам бурения. Несовпадение данных метода ВП и результатов бурения скв. 49 и 51, вероятнее всего, объясняется очень большим расстоянием между профилями съемки при достаточно сложном строении залежей нефти.

На участке Гавриковского месторождения пробурено и испытано 18 скважин глубокого бурения; в 10 скважинах получен приток нефти дебитом от 4,6 до 15,9 м³/сут.

Практически все скважины с нефтью после постановки работ методом ВП оказались внутри контура повышенной кажущейся поляризуемости (41, 42, 46, 50, 52, 58, 61, 62) или близко примыкают к нему (40, 45). Лишь одна скважина на юге месторождения, о которой уже говорилось и в которой не обнаружено нефти, попадает в зону повышенной поляризуемости. Остальные шесть скважин (43, 44, 47, 48, 56, 91), в которых притока УВ не было, располагаются за контуром аномалии повышенной кажущейся поляризуемости. Исследования проводились по редкой сети профилей, и естественно, что результаты метода ВП не могут полностью отражать нефтеперспективную зону – это видно по результатам бурения скв. 49.

Коэффициент успешности метода ВП по последующему бурению на этом участке составляет 0,82.

Травяное месторождение, приуроченное к одноименной структуре размерами 3×3 км, расположено в 4 км к западу от Гавриковского. Съемкой ВП вследствие малой длины профилей охвачена лишь восточная половина Травяной структуры. По результатам съемки в конце профиля (центральная часть локальной структуры) выделяется область повышенной поляризуемости, открытая с западной стороны.

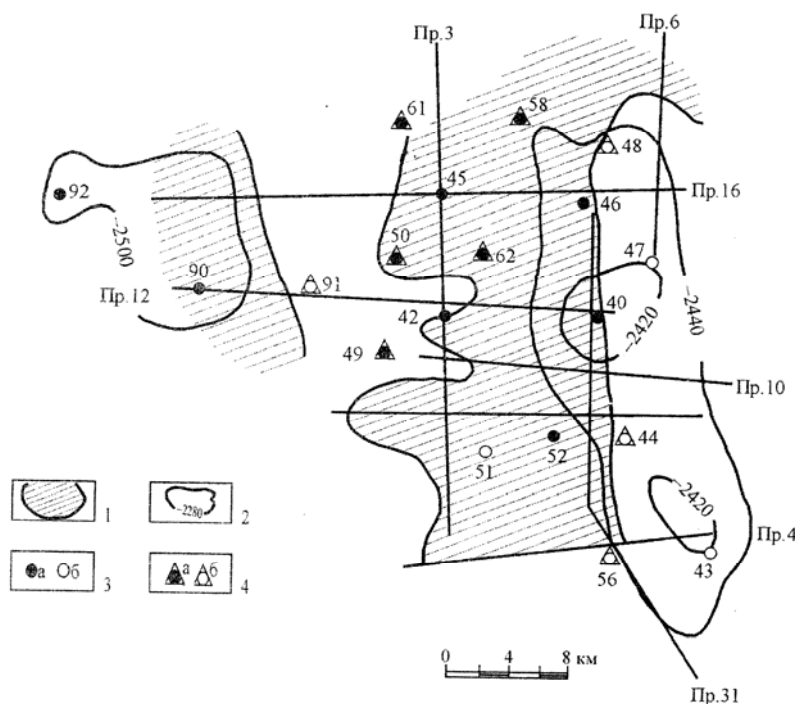


Рис. 7.16. Контурсы нефтеперспективных зон, выделенных по методу ВП (Новоютымская площадь, по В.С. Моисееву, 2002)

1 – аномальная область по данным ВП;

2 – изолинии рельефа фундамента по данным сейсморазведки; 3 – скважины с нефтью (а) и водой (б);

4 – скважины с нефтью (а) и водой (б), пробуренные после постановки электроразведочных работ

В районе Травяной структуры ранее пробурены две скважины: скв. 92, пробуренная в 1 км к западу от конца профиля дала нефть дебитом 23 м³/сут; расположенная к востоку от структуры в области нормального поля ВП скв. 91, как и ожидалось по результатам метода ВП, дала только воду. Таким образом, последующее бурение подтвердило прогноз электроразведки методом ВП и площадь Травяной структуры нуждается в доизучении методом ВП для ее оконтуривания. В целом, результаты электро-

и сейсморазведочных исследований на Новуютымской площади свидетельствуют о целесообразности постановки работ методом ВП для переоценки сейсмических структур, где бурение проводилось только в центральной части.

7.4. Комплексование методов полевой геофизики для поисков нефтеперспективных объектов

7.4.1. Физико-геологические модели залежей углеводородов

Классической физико-геологической моделью месторождения углеводородов (ФГМ УВ) является модель месторождения, связанного с антиклинальными структурами платформенного плана (рис. 7.17).

Согласно этой модели в ее составе можно выделить 7 различных аномалиеобразующих факторов, обусловленных различными геологическими факторами:

- влиянием залежи УВ,
- влиянием запечатывающего слоя,
- влиянием ореола вторжения УВ,
- влиянием разуплотнения горных пород в сводах структур,
- влиянием геометрии опорных границ,
- влиянием геометрии вещественного состава фундамента.

Набор этих факторов влияет на пространственное распределение плотностных свойств горных пород и, соответственно, на структуру поля силы тяжести.

Природа аномалиеобразующих факторов в обобщенной физико-геологической модели (ФГМ) сводится к следующему:

Залежь нефти и газа. Аномальные свойства залежи зависят от особенностей физических свойств нефти и газа и особенностей строения пород коллектора. Физические свойства пород коллектора меняются под влиянием вторичных процессов уплотнения, цементации, минералообразования в поровом пространстве и в трещинах. Нефть же, обладая консервирующими свойствами, затормаживает, а иногда и полностью прекращает процессы аутигенного минералообразования, которые могли бы происходить при наличии воды в порах. Из-за этого скелет породы в водоносной части станет более жестким, чем в области залежи, что приводит к различию физических свойств. В то же время консервирующие свойства нефти сохраняют коллекторские свойства пород без каких-то особых изменений. Значение эффективной плотности залежи показано в табл. 2.2.

Запечатывающий слой. Запечатывающий слой образуется в области контактов углеводородов с водой. В этой области происходят процессы растворения минералов, образование кальцита, кварца, пирита и других минералов. Под действием этих процессов уменьшается пористость и увеличивается плотность пород. Все это приводит к образованию слоя закрывающего или запечатывающего залежь. Мощность такого слоя от нескольких метров до сотен метров. Плотность слоя по сравнению с плотностью пород области залежи увеличивается на $0,20 \dots 0,40 \text{ г/см}^3$, а иногда доходит и до $0,60 \text{ г/см}^3$

Ореол вторжения углеводородов. Под действием различных процессов при затрудненной миграции флюидов в пластах образуется зона аномально высокого пластового давления (АВПД) – на $10 \dots 20 \%$ выше нормального гидростатического давления. Под влиянием АВПД в нижней части глинистой толщ-покрышки появляется ореол вторжения углеводородов.

В ореоле вторжения углеводородов увеличивается пористость, уменьшается плотность, повышается нефтегазонасыщенность. Такие же изменения физических свойств могут происходить и в локальных глинистых отложениях внутри залежи, увеличивается пористость и пород-коллекторов залежи углеводородов.

Разуплотнение пород в сводах структур. В пределах отдельных структур наблюдается увеличение песчаности терригенных пород по направлению от крыльев структуры к ее своду, т. е. эти породы становятся грубее. В случае карбонатных отложений известняки больше всего залегают на сводах структур, а доломиты – на крыльях. Такие литолого-фациальные изменения пород могут привести к изменению плотностных свойств пород в горизонтальном направлении, в частности в большинстве случаев плотность пород уменьшается от крыльев структуры к ее своду. Это явление впервые было выявлено Б.А. Андреевым. Оно получило название послышной латеральной зональности.

Изменение плотности может достигать значительных величин, например, для структур Татарии оно равно $0,06...0,19 \text{ г/см}^3$ (З.М. Слепак), для структур Азербайджана и Северного Кавказа – $0,15...0,25 \text{ г/см}^3$ (И.О. Цимельзон) и др.

5. Субвертикальные трубчатые зоны неоднородностей пород. Эти зоны располагаются по периметру залежей углеводородов в крыльевых частях структур, испытывающих наибольшее статическое напряжение, с деформациями растяжения и сжатия. Они характеризуются аномально высокими и низкими напряжениями горных пород, которые приводят к увеличению и уменьшению пористости и плотности пород. Например, при растяжении породы дробятся, повышается их трещиноватость и пористость, что приводит к уменьшению их плотности.

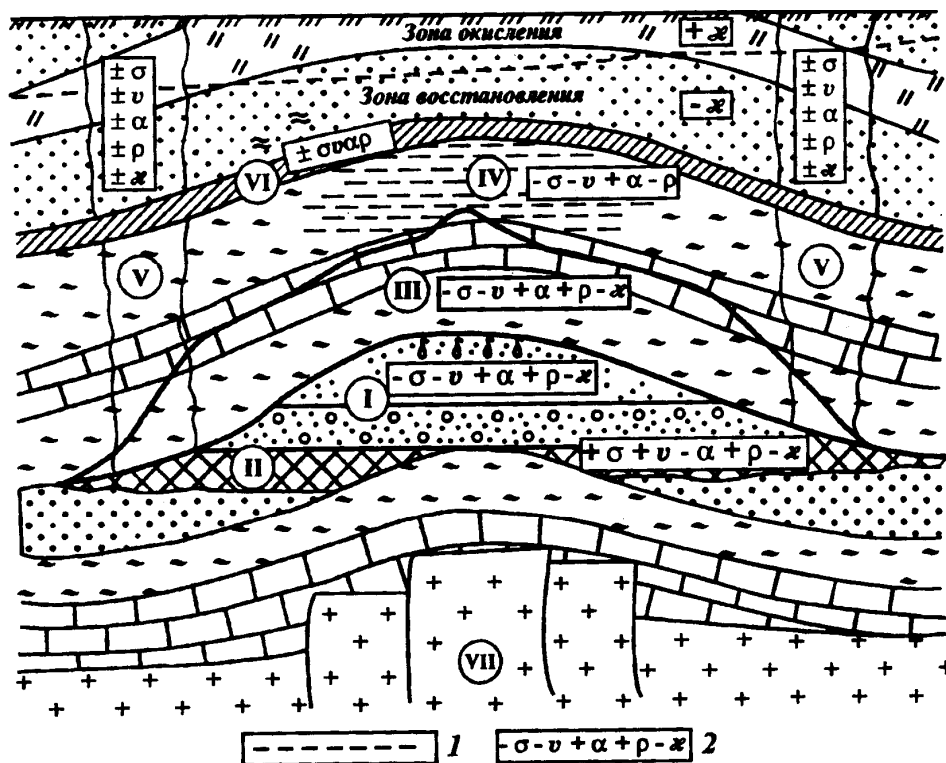


Рис. 7.17. Схема распределения физических свойств пород в пределах нефтегазоносных структур платформенного типа (по В.М. Березкину):

- I – залежь нефти и газа; II – запечатывающий слой;
- III – ореол вторжения; IV – зона разуплотнения пород в зоне структуры;
- V – субвертикальные зоны неоднородностей (разнонапряженных состояний);
- VI – опорные границы между породами с различными физическими свойствами; VII – фундамент;
- 1 – граница между зонами окисления и восстановления;
- 2 – состояние физических свойств пород (относительно пород контурной части залежи);
- σ – плотность; v – скорость; ρ – удельное электрическое сопротивление;
- α – коэффициент поглощения; χ – магнитная восприимчивость пород

Особенностью этих зон является то, что они протягиваются по всему разрезу и отличаются повышенной проницаемостью из-за наличия трещин. По ним происходит перенос вод с различными элементами, повышенный перенос углеводородов при наличии залежей. Под действием процессов, происходящих в них, могут нарушаться первоначальные магнитные свойства пород.

Эти зоны проявляются в гравитационных и магнитных полях изрезанностью кривых, небольшими положительными и отрицательными аномалиями.

6. Опорные границы. К ним относятся выдержанные в горизонтальном направлении границы осадочной толщи, разделяющие породы с разными физическими свойствами. Их может быть в разрезе много (до 10...15), но основных из них несколько. Перепад плотностей на них может достигать до 0,3...0,5 г/см³. Эти границы являются гравиактивными и аномалии от нефтегазовых залежей иногда наблюдаются на фоне аномалии от структуры.

7. Фундамент. Основными факторами, определяющими величину и особенности измеряемых на дневной поверхности элементов гравитационных полей, являются влияния поверхностей фундамента и неоднородностей его внутреннего строения. Осложняют наблюдаемые поля различные зоны нарушений и разломов в фундаменте, прослеживаемые в осадочной толще. Унаследованность структур терригенных образований усиливает гравитационный эффект.

По данным Каруса Е.В., Березкина В.М. с соавторами (1986) в разрезе над месторождением формируются три различные по характеристике геохимические зоны: нижняя, непосредственно связанная с локализацией нефтегазоносного пласта-коллектора, средняя, охватывающая область над месторождением до подошвы верхнего регионального водупора (граница зоны аэрации) и верхняя, имеющая распространение от свободной поверхности до границы зоны аэрации. Главные особенности данных зон состоят в различии окислительно-восстановительных потенциалов пород. В частности, две нижние геохимические зоны отличаются восстановительной обстановкой из-за насыщения пород легкой фракцией углеводородов, обладающих, как известно, мощными восстановительными свойствами. При этом восстановительные свойства среды убывают вверх по разрезу. Верхняя зона характеризуется преимущественно окислительной обстановкой вследствие проникновения в разрез хорошего окислителя – атмосферного кислорода. На границе зоны аэрации при этом возникает окислительно-восстановительный барьер. В условиях Западной Сибири стратиграфическое положение данного барьера сопоставляется с подошвой глинистых отложений ганькинской свиты. Очевидно, что этот вариант вертикальной геохимической зональности должен иметь и латеральный аналог, т. е. над месторождением должна иметь место пространственная геохимическая и связанная с ней петрофизическая зональность. В настоящее время установлено, что в области нефтегазовых залежей, в среднем, наблюдается следующая естественная дифференциация пород по физическим свойствам: понижение плотности пород для газовых залежей на 0,1...0,25 г/см³, для нефти – на 0,1...0,15 г/см³; повышение суммарного электрического сопротивления пород от нескольких десятков до (400...500) %; повышение поляризуемости пород до 15 % при среднем фоне $\eta_k = 2...3$ %; повышение скорости продольных волн в сейсморазведке до 20...30 %; увеличение поглощения (ослабление) сейсмических волн до десяти и более раз.

Эти особенности залежей нефти и газа приводят к созданию в околосалежном пространстве аномалий различных физических полей. Выделение таких аномалий по физическим полям, наблюдаемым вдали от залежи (на дневной поверхности или в скважине), и составляет основу проблемы нефтепрогноза по геофизическим данным. Из-за слабой контрастности физических свойств, малых размеров залежи и большой глубины залегания (часто 1,5...3 км) аномальные эффекты на линии наблюдения проявляются слабо. Задача осложняется ещё и тем, что наряду с аномалиями от залежей часто наблюдаются

другие, похожие аномалии, обусловленные литолого-фациальными замещениями пород, особенностями тектоники, изменением минерализации подземных вод и др. Эти аномалии – помехи затрудняют выделение искомого эффекта от залежей и делают результаты отдельных геофизических методов в большинстве случаев неоднозначными. Тем не менее применение специализированных методик обработки и интерпретации позволяет выделить аномалии, пространственно приуроченные к залежам углеводородов.

Естественные радиоактивные элементы U, Th, K и продукты их распада характеризуются различной реакцией на изменение физико-химических параметров среды, в частности, величин pH – Eh. В верхней геохимической зоне месторождения уран в окислительных условиях образует стабильный уранил-ионный комплекс $(UO_2)^{2+}$, хорошо растворимый в воде и легко подвижный. При сопряжении окислительной и восстановительной обстановок возникает геохимический барьер, на котором происходит осаждение урана и его соединений. Наблюдается вынос урана из внутриконтурной области и накопление его во внешней части. При этом торий, как менее подвижный элемент, концентрируется непосредственно в зоне влияния углеводородной залежи (рис. 7.18).

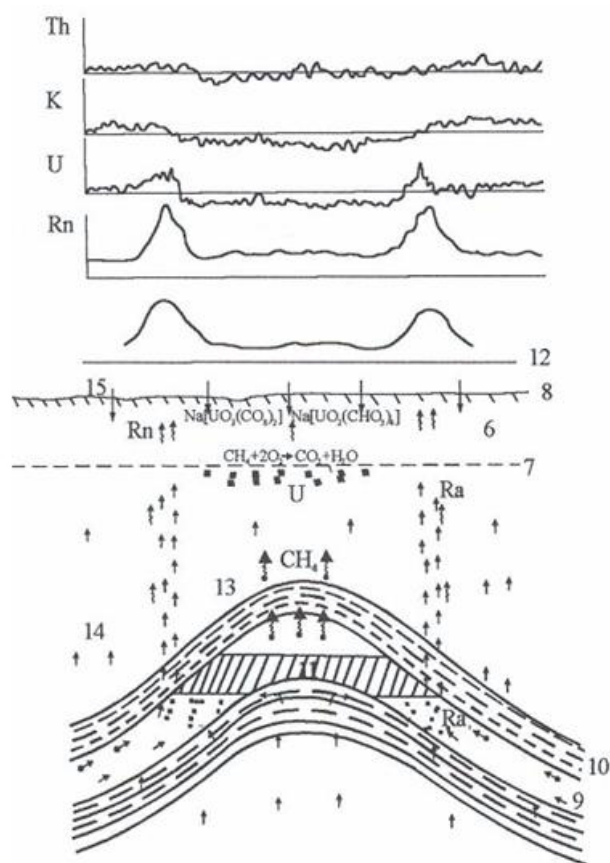


Рис. 7.18. Радиогеохимическая модель нефтегазовой залежи

Обобщение имеющихся петрофизических данных (В.П. Меркулов, 2002) позволяет сделать следующие выводы:

1. Магнитная восприимчивость и радиоактивные свойства пород нефтегазоносных месторождений юго-восточной части Западно-Сибирской плиты характеризуется относительно малыми значениями. Наиболее магнитными и радиоактивными являются глинистые отложения, а наименее – песчаники.

2. В пределах юрских нефтегазоносных отложений изменение петромагнитных и радиоактивных характеристик пород происходит зональным образом, с постепенным уменьшением в направлении свода структуры.

3. Влияние залежи углеводородов на петромагнитные и радиоактивные параметры пород, вмещающих залежь углеводородов, сводится к систематическому уменьшению средней магнитной восприимчивости и радиоактивности осадков в зоне миграционного следа, увеличению величины и дисперсии магнитных свойств в верхней части разреза с перераспределением радиоактивных (U, Th, K) элементов.

4. Видоизменение магнитных и радиоактивных параметров пород не зависит от условий локализации залежей углеводородов, литотипов горных пород и принадлежности их к стратиграфическим комплексам. В пространстве над залежью формируется своеобразный петрофизический «столб» слабоизмененных в петромагнитном и радиоактивном отношении пород с характерным перераспределением концентраций естественных радионуклидов, который должен находить отображение в магнитных и радиогеохимических полях при условии выполнения съемок достаточно высокой точности.

7.4.2. Комплексирование геофизических методов при нефтегазопоисковых работах

Некорректно поставленные задачи. Понятия прямых и обратных задач впервые появились в теоретической физике. В общем случае в исследовании любых явлений под прямой задачей понимают определение следствия по заданной причине, а под обратной – определение причины по заданному следствию. Поскольку в геофизике поле U является следствием, а причиной является источник поля f или изменение характеристик среды χ , в соответствии с этим признаком здесь также выделяют прямую и обратную задачи.

Фактически обратная задача в геофизике является задачей распознавания, когда по наблюдаемой характеристике поля требуется определить характеристики возмущающего объекта. Характеристика поля в геофизике всегда известна в зависимости от некоторого параметра, который может быть расстоянием, временем, или частотой изменения поля. В соответствии с этим параметром выделяют геометрическую, временную и частотную обратные задачи (иногда говорят – обратные задачи в пространственной, временной или частотной областях).

В математическом аспекте правильно поставленные прямые задачи всегда корректны, а обратная задача относится к некорректно поставленным. Понятие корректности постановки задачи математической физики сформулировано французским математиком Ж. Адамаром (1902, 1932).

Корректно поставленными, по Адамару, можно считать задачи, для которых выполняются три условия:

1. Существует вещественное решение (в более общем случае – решение существует).
2. Решение задачи единственно.
3. Решение непрерывным образом зависит от входных данных.

Если нарушается хотя бы одно из перечисленных условий – задача считается некорректно поставленной или некорректной. Существуют и частные случаи. Например, если нарушается второе условие, задача считается *неоднозначной*, а при нарушении третьего условия задача называется *неустойчивой*. Устойчивость задачи означает, что малым изменениям на входе (т. е. в исходных данных) соответствуют малые же изменения на выходе (т. е. в результате решения). Неустойчивость же обратных задач состоит в том, что сколь угодно малые возмущения (погрешности) в исходных данных, неизбежные в эксперименте, могут соответствовать как угодно большим погрешностям в решении. Условие устойчивости решения задачи обычно связано с общим физическим принципом детерминизма, и его невыполнение означает невозможность придать физический смысл найденному решению.

В разведочной геофизике чаще всего мы имеем дело с неоднозначными задачами. Выделяют два типа неоднозначности – качественную и количественную. Под качественной неоднозначностью понимают неоднозначность геологической природы выявленных

аномалий. Определить природу аномалии – значит определить, чем она вызвана. Например, появление локального гравитационного минимума над структурой может быть вызвано как разуплотнением пород в ее своде, так и наличием нефтегазовой залежи.

Количественная неоднозначность – это неоднозначность определения параметров объектов. Это понятие равносильно понятию «эквивалентность», то есть одинаковость полей от различных геологических ситуаций. Неоднозначность количественного решения обратных задач проявляется в теоретической и практической эквивалентности.

Теоретическая эквивалентность состоит в том, что различные по размерам и глубинам залегания геологические объекты могут создавать одинаковые по форме, размерам и интенсивности аномалии. Например, ускорение силы тяжести для сферы и материальной точки определяется, как:

$$V_z = k \frac{Mh}{(x^2 + h^2)^{3/2}}, \quad (7.1)$$

где k – гравитационная постоянная, h – глубина центра тяжести, M – избыточная масса, определяемая, как произведение объема (V) на избыточную плотность ($\Delta\sigma$) сферы: $M=V \cdot \Delta\sigma = (4/3) \cdot \pi \cdot R^3 \cdot \Delta\sigma$ при ее радиусе, равном R . Если при неизменной глубине центра изменить радиус и избыточную плотность сферы так, чтобы произведение $R^3 \cdot \Delta\sigma$ оставалось прежним, мы получим абсолютно идентичный первому, теоретически эквивалентный ему график V_z от другой сферы.

Практическая эквивалентность определяется совпадением аномальных эффектов в пределах погрешностей наблюдения и используемого метода интерпретации. При этом теоретически рассчитанные эффекты различаются, но в пределах погрешностей наблюдений их можно считать неразличимыми. Например, если мы интерпретируем методом подбора аномалию поля силы тяжести, измеренную со средней квадратической погрешностью ϵ , то мы можем считать приемлемыми (т. е. практически эквивалентными) все решения, для которых среднее квадратическое отклонение между полевым и подобранным графиком над разрезом не превышает величины ϵ .

В каждом геофизическом методе имеется своя специфика в проявлении и степени неоднозначности решения обратных задач.

Комплексная интерпретация геофизических данных. Целью интерпретации любых геофизических полей является извлечение максимальной информации из данных каждого метода. При этом обычно разделяют *качественную интерпретацию* (т. е. определение природы аномалий, их простирания, взаимоотношений аномалий и т. д.) и *количественную интерпретацию*, (т. е. определение количественных параметров объектов – глубин залегания, углов падения и т. д.). Однако в последнее время в связи с широким применением компьютерной техники изменяется содержание этих терминов и различия между этими видами интерпретации постепенно стираются. Например, для качественной интерпретации часто используется значительное количество различных трансформант полей, в том числе корреляционно-спектральный анализ полей с получением количественных характеристик аномалий. При количественной интерпретации используется моделирование аномалиеобразующих источников, т. е. синтетические построения источников аномалий с условием, чтобы поле от построенного источника совпало с наблюдаемым полем. Поэтому В.Н. Страхов предлагает вместо терминов *количественная и качественная интерпретация* использовать термины «*анализ*» (*количественный анализ данных*) и «*синтез*», т. е. *синтетические построения*.

Иногда используется термин «*физико-геологическая интерпретация*», подчеркивающий первичность при интерпретации именно физической информации, т. е. интерпретатор в результате выяснения природы источников аномалий и их количественной

оценки указывает физические границы объекта, а затем дает ему геологическое истолкование. Но надо учитывать, что физические границы совсем не обязательно должны совпадать с геологическими.

В практике работ почти всегда стараются проводить совместную интерпретацию данных сразу нескольких геофизических методов для того, чтобы сузить неоднозначность решения обратных задач. В этом случае обычно говорят о *комплексной* (качественной и количественной) интерпретации геофизических данных.

С внедрением в практику интерпретации компьютеров задачи опознания объектов поисков по нескольким физическим полям стали называть *распознаванием образов*. Этот термин раньше использовался в кибернетике с целью обучения роботов распознавать различные предметы.

При решении поисковых задач чаще всего мы имеем некоторую информацию о физических полях над искомыми объектами (априорную информацию). В этом случае говорят о комплексной интерпретации на основе *распознавания образов с «учителем»*.

При решении задач геокартирования обычно такая информация отсутствует или она очень мала. В этом случае используют комплексную интерпретацию с целью классификации (распознавания) геологических объектов *на принципах самообучения*.

Существует большое количество приемов и способов распознавания образов. Но для всех способов (Тархов, Бондаренко, Никитин, 1982) выделяют ряд общих этапов интерпретации:

- 1) задание математической модели,
- 2) выбор эталонных объектов,
- 3) оценка статистических характеристик признаков и информативности признаков по эталонным объектам,
- 4) выбор алгоритма распознавания и проведение комплексной интерпретации,
- 5) оценка надежности проведенной интерпретации.

С теоретических позиций считается, что наиболее эффективные результаты при интерпретации будут получены в случае равномерного чередования эталонных и распознаваемых объектов по площади исследования. Однако в практике работ этого удается достигать довольно редко, что ограничивает применение способов распознавания образов в районах со сложным геологическим строением и резкой изменчивостью полей.

Эффективность распознавания сильно зависит от учета корреляционных связей между признаками. Включение сильно зависимых признаков в число используемых при интерпретации приводит к ложным заключениям об эффективности распознавания. В то же время учет слабых корреляционных связей между признаками делает способ распознавания чувствительным к помехам. Оценка связей между признаками проводится с помощью коэффициентов парной корреляции.

Оценку информативности признаков необходимо проводить для определения веса (степени доверия) каждого признака. Признаки могут быть «жесткие» и «нежесткие». Если геофизические признаки (аномалии) связаны со всеми или большинством эталонных объектов, они считаются жесткими (информативными).

Информативность признаков может оцениваться различными способами оценки информативности (эффективности) методов (напр., коэффициент разделения, количество информации и т. д.)

1. Всякое заключение о перспективности того или иного участка относится в общем только к таким объектам, которые были в составе эталонов.
2. Поисковые критерии сохраняют свое значение лишь в пределах той структурно-геологической обстановки, в которой они установлены.
3. Прогнозирование и поиски должны выполняться на основе однородного изучения площади каждым методом.

4. Метод, неэффективный сам по себе, может стать весьма эффективным в совокупности с другими методами (поэтому надо искать наиболее информативные комплексные признаки или трансформанты полей).

Способы распознавания образов при наличии априорной информации об объекте. Основным условием применения этой группы способов является наличие эталонного объекта или объектов.

Выбор способа распознавания зависит от характера исходных данных, наличия априорной информации об эталонных объектах и решения конкретной задачи (поиски, геокартирование и т. д.). В зависимости от применяемого математического аппарата все способы распознавания образов можно разделить на три группы:

Использующие средства математической логики (логические способы).

Основанные на математическом аппарате регрессионного анализа (регрессионные способы)

Статистические, базирующиеся на теории проверки статистических гипотез.

Логические способы. Сущность их состоит в установлении меры аналогии исследуемых объектов с эталонными по сочетанию различных значений признаков. Наиболее простые и понятные способы – способ суммирования рангов и способ различных комплексных показателей перспективности.

Регрессионные способы используются в основном при определении количественных характеристик объекта (например, значений фильтрационно-емкостных свойств коллектора) при геофизических исследованиях скважин и заключается в установлении корреляционных зависимостей по эталонным скважинам между искомым параметром и данными каротажа.

Статистические способы. При использовании полевых методов в нефтегазовой геологии наиболее распространена последняя группа способов, поэтому рассмотрим один из этих способов. Этот алгоритм основан на применении критериев принятия статистических решений: критериев максимального правдоподобия и максимума апостериорной вероятности и применим при числе проверяемых гипотез не менее двух.

Наиболее наглядно этот алгоритм можно рассмотреть для частного случая – разделение объектов на два класса – рудные и безрудные (в нашем случае нефтяные и пустые структуры). В теории проверки статистических гипотез такая задача приводит к сравнению двух гипотез: A_+ – о наличии объектов первого класса (например, рудных) и A_- – о наличии объектов второго класса (безрудных). Для решения задачи необходимо иметь гистограммы значений признаков, полученные на эталонных объектах, при этом ограничения на законы распределения признаков отсутствуют.

Из-за неопределенности данных правильное решение определить мы не можем, а можем найти лишь наиболее правдоподобное решение путем нахождения коэффициентов правдоподобия. Коэффициент правдоподобия для признака B_i определяется как отношение условных вероятностей следующим образом:

$$\lambda(B_i) = \frac{P(B_i / A_+)}{P(B_i / A_-)}, \quad (7.2)$$

где $P(B_i/A_+)$ и $P(B_i/A_-)$ – условные вероятности попадания значения признака в определенный интервал при наличии объектов A_+ и A_- соответственно. Эти вероятности являются значениями функций правдоподобия.

Для независимых один от другого (в вероятностном смысле) признаков коэффициент правдоподобия вектора признаков $\Lambda(\vec{B})$ определяется, как произведение частных коэффициентов правдоподобия:

$$\Lambda(\vec{B}) = \frac{P(B_1 / A_+) \cdot P(B_2 / A_+) \cdot \dots \cdot P(B_l / A_+)}{P(B_1 / A_-) \cdot P(B_2 / A_-) \cdot \dots \cdot P(B_l / A_-)} = \prod_{i=1}^l \lambda(B_i). \quad (7.3)$$

Значения $\Lambda(\vec{B})$ можно рассматривать в качестве количественной оценки информативности признаков.

Решение о принадлежности объекта к классу A_+ или A_- принимают в соответствии с критерием максимального правдоподобия:

- если $\Lambda(\vec{B}) > 1$, то принимаем гипотезу A_+ (рудный объект), и чем больше $\Lambda(\vec{B})$ отличается от 1, тем больше шансов за эту гипотезу;
- если $\Lambda(\vec{B}) < 1$, то принимаем гипотезу A_- (безрудный объект).

Порядок работы при распознавании неизвестных объектов следующий.

1. По гистограммам, полученным для эталонных объектов, для значений i -того признака в каждой точке наблюдений определяют величины $P(B_i / A_+)$ и $P(B_i / A_-)$.

2. Определяют для каждой точки наблюдений величины $\lambda(B_i)$ по первому, второму и т. д. признакам, а затем в каждой точке вычисляют величину $\Lambda(\vec{B})$.

3. Строят график (или карту) значений $\Lambda(\vec{B})$ и в соответствии с вышеизложенным критерием выделяют участки принадлежности объектов к классам A_+ и A_- .

В практике интерпретации при формировании комплексных критериев перспективности участков удобнее использовать весовые коэффициенты признаков в каждой точке, имеющие смысл вероятности. Такой показатель может быть получен на основе формулы полной вероятности (формулы Байеса), в соответствии с которой по коэффициенту правдоподобия определяют апостериорную вероятность гипотезы A_+ :

$$P(\vec{A}_+ / B_i) = \frac{\left[\frac{P(A_+)}{P(A_-)} \right] \cdot \Lambda(\vec{B})}{\left[\frac{P(A_+)}{P(A_-)} \right] \cdot \Lambda(\vec{B}) + 1}, \quad (7.4)$$

где $P(A_+)$ и $P(A_-)$ – априорные вероятности появления объектов A_+ или A_- . Обычно они неизвестны, поэтому приходится считать эти события равновероятными, то есть $P(A_+) = P(A_-) = 0,5$. Тогда последняя формула будет иметь вид:

$$P(\vec{A}_+ / B_i) = \frac{\Lambda(\vec{B})}{\Lambda(\vec{B}) + 1}, \quad (7.5)$$

и правило решения для апостериорной вероятности получаем следующим:

- если $P(A_+ / B_i) > 0,5$, справедлива гипотеза A_+ (рудный объект);
- если $P(A_+ / B_i) < 0,5$, принимаем гипотезу A_- (безрудный объект).

В соответствии с этим правилом и выделяются перспективные участки.

Практическое задание № 9

1. Указать условия, пределы теоретической эквивалентности и найти хотя бы одно из теоретически эквивалентных решений для аномалии, соответствующей Вашему варианту.
2. Определить диапазон изменения параметров объекта или среды (глубина, размеры, физические свойства) в пределах практически эквивалентных решений в со-

ответствии с данными, приведенными в таблице. Указать параметры хотя бы одного из практически эквивалентных объектов.

I. Круговой горизонтальный цилиндр с параметрами: $h = 300$ м, $R = 250$ м.

Вариант	Измеряемая величина	Погрешность измерений ε	Физические свойства
1	Δg	± 0.15 мГл	$\Delta\sigma = 0.1$ г/см ³
2	V_{ZZ}	± 6 Е	
3	V_{ZZ}	± 3 Е	
4	Z	± 15 нТл	$J = 2000 \cdot 10^{-6}$ СГС
5	H	± 15 нТл	
6	ΔT	± 10 нТл	
7	U_{EP}	по инструкции	$\rho_{BM} = 100$ Ом м $\rho_{Ц} = 10$ Ом м, $\Delta U = -500$ мВ

II. Сферический объект с параметрами: $h = 400$ м., $R = 350$ м.

Вариант	Измеряемая величина	Погрешность измерений ε	Физические свойства
8	V_{ZZ}	± 6 Е	$\Delta\sigma = 0.15$ г/см ³
9	V_{ZX}	± 3 Е	
10	Z	± 15 нТл	$J = 2500 \cdot 10^{-6}$ СГС
11	H	± 15 нТл	
12	ΔT	± 10 нТл	
13	U_{EP}	по инструкции	$\rho_{CF} = 500$ Ом м $\rho_{Ц} = 25$ Ом м, $\Delta U = -600$ мВ

Справочные сведения к выполнению работы

При выполнении первой части работы необходимо проанализировать теоретические выражения измеряемых величин, определить и проверить условия теоретической эквивалентности.

Для кругового горизонтального цилиндра, если ξ и X – горизонтальные координаты точки расчета и центральной линии цилиндра (соответственно), $k = 6.673 \cdot 10^{-8}$ см³/(г·с²) – гравитационная постоянная, M – избыточная масса, h – глубина центра:

$$\Delta g = 2k \frac{Mh}{h^2 + (\xi - x)^2}; \quad V_{ZZ} = 2kM \frac{[h^2 - (\xi - x)^2]}{[h^2 + (\xi - x)^2]^2};$$

$$V_{ZX} = 4kMh \frac{\xi - x}{[h^2 + (\xi - x)^2]^2}.$$

Для сферы:

$$V_{ZZ} = kM \frac{[2h^2 - (\xi - x)^2]}{[(\xi - x)^2 + h^2]^{5/2}}; \quad V_{ZX} = -3kMh \frac{\xi - x}{[(\xi - x)^2 + h^2]^{5/2}}.$$

Магнитное поле горизонтального цилиндра при вертикальном направлении намагниченности определяется по формулам:

$$Z = \frac{2m[h^2 - (\xi - x)^2]}{[h^2 + (\xi - x)^2]^2}, \quad H = \frac{4mh(\xi - x)}{[h^2 + (\xi - x)^2]^2},$$

где m – магнитный момент цилиндра.

Для сферического источника:

$$Z = M \frac{[2h^2 - (\xi - x)^2]}{[(\xi - x)^2 + h^2]^{5/2}}; \quad H = -3Mh \frac{\xi - x}{[(\xi - x)^2 + h^2]^{5/2}}.$$

Приращение модуля полного вектора магнитного поля для тел любой формы в общем случае определяется:

$$\Delta T = Z \sin I + H \cos I \cos A,$$

где I – наклонение нормального вектора T_0 , A – магнитный азимут составляющей H_A .

Электрический потенциал вертикально поляризованного горизонтального цилиндра:

$$U_{\dot{r}_n} = -\frac{\gamma_{\dots}}{\gamma_{\dots} + \gamma_{eM}} \Delta U \frac{Rh}{[h^2 + (\xi - x)^2]};$$

и сферы:

$$U_{\dot{r}_n} = -\left(\frac{2\gamma_{\text{тм}}}{2\gamma_{\text{гс}} + \gamma_{\text{тм}}} \right) \cdot \frac{\Delta UR^2 h}{[h^2 + (\xi - x)^2]^{3/2}}.$$

где γ_{\dots} , $\gamma_{\text{тм}}$ и γ_{eM} – электропроводности (проводимости) соответственно цилиндра, сферы и вмещающей среды; ΔU – максимальный скачок потенциала на границе цилиндра (или сферы) и вмещающей среды; R – радиус цилиндра (сферы). Остальные условия пояснены выше.

После оценки теоретической эквивалентности необходимо решить прямую задачу, построив соответствующий график. Затем, определив пределы практической эквивалентности, рассчитать прямую задачу для одного из практически эквивалентных вариантов и построить графики.

Контрольные вопросы

1. В чем разница между количественной и качественной неоднозначностью решения обратной задачи геофизики?
2. В каких геофизических методах рассматриваются геометрические, временные и частотные обратные задачи?
3. Что Вы можете сказать о постановке прямой задачи, если она имеет эквивалентные решения?
4. Одним из самых надежных методов изучения горизонтально-слоистых сред считается сейсморазведка. Возможна ли теоретическая и (или) практическая эквивалентность при построении отражающих и преломляющих границ? Обоснуйте ответ, основываясь на уравнениях годографов отраженной и преломленной волн.
5. Возможны ли эти виды эквивалентных решений при интерпретации кривых ВЭЗ? Обоснуйте ответ.

ЛИТЕРАТУРА

1. Березкин В.М., Киричек М.А., Кунарев А.А. Применение геофизических методов разведки для прямых поисков месторождений нефти и газа. – М.: Недра, 1978.
2. Веселов К.Е. Гравиметрическая съемка. – М.: Недра, 1986. – 312 с.
3. Грушинский Н.П., Сажина Н.Б. Гравитационная разведка. – М.: Недра, 1981. – 56 с.
4. Гравиразведка. Справочник геофизика. – М.: Недра, 1990.
5. Гринкевич Г.И. Магниторазведка. – Екатеринбург: УГГА, 2001.
6. Еремин В.Н. Магнитная зональность осадочных пород и пространственное распределение минералов железа в зонах влияния углеводородов // Геология нефти и газа. – 1986. – № 4. – С. 28–32.
7. Знаменский В.В. Полевая геофизика. – М.: «Недра», 1980.
8. Инструкция по гравитационной разведке. – М.: Недра, 1975.
9. Каменецкий Ф.М. Электромагнитные геофизические исследования методом переходных процессов. – М.: ГЕОС, 1997;
10. Каштанов В.А. Локальный нефтепрогноз по данным аэромагнитной съемки // Геология нефти и газа. – 1988. – № 12. – С. 7–12.
11. Комаров В.А. Электроразведка методом вызванной поляризации. – Л.: Изд. Недра, 1980.
12. Ларионов В.В., Резванов Р.А. Ядерная геофизика и радиометрическая разведка: учебник для вузов. – 3-е изд. – М.: Недра, 1988.
13. Логачёв А.А., Захаров В.П. Магниторазведка. – 5-е изд. – Л.: «Недра», 1979.
14. Магниторазведка: Справочник геофизика / под редакцией В.Е. Никитского, Ю.С. Глебовского. – 2-е изд. – М.: Недра, 1990.
15. Маловичко А.К., Костицин В.И., Тарунина О.Л. Детальная гравиразведка на нефть и газ. – М.: Недра, 1979.
16. Матвеев Б.К. Электроразведка при поисках месторождений полезных ископаемых. – М.: «Недра», 1982;
17. Меркулов В.П., Зятев Г.Г. Нетрадиционные возможности применения некоторых геофизических методов в нефтяной геологии Западной Сибири // Материалы региональной конференции геологов Сибири, Дальнего Востока и Северо-Востока России. – Том 2. – Томск, 2000. – С. 492–495.
18. Меркулов В.П. Магнитные поля месторождений нефти и газа и возможности их использования при картировании залежей углеводородов: Геология, поиски и разведка полезных ископаемых Сибири // Известия Томского политехнического университета. – Томск: Изд. ТПУ. – Т. 305. – Вып. 6. – 2002. – С. 218–224.
19. Меркулов В.П., Зятев Г.Г. Гравимагнитные исследования при локальном прогнозе нефтегазоносности (на примере Лавровского наклонного вала) // Геофизические методы при разведке недр и экологических исследованиях: материалы науч.-техн. конф., посвящ. 100-летию со дня рождения Д.С. Микова. – Вып. 2. – Томск: Изд. ТПУ, 2003. – С. 120–125.
20. Моисеев В.С. Метод вызванной поляризации при поисках нефтеперспективных площадей. – Новосибирск: «Наука», 2002.
21. Миронов В.С. Курс гравиразведки. – Л.: Недра, 1980. – 512 с.
22. Новиков Г.Ф. Радиометрическая разведка: учебник для вузов. – Л.: Недра, 1989.
23. Номоконова Г.Г., Меркулов В.П., Расковалов Д.Ю., Ростовцев В.В. Месторождения углеводородов в региональном магнитном поле Западно-Сибирской плиты //

- Геофизические методы при разведке недр и экологических исследованиях: материалы науч.-техн. конф., посвящ. 100-летию со дня рождения Д.С. Микова. – Вып. 2. – Томск: Изд. ТПУ, 2003. – С. 133–136.
24. Номоконова Г.Г., Меркулов В.П., Расковалов Д.Ю. Использование результатов ранее проведенных геофизических съемок для оценки нефтегазоносности новых территорий // Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей: Материалы 33-й сессии междунар. семинара им. Д.Г. Успенского. – Екатеринбург: Институт геофизики УрО РАН, 2006. – С. 245–249.
 25. Огородова Л.В., Шимбирев Б.П., Юзефович А.П. Гравиметрия. – М.: «Недра», 1978.
 26. Серкерев С.А. Гравиразведка и магниторазведка.: учеб. для вузов. – М.: ОАО «Издательство Недр», 1999.
 27. Семенов А.С. Электроразведка методом естественного электрического поля. – Л.: Недр, 1968.
 28. Якубовский Ю.В., Ренард И.В. Электроразведка: учебник для вузов. – 3-е изд. – М.: Недр, 1991.
 29. Слепак З.М. Применение гравиразведки при поисках нефтеперспективных структур. – М.: Недр, 1989. – С. 137–157.
 30. Тархов А.Г., Бондаренко В.М., Никитин А.А. Комплексирование геофизических методов. – М.: Недр, 1982. – 295 с.

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ	3
ГЛАВА 1. ПРЕДМЕТ И МЕТОДЫ ПОЛЕВОЙ ГЕОФИЗИКИ	4
ГЛАВА 2. ГРАВИРАЗВЕДКА	8
2.1. Сила притяжения и ее потенциал	9
2.2. Сила тяжести на поверхности Земли	11
Практическое задание № 1	12
2.3. Вторые производные потенциала силы тяжести и их физический смысл	12
2.4. Изменение силы тяжести внутри Земли	14
2.5. Изменения гравитационного поля во времени	16
2.6. Нормальное поле силы тяжести	17
Практическое задание № 2	20
2.7. Методы измерений ускорения силы тяжести и устройство гравиметров	20
2.7.1. Классификация методов измерений	20
2.7.2. Динамические методы измерений силы тяжести	21
2.7.3. Статические методы измерений силы тяжести	26
2.8. Методика гравиметрической съемки	35
2.8.1. Общие положения	35
2.8.2. Опорная сеть	37
2.8.3. Рядовая сеть	40
2.8.4. Методика топо-геодезического обеспечения гравиметрических работ	41
2.9. Камеральная обработка данных съемки	42
2.9.1. Первичная обработка данных	42
2.9.2. Окончательная обработка	43
2.10. Решение прямой и обратной задач гравirazведки	49
2.10.1. Способы решения прямой задачи	50
2.10.2. Способы решения обратной задачи	53
Практическое задание № 3	55
2.10.3. Построение контактной поверхности	55
Практическое задание № 4	56
Контрольные вопросы	57
ГЛАВА 3. МАГНИТОРАЗВЕДКА	58
3.1. Магнитное поле земли	58
3.1.2. Магнитосфера и радиационные пояса Земли	61
3.1.3. Структура геомагнитного поля	63
3.1.4. Вариации геомагнитного поля	65
3.1.5. Нормальное магнитное поле	69
3.1.6. Генеральная магнитная съемка и магнитные карты	69
Практическое задание № 5	70
3.1.7. Природа магнитного поля Земли	71
3.1.8. Элементы вектора T_a	72

3.1.10. Условия и область применения магниторазведки	74
3.2. Магнетизм горных пород	75
3.2.1. Магнитные свойства минералов	75
3.2.2. Магнитные свойства горных пород	77
3.2.3. Палеомагнетизм и археомагнетизм	78
3.3. Способы измерения магнитного поля	80
3.3.1. Классификация способов измерений магнитного поля	80
3.3.2. Оптико-механические магнитометры.	81
3.3.3. Феррозондовые магнитометры	83
3.3.4. Протонные магнитометры	84
3.3.5. Квантовые магнитометры	88
3.3.6. Индукционные и криогенные магнитометры.	89
3.4. Методика полевых работ и обработка полевых данных	90
3.4.1. Методика полевых магнитных съемок	90
3.4.2. Обработка данных магнитной съемки	94
3.5. Различие и взаимосвязь гравитационных и магнитных аномалий	96
3.5.1. Особенности гравитационных и магнитных аномалий	96
3.5.2. Определение величины и направления вектора намагничения геологических тел по наблюдаемым гравимагнитным аномалиям	101
Практическое задание № 6	103
Контрольные вопросы	103
ГЛАВА 4. ЭЛЕКТРИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ РАЗВЕДКИ	105
4.1. Физико-геологические основы и классификация методов электроразведки	105
4.2. Метод сопротивлений	107
4.2.1. Нормальные поля точечных и дипольных источников	107
4.2.2. Электрическое профилирование (ЭП)	112
4.2.3. Вертикальные электрические зондирования	116
Практическое задание № 7	121
4.2.4. Факторы, определяющие электрические свойства горных пород	121
4.3. Методы электрохимической поляризации	122
4.3.1. Метод естественного электрического поля	122
Практическое задание № 8	129
4.3.2. Метод вызванной поляризации	130
4.4. Электромагнитные и магнитотеллурические методы	141
4.4.1. Общие принципы электромагнитных зондирований	141
4.4.2. Дистанционные и частотные зондирования	143
4.4.3. Магнитотеллурическое зондирование	147
Контрольные вопросы	154
ГЛАВА 5. РАДИОМЕТРИЯ И ЯДЕРНАЯ ГЕОФИЗИКА	156
5.1. Общие сведения о естественной и искусственной радиоактивности	156
5.1.1. Естественная и искусственная радиоактивность	156
5.1.2. Устойчивое и подвижное радиоактивное равновесие	159
5.1.3. Единицы измерения радиоактивных величин	161

5.2.	Способы регистрации радиоактивных излучений	163
5.2.1.	Газонаполненные детекторы излучения	163
5.2.2.	Сцинтилляционные счетчики	169
5.2.3.	Полупроводниковые счетчики	172
5.3.	Основы полевой гамма-спектрометрии	174
5.3.1.	Принцип отдельного определения U(Ra), Th, K	174
5.3.2.	Факторы, влияющие на результаты γ -спектрометрии	175
5.3.3.	Обработка и интерпретация материалов аэрогамма-съемки	177
5.3.4.	Характеристика аэрогамма-спектральных аномалий	178
	Контрольные вопросы	179
ГЛАВА 6. ТЕРМИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ РАЗВЕДКИ		180
6.1.	Физико-геологические основы терморазведки	180
6.1.1.	Тепловые и оптические свойства горных пород	180
6.1.2.	Принципы теории терморазведки	182
6.1.3.	Тепловое поле Земли	182
6.2.	Аппаратура для геотермических исследований	184
6.3.	Методика работ и области применения терморазведки	185
	Контрольные вопросы	187
ГЛАВА 7. ВОЗМОЖНОСТИ МЕТОДОВ ПОЛЕВОЙ ГЕОФИЗИКИ ПРИ ПОИСКАХ НЕФТЕГАЗОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ		188
7.1.	Применение гравиразведки	188
7.2.	Применение магниторазведки	195
7.2.1.	Отражение месторождений углеводородов в региональном магнитом поле	195
7.2.2.	Возможности магниторазведки при поисках залежей углеводородов	197
7.3.	Применение электроразведки для поисков нефтеперспективных объектов	199
7.3.1.	Геоэлектрическая модель залежи углеводородов	200
7.3.2.	Применение методов электроразведки для поисков нефтегазовых структур	201
7.4.	Комплексирование методов полевой геофизики для поисков нефтеперспективных объектов	206
7.4.1.	Физико-геологические модели залежей углеводородов	206
7.4.2.	Комплексирование геофизических методов при нефтегазопроисковых работах	210
	Практическое задание № 9	214
	Контрольные вопросы	216
ЛИТЕРАТУРА		217

Научное издание

ГУСЕВ Евгений Владимирович

МЕТОДЫ ПОЛЕВОЙ ГЕОФИЗИКИ

Учебное пособие

Научный редактор
доктор физико-математических наук,
профессор *М.М. Немирович-Данченко*

Издано в авторской редакции


Компьютерная верстка *К.С. Чечельницкая*
Дизайн обложки *О.Ю. Аршинова*

Подписано к печати 15.09.2011. Формат 60x84/16. Бумага «Снегурочка».
Печать XEROX. Усл. печ. л. 11,4. Уч.-изд. л. 10,31.
Заказ ___-11. Тираж 35 экз.



Национальный исследовательский Томский политехнический университет
Система менеджмента качества
Издательства Томского политехнического университета сертифицирована
NATIONAL QUALITY ASSURANCE по стандарту BS EN ISO 9001:2008



ИЗДАТЕЛЬСТВО  ТПУ. 634050, г. Томск, пр. Ленина, 30
Тел./факс: 8(3822)56-35-35, www.tpu.ru