

Глава 3 МАГНИТОРАЗВЕДКА

Магнитометрическая или магнитная разведка (магниторазведка) — это геофизический метод решения геологических задач, основанный на изучении магнитного поля Земли. Магнитные явления и наличие у Земли магнитного поля были известны человечеству еще в глубокой древности. Так же давно эти явления люди использовали для практической деятельности, например применение компаса для ориентации. Однако лишь со второй половины XIX в. измерения напряженности магнитного поля для поисков сильно магнитных рудных залежей привели к созданию магниторазведки. В России специальные исследования магнитного поля с геологическими целями были проведены на Курской магнитной аномалии в конце XIX века. В 1919 г. была начата магнитная съемка Курской области, положившая начало генеральной магнитной съемке территории нашей страны и развитию всей отечественной разведочной геофизики.

Земля, как космическое тело определенного внутреннего строения, генерирует постоянное магнитное поле, называемое *нормальным* или первичным. Многие горные породы и руды обладают магнитными свойствами и способны под воздействием этого поля приобретать *намагниченность* и создавать *аномальные* или вторичные магнитные поля. Выделение этих аномальных полей из наблюдаемого или суммарного геомагнитного поля, а также их геологическое истолкование является целью магниторазведки.

От других методов разведочной геофизики магниторазведка отличается наибольшей производительностью, особенно в аэроварианте. Магниторазведка является эффективным методом поисков и разведки железных руд. Однако ее широко применяют и при геологическом картировании, структурных исследованиях и поисках других полезных ископаемых.

3.1 Основы теории геомагнитного поля и магниторазведки

3.1.1 Элементы геомагнитного поля и его происхождение

В любой точке земной поверхности существует магнитное поле, которое определяется полным вектором напряженности T , т.е. направлением действия и модулем. Вдоль вектора T устанавливается подвешенная у центра тяжести магнитная стрелка. Проекция этого вектора на горизонтальную поверхность и вертикальное направление, а также углы, составленные этим вектором с координатными осями, носят название элементов магнитного поля (рис. 3.1).

Если ось x прямоугольной системы координат направить на географический север, ось y — на восток, а ось z — вертикально вниз, то проекцию полного вектора T на ось z называют вертикальной составляющей и обозначают Z . Проекцию полного вектора T на горизонтальную плоскость называют горизонтальной составляющей H . Направление H совпадает с магнитным меридианом и задается осью стрелки компаса или буссоли.

Проекцию H на ось X называют северной (или южной) составляющей X , проекцию H на ось y — восточной (или западной) составляющей Y . Угол между осью x и составляющей H называют *склонением* и обозначают D . Принято считать восточное склонение положительным, западное — отрицательным. Угол между вектором T и горизонтальной плоскостью называют *наклонением* и обозначают J . При наклоне северного конца стрелки наклонение называют северным (или положительным), при наклоне

южного конца стрелки — южным (или отрицательным). Взаимосвязь полученных элементов магнитного поля Земли выражают следующими формулами:

$$H = T \cdot \cos J, \quad Z = T \cdot \sin J, \quad Z = H \cdot \operatorname{tg} J, \quad T^2 = H^2 + Z^2 \text{ и др.} \quad (3.1)$$

При магнитной разведке измеряют лишь одну-две составляющие поля или их приращение (как правило, это ΔZ и T). Распределение значений элементов магнитного поля на земной поверхности обычно изображают в виде карт изолиний, т. е. линий, соединяющих точки с равными значениями того или иного параметра. Изолинии склонения называются *изогонами*, изолинии наклонения — *изоклинами*, изолинии H , Z или T — соответственно *изодинамами* H , Z или T . Эти карты строят на 1 июля каждого года и называют их *картами эпохи* такого-то года (например, карта эпохи 1986 г.).

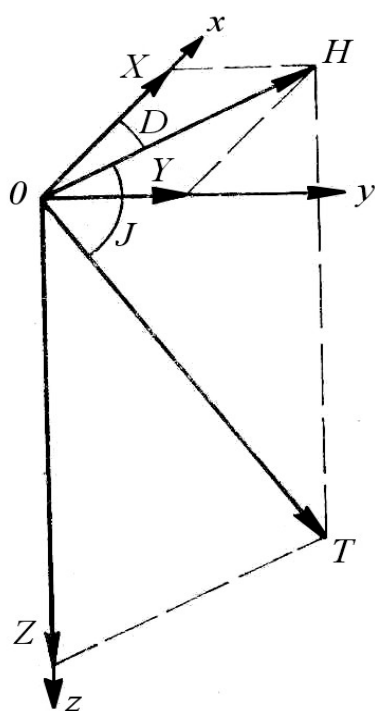


Рис.3.1 Элементы земного магнитного поля.

Направление координатных осей:

- x — север;
- y — восток;
- z — к центру Земли

Единицей напряженности магнитного поля в системе СИ является ампер на метр (А/м), а в системе СГС — эрстед (Э). В практике магниторазведки широко применяется также внесистемная единица напряженности магнитного поля — гамма (γ). Перечисленные единицы измерения напряженности магнитного поля соотносятся следующим образом:

$$1 \text{ А/м} = 4\pi \cdot 10^{-1} \text{ Э}, \quad 1 \text{ Э} = 10^5 \gamma$$

В реальных средах измеряемым параметром магнитного поля служит магнитная индукция $B = \mu_0 T(1 + \chi)$, где μ_0 — абсолютная магнитная проницаемость вакуума (в СИ $\mu_0 = 4\pi \cdot 10^{-7} \text{ Гн м}^{-1}$); χ — магнитная восприимчивость, $\chi = I / T$; где I — индуктивная намагниченность. Единицей измерения магнитной индукции в СИ является тесла (Тл). В магниторазведке используется более мелкая единица B — нанотесла (нТл), $1 \text{ нТл} = 10^{-9} \text{ Тл}$. Магниторазведочная аппаратура обычно находится в немагнитной среде — воздухе или воде, для которых $\chi = 0$, поэтому $B = \mu_0 T$.

Следовательно, магнитное поле Земли может быть выражено либо в единицах магнитной индукции (нТл), либо в единицах напряженности, при этом 1 нТл соответствует 1 γ .

В первом приближении магнитное поле Земли может быть уподоблено полю намагниченного шара или полю магнитного диполя $T_{\text{дип}}$, расположенного в области центра Земли, ось которого по отношению к оси вращения Земли составляет 11° . Места выхода продолжений оси этого диполя на поверхность Земли называют геомагнитными полюсами Земли. Область выхода южного конца оси диполя носит название северного магнитного полюса, а область выхода северного окончания оси диполя — южного. Северный магнитный полюс находится на 72° с.ш. и 96° з. д. в 1400 км от северного географического полюса Земли.

Многочисленными наблюдениями значений магнитного поля Земли показано, что в среднем полный вектор напряженности T изменяется от $0,66 \cdot 10^5$ нТл на полюсах до $0,33 \cdot 10^5$ нТл в районе экватора. При этом вертикальная составляющая Z уменьшается от $0,66 \cdot 10^5$ нТл до нуля, а горизонтальная составляющая H увеличивается от нуля до $0,33 \cdot 10^5$ нТл. Детальное изучение магнитных свойств горных пород различного возраста на разных континентах установило миграцию (изменение местоположения) магнит-

ных полюсов и их инверсию, т. е. смену знаков (направления), происходящую с периодом от 0,5 до нескольких десятков миллионов лет.

Происхождение магнитного поля Земли объясняют различными причинами, связанными с внутренним строением Земли. Наиболее достоверной и приемлемой гипотезой, объясняющей магнетизм Земли, является гипотеза вихревых токов в ядре. Эта гипотеза основана на том установленном геофизиками факте, что на глубине 2900 км под мантией Земли находится внешнее жидкое ядро с высокой электрической проводимостью, которая объясняется большим числом свободных электронов в веществе ядра вследствие высоких температур и давления. Благодаря так называемому гиромангнитному эффекту и вращению Земли во время ее образования могло возникнуть очень слабое магнитное поле. Наличие свободных электронов в ядре и вращение Земли в таком слабом магнитном поле привели к индуцированию в ядре вихревых токов. Эти токи, в свою очередь, создают (регенерируют) магнитное поле, как это происходит в динамомашинах. Увеличение же магнитного поля Земли должно привести к новому увеличению вихревых токов в ядре, а последнее — к увеличению магнитного поля и т.д. Процесс подобной регенерации длится до тех пор, пока рассеивание энергии вследствие вязкости ядра и его электрического сопротивления не скомпенсируется добавочной энергией вихревых токов и другими причинами.

3.1.2 Нормальное и аномальное магнитное поле

Вклад дипольной составляющей $T_{дин}$, в наблюдаемое магнитное поле Земли составляет примерно 70%, что объясняет такие его глобальные особенности, как увеличение напряженности магнитного поля в 2 раза при переходе от экватора к полюсу. В наблюдаемом поле выделяют также составляющие, связанные с особенностями внутреннего строения Земли, называемые **материковыми аномалиями** T_m . Эти плавно изменяющиеся компоненты образуют на Земле шесть крупных, соизмеримых с площадью материков положительных и отрицательных аномалий с амплитудой (0,1—0,2) 10^5 нТл. В настоящее время еще не выработана единая точка зрения относительно происхождения T_m . Видимо, источники их располагаются на глубине около 3000 км, на уровне внешней границы ядра Земли. В практике магниторазведки принято называть **нормальным геомагнитным полем** (или главным магнитным полем Земли) в рассматриваемой точке сумму полей диполя $T_{дин}$ и материковых аномалий T_m : $T_{норм} = T_{дин} + T_m$. Нормальное магнитное поле Земли специально рассчитывают и существуют таблицы или карты $T_{норм}$, $Z_{норм}$ для определенного периода времени и для каждой точки Земли. Отклонения наблюдаемых значений магнитного поля Земли T от нормального поля $T_{норм}$ являются **аномалиями магнитного поля** ΔT_a , ΔZ_a , ΔH_a :

$$\Delta T_a = T - T_{норм}, \quad \Delta Z = Z - Z_{норм} \quad (3.2)$$

В зависимости от протяженности участка или площади, на которых они выделяются, аномалии магнитного поля подразделяют на **локальные** и **региональные** (относительно друг друга для данного района исследования). В северном полушарии направление намагничивающего поля Земли близко к вертикальному, поэтому более яркими и локализованными являются положительные аномалии. Интенсивность и характер магнитных аномалий зависят от интенсивности намагниченности горных пород I , которая определяется их магнитными свойствами и свойствами вмещающих пород и напряженностью магнитного поля Земли, а также зависит от формы, размеров и глубины залегания аномалообразующих масс. К магнитным свойствам кроме магнитной восприимчивости χ , определяющей индуктивную намагниченность $I_i = \chi T$, относится остаточная намагниченность I_n , т. е. $I \approx I_i + I_n$.

3.1.3 Вариации магнитного поля

Наблюдения магнитного поля Земли в течение длительного времени показывают, что напряженность магнитного поля и его элементы изменяются во времени. Эти изменения получили название **вариаций**: $\delta T_{вар}$, $\delta Z_{вар}$ и др. По частотному составу, интенсивности и происхождению принято различать четыре вида магнитных вариаций: вековые, годовые, суточные и магнитные возмущения (бури). **Вековые вариации** магнитного поля происходят в течение длительных периодов времени в десятки и сотни лет и приводят к значительным изменениям среднегодовых значений элементов земного магнетизма. Под изменением того или иного элемента магнитного поля (вековой ход) понимают разности значений этих элементов в разные эпохи, деленные на число лет между эпохами. Вековой ход рассчитывают по наблюдениям напряженности поля на магнитных обсерваториях и опорных пунктах. Поскольку подобных многовековых наблюдений мало, то закономерность вековых вариаций установить трудно, хотя намечается их изменение с периодом в несколько сотен лет. Степень изменения элементов земного магнитного поля различна для разных районов Земли, имеется несколько зон (фокусов), в которых они максимальны. Возникновение вековых вариаций, видимо, объясняется процессами, протекающими внутри Земли (в ядре и на границе ядра с мантией). В меньшей степени они связаны с особенностями строения земной коры.

На постоянное поле Земли накладывается переменное магнитное поле (вариации годовые, суточные, магнитные бури), вызванное внешними процессами, происходящими в ионосфере. **Годовые вариации** — это изменения среднемесячных значений напряженности магнитного поля. Они характеризуются небольшой амплитудой. **Суточные вариации** связаны с солнечно-суточными и лунно-суточными изменениями напряженности магнитного поля из-за изменения солнечной активности. Вариации достигают максимума в полдень по местному времени и при противостоянии Луны. Амплитуда суточных вариаций зависит от магнитной широты района наблюдения и изменяется от первых десятков до 200 нТл при переходе от экватора к полюсам. Годовые и суточные вариации являются плавными, периодическими. Их называют невозмущенными вариациями.

Кроме невозмущенных (периодических) вариаций существуют возмущенные вариации, к которым относятся непериодические **импульсные вариации и магнитные бури**. Магнитные бури бывают разной интенсивности (до 1000 нТл и более) и охватывают, как правило, большие площади. Они возникают спорадически и проходят по всей земной поверхности либо одновременно, либо с запаздыванием до нескольких часов. Продолжительность магнитных бурь колеблется от нескольких часов до нескольких суток, а интенсивность изменяется от нескольких до тысяч нанотесл. Намечается четкая связь между интенсивностью магнитных бурь и солнечной активностью. В годы максимумов солнечной активности, период которых около 11 лет, наблюдается наибольшее число бурь. При проведении магниторазведки необходимо учитывать и исключать вариации магнитного поля, если их амплитуды сравнимы со значениями аномалий магнитного поля от изучаемых геологических структур или превышают их.

Таким образом, в общем виде полный вектор напряженности магнитного поля Земли можно представить в виде

$$T = T_{норм} + \delta T_{вар} + \Delta T_a \quad (3.3)$$

С учетом выражения (3.2) аномальное магнитное поле рассчитывают по формуле

$$\Delta T_a = T - T_{норм} - \delta T_{вар} \quad (3.4)$$

Аналогично расчетам аномалии полного вектора напряженности магнитного поля определяют аномалии других элементов (ΔZ_a , ΔH_a).

3.1.4 Магнитные свойства горных пород

Основным магнитным параметром горных пород является **магнитная восприимчивость** - χ . Как отмечалось выше, χ является коэффициентом пропорциональности между интенсивностью индуктивного намагничения I , и напряженностью намагничивающего поля: $I_i = \chi T$. Магнитную восприимчивость измеряют в 10^{-5} ед. СИ. Магнитная восприимчивость горных пород изменяется в широких пределах — от 0 до 10 ед. СИ.

По магнитным свойствам все вещества делятся на три группы: диамагнитные, парамагнитные и ферромагнитные. У диамагнитных пород магнитная восприимчивость очень мала (10^{-5} ед. СИ) и отрицательна, их намагничение направлено против намагничивающего поля. К **диамагнетикам** относятся многие минералы и горные породы, например, кварц, каменная соль, мрамор, нефть, графит, золото, серебро, свинец, медь и др. У **парамагнитных** пород магнитная восприимчивость положительна и также невелика. К парамагнетикам относится большинство осадочных, метаморфических и изверженных пород. Особенно большой и положительной χ (до нескольких единиц СИ) характеризуются **ферромагнитные** минералы, к которым относятся магнетит, титаномагнетит, ильменит и пирротин.

Таблица 3. Магнитная восприимчивость основных минералов, горных пород и руд

| Минерал, горная порода | $\chi 10^5$ ед. СИ | |
|--------------------------------|-----------------------------|----------------|
| | диапазон изменений | среднее |
| Кварц | — | 10 |
| Кальцит | 7—12 | — |
| Гипс | — | 12 |
| Уголь | — | 25 |
| Сфалерит | — | 750 |
| Пирит | 50—5 000 | 1 500 |
| Гематит | 500—50 000 | 6000 |
| Пирротин | $10^3—10^7$ | 150000 |
| Ильменит | $5 \cdot 10^5—5 \cdot 10^6$ | 10^6 |
| Магнетит | $10^6—10^7$ | $5 \cdot 10^6$ |
| Известняк | 25—3 500 | 300 |
| Песчаник | 0—20 000 | 400 |
| Гнейс | 100—20 000 | — |
| Гранит | 0—40 000 | 2000 |
| Диабаз | 1 000—15 000 | 5000 |
| Габбро | 1 000—100000 | 60000 |
| Базальт | 30—150000 | 60000 |
| Перидотит | 90 000—200 000 | 150000 |
| Осадочные (среднее) | 0—5 000 | 1 000 |
| Метаморфические (среднее) | 0—75 000 | 50000 |
| Кислые изверженные (среднее) | 50—80 000 | 8000 |
| Основные изверженные (среднее) | 60—120 000 | 30000 |

Магнитная восприимчивость большинства горных пород определяется, прежде всего, присутствием и процентным составом ферромагнитных минералов (табл. 3). Среди изверженных пород наибольшей магнитной восприимчивостью обладают ульт-

раосновные и основные породы, слабо- или умеренномагнитны кислые породы. У метаморфических пород магнитная восприимчивость обычно ниже, чем у изверженных. Осадочные породы, за исключением некоторых песчаников и глин, практически немагнитны.

Горные породы, слагающие геологические структуры, залегают среди вмещающих пород, и поэтому практически так же как и в гравиразведке, нас интересуют не абсолютные значения магнитной восприимчивости изучаемых структур χ_{cmp} , а только ее изменения или так называемая эффективная магнитная восприимчивость $\Delta\chi = \chi_{cmp} - \chi_0$, где χ_0 — магнитная восприимчивость вмещающих пород. Значение $\Delta\chi$ в зависимости от геологической ситуации может изменяться в широких пределах и быть как отрицательным, так и положительным. Благодаря отличию $\Delta\chi$ от нуля и возникают магнитные аномалии.

Важным магнитным параметром горных пород, содержащих ферромагнитные минералы, является **остаточная намагниченность** I_n , т. е. специфическое свойство пород, несущее в себе информацию об изменении магнитной восприимчивости при изменении величины намагничивающего поля и температуры. С увеличением температуры магнитная восприимчивость у ферромагнетиков возрастает, достигая максимума при критической температуре или точке Кюри, которая у разных минералов изменяется от 400 до 700 °С. Когда температура превышает точку Кюри, магнитная восприимчивость уменьшается практически до нуля. Следствием этого является принципиальное ограничение глубинности магниторазведки, так как с глубиной температура возрастает и на глубине 20—50 км в зависимости от строения, величины теплового потока и теплопроводных свойств горных пород достигает точки Кюри. Благодаря так называемой коэрцитивной силе ферромагнитные минералы, остывая, сохраняют остаточную намагниченность I_n . Она характеризуется отношением $Q = I_n / I_i$, которое изменяется от 0 до 100 и может быть как положительным, так и отрицательным. Значение Q велико для ферромагнитных минералов, меньше для магматических пород, еще меньше для метаморфических и близко к нулю для осадочных пород.

Основной вклад в создание аномалий магнитного поля вносят ферромагнитные минералы и содержащие их горные породы. Так как в целом магнитная восприимчивость горных пород изменяется в больших пределах (в миллионы раз), то интенсивность аномалий магнитного поля варьирует от долей до сотен тысяч нанотесл. Для регистрации подобного поля необходима специальная аппаратура, имеющая и высокую чувствительность, и большой динамический диапазон измерений.

3.2 Аппаратура для магниторазведки

3.2.1 Принципы измерений геомагнитного поля

Измерения магнитного поля Земли и его вариаций проводят как на стационарных пунктах — магнитных обсерваториях, которых насчитывается на Земле около 150, так и во время магниторазведочных работ. При абсолютных определениях полного вектора напряженности магнитного поля определяют, как правило, три элемента магнитного поля (например, Z , D , H). Для этого применяют сложные трехкомпонентные магнитные приборы - магнитные теодолиты и вариационные станции, которые ведут запись автоматически.

При геологической разведке измеряют абсолютные T и относительные по отношению к какой-нибудь исходной (опорной) точке ΔT , ΔZ элементы. Если исследуемая площадь невелика (несколько десятков квадратных километров), то нормальное поле можно считать постоянным и равным полю на исходной точке, оно принимается за ус-

ловный нуль. При больших площадях исследования следует учитывать изменение нормального магнитного поля Земли.

Приборы для магнитной разведки (магнитометры) характеризуются разнообразием принципов устройства. В настоящее время в основном используют четыре типа магнитометров — опτικο-механические, феррозондовые, протонные и квантовые.

3.2.2 Опτικο-механические магнитометры

Принцип действия опτικο-механических магнитометров основан на взаимодействии магнитных полей Земли и постоянного магнита, служащего чувствительным элементом (датчиком) таких приборов. В зависимости от ориентации оси вращения постоянного магнита, его магнитного момента и напряженности магнитного поля Земли постоянный магнит занимает определенное положение относительно горизонтальной или вертикальной плоскости. Изменение напряженности магнитного поля Земли приводит к соответствующему изменению угла наклона постоянного магнита (при прочих равных условиях). Для повышения точности определения угла наклона системы применяют специальные оптические устройства.

В магнитометрах, измеряющих приращение вертикальной составляющей магнитного поля Земли ΔZ , т. е. ее изменение по сравнению со значением в начальной точке, ось вращения постоянного магнита устанавливают горизонтально и ориентируют по направлению вектора H . При таком положении чувствительной системы на вращение постоянного магнита будет действовать только вертикальная составляющая магнитного поля Земли, так как горизонтальная составляющая совпадает с осью вращения. Для повышения чувствительности прибора к малым изменениям вертикальной составляющей ΔZ постоянный магнит должен располагаться примерно горизонтально. Это достигается уравниванием действия вертикальной составляющей ΔZ силой тяжести постоянного магнита, если центры его вращения и тяжести не совпадают. При перемещении прибора из одной точки в другую приращение вертикальной составляющей магнитного поля ΔZ будет связано с изменением угла наклона системы $\Delta\varphi$ (если $\Delta\varphi \leq 1,5^\circ$) соотношением

$$\Delta Z = k \Delta\varphi = c(n - n_0) \quad (3.5)$$

где k — коэффициент пропорциональности; c — цена деления шкалы прибора; n , n_0 — отсчеты по прибору в двух точках измерения, снимаемые с помощью специальных оптических устройств.

Для снижения погрешности при ориентации по магнитному меридиану используют компенсационный способ измерений. Для этого в приборе имеется компенсационный магнит, жестко связанный с отсчетной шкалой. Плавная компенсация осуществляется вращением этого магнита до тех пор, пока постоянный магнит не установится горизонтально. Момент компенсации фиксируется с помощью особой оптической системы путем совмещения отраженного от зеркала на магните и неподвижного горизонтального индексов. Для расширения пределов измерения ΔZ существует второй, так называемый диапазонный магнит ступенчатой компенсации. Изложенный принцип измерения приращения вертикальной составляющей магнитного поля Земли реализован в современном наземном магнитометре М-27М. В зависимости от методики магниторазведочных работ погрешность измерений таким прибором составляет 2—5нТл.

3.2.3 Феррозондовые магнитометры

Основой конструкции феррозонда (чувствительного элемента) феррозондового магнитометра служит электрическая катушка, намотанная на удлиненный стержень из ферромагнетика, обладающего малой коэрцитивной силой и большой магнитной про-

нищаемостью в слабых магнитных полях (например, из сплава железа и никеля — пермаллоя). В отсутствие внешнего магнитного поля при пропускании через генераторную (первичную) катушку переменного электрического тока частотой f и амплитудой, достаточной для создания поля возбуждения, превышающего уровень насыщения сердечника, в измерительной (вторичной) катушке возникает ЭДС удвоенной частоты $2f$. При наличии внешнего постоянного магнитного поля, составляющая которого вдоль оси стержня отлична от нуля, в наведенной ЭДС будет преобладать частота, совпадающая с частотой поля возбуждения f .

Феррозонд магнитометра состоит из двух одинаковых пермалловых стержней, расположенных параллельно друг другу и ориентированных вдоль измеряемой составляющей магнитного поля Земли. Обмотки катушек возбуждения соединены последовательно таким образом, чтобы переменное поле в двух сердечниках было направлено противоположно. Для измерения внешнего магнитного поля (его составляющей, направленной вдоль оси стержней) обычно используют компенсационный метод, заключающийся в компенсации постоянного магнитного поля Земли полем постоянного регулируемого тока. По величине тока компенсации судят о напряженности магнитного поля Земли вдоль оси феррозонда. К таким приборам относится аэромагнитометр АМФ-21. За счет погрешности в ориентировке феррозонда погрешность съемки таким магнитометром достигает десятков нанотесл. При скважинных работах применяют скважинный вариант ферромагнитометра (например, ТСМК-30), позволяющего измерять составляющие магнитного поля AZ , AX , AU с погрешностью до ± 100 нТл.

3.2.4 Протонные магнитометры

Принцип действия протонных или ядерных магнитометров основан на явлении свободной прецессии протонов в земном магнитном поле. После определенного электромагнитного воздействия на протонсодержащий датчик протоны прецессируют вокруг направления земного магнитного поля с угловой скоростью ω , пропорциональной полной напряженности магнитного поля Земли T : $\omega = aT$, где a — коэффициент пропорциональности, который равен гиромагнитному отношению ядра (отношению магнитного момента ядра к механическому).

Протонный магнитометр состоит из магниточувствительного блока или датчика (протонсодержащий сосуд с водой, спиртом, бензолом и т. п., вокруг которого намотаны возбуждающая и измерительная катушки); соединительных проводов; электронного блока (предусилитель, схема коммутации, умножитель частоты, частотомер и световой индикатор); регистрирующего устройства и блока питания. Рабочий цикл, т. е. время определения значений магнитного поля в каждой точке, складывается из времени поляризации датчика (для воды оно составляет 3—8 с), времени переключения датчика и времени определения частоты сигнала, наведенного в катушке датчика (0,1—0,4 с). В зависимости от протонсодержащего вещества и точности определения частоты прецессии рабочий цикл составляет 1—10 с.

При небольшой скорости движения носителя магнитометра (наземный или морской варианты) данные о магнитном поле Земли T получают практически непрерывно. При большой скорости, например при скорости самолета 350 км/ч, расстояние между замерами составляет 300 м. С помощью протонного магнитометра можно проводить магнитную съемку с использованием металлических носителей — кораблей или самолетов, обладающих собственным магнитным полем. При этом датчик магнитометра буксируют на кабеле, длина которого должна в несколько раз превышать продольные размеры носителя.

С помощью протонного магнитометра дискретно (1 раз в 1—10 с) измеряют абсолютное значение магнитной индукции геомагнитного поля с погрешностью ± 1 —2 нТл

при низкой чувствительности ($\pm 45^\circ$) к ориентации датчика по магнитному меридиану, независимости от температуры и времени (отсутствует смещение нуля). Протонные магнитометры используют при наземных (например, отечественный магнитометр ММП-203) и морских (ММП-3) съемках, реже при воздушных съемках (МСС-214) и скважинных наблюдениях.

3.2.5 Квантовые магнитометры

В квантовых магнитометрах, предназначенных для измерения абсолютных значений модуля индукции магнитного поля, используют так называемый эффект Зеемана. В электронной структуре атомов, обладающих магнитным моментом, при попадании в магнитное поле происходит расщепление энергетических уровней на подуровни, с разницей энергии и, соответственно, частотой излучения пропорциональной модулю полного вектора магнитной индукции в точке наблюдения. Чувствительным элементом магнитометра является сосуд, в котором имеются пары цезия, рубидия или гелия. В результате вспышки монохроматического света (метод оптической накачки) электроны паров переводятся с одного энергетического подуровня на другой. Возвращение их на прежний уровень после окончания накачки сопровождается излучением энергии с частотой, пропорциональной величине магнитного поля.

С помощью квантового магнитометра измерения T проводят с погрешностью $\pm(0,1—1)$ нТл при слабой чувствительности к ориентации датчика, высоком быстродействии и стабильности показаний (незначительное смещение нуля). Основными отечественными квантовыми магнитометрами являются приборы следующих марок: наземные (пешеходные) М-33 и ММП-303, морской КМ-8, аэромагнитометр КАМ-28.

В магнитометрах для съемки в движении (морских, воздушных или автомобильных) регистрацию магнитной индукции ведут автоматически, практически непрерывно. Профили привязывают различными способами (радионавигационными, с помощью аэрофотосъемок и т. п.). Результаты наблюдений представляют иногда в аналоговой форме в виде магнитограмм, но чаще - в цифровой форме, обеспечивающей последующую обработку информации на бортовых ЭВМ или в экспедиционных вычислительных центрах.

3.3 Методика магниторазведки

Под методикой магниторазведки, как и гравиразведки (см. гл. 2), понимается выбор метода и аппаратуры, вида съемок и систем наблюдения, погрешности и формы представления материалов, направленных на получение кондиционного материала о распределении аномалий магнитного поля, с помощью которого можно решить поставленные геологические задачи.

Основными методами магниторазведки являются полевые (наземные, пешеходные или автомобильные), воздушные (аэромагниторазведка), морские (гидромагнитные) съемки, а также подземные и скважинные наблюдения. По решаемым геологическим задачам различают следующие виды магнитных съемок: а) региональные (аэромагнитные и гидромагнитные), выполняемые в масштабах $1 : 200\ 000$ и мельче и предназначенные для изучения глубинного геологического строения крупных территорий суши и акваторий; б) картировочные (аэромагнитные и полевые), проводимые в масштабах $1:100000 - 1:50000$ и применяемые для решения задач геологического картирования с оценкой перспективности изучаемых площадей на железорудные и другие полезные ископаемые; в) картировочно-поисковые (как правило, полевые), предназначенные для крупномасштабного геологического картирования (масштабы $1:50000 -$

1:10000), а также непосредственных поисков железорудных и других полезных ископаемых; г) поисково-разведочные и детальные (полевые, подземные и скважинные), при которых работы проводят в масштабах 1: 10000 и крупнее и решают задачи выявления рудных тел, оценки их размеров, формы, положения, намагниченности.

3.3.1 Полевая магнитная съемка

Полевую, как правило, пешеходную магнитную съемку проводят с помощью портативных магнитометров типа М-27М, ММП-203, ММП-303 и др. Она отличается достаточно высокой производительностью: в зависимости от детальности и категории местности отряд из двух человек обрабатывает от нескольких десятков до двух сотен точек наблюдений за смену.

Выбор системы наблюдений. Различают два вида магнитных съемок: маршрутные (профильные) и площадные. Первые применяют как при рекогносцировочных исследованиях для выявления общих закономерностей аномального магнитного поля пересекаемых геологических структур и уточнения их границ, так и по интерпретационным профилям при высокоточных съемках. Проводимые чаще площадные съемки, выполняемые по системе параллельных профилей, позволяют судить о форме и простирании аномалий магнитного поля на исследуемой площади. Принцип выбора профилей и шага съемки такой же, как в гравиразведке. Однако в связи с более сложной структурой аномального магнитного поля связь аномалий с параметрами искомым геологических объектов более сложная, поэтому сеть наблюдений должна быть более густой. Это, кстати, легче реализовать, так как магнитная съемка проводится быстрее, чем гравиметрическая. Расстояние между профилями берут примерно в 5 раз меньше длины, а шаг — в 5 раз меньше поперечных размеров разведываемых объектов. В целях стандартизации методики рекомендуется выбирать расстояния между пикетами 5, 10, 20, 25, 50, 100 м. Сеть наблюдений в зависимости от масштаба разбивают как инструментально, так и визуально по аэрофотоснимкам с измерением расстояний шагами (с обязательным закреплением начала и конца каждого профиля с помощью инструментальной привязки).

Проектная точность зависит не только от масштаба съемки (расстояние между профилями должно составлять примерно 1 см в масштабе выдаваемой карты), но и в основном от величины ожидаемых магнитных аномалий, которые должны быть в 2—3 раза больше средней квадратической погрешности съемки. При работах с оптико-механическими магнитометрами, как и в гравиразведке, разбивают опорную сеть, на которую опираются рядовые пункты наблюдения. При работах с протонными и квантовыми магнитометрами, у которых сползание нуля практически отсутствует, разбивать опорную сеть необязательно.

Учет влияния вариаций. В отличие от гравиразведки при магнитной разведке необходимо вводить поправки за вариации магнитного поля, амплитуды и частоты которых нередко сравнимы с амплитудами и формой аномалий за счет геологических неоднородностей. Для этого с помощью так называемых магнитных вариационных станций (МВС) или обычных магнитометров того же типа, с которыми ведется съемка, на базе экспедиции ведут измерения напряженности магнитного поля. Зная время, амплитуду вариаций и время замеров при полевых съемках, можно с помощью формулы (3.4) ввести поправки и рассчитать аномалии во всех пунктах наблюдения. Если район исследования занимает большую площадь, то используют данные двух-трех МВС или результаты записи вариаций в ближайших (до 500 км) обсерваториях. Если имеется опорная сеть, то ее можно использовать и для учета вариаций.

Погрешность магнитной съемки и способы представления результатов. Контроль качества проведенных магнитных работ осуществляют путем постановки незави-

симых контрольных наблюдений, выполняемых в объеме до 5 %, от общего числа точек, желательнее другим прибором и оператором и обязательно в другое время, например в конце полевого сезона. Среднюю квадратическую погрешность работ определяют по стандартной формуле

$$\varepsilon = \pm \sqrt{\sum_{i=1}^n \frac{\delta_i^2}{2n-1}} \quad (3.6)$$

где δ — разница основного и контрольного отсчетов на i -й контрольной точке; n — общее число контрольных точек.

В результате полевой магнитной съемки строят графики, карты графиков и карты абсолютных или относительных аномальных значений геомагнитного поля. Горизонтальные масштабы такие же, как и масштаб съемки. Вертикальный масштаб графиков берут таким, чтобы значение ε не превышало 1 мм, а сечение изолиний на картах составляло (2—3) ε . Обычно изолинии проводят через ± 5 , ± 10 , ± 20 , ± 50 нТл.

В степных и полупустынных районах, доступных для автотранспорта, используют наземную автомобильную магнитную съемку. Магнитное поле Земли с точностью 3—5 нТл измеряют в движении путем буксировки чувствительного элемента магнитометра за автомобилем на расстоянии 5—6 м.

3.3.2 *Аэромагнитные и гидромагнитные съемки*

Магниторазведка от других геофизических методов отличается наибольшим применением съемок в движении.

Аэромагниторазведка. Аэромагнитные съемки проводят с помощью самолетов или вертолетов, на которых устанавливают, в основном, протонные, феррозондовые, реже квантовые автоматические магнитометры. Для исключения или существенного снижения влияния магнитного поля носителя на показание прибора чувствительный элемент буксируют на трос-кабеле в выносной гондоле или устанавливают на длинной выносной штанге. Полеты проводят со скоростью 100—200 км/ч на постоянной высоте 50—200 м или с обтеканием рельефа местности. Благодаря высокой производительности аэромагнитных работ с их помощью исследуют магнитное поле больших территорий суши и акваторий.

Для учета вариаций магнитного поля при аэромагнитных съемках создают специальную опорную сеть из опорных маршрутов. Рядовые профили разбивают перпендикулярно к опорным и на точках пересечения профилей с опорными маршрутами проводят корреляцию значений наблюденного поля. Рекомендуется в начале и в конце рабочего дня делать залеты на специальном контрольном маршруте длиной до 10 км, а все рабочие маршруты привязывать к нему. По результатам контрольных наблюдений (число контрольных маршрутов 5—10%) определяют среднюю квадратическую погрешность наблюдений [см. формулу (3.6)]. Она, как правило, в 5—10 раз больше, чем при полевых съемках, что объясняется, главным образом, нестабильностью положения чувствительного элемента магнитометра и влиянием неучтенной составляющей магнитного поля самолета.

Конечным результатом аэромагнитной съемки чаще всего являются аномальные значения вектора напряженности магнитного поля Земли ΔT_a . Графики ΔT_a обычно получают при обработке информации с помощью бортовых или экспедиционных ЭВМ. Часто в результате аэромагниторазведки строят карты графиков и карты ΔT_a .

Гидромагнитные съемки. Гидромагнитные съемки можно выполнять как на специальных судах, так и попутно на кораблях любого тоннажа. Влияние металлического корпуса и других магнитных помех резко уменьшается благодаря тому, что датчик бук-

сируют на большом (свыше 100 м) удалении от корабля в специальной гондоле. Большая автономность плавания при любом направлении движения, измерения магнитного поля на больших (15—25 узлов) скоростях корабля способствовали магнитной съемке значительных площадей океанов и морей.

Профили (галсы) привязывают по штурманским картам с использованием радиогеодезических и спутниковых станций. Сложность гидромагнитной съемки связана с учетом вариаций, особенно когда исследуемый участок акваторий удален на сотни и тысячи километров от береговых МВС. В этом случае применяют методы косвенного учета вариаций путем фильтрации из наблюденного магнитного поля аномалий, период которых равен, например, периоду суточных вариаций.

В результате гидромагнитной съемки строят графики аномального магнитного поля по галсам ΔT_a , а на участках площадных работ — карты графиков, изредка карты аномалий ΔT_a .

3.3.3 Другие виды магнитных измерений

В магниторазведке применяют также такие специальные методы, как микромагнитная и подземная съемки, скважинные наблюдения, изучение магнитных свойств образцов, в том числе для палеомагнитных исследований.

Микромагнитная съемка. Микромагнитной съемкой называют высокоточную (ε до ± 1 нТл) наземную магнитную съемку небольших участков (сотни квадратных метров) с равномерной и густой сетью точек наблюдения (5x5, 3x3, 1x1 м). Используют высокоточные полевые магнитометры (ядерные, квантовые). Для исключения вариаций работы проводят таким образом, чтобы через несколько замеров на рядовых точках снимать отсчет на одном и том же опорном (контрольном) пункте (КП). По графику изменения магнитного поля на КП во времени в наблюденные значения вносят поправки за вариации и другие погрешности. После построения карты T_a или ΔT_a и ее статистической обработки можно построить «розы» направления изодинам, которые строят так же, как, например, «розы» ветров.

Подземная магниторазведка. Подземные магнитные наблюдения проводят в горных выработках, где отсутствуют металлические конструкции (рельсы, металлическое крепление), а также провода с постоянным током. Их выполняют в виде детальных профильных съемок по центру выработок с частым возвращением на КП и повышенным числом контрольных точек (свыше 15%). Подземная магниторазведка предназначена для выявления в межвыработочных и околорудных пространствах руд с повышенными или пониженными магнитными свойствами.

Скважинная магниторазведка. Скважинная магниторазведка — это измерения магнитного поля вдоль ствола скважины. Для таких наблюдений используют специальные трехкомпонентные магнитометры (ТСМК-30) с обязательной фиксацией по вертикали и горизонтали датчика, опускаемого в скважину на кабель-тросе. В связи с техническими трудностями скважинные измерения магнитного поля имеют пониженную точность. Они позволяют устанавливать границы и магнитные объекты, располагающиеся около скважины, а не только в ней.

Измерение магнитных свойств образцов. Магнитную восприимчивость горных пород измеряют как на образцах, так и в их естественном залегании. С помощью астатических магнитометров МА-21, МАЛ-036 возможно изучение различных магнитных свойств, в том числе и χ , на образцах в полевых и стационарных условиях. Эти магнитометры относят к классу оптико-механических. Принцип их действия основан на взаимодействии магнитного поля образца с полем двух или трех постоянных магнитов, имеющих в чувствительной системе прибора. Чувствительная система астатических

магнитометров реагирует только на неоднородное магнитное поле близко (на фиксированном расстоянии) расположенного образца горной породы. По углу отклонения чувствительной системы от магнитного меридиана, расстоянию от образца до постоянных магнитов, объему образца и величине вертикальной составляющей магнитного поля в районе исследования рассчитывают магнитные характеристики образца (χ и I_n). Относительная погрешность измерений составляет 5%. Для изучения магнитной восприимчивости в лабораторных условиях и в естественном залегании горных пород применяют капшметры ИМВ-2 или приборы КТ-3, КТ-5.

Анализ остаточной намагниченности горных пород требует специальной методики отбора образцов — из осадочных или вулканогенных толщ кубической формы (5x5x5 см или 2,4x2,4x2,4 см) с точной привязкой по горизонту и сторонам света ($\pm 1^\circ$). Для измерения остаточной намагниченности применяют приборы МА-21, ИОН-1 или ЛАМ-2. В результате довольно сложной и тонкой методики выделения первичной намагниченности удается установить направление и величину остаточной намагниченности.

Число образцов или замеров на обнажении должно быть достаточным для последующего статистического анализа результатов определения характеристик магнитных свойств горных пород исследуемого геологического комплекса. По характеру построенных гистограмм распределения значений магнитного параметра определяют его наиболее вероятное значение, степень однородности магнитных свойств комплекса. Данные о магнитной восприимчивости горных пород помогают выбрать правильную методику магниторазведочных работ, провести более надежную и полную интерпретацию аномалий магнитного поля. Характер остаточной намагниченности позволяет судить о возрасте горных пород и их геодинамической истории, изучаемых при палеомагнитных исследованиях.

3.4 Интерпретация магнитных аномалий

Поскольку в результате магнитной съемки получают аномалии, обусловленные намагниченностью тех или иных геологических объектов, а влияние магнитного поля Земли исключают введением поправок за нормальное поле, то в теории магниторазведки рассчитывают аномальные магнитные поля лишь самих тел с разными геометрическими параметрами, магнитными свойствами и направлением намагниченности.

3.4.1 Прямые и обратные задачи магниторазведки

Прямая задача магниторазведки состоит в определении параметров магнитного поля (вычислении магнитных аномалий) по известным характеристикам магнитных масс: формы, размеров, глубины залегания, углов намагничения и магнитной восприимчивости. Обратная задача магниторазведки представляет собой количественный расчет параметров (форма, размеры, глубина залегания и др.) магнитных масс по заданному на профиле или площади распределению значений одного или нескольких элементов магнитного поля Земли.

Принципы, решения прямой задачи магниторазведки. Прямую задачу магниторазведки решают с помощью закона Кулона: $F = m_1 \cdot m_2 / \mu r^2$, где m_1, m_2 — взаимодействующие с силой F массы, центры которых расположены на расстоянии r ; μ — магнитная проницаемость вмещающей среды. Так как практически все горные породы, за исключением ферромагнитных железных руд, имеют $\mu = \mu_0$, то в теории магниторазведки этот параметр считают постоянным и $\mu_0 = 4\pi \cdot 10^{-7}$ Гн/м. Магнитных масс как самостоятельных субстанций в природе не существует, а магнитные свойства тел являются

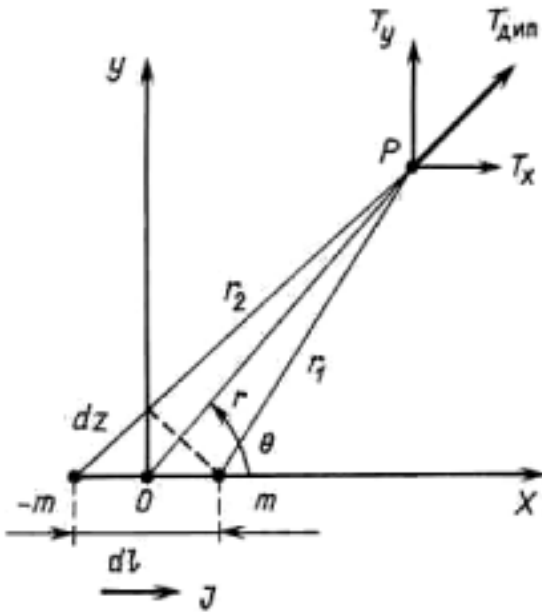


Рис.3.2 Магнитный диполь

ных знаков ($\pm m$). Потенциал диполя dU легко получить, используя рис. 3.2 и считая, что длина диполя dl много меньше расстояний r, r_1, r_2 до точек наблюдений,

$$dU = \frac{m}{\mu} \left(\frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2} \right) = \frac{m}{\mu} \cdot \frac{dr}{r_1 r_2} \approx \frac{m dl \cos \theta}{\mu r^2} = \frac{dM \cos \theta}{\mu r^2} = \frac{IdV \cos \theta}{\mu r^2} \quad (3.8)$$

где $dM = mdl = Idsdl = IdV$ — магнитный момент диполя; I — интенсивность намагничивания диполя, направленная вдоль его оси; dl — длина; ds — площадь поперечного сечения; $dV = dl ds$ — элементарный объем; θ — угол между осью диполя и радиусом r , близкий (при $dl \ll r$) к углам между диполями r_1 и r_2 . Из формулы (3.8) можно получить выражения для компонент напряженности магнитного поля диполя в плоскости (x, O, y) :

$$T_x = \partial(dU)/\partial x = dM(2x^2 - y^2)/(x^2 + y^2)^{5/2} \mu ;$$

$$T_y = \partial(dU)/\partial y = dM 3xy/(x^2 + y^2)^{5/2} \mu$$

При замене $x^2 + y^2 = r^2$ и $x/r = \cos \theta$ выражение для полного вектора напряженности магнитного поля диполя получает вид

$$dT = \sqrt{T_x^2 + T_y^2} = dM \frac{\sqrt{1 + 3 \cos^2 \theta}}{r^3 \mu}. \quad (3.9)$$

На оси диполя ($\theta = 0$) и перпендикулярна к его центру, т. е. на экваторе ($\theta = 90^\circ$), получаем напряженности

$$T_0 = 2dM/\mu r^3, \quad T_\ominus = dM/\mu r^3. \quad (3.10)$$

Поскольку реальные намагниченные тела можно рассматривать как совокупность элементарных магнитных диполей с учетом свойства суперпозиции потенциалы и аномальные значения напряженности любого намагниченного тела при использовании выражений (3.7)—(3.9) можно записать следующим образом:

$$U_v = \iiint_v \frac{I \cos \theta dV}{\mu r^2}, \quad T_v = \iiint_v \frac{I \sqrt{1 + 3 \cos^2 \theta}}{\mu r^3} dV \quad (3.11)$$

следствием движения электрически заряженных частиц в атомах вещества. Тем не менее, в теории магнетизма продолжают использовать закон Кулона, понимая под магнитной массой произведение интенсивности намагничивания I на площадь s намагниченного тела, перпендикулярную к вектору I : $m = Is$. Для облегчения решения прямых задач в теорию магнетизма вводят по закону Кулона понятие магнитного потенциала точечной магнитной массы

$$U_T = m/\mu r, \quad F_T = -\partial U/\partial r. \quad (3.7)$$

Так как намагниченные тела — это совокупности неразделяемых положительных и отрицательных масс, то в теорию магнетизма вводят понятие магнитного диполя, т. е. совокупности двух равных, близко (на расстоянии dl) расположенных магнитных масс противоположных

где интегрирование ведут по всему объему тела V . Уравнения (3.11) являются основными в теории магниторазведки. Аналитические выражения с помощью (3.11) получают лишь для тел простой геометрической формы и однородной (постоянной) намагниченности. Для тел более сложной формы и, особенно, при переменной намагниченности возможны лишь численные приближенные решения, получаемые с помощью ЭВМ. Анализ решений прямой задачи служит основой для решения обратной задачи.

Рассмотрим решение прямой и обратной задач для некоторых простых тел: вертикального бесконечного стержня, шара, вертикального пласта и горизонтального цилиндра бесконечного простираения при их вертикальной и однородной намагниченности (вектор I постоянен внутри тела). Допущение вертикальной намагниченности не только упрощает решение задач, но и является вполне обоснованным, поскольку индукционная намагниченность горных пород при широте, большей 50—60°, т. е. для большей части территории страны, близка к вертикальной.

3.4.2 Прямая и обратная задачи для вертикального бесконечного стержня

Пусть на глубине h залегает вершина бесконечно длинного вертикального стержня сечением s , однородно намагниченного вдоль оси z (рис.3.3). Его можно представить как тело одного полюса m с интенсивностью намагничения I , направленной вдоль оси z , и магнитной массы $m = Is$. Так как нижний полюс расположен очень далеко, то его влиянием можно пренебречь и считать, что вся магнитная масса сосредоточена на вершине стержня. Поэтому поле этого стержня будет таким же, как и поле точечной массы, расположенной в центре его вершины, и решение прямой задачи можно получить без вычисления интегралов (3.11).

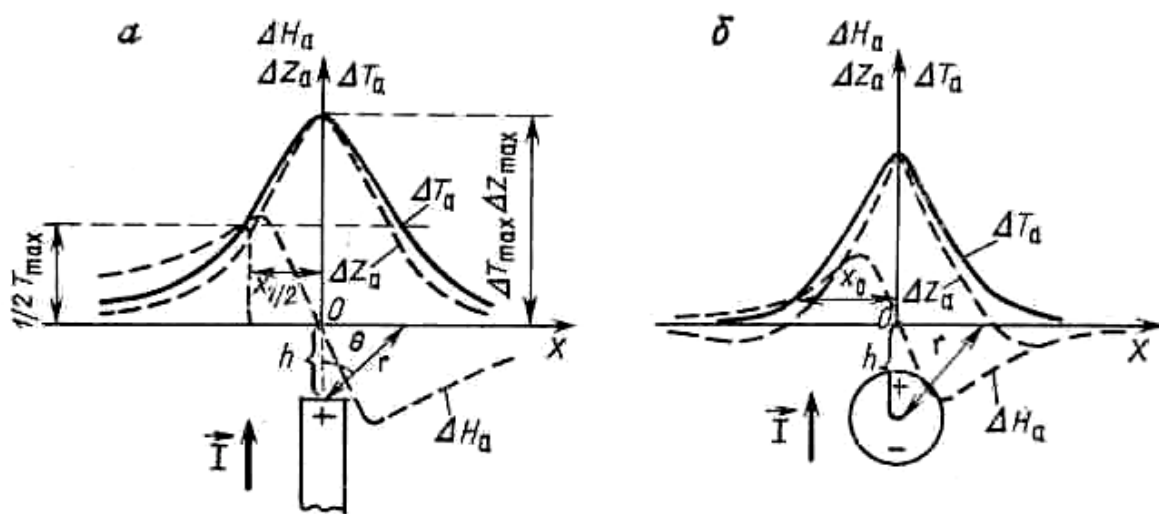


Рис.3.3 Магнитное поле вертикального стержня (а) и шара (б)

Потенциал стержня определяют непосредственно из выражения для потенциала точечной массы [см. формулу (3.9)], т. е. $U_{cm} = m/\mu r = Is/\mu(x^2 + z^2)^{1/2}$, а аномальные вертикальная, горизонтальная составляющие и полный вектор напряженности магнитного поля

$$Z_{CT} = -\frac{\partial U_{CT}}{\partial z} = \frac{Ish}{\mu(x^2 + h^2)^{3/2}}, \quad H_{CT} = -\frac{\partial U_{CT}}{\partial x} = -\frac{Isx}{\mu(x^2 + h^2)^{3/2}}, \quad (3.12)$$

$$T_{CT} = \sqrt{Z_{CT}^2 + H_{CT}^2}.$$

На рис 3.3, а приведены графики Z_{CT} , H_{CT} , T_{CT} для $I = I_z > 0$.

При $x = 0$ $Z_{max} = T_{max} = Is/\mu h^2$, $H_x = 0$, т. е. над стержнем наблюдаются одинаковые максимумы Z_{CT} и T_{CT} и нулевое значение H_{CT} . При $x \rightarrow \pm \infty$ все составляющие стремятся к нулю. Путем подстановки в выражения (3.12) можно показать, что на графиках горизонтальной составляющей при $x = \pm h\sqrt{2}$ имеются экстремумы. В точке $x = -h$ кривые Z_{CT} и H_{CT} пересекаются. Для точки графика Z_{CT} , в которой $Z_{1/2} = Z_{max}/2$, получаем следующее уравнение:

$$Z_{1/2} = Ish/(x_{1/2}^2 + h^2)^{3/2} \mu = Is/2h^2 \mu.$$

При его решении получаем $|x_{1/2}| = 0.7h$. Аналогично можно доказать, что абсцисса точки, в которой $T_{1/2} = T_{max}/2$, $|x_{1/2}| = h$. Очевидно, что в плане (на плоскости (xOy)) над вертикальным бесконечно длинным стержнем изодинамы Z_{CT} и T_{CT} представляют собой практически совпадающие по интенсивности и знаку (положительные при $I > 0$) концентрические окружности с одинаковым максимальным значением напряженностей над их центром.

Обратную задачу магниторазведки для концентрических аномалий Z_{CT} и T_{CT} одного знака, соответствующих объектам типа вертикального стержня (штокообразные интрузии, кимберлитовые трубки и т. д.), решают следующим образом. Центр стержнеобразного объекта залегает под экстремумами Z_{CT} , T_{CT} и перегибом (переход через ноль) графика H_{CT} . При использовании приведенных выше данных решения прямой задачи глубину залегания верхней кромки стержня можно рассчитать по формулам

$$h = 1.3|x_{Z_{1/2}}|, h = |x_{T_{1/2}}|, h = 1.4|x_{H_{экс}}|, h = -x_{ZH_{пер}}, \quad (3.13)$$

где $x_{Z_{1/2}}$, $x_{T_{1/2}}$, $x_{H_{экс}}$, $x_{ZH_{пер}}$ — абсциссы точек на графиках, в которых $Z_{CT} = Z_{max}/2$, $T_{CT} = T_{max}/2$, экстремум H_{CT} , пересечение графиков Z_{CT} и H_{CT} .

Зная глубину h , можно оценить величину магнитной массы $m = Is$ по экстремумам кривых магнитных аномалий

$$m = Z_{max} \mu h^2, m = T_{max} \mu h^2, m = 3,67 H_{max} \mu h^2 \quad (3.14)$$

Так как $I \approx \chi T_{cp}$, где T_{cp} — средняя напряженность геомагнитного поля, зная χ по измерениям магнитной восприимчивости образцов, легко получить площадь поверхности стержня $s = m/I$.

3.4.3 Прямая и обратная задачи для вертикального намагниченного шара

Пусть вертикально и однородно намагниченный шар объемом V с центром на глубине h залегает под началом координат (рис.3.3, б). В теории магниторазведки доказано, что магнитное поле шара можно представить как поле диполя, помещенного в его центре. Поэтому потенциал шара получают непосредственно из формулы (3.8) заменой dV на V или из выражений (3.11), считая, что интеграл от dV по объему шара равен V . Так, на оси Ox ($y=0$) с учетом того, что $\cos \theta = h/r$ (см. рис. 3.3, б), потенциал

$$U_{ш} = \frac{IVh}{\mu(x^2 + h^2)^{3/2}}$$

Отсюда элементы аномального магнитного поля шара $\Delta Z_a = Z_{ш}$, $\Delta H_a = H_{ш}$, $\Delta T_a = T_{ш}$ находят по формулам

$$Z_{ш} = -\frac{\partial U_{ш}}{\partial h} = \frac{IV(2h^2 - x^2)}{\mu(h^2 + x^2)^{5/2}}, \quad H_{ш} = -\frac{\partial U_{ш}}{\partial x} = \frac{3IVhx}{\mu(h^2 + x^2)^{5/2}}, \quad (3.15)$$

Из осевой симметрии задачи следует, что $H_{ш}$ — горизонтальная компонента поля по любому направлению.

Анализ формул (3.15) и построение по ним графиков (см. рис.3.3, б) показывает, что при $x=0$ (над центром шара) будут максимумы (при $I > 0$) элементов поля $Z_{max}=T_{max}=2IV/\mu h^3$ и переход через нуль кривой $H_{ш}$. Как и все элементы шара при $x \rightarrow \pm \infty$, составляющие $H_{ш}$ при $x=0$ и $Z_{ш}$ при $x=x_{Z0}=|h\sqrt{2}|$ равны нулю. При $|x|>1,4h$ $Z_{ш}$ отрицательна, образуя минимумы при $x=\pm x_{Zmin}=2h$, постепенно стремящиеся к нулю. Таким образом, на графиках и на карте $Z_{ш}$ будут аномалии двух знаков: положительные (при $I > 0$) над шаром и слабые отрицательные вокруг. На графике $H_{ш}$ будут два экстремума при $x=\pm x_{Hэкс}=0,5h$, а при $x_{ZHнеп}=-0,56h$ графики $Z_{ш}$ и $H_{ш}$ пересекаются. С помощью приема, рассмотренного при анализе магнитного поля стержня, можно получить характерные точки. Половины максимальных аномалий ($0,5Z_{max}$ и $0,5T_{max}$) будут соответственно при $x_{Z1/2}=\pm 0,55h$ и $x_{T1/2}=\pm 0,68h$. Очевидно, что в плане (на плоскости xOy) непосредственно над вертикально намагниченным шаром изолинии $Z_{ш}$ и $T_{ш}$ будут иметь вид концентрических окружностей с практически совпадающими интенсивностями и знаками. На расстояниях, превышающих глубины залегания, элементы $Z_{ш}$ и $T_{ш}$ различаются и по интенсивности, и по знаку: аномалии $Z_{ш}$ будут двух знаков, а $T_{ш}$ — одного. В целом вертикальная компонента, направленная вдоль намагниченности шара, оказывается более информативной, чем горизонтальная и полный вектор.

Обратную задачу магниторазведки для магнитных аномалий над геологическими объектами типа шара, которые создаются намагниченными геологическими объектами изометрической формы (брахиантиклинальные и брахисинклиналильные структуры, ядра которых сложены породами с повышенными магнитными свойствами, интрузии, лакколиты, массивные залежи железосодержащих руд осадочного происхождения, боксита, марганцевых руд и другие геологические тела), решают следующим образом. Центр шарообразной залежи залегает под экстремумами $Z_{ш}$, $T_{ш}$ и перегибом (переход через нуль) графика $H_{ш}$. При использовании результатов решения прямых задач глубину залегания центра вертикально намагниченного шара можно рассчитать через абсциссы характерных точек по формулам

$$\begin{aligned} h &= 1,8 |x_{Z1/2}|, \quad h = 0,5 |x_{Zmin}|, \quad h = 0,7 |x_{Z0}|, \\ h &= 1,5 |x_{T1/2}|, \quad h = 2 |x_{Hэкс}|, \quad h = -1,8 |x_{ZHнеп}|. \end{aligned} \quad (3.16)$$

Зная h , например, по усредненным значениям, полученным с помощью формул (3.16), можно оценить магнитную массу и объем шара:

$$m = I \cdot V = Z_{max} \mu h^{3/2} = T_{max} \mu h^{3/2}, \quad V = m / I \approx m / \chi T_{CP}$$

где χ — магнитная восприимчивость, известная по измерениям на образцах горных пород; T_{CP} — средняя напряженность магнитного поля Земли в районе работ.

3.4.4 Вертикальная магнитная составляющая над бесконечно длинным тонким вертикальным пластом

Как известно из теории магниторазведки и приведенных выше задач, аномальные значения вертикальной магнитной составляющей и полного вектора напряженности магнитного поля достаточно близки не только при вертикальной, но даже при наклонной ($>45^\circ$) намагниченности. Поэтому две следующие прямая и обратная задачи решены только для наиболее информативной и часто измеряемой при полевых работах составляющей Z_a .

Рассмотрим поле тонкого (толщиной l) вертикального пласта бесконечного (по оси y) простираения, намагниченного вертикально, верхняя кромка которого залегает на глубине $h > l$ (рис.3.4, а). Определим Z_a над таким пластом вдоль оси x , перпендику-

лярной к пласту, с началом координат над ним. Поскольку нижняя часть пласта расположена глубоко, влияние магнитного полюса глубоких частей пласта будет мало и можно считать, что магнитные массы сосредоточены вдоль поверхности в виде линейных полюсов с единичной массой $dm = Ildy$.

Разобьем пласт на множество тонких «стержней». Тогда притяжение пласта будет складываться из притяжения всех элементарных стержней, а вертикальная составляющая его магнитного притяжения будет равна интегралу в пределах от $-\infty$ до $+\infty$ (по оси y) от выражения для ΔZ_a элементарного стержня, полученного выше [см. выражения (3.12)], т. е. для пласта при $z = h$ и $y = 0$ аномалия $\Delta Z_a = Z_{nl}$:

$$Z_{nl} = \int_{-\infty}^{\infty} \frac{h dm}{\mu r^3} = \int_{-\infty}^{\infty} \frac{I l h dy}{\mu (x^2 + y^2 + z^2)^{3/2}} = \frac{2 I l h}{\mu (x^2 + h^2)}. \quad (3.18)$$

При $I > 0$ график Z_{nl} будет иметь максимум $Z_{max} = 2 I l / \mu h$ над центром пласта ($x=0$) и асимптотически стремиться к нулю при удалении от пласта. Легко показать, что абсциссы точек, в которых $Z_{nl} = 0,5 Z_{max}$, $x_{1/2} = \pm h$.

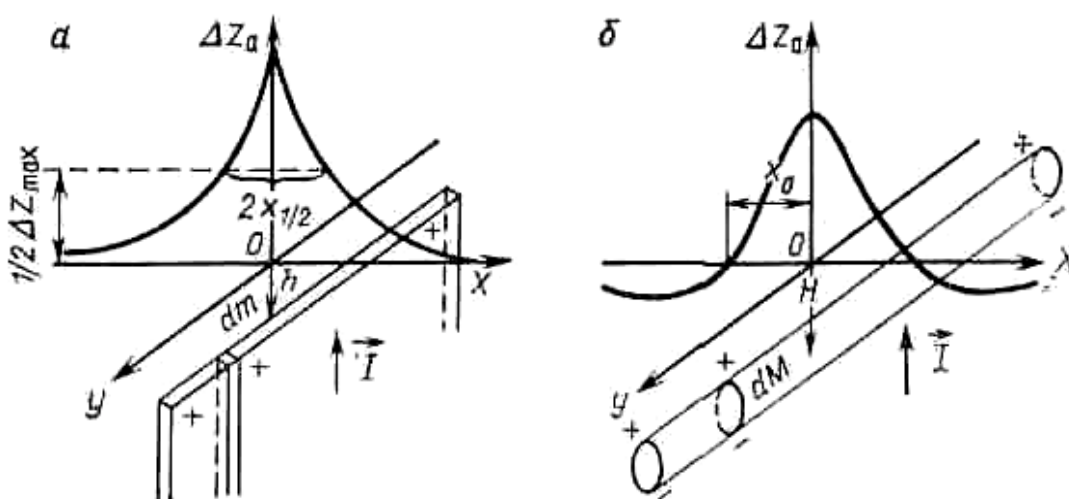


Рис. 3.4 Магнитное поле бесконечно простирающихся тонкого пласта (а) и горизонтального цилиндра (б)

Очевидно, что в плане над крутозалегающими пластами будут вытянутые аномалии одного знака. Такие аномалии создаются пластовыми интрузиями, слоями железосодержащих пород, зонами нарушений, по которым внедрялись магнитные породы, и другими геологическими объектами подобной формы,

При решении обратной задачи глубину залегания верхней кромки и ширину тонких пластов определяют по формулам

$$h = |x_{1/2}|, \quad l = Z_{max} \mu h / 2I \quad (3.19)$$

3.4.5 Вертикальная магнитная составляющая над горизонтальным цилиндром

Рассмотрим поле горизонтального цилиндра бесконечного (по оси y) простираения с поперечным сечением s , намагниченного вертикально, ось которого залегает на глубине H (рис.3.4, б). Определим $Z_{ГЦ}$ над таким цилиндром вдоль оси x , перпендикулярной к его простираению с началом координат над ним. Поле такого цилиндра можно считать эквивалентным полю бесконечного числа вертикальных магнитных диполей, центры которых расположены по оси цилиндра, и $dV = sdy$. Разобьем цилиндр на мно-

жество вертикальных магнитных диполей. Тогда вертикальная магнитная составляющая напряженности поля такого цилиндра $\Delta Z_a = Z_{ГЦ}$ будет равна интегралу в пределах от $-\infty$ до $+\infty$ (по оси y) от выражения ΔZ_a для диполя (шара), полученного выше [см. выражения (3.15)], т. е. при $z = h$ и $y = 0$:

$$Z_{ГЦ} = \int_{-\infty}^{\infty} \frac{Is(2h^2 - x^2)dy}{\mu(x^2 + y^2 + h^2)^{5/2}} = \frac{2Is(h^2 - x^2)}{\mu(h^2 + x^2)^2}. \quad (3.20)$$

При $I > 0$ график $Z_{ГЦ}$ будет иметь максимум $Z_{max} = 2Is / \mu h$ над центром цилиндра ($x=0$), $Z_{ГЦ} = 0$ при $x_0 = \pm h$, далее отрицательные значения с минимумом при $x_{min} = \pm 1,4 h$, который плавно уменьшается до нуля при $x \rightarrow \pm \infty$.

Очевидно, что в плане над горизонтальным цилиндром будут вытянутые аномалии двух знаков: над цилиндром положительный максимум (при $I > 0$), а в стороне от него — небольшие отрицательные значения $Z_{ГЦ}$. Подобные аномалии получают над вытянутыми синклинальными и антиклинальными структурами, линзообразными, горизонтальными рудными телами и другими вытянутыми геологическими структурами, сечение которых много меньше длины. При решении обратной задачи глубину залегания осей объектов цилиндрической формы и их поперечные сечения рассчитывают по формулам

$$h = |x_0|, \quad h = 0,7 |x_{min}|, \quad s = Z_{max} \frac{\mu h}{2I}. \quad (3.21)$$

3.4.6 Основные выводы из анализа решений прямых задач магниторазведки

Большой объем выполненных аналитических решений прямых задач магниторазведки на основе уравнений (3.11) для разнообразных моделей (пласты, контакты, эллипсоиды и др.) с наклонной намагниченностью позволяют сделать следующие выводы об особенностях аномального магнитного поля над разными геологическими объектами.

1. Знак аномалий ΔZ_a и ΔT_a определяется знаком намагниченности $I = \Delta\chi T_{cp} + I_n$, т. е. зависит от знака относительной магнитной восприимчивости, направления полного вектора напряженности современного магнитного поля Земли T_{cp} и направления остаточной намагниченности I_n . В целом в северных широтах (почти для всей территории страны) при прямой намагниченности, близкой к вертикальной, центральные части

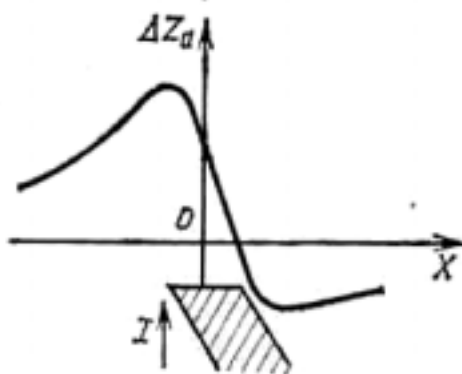


Рис.3.5 Кривая ΔZ_a над наклонным пластом большой мощности при вертикальной намагниченности

аномалий расположены над центрами магнитных масс и выделяются положительными аномалиями (при $\Delta\chi > 0$). При наличии обратной намагниченности относительно современного геомагнитного поля центральные аномалии отрицательны ($\Delta\chi < 0$).

2. Экстремальные значения магнитных аномалий находятся над центром крутозалегающих намагниченных объектов или смещаются от него в сторону над пологозалегающими объектами и при наклонном их намагничении. В последних случаях их верхние кромки оказываются между основным максимумом и сопряженным минимумом ΔZ_a (рис.3.5). Экстремальные значения аномалий прямо пропорциональны магнитному моменту ($I \cdot s$, $I \cdot V$) намагни-

ченных тел и обратно пропорциональны первой-третьей степени глубины их залегания.

3. Форма магнитных аномалий связана с формой создающих их объектов: изометрические аномалии наблюдаются над изометрическими объектами, эллипсоидальные — над вытянутыми. Однако в отличие от аномалий силы тяжести Δg , которые бывают одного знака, аномалии вертикальной составляющей магнитного поля ΔZ_a бывают одного знака над телами с глубокозалегающими нижними кромками или двух знаков при неглубоком залегании нижних кромок.

Несмотря на сходство гравитационных и магнитных аномалий, обусловленное сходством законов Ньютона и Кулона, которыми они определяются, структура магнитных аномалий сложнее, чем гравитационных. Это объясняется тем, что установленная в теории связь между магнитным и гравитационным потенциалами выражается как связь производной функции и самой функции. Известно, что график производной функции имеет более сложную форму, чем график самой функции. Кроме того, если Δg всегда вертикально, то ΔT_a может иметь любой угол наклона.

4. Часто при неглубоком залегании магнитных масс плановое положение боковых границ объектов контролируется зонами повышенных горизонтальных градиентов.

5. Существуют аналитически или эмпирически установленные связи между абсциссами характерных точек аномальных кривых магнитного поля и параметрами магнитных масс. Это позволяет для определенного класса моделей аналитически решать обратную задачу.

3.4.7 Интерпретация данных магниторазведки

Интерпретация результатов магниторазведки включает геофизическую интерпретацию и геологическое истолкование, тесно связанные между собой. Первым этапом является качественная интерпретация аномалий магнитного поля, позволяющая по морфологии аномального поля судить о плановом положении тех или иных геологических или структурных элементов, а имея общие сведения о магнитных свойствах горных пород и геолого-структурном строении, установить их природу.

Второй этап—количественная интерпретация или решение обратной задачи магниторазведки—имеет целью определение количественных параметров разведываемых геологических объектов. В целом подход к геологической интерпретации магнитных аномалий с учетом отмеченных особенностей тот же, что и в гравиразведке.

Качественная интерпретация. При качественной интерпретации карт, карт графиков и графиков ΔT_a и ΔZ_a ведут их визуальное описание и сравнение с геологическими данными, а результаты используют для дальнейшей количественной интерпретации или дополнительных геофизических работ. На картах изодинам выявляют и коррелируют аномалии, соответствующие одним и тем же объектам, намечают плановое расположение контактов различных пород, прослеживают контуры тех или иных структур или включений. Изометрическим аномалиям (аномалии с примерно одинаковыми поперечными размерами на карте) соответствуют изометрические в плане геологические объекты, вытянутым изодинамам (длина аномалий в 5 раз и более превышает ширину) соответствуют геологические структуры и отдельные слои вытянутой формы.

Если для вертикально намагниченных тел поле аномалий ΔZ_a имеет один знак, то это свидетельствует о большой глубине залегания другого полюса намагниченных пород. Если же глубина залегания нижней части мало отличается от глубины залегания верхней, то вокруг интенсивной аномалии, связанной с верхним полюсом, будет наблюдаться слабое поле другого знака, обусловленное нижним полюсом намагниченных пород, при падении пород в ту сторону, где площадь распространения слабых аномалий больше. Участкам с высокими горизонтальными градиентами аномалий вертикаль-

ной составляющей геомагнитного поля часто соответствуют контакты пород с разными магнитными свойствами.

При качественной интерпретации выявляют региональные крупные аномалии, связанные со структурно-тектоническим строением района, и локальные аномалии, приуроченные к местам нахождения магнитных руд и отдельных слоев с повышенными магнитными свойствами.

Для разделения аномалий разной природы, глубины залегания, намагниченности существуют математические методы анализа магнитных аномалий с использованием ЭВМ, основанные на разного рода трансформациях, которые предназначены для подчеркивания одних аномалий и сглаживания других. Такие же приемы используют при обработке данных гравиразведки. Можно отметить следующие особенности способов трансформации магнитных аномалий. В способе вычитания из наблюденного аномального поля вычитают поле геологических структур или объектов, не имеющих отношения к решаемой геологической задаче. Для этого из дополнительных источников надо знать их геометрические и физические свойства, решить прямые задачи и полученные аномалии вычесть из наблюденного поля. Трансформацию наблюденного аномального магнитного поля часто проводят с помощью частотной селекции, когда разделяют аномалии с разной пространственной частотой: длиннопериодные аномалии соответствуют объектам с большими поперечными размерами и глубинами залегания, а короткопериодные — с меньшими.

При усреднении аномалий по оптимально выбранному числу точек (пикетов наблюдения) можно подчеркнуть аномалии тем больших размеров и глубины, чем больше число таких точек или радиус усреднения.

Аналитические продолжения полей, т. е. пересчеты в верхнее и нижнее полупространства, облегчают качественное выделение региональных и локальных аномалий. Имея набор карт с разными уровнями (высотами и глубинами) пересчета, можно выбрать те, которые в наилучшем (наглядном) виде отражают структуры или объекты, представляющие наибольший интерес для решаемой задачи. Подчеркиванию локальных аномалий способствуют вторые и высшие производные магнитного потенциала. При этом вертикальные производные локализуют верхние кромки возмущающих объектов, а горизонтальные — их боковые границы и контакты.

При обработке карт графиков (корреляционных планов) магнитных и других геофизических аномалий используют также различные статистические методы.

Количественная интерпретация. Определение глубины, размеров, точного местоположения, углов падения геологических тел, создавших магнитные аномалии, является основной целью количественной (расчетной) интерпретации или решения обратной задачи магниторазведки. Математическое решение обратной задачи магниторазведки неоднозначно, так как похожие аномалии могут быть созданы геологическими телами разной формы, размеров и интенсивности намагниченности. Для однозначной интерпретации магнитных аномалий и, в частности, приближенного определения размеров тел необходимо априорно знать интенсивность и направление намагниченности тел.

Существует несколько методов решения обратной задачи, примерно таких же, как в гравиразведке. Простейшим из них является метод характерных точек. Для его применения используют так называемые интерпретационные профили, т. е. графики ΔZ_a или ΔT_a , полученные над четкими аномалиями, не очень осложненными влиянием соседних тел, которые проводят вкрест простирания аномалии. Исходя из формы, знака (для ΔZ_a) и другой априорной информации, выявленные геологические объекты аппроксимируют простейшими геометрическими моделями (стержень, шар, вертикальный пласт, горизонтальный цилиндр и др.) однородно намагниченных тел. На графиках

ΔZ_a , ΔT_a находят абсциссы характерных точек (максимумом, полумаксимумов, минимумов, нулевых значений для ΔZ_a и др.) и с помощью полученных выше формул (3.13), (3.14), (3.16), (3.17), (3.19), (3.21) или аналогичных формул, взятых из справочников, определяют глубины залегания верхних кромок или центров и магнитные моменты аномалообразующих объектов. Зная по измерениям на образцах I , можно оценить их поперечные размеры или объемы. Чем больше форма геологические структур и тел приближается к форме простейших геометрических моделей, тем ниже погрешность получения результатов интерпретации, которая может достигать 20—30 %. Большое значение имеет использование всей геологической информации о районе исследований, что позволяет выбрать наиболее приемлемую модель намагниченных тел.

В общем случае, когда неизвестна форма тел, создающие магнитные аномалии,

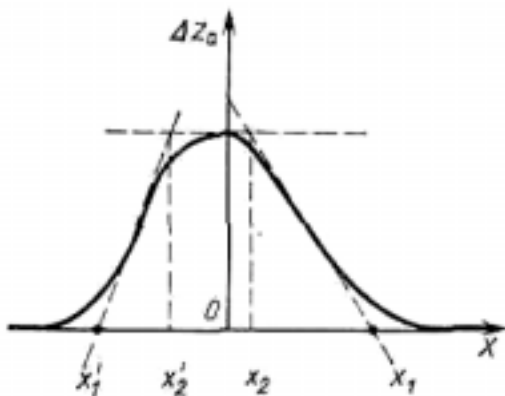


Рис. 3.6 Пример интерпретации кривой ΔZ_a методом касательных

оценку глубины залегания верхней кромки можно получить методом касательных. На графиках ΔZ_a проводят касательные, параллельные оси x , через максимум, минимумы (если они есть), а также касательные вдоль границ аномалий через точки перегиба (рис.3.6). Далее находят точки пересечения всех касательных и определяют абсциссы точек пересечения x_1 , x_1' , x_2 , x_2' . Если на кривой минимумов нет (аномалии одного знака), то за точки x_1 и x_1' принимают точку пересечения наклонных касательных с осью x . Приближенную глубину залегания верхней кромки тела, создающего данную аномалию, рассчитывают по следующим формулам:

$$h = (x_1 - x_2) / 2, \quad h' = (x_1' - x_2') / 2 \quad (3.22)$$

Среднее арифметическое из двух полученных значений h и служит для оценки глубины залегания верхней кромки тела. В зависимости от формы, поперечных размеров и глубины залегания истинная мощность может изменяться от $0,5h$, когда размеры тел больше глубины их залегания, до $1,5h$, если размеры тел меньше глубины их залегания.

При наличии сложных аномалий, обусловленных интерференцией от ряда объектов, применяют интегральные методы в которых по площадям под графиками или изолиниями аномалий оценивают общие магнитные моменты, центры возмущающих структур, а иногда глубины залегания их верхних кромок. С помощью специальных палеток или ЭВМ методами сравнения или подбора наблюденную кривую сравнивают с теоретической. Используя априорную геолого-геофизическую информацию, выбирают или рассчитывают графики аномалий для разных параметров модели. Те из них, которые дают наилучшее совпадение, принимают за возможный вариант геолого-геофизического строения изучаемого района.

3.4.8 Геологическое истолкование результатов магниторазведки

Геологическое истолкование результатов магниторазведки — один из ответственных этапов интерпретации. Оно сводится к решению тех или иных геологических задач с помощью качественной и количественной интерпретации результатов магнитной съемки с использованием всего имеющегося материала о геологическом строении. При этом необходимо установить связи между магнитными аномалиями и литологией, тектоникой, полезными ископаемыми.

Сложность проблемы геологического истолкования данных магниторазведки объясняется неоднозначностью и приближенностью решения обратной задачи, поскольку прямые задачи решены для намагниченных тел правильной формы (стержень, шар, пласт, цилиндр и многие др.), в то время как реальные тела могут существенно отличаться от них. Вторым затруднением при интерпретации является необходимость определения интенсивности намагничения пород по образцам, что не всегда можно сделать даже приближенно. Наконец, неоднородность и разный угол намагничения пород, влияние остаточного намагничения древних эпох и ряд других причин также снижают точность интерпретации. Все это приводит к тому, что часто ограничиваются лишь качественной интерпретацией, а на полученные количественные параметры смотрят как на приближенные, дающие возможность лишь оценить глубину и размеры намагниченных тел.

Рациональный комплекс магниторазведки с гравиразведкой и другими геофизическими методами (в зависимости от геолого-геофизических особенностей района исследований) позволяет провести геологическое истолкование результатов более точно и достоверно.

3.4.9 Области применения магниторазведки

Магниторазведку применяют для проведения общей магнитной съемки всей Земли и палеомагнитных исследований; решения задач региональной структурной геологии; геологического картирования разных масштабов; поисков и разведки полезных ископаемых; изучения геолого-геофизических особенностей и трещиноватости пород.

Условия эффективного применения магниторазведки. Благоприятными условиями для применения магниторазведки являются следующие.

1. Наличие горизонтальных магнитных неоднородностей, т. е. изменение намагниченности горных пород в горизонтальном направлении, происходящее на вертикальных или субвертикальных боковых границах геологических структур.

2. Достаточная обоснованность (теоретически, на основе априорных данных или экспериментально, т. е. с помощью опытных работ или изучения материалов ранее проводимых магнитных съемок) возможности решения поставленных геологических задач имеющейся аппаратурой и рациональной системой наблюдения.

3. Превышение в 3 — 5 раз амплитуды аномалий уровня аппаратурно-методических погрешностей.

4. Наличие дополнительной геолого-геофизической и петрофизической (магнитометрической) информации о структурах для проведения более однозначной интерпретации.

Общая магнитная съемка Земли и палеомагнитные исследования. Сушу и океаны Земли покрывают общими, как правило, аэро- и гидромагнитными съемками разных масштабов. По данным этих съемок строят карты аномалий магнитного поля крупных регионов и всей Земли. Основное назначение общих магнитных съемок — проведение тектонического районирования, позволяющее определить контуры крупных структурных элементов земной коры: платформ, геосинклинальных областей, отдельных блоков, глубинных разломов, тектонически активных областей. Решение перечисленных задач проводят в комплексе с гравиразведкой и уточняют сейсморазведкой. Общие магнитные съемки позволяют решать задачи, связанные со строением земной коры и литосферы, а также служат для решения таких теоретических задач геологии, как происхождение и развитие Земли и ее структурных элементов, изучение характера магнитного поля на поверхности и ряда других задач.

Связаны с общими магнитными съемками всей Земли и палеомагнитные исследования. Палеомагнитные исследования (определение магнитного поля Земли в отдаленные геологические эпохи) основаны на изучении остаточного намагничивания пород. Как отмечалось выше, породы, содержащие ферромагнитные минералы (магнетит, титаномагнетит, гематит, пирротин), обладают ферромагнитными свойствами, т.е., намагнившись в магнитном поле Земли в момент своего образования, они способны сохранять магнитные свойства долгое время, несмотря на изменение интенсивности и даже знака вектора напряженности магнитного поля в районе, где они залегают.

Изучая палеомагнитные свойства породы, можно судить о характере, интенсивности и направлении магнитного поля Земли в момент их образования, если есть доказательства того, что остаточная намагниченность пород не изменилась (например, из-за изменения состава, перегрева) или не нарушено их залегание (например, из-за тектонических перемещений). Если подобные измерения провести на большом числе разновозрастных образцов, можно определить наиболее вероятное положение магнитных полюсов Земли в соответствующую геологическую эпоху. Теоретические и экспериментальные исследования показывают, что среднее положение геомагнитного полюса для промежутков времени, исчисляемых сотнями тысяч лет, должно соответствовать положению географического полюса, т.е. указывают на положение оси вращения Земли.

В результате палеомагнитных исследований сделаны следующие выводы.

1. Местоположения полюсов Земли, определенные по образцам одного возраста, но взятым с разных континентов (Европа, Америка, Австралия), различаются тем больше, чем больше возраст пород. Такие различия объясняются горизонтальными перемещениями континентальных масс, что подтверждается и палеоклиматическими данными. Поэтому палеомагнитные данные широко используются для реконструкции положения континентов в различные геологические эпохи..

2. Направление остаточной намагниченности горных пород в зависимости от их возраста иногда различается на 180° , что связано с периодическими достаточно быстрыми и многократными изменениями знака магнитного поля или инверсией полюса на 180° . Например, в современную магнитную эпоху, длительностью около 0,7 млн. лет, существует поле, которое условно считают положительным, а в течение предыдущего 1 млн. лет полярность была отрицательной. Этим объясняют наблюдаемую обратную намагниченность горных пород разного возраста.

4. В результате магнитных съемок океанов выявлен специфический линейный знакопеременный характер аномалий магнитного поля океанического дна вдоль срединно-океанических хребтов. Такой характер геомагнитного поля связан со спредингом – новообразованием океанской литосферы в осевых зонах срединно-океанических хребтов и ее раздвижением в стороны от хребта со скоростью несколько сантиметров в год.

Региональная структурная геология. В комплексе с гравиразведкой и сейсморазведкой магниторазведку применяют для целей геотектонического районирования, т.е. картирования таких региональных структур, как краевые межгорные прогибы, антиклинории и синклинории, зоны разломов, своды и впадины кристаллического фундамента. Кроме того, магниторазведку используют для оценки физических свойств, состава и строения фундамента, картирования нефтегазоносных структур, районов солянокупольной тектоники и решения других задач.

Аномальные магнитные поля в значительной степени определяются глубиной залегания и составом кристаллического фундамента и изверженных пород, т.к. ярко выраженными магнитными свойствами обладают магматические и метаморфические породы. В районах с мощным чехлом осадочных отложений, как правило немагнитных, магнитное поле спокойно. Характерна тесная качественная связь магнитных и гравита-

ционных аномалий: местоположение, простираение и общая форма этих аномалий чаще всего совпадают. Однако, в отличие от гравитационных, магнитные аномалии в большей степени зависят от магнитных свойств и состава пород, чем от глубины залегания и формы структур.

Геологическое картирование разных масштабов. При мелко- и среднемасштабном геологическом картировании в настоящее время широко применяют аэромагнито-разведку. С помощью наземных магнитных наблюдений ведут как картировочно-поисковые, так и поисково-разведочные и разведочные съемки. Карты аномалий геомагнитного поля, как правило, указывают на форму и местоположение пород с разными магнитными свойствами. Особенно четко выявляются контакты осадочных и магматических пород (под наносами), глубинные разломы, с которыми часто связано внедрение магнитных пород, крупные железорудные месторождения, местоположения интрузий разного состава и эффузивных комплексов. Материалы магнитных съемок используют в качестве основы для рациональной постановки геолого-съемочных и поисковых работ.

Поиски и разведка полезных ископаемых. Поиски и разведка железорудных месторождений—задача, лучше всего решаемая магниторазведкой. Исследования начинают с проведения аэромагнитных съемок. Железорудные месторождения выделяются интенсивными (сотни и тысячи нанотесл) аномалиями. Детализацию аномалий проводят наземной съемкой. При этом ведут не только качественную, но и количественную интерпретацию. Наиболее благоприятны для разведки магнетитовые руды, менее интенсивными аномалиями выделяются гематитовые месторождения.

Магниторазведку применяют при поисках таких полезных ископаемых, как полиметаллические сульфидные, медно-никелевые, марганцевые руды, бокситы, россыпные месторождения золота, платины, вольфрама, молибдена и др. Это оказывается возможным благодаря тому, что в рудах в качестве примесей часто содержатся ферромагнитные минералы или же они сами обладают повышенной магнитной восприимчивостью. Хорошие результаты получают иногда при разведке кимберлитовых трубок, к которым приурочены месторождения алмазов. Успешное применение магнитной съемки для разведки перечисленных выше руд зависит не только от магнитных параметров руд, но и свойств окружающих пород. Иногда вмещающие породы имеют непостоянные и повышенные значения магнитной восприимчивости и эффективность магниторазведки резко снижается.

Изучение геолого-петрографических особенностей трещиноватости пород и решение других задач. Изучение геолого-петрографических особенностей и трещиноватости пород можно выполнять с помощью микромагнитной съемки. Этот метод применяют для геолого-петрографических исследований пород на небольших эталонных участках. Для этого проводят статистическую обработку карт изодинам. Каждую изолинию разбивают на отрезки длиной 5—10 мм и определяют направление (азимут) каждого отрезка. Затем подсчитывают число отрезков с одинаковыми азимутами и строят розы направления изодинам. По данным некоторых исследователей, они совпадают с розами трещиноватости. Это связано с воздействием тектонических напряжений на намагниченность пород. Построение роз изодинам по данным микромагнитной съемки позволяет оценить текстуру, сланцеватость, условия образования магматических пород, а также состав и строение четвертичных отложений.

Магниторазведку применяют для решения некоторых инженерно-геологических задач (картирование скального основания, определение скоростей движения оползней по смещению изолиний с магнитными реперами в них и др.). Высокоточные детальные съемки используют археологи для обнаружения стен, фундаментов, рвов, каналов, очагов и других объектов, намагниченных в условиях воздействия температур.

