

УДК 550.838. (075)

Новиков К.В. Магниторазведка: Учебное пособие. Часть 1. – М.: 2013.

Настоящее методическое пособие предназначено для студентов, обучающихся по специальности «Геофизика», также оно подойдет в качестве дополнительной литературы и обучающимся по другим геологическим специальностям. В первой части пособия рассматриваются основы магниторазведки, решение прямых задач, аппаратура и методика магнитной съемки.

© Новиков К.В.

Оглавление

ВВЕДЕНИЕ	4
ГЛАВА 1. ВВЕДЕНИЕ В МАГНИТОРАЗВЕДКУ	5
1.1. Что такое магниторазведка?	5
1.2. Физические основы магнетизма	5
1.3. Магнитное поле Земли	14
ГЛАВА 2. МАГНИТНЫЕ СВОЙСТВА МИНЕРАЛОВ И ГОРНЫХ ПОРОД.....	36
2.1. Основы теории магнетизма минералов	36
2.2. Индуктивная намагниченности и ее зависимость от формы тела	42
2.2. Естественная остаточная намагниченность горных пород	44
2.3. Намагниченность горных пород	46
2.4. Магнитная анизотропия горных пород	48
2.5. Палеомагнетизм и палеомагнитные исследования.....	49
2.6. Физико-геологические модели	50
ГЛАВА 3. ИЗМЕРЕНИЕ МАГНИТНОГО ПОЛЯ ЗЕМЛИ И АППАРАТУРА.....	55
3.1. Введение в аппаратуру	55
3.2. Измеряемые в магниторазведке величины	56
3.3. Магнитометры	57
3.4. Сравнительная характеристика магнитометров с разными типами МЧЭ	68
3.5. Особенности современных магнитометров	70
ГЛАВА 4. ПРЯМЫЕ ЗАДАЧИ МАГНИТОРАЗВЕДКИ	84
4.1. Приемы упрощения моделей	84
4.2. Качественная оценка формы магнитных аномалий	86
4.3. Решение прямых задач для тел простой формы	95
4.4. Решение прямых задач для тел произвольной формы	97
4.5. Связь между аналитическими выражениями гравитационного и магнитного поля	101
ГЛАВА 5. МЕТОДИКА И ТЕХНИКА МАГНИТНЫХ СЪЕМОК.....	103
5.1. Общие принципы проектирования и проведения магниторазведочных работ	103
5.2. Наземная магнитная съёмки	110
5.3. Аэромагнитная съёмки	111
5.4. Автомобильная магнитная съёмка	116
5.5. Гидромагнитная съёмка	116
5.6. Съёмки специального назначения	117
5.7. Обработка данных магниторазведки.....	119
СПРАВОЧНЫЕ ТАБЛИЦЫ	126
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ	138

ВВЕДЕНИЕ

Данное методическое пособие предназначено для студентов-геофизиков, изучающих магниторазведку, оно также будет полезно всем, кто занимается науками о Земле и интересуется земным магнетизмом.

Необходимость создания такого рода пособия обусловлена тем, что новой литературы по магниторазведке, отвечающей современным требованиям не так много. Основная масса книг была написана и издана в 70-80-х годах XX века, а переработанные издания публикуются с незначительными изменениями. Методическая и аппаратурная часть в таких книгах сильно устарела. Физические основы остались, конечно, прежними, но возникает и большая путаница с единицами измерения. До 1982 года, когда вступил в силу ГОСТ 8.417-81 «Единицы физических величин», в магниторазведке использовалась система единиц СГС. Новый ГОСТ определил для обязательного использования международную систему единиц СИ, в настоящее время действует ГОСТ 8.417-2002 и Федеральный Закон 102-ФЗ «Об обеспечении единства измерений», которые также рекомендуют использовать СИ. Однако многие формульные выражения из-за разной размерности единиц в этих системах отличаются. Поэтому, используя старый учебник необходимо помнить, что приведенные там формулы, надо переводить в СИ.

Договоримся об обозначениях. Буквенные обозначения, по большей части общепринятые, их список приведен в разделе «Справочные таблицы» в *таблице С.1*. Скалярные величины обозначаются латинскими буквами, курсивом, например, j , векторные величины – жирным шрифтом, например, \mathbf{V} или \vec{V} , компоненты вектора курсивом с индексом – V_z , модуль вектора – V , $|\mathbf{V}|$ или $|\vec{V}|$. В текст пособия вставлены напоминания из различных областей науки и просто полезная для понимания материала информация, они отмечены значком дискеты .

В пособии наверняка найдутся неточности и ошибки как смысловые, так и стилистические, орфографические, пунктуационные. Автор будет весьма признателен за информацию об ошибках, а также за отзывы, замечания и предложения, которые можно направить по электронному адресу novikovkv@magnetometry.ru. В виду того что пособие пока не планируется издавать в печатном виде ошибки и недочеты могут быть исправлены достаточно оперативно.

Во второй части методического пособия будут изложены основы интерпретации данных магниторазведки, применение магниторазведки для решения различных геологических задач, дана краткая история магниторазведки и дополнительные материалы по геологии и геофизике, касающиеся магнитометрии.

ГЛАВА 1.

ВВЕДЕНИЕ В МАГНИТОРАЗВЕДКУ

1.1. Что такое магниторазведка?

Магниторазведка (Магнитометрия) – метод геофизики, основанный на изучении распределения в пространстве (на земле, на воде и под водой, в воздухе) изменений геомагнитного поля, возникающих вследствие неодинаковой намагниченности различных горных пород, и применяющийся с целью исследования земной коры, а также для поисков и разведки месторождений полезных ископаемых.

Магниторазведка может решать следующие *задачи*:

- геотектоническое районирование и выделение крупных структур, в том числе перспективных на нефть и газ;
- выделение и оконтуривание основных и ультраосновных горных пород, выявление и прослеживание тектонических нарушений, различных по магнитным свойствам образований, определение глубины залегания горных пород, выявление элементов тектоники кристаллического фундамента;
- поиск и разведка сильномагнитных железных и титаномагнетитовых руд;
- поиск и разведка металлических (сульфидных медно-никелевых, оловянных, полиметаллических и других руд) и неметаллических полезных ископаемых, содержащих магнитные минералы (магнетит, пирротин и прочие);
- поиск немагнитных полезных ископаемых, залегающих среди магнитных вмещающих пород;
- поиск намагниченных археологических объектов.

В зависимости от места проведения выделяют следующие виды магнитной съемки:

- наземные, которые в свою очередь делятся на пешеходные, автомобильные и даже велосипедные;
- воздушные: самолетные и вертолетные;
- гидромагнитные;
- подземные: шахтные и скважинные.

Можно выделить три основных этапа магниторазведки:

1. измерение характеристик магнитного поля (или их производных);
2. обработка результатов наблюдений;
3. геологическое истолкование результатов.

1.2. Физические основы магнетизма

Магнетизм – это особая форма материальных взаимодействий, возникающих между движущимися электрическими зарядами. Непосред-

ственно магнитных масс или количеств магнетизма как особых субстанций в природе не обнаружено, поэтому в дальнейшем, говоря о магнитных массах, будем подразумевать физически фиктивные магнитные массы. Понятие магнитных масс часто удобно применять для решения различных задач.

Рассмотрим сначала основные физические величины имеющие отношение к магнетизму.

Основные характеристики магнитного поля

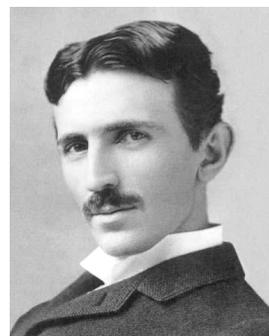
Напряженность магнитного поля \vec{H} – это векторная физическая величина, являющаяся количественной характеристикой магнитного поля, показывающая силу, с которой поле действует на единичную массу, точнее силу, с которой поле действует на точечную массу, отнесенную к единице этой массы. Напряжённость магнитного поля не зависит от магнитных свойств среды. Единицей напряжённости магнитного поля в СИ является *ампер/метр* (А/м), в системе единиц СГС – *эрстед* (Э); $1 \text{ а/м} = 4\pi \times 10^{-3} \text{ Э}$.



Андре-Мари
Ампер

$$\vec{H} = \frac{\mu_0 \cdot m_1 \cdot m_2}{4\pi \cdot r_{12}^2} \cdot \frac{\vec{L}_{12}}{L_{12}^3} = \frac{\mu_0 m_2}{4\pi} \cdot \frac{\vec{L}_{12}}{L_{12}^3} \quad 1.1$$

Магнитная индукция \vec{B} показывает напряженность суммарного поля, то есть сумму напряженностей намагничивающего и внутреннего поля, возникающего внутри намагниченного тела под действием намагничивающего поля. Единица измерения – тесла (Тл), которая численно равна индукции такого однородного магнитного поля, в котором на 1 метр длины прямого проводника, перпендикулярного вектору магнитной индукции, с током силой 1 ампер действует сила 1 ньютон. Единица названа в честь изобретателя Николы Тесла.



Никола Тесла

Магнитная индукция для поля в вакууме:

$$\vec{B} = \mu_0 \vec{H} \quad 1.2.$$

Магнитное поле в магнитной среде, обладающей остаточной намагниченностью определяется выражением:

$$\vec{B} = \mu_0 (\vec{H} + \vec{J}^\Sigma) = \mu_0 (\vec{H} + \vec{J}^{\text{инд}} + \vec{J}^{\text{ост}}) = \mu_0 (\vec{H} + \alpha \vec{H} + \vec{J}^{\text{ост}}) = \mu_0 (\vec{H}(1 + \alpha) + \vec{J}^{\text{ост}}) = \mu_0 (\mu \vec{H} + \vec{J}^{\text{ост}}) = \mu_0 \mu \vec{H} + \mu_0 \vec{J}^{\text{ост}}.$$

То есть в общем виде имеем

$$\vec{B} = \mu_0 \mu \vec{H} + \mu_0 \vec{J}^{\text{ост}}, \quad 1.3.$$

но если остаточной намагниченности нет, получаем:

$$\vec{B} = \mu_0 \mu \vec{H} = \mu_a \vec{H}, \quad 1.4.$$

где \mathbf{B} – индукция магнитного поля, в нанотеслах (нТл), \mathbf{H} – напряженность магнитного поля, μ_a – абсолютная магнитная проницаемость, $\mu_{отн}$ – относительная магнитная проницаемость, μ_0 – магнитная постоянная (магнитная постоянная вакуума), α – магнитная восприимчивость (ед. СИ). $\mathbf{J}^{ост}$ – остаточная намагниченность среды, $\mathbf{J}^{инд}$ – индуктивная намагниченность в амперах на метр А/м.

Магнитный поток Φ характеризует поток магнитной индукции. Магнитный поток $d\Phi$ через элементарную поверхность dS равен произведению проекции вектора \mathbf{B}_n на нормаль \mathbf{n} к элементу поверхности на площадь этого элемента

$$d\Phi = \mathbf{B}_n \cdot d\mathbf{S} \quad 1.5.$$

Единицей магнитного потока является вебер (Вб, Wb)

Магнитный момент $\bar{\mathbf{M}}$ – основная величина, характеризующая магнитные свойства вещества. В классической электродинамике магнитный момент может быть лишь результатом движения электрических зарядов по замкнутым траекториям. Так для замкнутого контура с эклектическим током

$$\bar{\mathbf{M}} = IS\mathbf{n},$$

где I – сила тока, S – площадь контура, \mathbf{n} – нормаль к плоскости контура. Магнитным моментом обладают также и элементарные заряженные частицы. Наличие магнитного момента у заряженных частиц связано со спином и рассматривается как первоначальное свойство.

Намагниченность $\bar{\mathbf{J}}$ – магнитный момент единицы объема намагниченного вещества горных пород бывает двух видов: индуктивная и остаточная. *Индуктивная* намагниченность \mathbf{J}_i возникает в породе под действием внешнего магнитного поля, и связана с ним соотношением:

$$\mathbf{J}^{инд} = \alpha\mathbf{H}, \quad 1.6.$$

откуда полный вектор индуктивной намагниченности

$$\mathbf{J} = \frac{\alpha\mathbf{T}}{\mu_0}, \quad 1.7.$$

а компоненты $J_Z = \frac{\alpha Z}{\mu_0}$ и $J_H = \frac{\alpha H}{\mu_0}$, где \mathbf{T} – полный вектор нормального магнитного поля Земли, Z – его вертикальная составляющая, H – горизонтальная. Без внешнего магнитного поля \mathbf{J}_i не существует.

Другой вид намагниченности – *остаточная* \mathbf{J}_n (\mathbf{J}_r) характерен только для ферромагнитных пород и минералов, и присутствует в них независимо от внешнего магнитного поля, в том числе и современного. Этот вид намагниченности будет рассмотрен отдельно.

Порядок минимальной намагниченности горных пород – 10^{-3} А/м.

Между магнитным моментом и намагниченностью существует следующая связь:

$$\bar{\mathbf{M}} = \bar{\mathbf{J}} \cdot V. \quad 1.8.$$

где V – объем магнетика. Единицей измерения магнитного момента является ампер·метр² (А·м²).

Если тело намагничено однородно, то магнитные массы располагаются на его поверхности с плотностью

$$\sigma = J \cos \varphi$$

где σ – магнитная масса, проходящая на единицу поверхности, φ – угол между вектором намагниченности и нормалью на поверхности в точке, где определяется σ . Если тело намагничено по нормали к поверхности $\sigma = J$.

Магнитная проницаемость μ бывает относительная и абсолютная. Абсолютная магнитная проницаемость (μ_a) определяется отношением магнитной индукции поля \vec{B} к величине напряженности магнитного поля \vec{H} . μ_a измеряется в генри/метр, Гн/м.

$$\mu_a = \frac{\vec{B}}{\vec{H}} \quad 1.9.$$

Относительная магнитная проницаемость ($\mu_{отн}$) показывает, во сколько раз увеличилось магнитное поле в результате намагничивания среды по сравнению с полем в вакууме. $\mu_{отн}$ – безразмерная величина.

Абсолютная и относительная магнитная проницаемость связаны соотношением

$$\mu_a = \mu_0 \mu_{отн},$$

где μ_0 – магнитная постоянная или абсолютная магнитная проницаемость вакуума

$$\mu_0 = 4\pi \cdot 10^{-7} \text{ Гн/м.}$$

Магнитная восприимчивость χ – величина характеризующая свойство вещества намагничиваться (изменять свой магнитный момент) под действием внешнего магнитного поля, равная отношению намагниченности к напряженности магнитного поля \vec{H} .



Джозеф Генри

$$\chi = \frac{\vec{J}}{\vec{H}} \quad 1.10.$$

Такая линейная зависимость справедлива для парамагнетиков, для ферромагнетиков применяют ту же форму записи, однако их χ зависит от внешнего поля более сложным образом.

Магнитная восприимчивость является безразмерной величиной, но в системах СИ и СГС она имеет разную размерность, поэтому рядом со значениями χ всегда указывают системные единицы, например $\chi = 250 \cdot 10^{-5}$ ед.СИ.

$$\chi [\text{ед.СИ}] = 4\pi \cdot \chi [\text{ед.СГС}].$$

Магнитная восприимчивость связана и с относительной магнитной проницаемостью зависимостью

$$\mu = (1 + \chi).$$

Иногда используется удельная магнитная восприимчивость, которая пока-

зывает магнитную восприимчивость единицы массы с плотностью σ :

$$\alpha_{\text{уд}} = \alpha/\sigma.$$

Постоянное магнитное поле

Магнитным полем называют силовое поле, действующее на движущиеся электрические заряды и на тела, обладающие магнитным моментом, независимо от состояния их движения.

Структуру магнитного поля часто изображают в виде силовых линий. Представление магнитного поля как пространства заполненного силовыми линиями впервые ввел Майкл Фарадей, при этом условились принимать число силовых линий через единицу поверхности, нормальной к направлению линий, равным



Майкл Фарадей

напряженности поля в этом месте. Сама *силовая линия* представляет собой линию, касательная к которой в каждой точке совпадает с направлением вектора напряженности магнитного поля, а направление силовой линии определяется этим вектором. В магнитостатике и магниторазведке принято считать, что силовые линии выходят (начинаются) из северного магнитного полюса и входят (заканчиваются) в южный.

Математика: Касательные.

Касательной к линии L в точке M (рис. 1.1.) называется прямая TMT , с которой стремится совпасть секущая MM' , когда точка M' , оставаясь на L , стремится к M – будь то справа или слева [Выгодский, 2005].

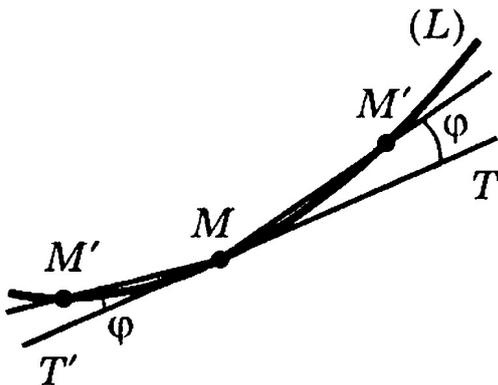


Рис.1.1. Касательная к линии L в точке M .

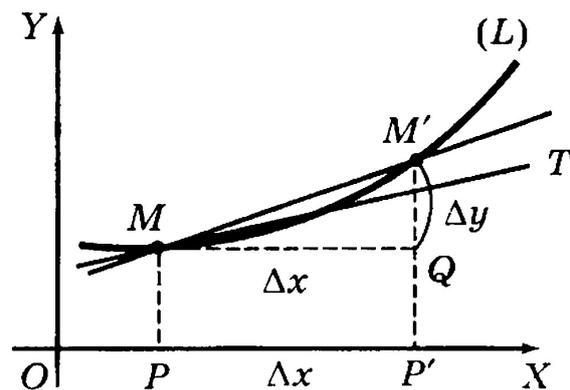


Рис.1.2. Угловой коэффициент касательной.

Если линия L есть график функции $y = f(x)$, то угловой коэффициент касательной равен значению производной функции в соответствующей точке.

Это видно из рис. 1.2. Угловой коэффициент k секущей равен

$k = \frac{QM'}{MQ} = \frac{\Delta x}{\Delta y}$. Если M' стремится к M , то k имеет пределом угловой коэффициент m касательной. Значит, $m = \lim_{\Delta x \rightarrow 0} \frac{\Delta x}{\Delta y}$, т.е. $m = f'(x)$ [Выгодский, 2005].

Наиболее просто рассмотреть магнитное поле с точки зрения фиктивных магнитных масс, что позволит использовать закон Кулона-Ньютона, который в равной степени будет работать для электрического, магнитного и гравитационного полей.

При этом северный полюс считают положительным – магнитные силовые линии выходят из него, а южный полюс – отрицательным, силовые линии входят в этот полюс.

Согласно закону Кулона-Ньютона, если m_1, m_2 – точечные массы, находящиеся в точках "1" и "2" соответственно, то силу \vec{F}_{12} , действующую со стороны массы m_1 на массу m_2 , определяет выражение [Каринский, 2007]:

$$\vec{F}_{12} = v \cdot m_1 \cdot m_2 \cdot \frac{\vec{L}_{12}}{L_{12}^3}, \quad 1.11.$$

где \vec{L}_{12} – радиус-вектор, направленный из точки "1" в точку "2"; L_{12} – модуль этого вектора (равный расстоянию между точками "1" и "2"), v – коэффициент, зависящий от физической природы масс и применяемой системы физических единиц.

Коэффициент v определяется видом поля и масс m_1, m_2 . Для магнитного поля и магнитных масс m_1, m_2 коэффициент $v = \mu_0 / (4\pi)$, где $\mu_0 = 4\pi \cdot 10^{-7}$ Гн/м – магнитная постоянная. В СИ размерность магнитных масс не определена. Введем понятие напряженности поля \vec{f} .

$$\vec{f}_{12} = m_1 \frac{\vec{L}_{12}}{L_{12}^3}. \quad 1.12.$$

Тогда для магнитного поля $\vec{H} = v\vec{f}/\mu_0$, то есть $\vec{H} = \frac{1}{4\pi} \cdot \vec{f}$ и

$$\vec{H} = \frac{m_1}{4\pi} \cdot \frac{\vec{L}_{12}}{L_{12}^3}, \quad 1.13.$$

Исходя из этой же логики вводятся выражения для полей другой физической природы – гравитационного \vec{g} и электрического \vec{E} . Для них $v = -G$ и $v = 1/(4\pi\epsilon_0)$ соответственно гравитационная и электрическая (диэлектрическая проницаемость вакуума) постоянные:

$$G \approx 6,67 \cdot 10^{-11} \frac{\text{м}^3}{\text{кг} \cdot \text{с}^2}, \quad \epsilon_0 \approx \frac{10^{-9}}{36\pi} \frac{\text{Ф}}{\text{м}}.$$

Определение напряженности и индукции можно также получить из закона Био-Савара-Лапласа для проводника с током:

$$d\vec{H} = \frac{I}{4\pi} \frac{[dl \cdot \vec{L}]}{L^3}, \quad 1.14.$$

тогда,

$$d\vec{B} = \frac{\mu_0 I}{4\pi} \frac{[dl \cdot \vec{L}]}{L^3} \quad 1.15$$

Уравнения Максвелла для магнитного поля

Всю классическую теорию электромагнетизма можно вывести из системы уравнений электродинамики, которая в общем виде записывается следующим образом:

$$\text{I.} \quad \text{rot} \vec{H} = \vec{j} + \frac{\partial \vec{D}}{\partial t} \quad 1.16.$$

$$\text{II.} \quad \text{rot} \vec{E} = -\frac{\partial \vec{B}}{\partial t} \quad 1.17.$$

$$\text{III.} \quad \text{div} \vec{B} = 0 \quad 1.18.$$

$$\text{IV.} \quad \text{div} \vec{D} = \delta_{\text{свб}} \quad 1.19.$$

Первые два выражения называют первым (1.16) и вторым (1.17) уравнениями Максвелла. Вместе с уравнениями электродинамики записываются так называемые уравнения связи:

$$\vec{D} = \varepsilon_a \vec{E}; \quad \vec{B} = \mu_a \vec{H}; \quad \vec{j} = \gamma (\vec{E} + \vec{E}^{\text{ср}}),$$

где выражение

$$\vec{j} = \gamma \vec{E} \quad 1.20.$$

является законом Ома в дифференциальной форме. Все эти выражения справедливы для каждой точки среды.

В теории магниторазведки используется стационарное приближение магнитного поля. Для стационарного магнитного поля в среде, не имеющей токов проводимости, первое и третье уравнения электродинамики примут вид:

$$\text{I.} \quad \text{rot} \vec{H} = 0, \quad 1.21.$$

$$\text{II.} \quad \text{div} \vec{B} = 0, \quad 1.22.$$

Вообще, строго говоря, магнитное поле Земли не является постоянным. Однако в промежутках времени равных нескольким годам, его можно рассматривать как сумму постоянного и переменного магнитного поля, причем постоянное будет в несколько раз больше по амплитуде. Поэтому в большинстве случаев при изучении магнитного поля Земли пользуются законами для стационарного магнитного поля.

Уравнения поля (1.21.), (1.22.), определяющие его безвихревой (по-

тенциальный) характер, позволяют ввести для поля \vec{H} потенциал U :

$$\vec{H} = -\text{grad}U = -\nabla U. \quad 1.23.$$

Из (1.23) следует, что вектор \vec{H} всюду направлен в сторону наиболее резкого уменьшения (падения) потенциала U .

Для такого поля лапласиан потенциала $\nabla^2 u = (\nabla \cdot \nabla u) = \text{div grad}$. То есть поле магнитное поле – потенциальное, а векторные линии l_f поля \vec{f} не замкнутые. Они начинаются там, где $\delta > 0$, а оканчиваются в тех местах, в которых плотность масс $\delta < 0$, то есть источники поля \vec{f} – массы. Там, где масс нет ($\delta=0$), $\text{div} \vec{f} = 0$.

Вне масс-источников статического поля \vec{f} , то есть там, где $\delta=0$, потенциал U удовлетворяет уравнению Лапласа:

$$\nabla^2 U = 0. \quad 1.24.$$

Решения уравнения Лапласа называются гармоническими функциями, следовательно, в тех областях пространства, где нет источников статического поля (масс), потенциал U – гармоническая функция.

Системы СИ и СГС

В магниторазведке до недавнего времени использовалась система СГС, потом стала применяться международная система измерений – СИ (SI – system international). В настоящее время России действует ГОСТ 8.417–2002, предусматривающий обязательное применение системы СИ. Однако в старой литературе сохранились выражения и единицы измерения системы СГС. Основные величины их соотношение для обеих систем указаны в таблице 1.1.

В разных системах единиц будет отличаться не только размерность физических величин, но и выражения их описывающие. Вообще, система СГС для магниторазведки была куда удобнее, так как математические выражения в ней были стройны и показательны. Это хорошо видно из выражения закона Био-Савара-Лапласа для вакуума в системе СИ – $d\vec{B} = \frac{\mu_0 I}{4\pi} \frac{[dl \cdot \vec{L}]}{L^3}$ (см. выражение 1.14.), а в системе СГС – $d\vec{B} = \frac{I}{c} \frac{[dl \cdot \vec{L}]}{L^3}$, где c – скорость света в вакууме. Для многих формул в СИ появился весьма неудобный множитель $1/4\pi$.

Магнитная индукция, как было сказано ранее, измеряется в теслах. Но для магнитного поля Земли тесла слишком большая величина, поэтому в магниторазведке принято использовать нанотеслу:

$$1 \text{ нТл} = 10^{-9} \text{ Тл}$$

Кроме различных систем единиц, в современной магниторазведке существует еще одно отличие. Ранее считалось, что измеряется напряженность магнитного поля Земли, поэтому все выражения записаны для напряженности и в системе СГС. Напряженность в СГС измеряется в

эрстедах, а в магниторазведке использовали другую величину – гамму (γ), которая равна одной стотысячной доле эрстеда, то есть $1\gamma=10^{-5}$ Э. Сейчас принято считать, что измеряют индукцию магнитного поля, при этом соотношение между величинами получилось весьма удобным:

$$1 \text{ гамма} = 1 \text{ нТл.}$$

Такое формальное совпадение иногда приводит к путанице, и величину индукции часто подменяют величиной напряженности магнитного поля. На самом деле данные величины отнюдь не являются эквивалентными, поскольку \mathbf{H} – напряженность внешнего поля, а \mathbf{B} – сумма внешнего и внутреннего полей. Так, например, в некоторых магнитных материалах \mathbf{B} может иметь довольно большие значения за счет предшествующего намагничивания (обуславливающего наличие остаточной намагниченности), не имеющего никакого отношения к теперешнему вектору \mathbf{H} .

Таким образом, реально измеряемой величиной в магниторазведке является все же магнитная индукция \mathbf{B} .



Ганс Эрстед

Таблица 1.1.

Магнитные величины и их размерность

Величина	Обозн.	Размерность СИ	Размерность СГС	Связь СГС и СИ
1	2	3	4	5
Индукция	$\vec{\mathbf{B}}$	тесла (Тл) = $\text{Гн} \cdot \text{А} \cdot \text{м}^{-2} =$ $= \text{кг} \cdot \text{А}^{-1} \cdot \text{с}^{-2}$	гаусс (Гс) = $\text{г}^{1/2} / \text{см}^{1/2} \cdot \text{с}$	$1 \text{ Тл} = 10^4 \text{ Гс}$
Напряженность	$\vec{\mathbf{H}}$	ампер/метр (А/м)	эрстед (Э) = $\text{г}^{1/2} / \text{см}^{1/2} \cdot \text{с}$	$1 \text{ А/м} = 4\pi 10^{-3} \text{ Э}$
Намагниченность	$\vec{\mathbf{J}}(\vec{\mathbf{I}})$	ампер/метр (А/м)	ед.СГСМ·см ⁻³	$1 \text{ А/м} = 10^{-3} \text{ СГС} \cdot \text{см}^{-3}$
Магнитный момент	$\vec{\mathbf{M}}$	ампер·метр ² (А·м ²)	эрг/гаусс (эрг/Гс)	$1 \text{ А} \cdot \text{м}^2 = 10^3 \text{ эрг/Гс}$
Магнитный поток	$\vec{\Phi}$	вебер (Вб) = $= \text{Гн} \cdot \text{А} =$ $= \text{кг} \cdot \text{м}^2 \cdot \text{А}^{-1} \cdot \text{с}^{-2}$	максвелл (мкс)	$1 \text{ Вб} = 10^8 \text{ мкс}$
Магнитная проницаемость абсолютная	μ_a	генри/метр (Гн/м)	1 СГСМ	$4 \cdot 10^{-7} \text{ Гн/м} = 1 \text{ СГС}$
Магнитная проницаемость относительная	$\mu (\mu_{\text{отн}})$	Безразмерная	Безразмерная	-

1	2	3	4	5
Магнитная проницаемость вакуума (магнитная постоянная)	μ_0	генри/метр (Гн/м)	ед. СГС	$4 \cdot 10^{-7}$ Гн/м = 1 СГС
Магнитная восприимчивость	ε	ед. СИ	ед. СГС	1 ед.СИ = 4π ед. СГС

1.3. Магнитное поле Земли

В первом приближении магнитное поле Земли можно рассматривать как поле магнитного диполя, расположенного в центральной части земного шара [Магниторазведка..., 1980; Яновский, 1979]. Южный магнитный полюс этого диполя находится в северном полушарии, а северный магнитный полюс – в южном полушарии. Магнитный момент этого диполя составляет примерно $8,2 \cdot 10^{22}$ А/м².

Магнитное поле диполя

Диполем называется совокупность двух точечных масс: $m > 0$ и $-m$, имеющих противоположный знак и одинаковых по абсолютной величине, расстояние l между которыми много меньше, чем расстояния от этих масс до точки наблюдения a . Диполь характеризует его момент¹ $\vec{M} = \vec{l}_l \cdot ml$, где $\vec{l}_l = \vec{l}/l$ – единичный вектор по направлению вектора \vec{l} , а \vec{l} – радиус-вектор с началом в массе $-m$ и концом в массе m . Модуль момента диполя $M = ml$, где $l = |\vec{l}|$ [Каринский, 2007].

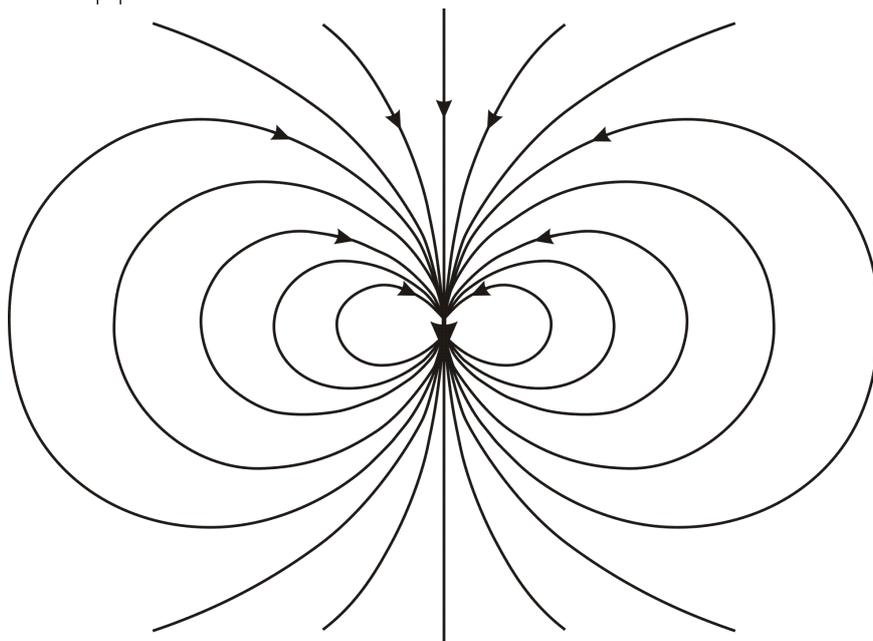


Рис 1.3. Поле диполя в виде силовых линий.

¹ Обращаем внимание читателя, что момент диполя не тоже самое магнитный момент.

Потенциал магнитного диполя $U = \frac{\vec{M} \cdot \vec{r}}{4\pi r^3}$ или $U = \frac{M}{4\pi r^2} \cos \theta$, где r –

расстояние от центра диполя до наблюдателя. Если необходимо оценить поле на поверхности Земли, то r – радиус Земли.

Чтобы определить вертикальную и горизонтальную составляющие напряженности поля H_Z и H_H , надо найти выражения производных магнитного потенциала. В данном случае, так как мы работаем в сферических координатах, то $dz = dr$, $dx = rd\theta$. Получаем

$$-\frac{dU}{dr} = H_Z = \frac{2M}{4\pi r^3} \cos \theta; \quad -\frac{dU}{rd\theta} = H_H = \frac{M}{4\pi r^3} \sin \theta,$$

а полный вектор

$$H_T = \frac{1}{4\pi} M \frac{1}{r^3} \sqrt{1 + 3 \cos^2 \theta}, \quad a \quad T = \frac{\mu_0}{4\pi} \frac{M}{r^3} \sqrt{1 + 3 \cos^2 \theta}.$$

Его направление определяется углом наклона.

На деле такое описание магнитного поля Земли слишком неточно, хотя бы потому что ось вращения Земли не совпадает со осью магнитного диполя. Магнитное поле Земли лучше описывается полем диполя, если считать, что ось диполя отстоит от центра Земли на 451 км в направлении Тихого океана. Такой диполь получил название эксцентричного. Более подробно математическое описание геомагнитного поля рассмотрим в разделе «аналитическое представление магнитного поля Земли» этой главы.

Вплоть до 60-х годов XX века считалось, что магнитное поле Земли всегда, за исключением времени магнитных бурь, напоминает поле магнитного диполя в вакууме. Однако исследования космического пространства показали, что это не так. Было установлено, что Солнце постоянно излучает во все стороны сравнительно быстрые заряженные частицы, поток которых получил название солнечного ветра. При встрече с магнитным полем Земли образуется ударная волна, сжимающая его со стороны Солнца и растягивающая в противоположную. В результате с подсолнечной стороны магнитное поле простирается лишь на 10-13 радиусов Земли, а хвост магнитосферы тянется примерно до 1000 земных радиусов, образуя, так называемый, хвост магнитосферы (рис.1.4.).

Со стороны Солнца плазма ограничивает магнитное поле Земли, создавая нейтральный слой, именуемый магнитопаузой, которая отделяет магнитное поле Земли от внешних полей. Вдоль магнитопаузы течет ток, образованный частицами Солнечного ветра, обтекающими магнитосферу. Толщина переходного слоя от магнитного поля Земли к полю, принесенному солнечным ветром составляет 100 – 200 км.

В области магнитных полюсов появляются нейтральные точки, вокруг которых существуют воронкообразные области слабого магнитного поля, называемые полярными каспами.

По уходящим в хвост магнитосферы силовым линиям в ночную часть полярной ионосферы попадают частицы плазменного хвоста магнитосферы. Ускоренные в магнитном поле Земли, эти частицы вызывают по-

явление полярных сияний и возмущения магнитосферы, приводящие к появлению вариаций магнитного поля Земли.

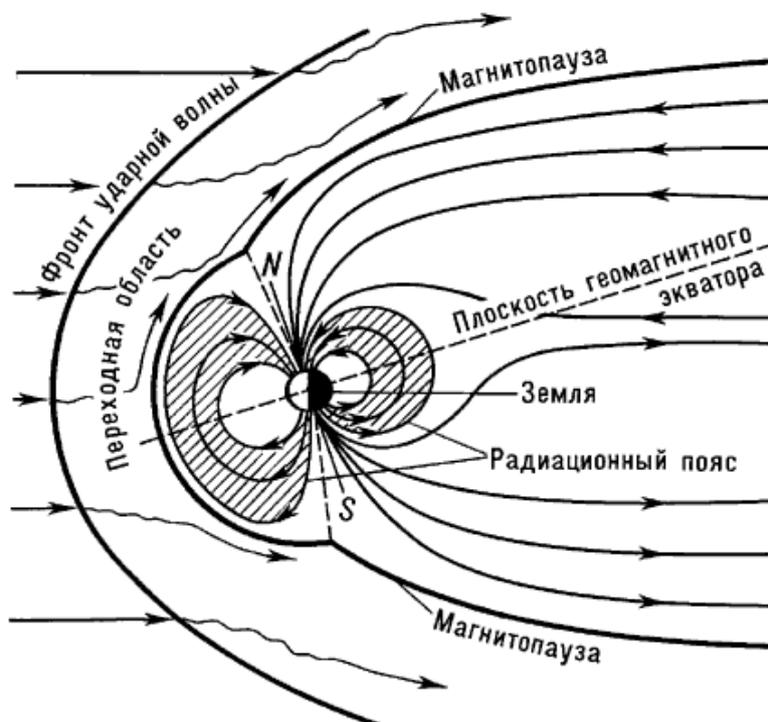


Рис.1.4. Магнитосфера Земли.

В области замкнутых силовых линий частицы плазмы могут длительное время удерживаться, так как конфигурация магнитного поля в этих частях близка к дипольной и работает как магнитная ловушка. Такие области называются радиационными поясами. При увеличении концентрации частиц, например при вспышка на Солнце, они могут покинуть радиационные пояса и проникать в атмосферу, что вызывает свечение.

Компоненты магнитного поля Земли

Магнитным полюсом называется точка, где силовые линии перпендикулярны земной поверхности, причем выходят они из северного полюса, а входят – в южный, такие полюса называются истинными магнитными полюсами ($N_{и.п.}$, $S_{и.п.}$).

На практике часто оказывается, что «измеренный» магнитный полюс строго вертикального поля – это не одна точка, а скорее целая область, в которой существуют множество отдельных полюсов с наклоном 90° (силовые линии перпендикулярны земной поверхности). Причина заключается в том, что на направление (и величину) магнитного поля над любой точкой поверхности оказывают дополнительное влияние ещё и небольшие локальные магнитные поля, порождённые собственной намагниченностью пород земной коры и осадочного чехла. В результате говорить о местоположении полюса с точностью до 1 км в большинстве случаев не имеет смысла [Дьяченко, 2003].

Оказывается, с точки зрения понятий принятых в физике, рядом с географическим северным полюсом в настоящее время находится южный магнитный полюс, а рядом с южным географическим – северный магнитный соответственно. Это весьма неудобно, поэтому ввели понятия условных северного и южного магнитного полюса ($N_{у.п.}$, $S_{у.п}$ или просто N и S), это те же магнитные полюса, только их названия соответствуют географической позиции. В дальнейшем, для удобства, под терминами северный и южный магнитный полюс будем подразумевать именно условные полюса.

По понятным причинам истинное магнитное поле Земли отличается от поля диполя, которым его часто описывают. Поэтому ввели еще одно понятие – геомагнитные полюса. *Геомагнитными полюсами* называются ($N_{г.п.}$, $S_{г.п.}$) точки пересечения земной поверхности и оси диполя, который наиболее близко описывает магнитное поле Земли (рис. 1.5.).

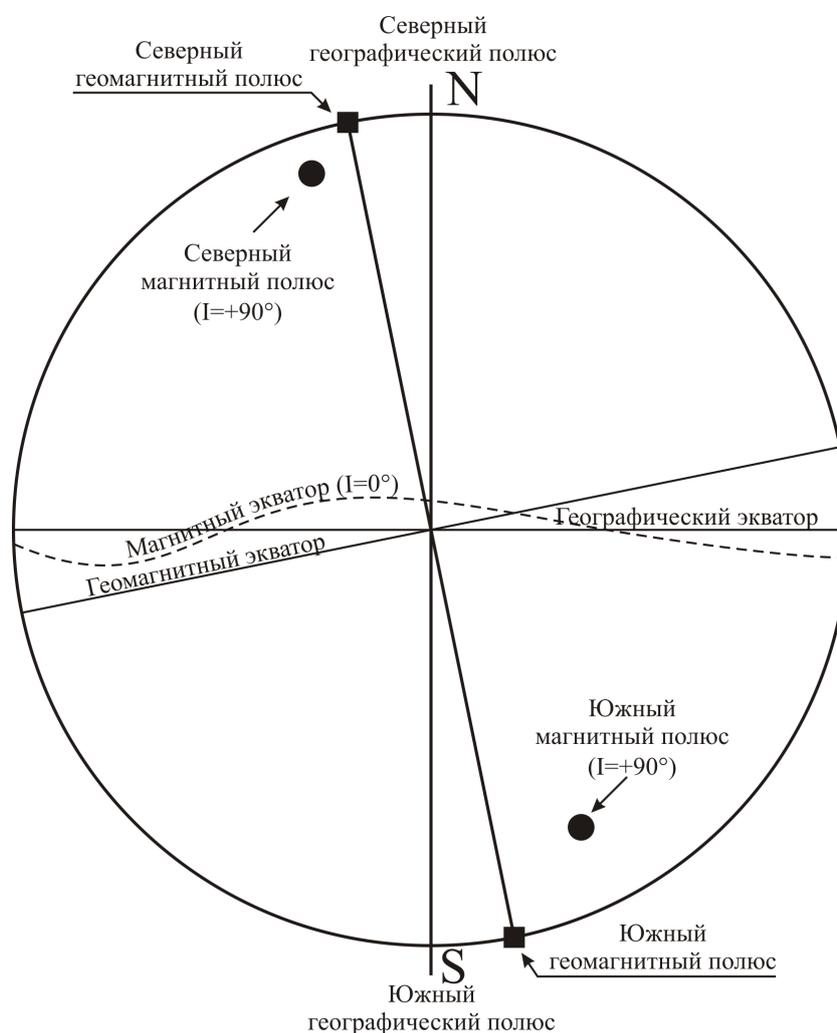


Рис. 1.5. Магнитные полюса и экватор

В любой точке магнитное поле Земли можно представить как вектор \vec{T} , который, как и любой вектор, характеризуется модулем и направлением. Вектор \vec{T} , или полный вектор магнитного поля Земли, направлен по касательной к силовой линии магнитного поля, проходящей в данной точке.

Вектор \vec{Z} можно разложить на компоненты в ортогональной системе координат где ось x направлена на север, ось y – на восток, а z – вертикально (по отвесу) вниз, такая система координат соответствует прямоугольной геодезической. Проекция вектора \vec{T} на ось z или на отвесную линию, направленную вертикально вниз называется *вертикальной* компонентой \vec{Z} (рис. 1.7, 1.8).. То есть в глобальном масштабе \vec{Z} по сути радиальная компонента. Чтобы спроецировать \vec{T} на оси x и y определим сначала *горизонтальную* компоненту \vec{H} , которая является проекцией вектора \vec{T} на горизонтальную плоскость. Если рассматривать поле на небольшой площади, то горизонтальная плоскость соответствуют плоскости поверхности земного геоида (рис. 1.7, 1.8). Горизонтальная компонента направлена на магнитный северный полюс. Именно по вектору \vec{H} ориентируется стрелка компаса. Если спроецировать вектор \vec{H} на направление на север (ось x) и на восток (ось y), то получим северную \vec{X} и восточную \vec{Y} компоненты соответственно. Выделяют также два угла – магнитное склонение и магнитное наклонение. *Магнитное наклонение* (I) – угол между полным вектором магнитного поля \vec{T} и горизонтальной плоскостью (горизонтальной составляющей МПЗ). *Магнитное склонение* (D) – угол между плоскостями географического и магнитного меридиана.

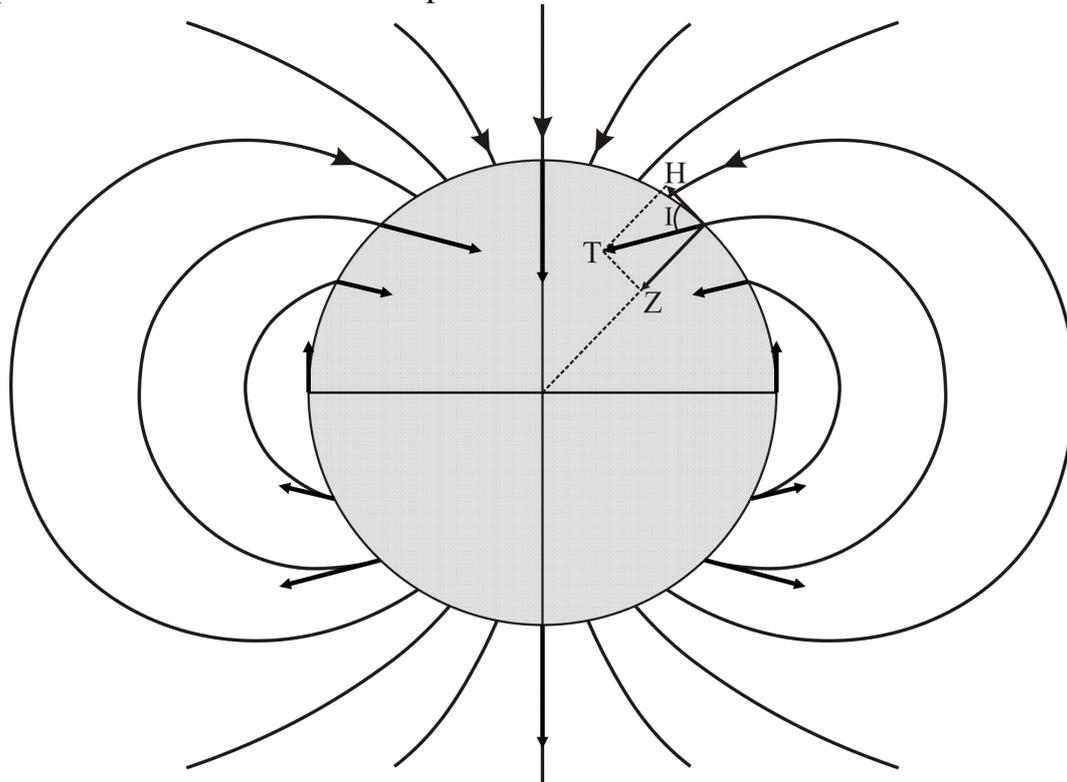


Рис. 1.7. Магнитное поле Земли и распределение вектора \vec{T} на её поверхности.

Величина вектора \vec{T} полностью определяется тремя составляющими, наиболее часто используют:

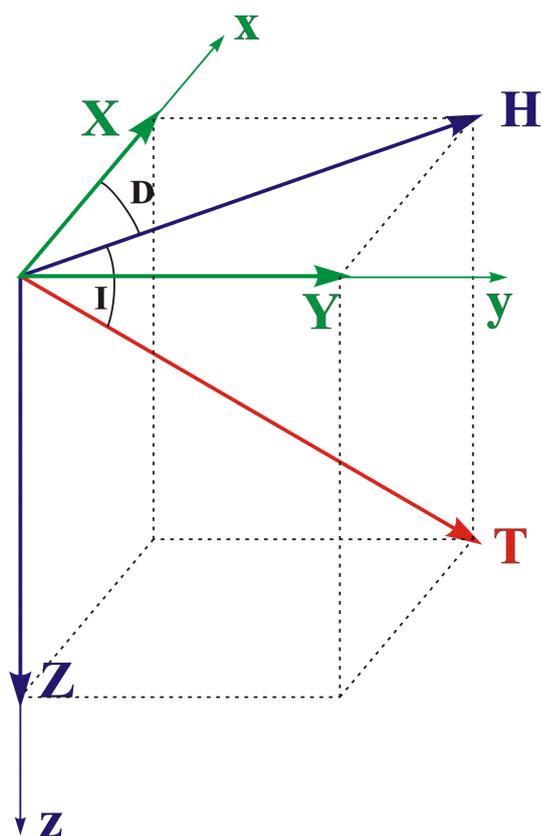


Рис. 1.8. Компоненты магнитного поля Земли.

- три составляющие \vec{X} , \vec{Y} , \vec{Z} ;
- две составляющие и один угол – \vec{H} , D , \vec{Z} или \vec{H} , I , \vec{Z} ;
- два угла и одну компоненту – D , I , \vec{Z} или D , I , \vec{H} .

Разложение поля на компоненты \vec{X} , \vec{Y} , \vec{Z} соответствует декартовой системе координат; \vec{H} , D , \vec{Z} – цилиндрической, а \vec{T} , I , D – сферической.

Отметим, что обозначение компонент не случайно и имеет мнемонический смысл, так Т происходит от слова «total» (англ. полный), Н – horizontal (англ. горизонтальный), D – declination (англ. склонение), I – inclination (англ. наклонение). Северная, восточная и вертикальная компоненты обозначаются соответственно в декартовой системе координат. В зарубежной литературе часто встречается обозначение полного вектора магнитного поля латинской буквой F, однако смысл от этого не меняется, так как происходит

это от слова «full» – полный.

Обратим внимание читателя на то, что во многих литературных источниках, действующих в рамках системы единиц СГС, приведенные обозначения применяются для напряженности. Здесь и далее обозначения \vec{T} , \vec{H} , \vec{X} , \vec{Y} , \vec{Z} будут применяться для индукции (или \vec{B}_T , \vec{B}_H , \vec{B}_X , \vec{B}_Y , \vec{B}_Z), для напряженности будем использовать традиционное обозначение H, с нижним индексом компоненты: \vec{H}_T , \vec{H}_H , \vec{H}_X , \vec{H}_Y , \vec{H}_Z .

Плоскость, в которой лежат векторы \vec{H} и \vec{T} называют *плоскостью магнитного меридиана*. Линия сечения поверхности Земли плоскостью магнитного меридиана является *магнитным меридианом*. Магнитные меридианы сходятся в магнитных полюсах. Магнитный азимут – угол между направлением магнитного меридиана в данной точке и заданным направлением.

Исходя из приведенных данных, справедливы следующие зависимости:

$$\begin{aligned}
 T &= \sqrt{Z^2 + H^2} = \sqrt{X^2 + Y^2 + Z^2}; \\
 H &= T \cos I; \quad Z = T \sin I; \quad I = \arctg(Z/H); \\
 X &= H \cos D; \quad Y = H \sin D; \quad D = \arctg(Y/H).
 \end{aligned}
 \tag{1.25}$$

Математика: Действия с векторами.

Суммой векторов \mathbf{a} и \mathbf{b} называется третий вектор \mathbf{c} , получаемый следующим образом: в произвольное O проносится параллельно самому себе один из векторов, например \mathbf{b} , второй вектор \mathbf{a} переносится параллельно самому себе так, что бы его начало совпало с концом первого, соединяя начало вектора \mathbf{b} и конец вектора \mathbf{a} , получим вектор \mathbf{c} . Эта схема называется правилом треугольника (рис. 1.9.а) [Выгодский, 2005].

По правилу параллелограмма оба вектора \mathbf{a} и \mathbf{b} переносятся параллельно самим себе так, чтобы их начала совпадали. Тогда вектор суммы задаётся диагональю построенного на них параллелограмма, исходящей из их общего начала (рис. 1.9.б).

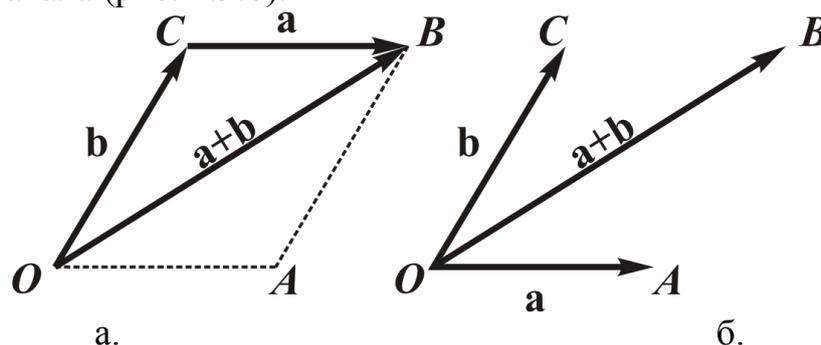


Рис. 1.9. Сложение векторов.

Векторным произведением вектора \mathbf{a} на вектор \mathbf{b} называется вектор \mathbf{c} , удовлетворяющий следующим требованиям: длина вектора \mathbf{c} равна произведению длин векторов \mathbf{a} и \mathbf{b} на синус угла φ между ними $|\vec{\mathbf{a}} \times \vec{\mathbf{b}}| = |\vec{\mathbf{a}}||\vec{\mathbf{b}}|\sin\varphi$, вектор \mathbf{c} ортогонален каждому из векторов \mathbf{a} и \mathbf{b} , вектор \mathbf{c} направлен так, что тройка векторов \mathbf{abc} является правой [Корн, 1975]. Обозначается произведение векторов как:

$$\vec{\mathbf{c}} = [\vec{\mathbf{a}}\vec{\mathbf{b}}] = [\vec{\mathbf{a}}, \vec{\mathbf{b}}] = \vec{\mathbf{a}} \times \vec{\mathbf{b}}$$

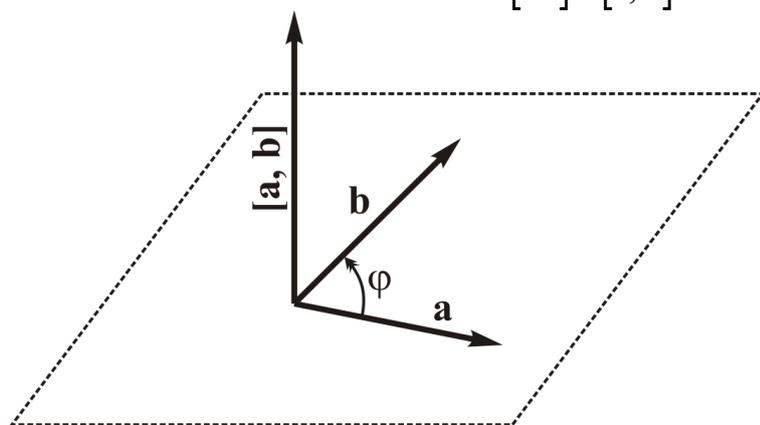


Рис. 1.10. Произведение векторов.

Система трех векторов \mathbf{a} , \mathbf{b} , \mathbf{c} называется **правой**, если поворот вектора \mathbf{a} , совмещающий его по кратчайшему пути с вектором \mathbf{b} , совершается против часовой стрелки для наблюдателя, глаз которого помещается в точке на конце вектора \mathbf{c} .

Нормальное и аномальное магнитное поле Земли

Магнитное поле на поверхности земли может быть представлено в виде векторной суммы [Логачев, Захаров, 1979]:

$$\vec{T} = \vec{T}_0 + \vec{T}_m + \vec{T}_a + \vec{T}_e + \delta\vec{T} \quad 1.26.$$

где \vec{T}_0 – поле однородного намагничивания земного шара (дипольное поле), \vec{T}_m – поле, вызванное неоднородностью глубоких слоев земного шара (недипольное, или материковое), \vec{T}_a – поле, обусловленное неоднородностью земной коры (аномальное), \vec{T}_e – поле, связанное с внешними причинами, $\delta\vec{T}$ – поле вариаций. Каждая из составляющих поля несет информацию как о поле и его источнике, так и о среде, где данный источник расположен.

Сумму $\vec{T}_0 + \vec{T}_m$ называют главным магнитным полем Земли (ГМП), его вклад в наблюдаемое поле составляет около 95%. А величину $\vec{T}_n = \vec{T}_0 + \vec{T}_m + \vec{T}_e$ – нормальным магнитным полем Земли, однако величина \vec{T}_e очень мала, её вклад в суммарное поле составляет не более 1%, поэтому ей часто пренебрегают на практике и нормальным полем считают главное. Представлять МПЗ принято в виде изолиний, то есть линий равных значений, изолинии индукции магнитного поля называются *изодинамами* (рис.1.11), изолинии магнитного склонения называются *изогонами*, а наклонении – *изоклинами*.

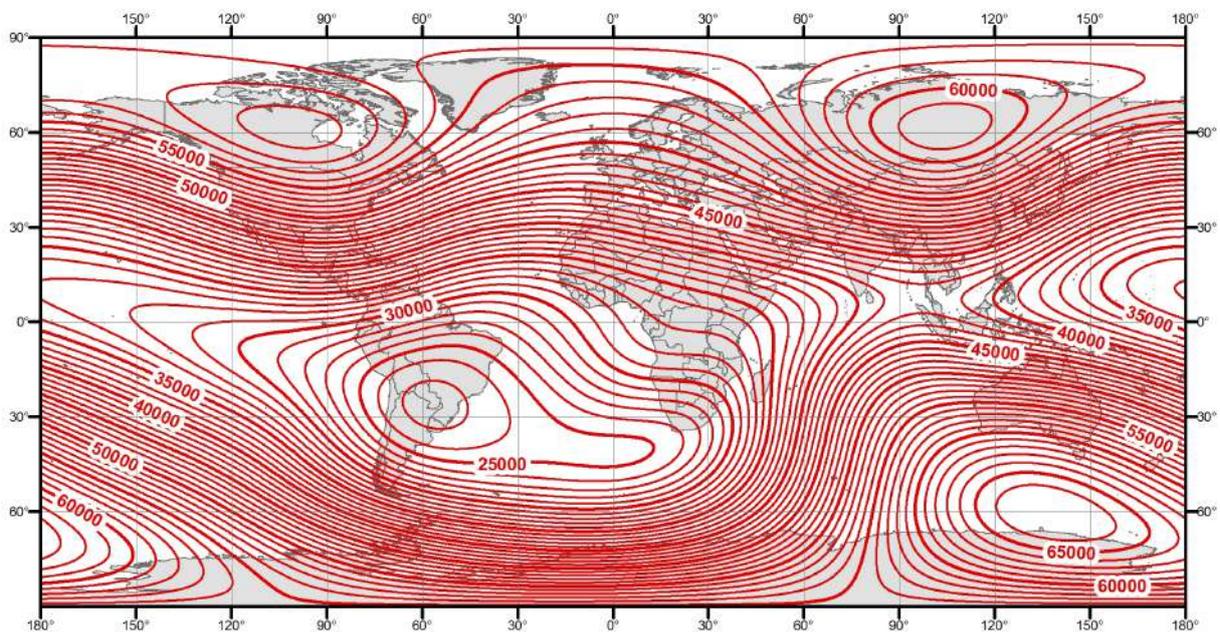


Рис. 1.11. Карта изодинам модуля полного вектора нормального магнитного поля T , модель WMM, эпоха 2010. [по данным [NOAA](http://noaa.gov)].

Аномальное поле, также не однородно по своей природе. $\vec{T}_a = \vec{T}'_a + \vec{T}''_a$ – аномальное магнитное поле (АМП), где \vec{T}'_a – региональная аномалия, обусловленная глубокими слоями земной коры и распространяющаяся на большие площади, \vec{T}''_a – локальная (местная) аномалия, обу-

словленная менее глубокими слоями, которые в прикладных исследованиях, как правило, и являются объектами, например, рудные тела, или рудоконтролирующие структуры.

Если требуется выделить локальную аномалию, то под нормальным магнитным полем подразумевают

$$\vec{T}_n = \vec{T}_0 + \vec{T}_m + \vec{T}_e + \vec{T}'_a$$

Градиент нормального магнитного поля или *нормальный градиент* – изменение нормального поля в заданном направлении. Нормальный градиент модулей компонент Z_n и H_n в меридиональном направлении для территории России составляет в среднем 5 нТл/км. Нормальный вертикальный градиент составляет около 20-30 нТл/км.

Происхождение магнитного поля Земли

Гипотез о происхождении магнитного поля Земли достаточно много, однако эта проблема не может считаться окончательно решенной. Однако любая гипотеза, претендующая на достоверность должна объяснять или, по крайней мере, не противоречить имеющимся фактам о строении Земли и ее магнитном поле.

Внутреннее строение Земли сейчас неплохо изучено с помощью сейсмических волн, возникающих от землетрясений и искусственных взрывов. Установлено, что до глубины 2900 км вещество сферических оболочек Земли твердое. От поверхности геоида до 60-80 км – это земная кора, представленная осадочными породами, а также гранитным и базальтовым слоем, далее до глубины 1000 км следует верхняя мантия, и нижняя мантия до глубины 2900 км. При этом на глубинах 2700 – 2900 отмечается узкая переходная зона от нижней мантии к верхней оболочке ядра [Короновский, 1996; Горшков, 1975].

До уровня 5120 км располагается внешняя оболочка ядра, где вещество обладает свойствами жидкости, так как через него не проходят поперечные сейсмические волны, в которых частицы колеблются перпендикулярно направлению распространения волны. Модуль сдвига в жидкости равен нулю, и именно поэтому внешнему ядру приписываются свойства жидкости. Внутреннее ядро определяется с глубины 5120 км и до центра Земли (6371 км) и состоит из твердого вещества.

Знания о главном магнитном поле Земли позволяют в первом приближении говорить о нем, как о дипольном с магнитным моментом равном $8,2 \cdot 10^{22}$ А/м и индукцией $T \approx 50$ мкТл. Средняя намагниченность земного шара составляет $J \approx 80$ А/м. При этом магнитное поле Земли носит не регулярный характер, так за последние 70 млн. лет инверсии происходили не менее трех раз за каждые миллион лет.

Хотя общепринятой на данный момент является гипотеза магнитного гидродинамо, все же рассмотрим несколько теорий, которые отражают эволюцию представлений о магнитном поле Земли и строении нашей пла-

неты.

Постоянная намагниченность (модель Гильберта, 1600 г.). Внешнее поле, создаваемое однородно намагниченной сферой, по форме напоминает поле диполя. Намагниченность, необходимую для создания поля, напряженность которого равна напряженности главного магнитного поля Земли, можно определить из формулы

$$M=J \cdot V,$$

если $M= 8,2 \cdot 10^{22}$ А/м, а $V \approx \frac{4}{3} \pi R^3 = \frac{4}{3} 3,14 \cdot (6,376)^3 = 1 \cdot 10^{21}$ м³, тогда

$$J = \frac{M}{V} \approx 80 \text{ А/м}.$$

Магнитная восприимчивость пород, имеющих такую намагниченность должна быть весьма велика и в естественном виде, пожалуй, встречается только у минерала магнетита, то есть, исходя из данной гипотезы, земной шар должен более чем на половину состоять из магнетита. Отметим также, что горные породы способны приобретать постоянную намагниченность главным образом, при температуре ниже точки Кюри, которая для разных минералов различна, но в среднем составляет 600°С.

Гипотеза ферромагнитного гироскопа была высказана Альбертом Эйнштейном, который предположил, что каждый атом ферромагнитного тела представляет из себя ферримагнитный гироскоп, который обладает кроме механического момента еще и магнитным моментом, совпадающим по направлению с механическим. Поэтому, при вращении какого-либо ферромагнитного тела, например стрежня, атомы-гироскопы будут обладать механическим моментом, который будет стремиться сориентировать свою ось по направлению оси вращения тела и после намагничивается. Возникающее магнитное поле можно оценить по формуле

$$H = ct_e n / e,$$

Где e – заряд электрона, m_e – масса электрона, n – число оборотов стрежня в секунду, c – скорость света.

Американский ученый Сэмуэл Браннет осуществил точные измерения величины магнитного момента, который возникал при вращении стержня. Его опыты показали, что намагниченность получается близкой к теоретической. Тогда, принимая для Земли $n = (1/8,6) \cdot 10^{-4}$ 1/с, получим величину намагниченности $J \approx 2 \cdot 10^{-8}$ А/м, что существенно меньше вышеуказанной намагниченности Земли. Поэтому данная теория себя не оправдала, но она была использована как составной элемент для современных теорий происхождения магнитного поля Земли.

Гипотеза Вальтера Эльзассера была первой гипотезой магнитного поля Земли, основанной на предположениях о внутреннем строении земного шара. Ученый предположил, что внутри ядра вследствие разности тем-



Вальтер Мориц
Эльзассер

ператур возникает вихревое движение, первоначально направленное вертикально, то есть по нормали к поверхности Земли. Однако под влиянием силы Кориолиса, которая перпендикулярна скорости движения жидкости, вихревые кольца располагаются в среднем в плоскостях, перпендикулярных оси вращения. По законам же адиабатического расширения верхние части вихря должны обладать более высокой температурой, чем нижние. Вследствие этого между верхними и нижними концами возникает постоянная разность температур, что приводит к появлению термоэлектродвижущей силы, а следовательно, возникает ток [Яновский, 1987]. Однако для возникновения термотоков необходимо еще наличие неоднородного состава жидкой массы. По мнению В. Эльзассера, такая неоднородность может возникнуть вследствие разности давлений в верхней и нижней частях вихря, которая может привести к фазовым превращениям вещества. Так как направление тока в этом случае будет совпадать с направлением вихревого движения, ось которого, как мы видели, должна быть параллельной оси вращения, то и направление вектора магнитного поля, образуемого термо-током, должно совпадать с осью вращения или близко к ней [Яновский, 1987].



Яков Ильич
Френкель

Гипотеза магнитного гидродинамо основана на признании существования жидкого внешнего ядра. Гипотеза была высказана советским физиком Яковом Френкелем, который предположил, что образование токов в ядре должно происходить путем индукции при вихревом движении металлических масс ядра в магнитном поле, которое создается самими токами и непрерывно ими регенерируется. Подобный процесс происходит в динамо-машинах, поэтому сама теория получила название *динамо-эффекта*.

Для начала подобного процесса необходимо начальное, хотя бы очень слабое, магнитное поле, которое может *генерироваться гиромангнитным эффектом*, когда вращающееся тело намагничивается в направлении оси его вращения [Яновский, 1978; Короновский, 1996].

Формирование магнитного поля Земли объясняется с помощью модели магнитного гидродинамо. В первоначальном слабом магнитном поле B_0 , направленном вдоль оси, вращается проводящий диск. Между щеткой K и осью вращения согласно закону индукции

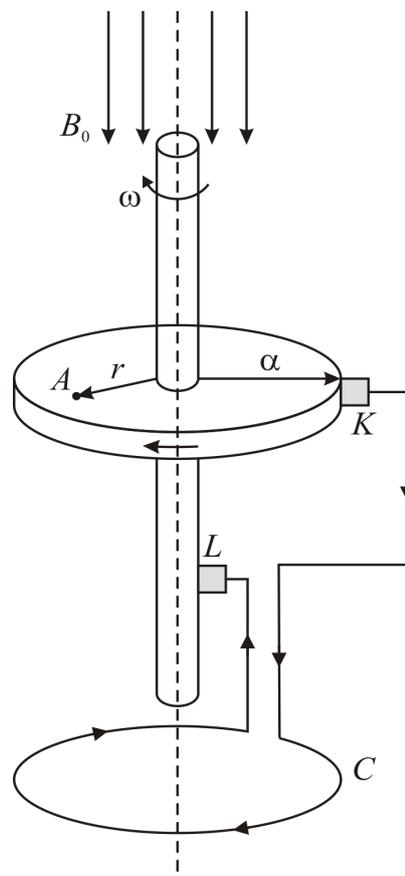


Рис.1.12. Принцип гидромагнитного динамо.

Фарадея, образуется разность потенциалов, что вызывает электрический ток в контуре C . Возникшее при этом магнитное поле будет его усиливать, и тем больше, чем быстрее вращение [Короновский, 1996].

Данная модель объясняет процесс образования магнитного поля, но имеет ряд недостатков, в частности она не объясняет наличие западного дрейфа магнитного поля и влияние конвективных вихрей, которые не дадут токовому контуру расположиться параллельно экваториальной плоскости. Усовершенствовал эту модель английский ученый Эдвард Буллард, предположив, что ядро состоит из внутренней твердой и внешней жидкой фаз, причем, ядро вращается вокруг оси с меньшей скоростью, чем оболочка. Разность скоростей соответствует скорости западного дрейфа, а вихревые кольца в жидкой части ядра располагаются в меридианальных плоскостях. Наличием токов в меридианальной плоскости можно также объяснить и недипольную составляющую.

Усовершенствованная Буллардом теория динамо на сегодняшний день наиболее приемлема, поскольку не противоречит современным представлениям о строении Земли и магнитном поле.

Аналитическое представление магнитного поля Земли

Одной из первых задач при изучении магнитного поля Земли является представление его в виде аналитической зависимости компонент поля от пространственных координат точек земной поверхности или околоземного пространства. Такое представление возможно, когда известны причины, вызывающие магнитное поле.

Поле однородно намагниченного шара. Первой попыткой такого представления была работа профессора Казанского университета И. Симонина, появившаяся в 1835 г. В этой работе И. Симонов, основываясь на результатах наблюдений того времени, высказал предположение, что магнитное поле Земли является полем однородно намагниченного шара, магнитная ось которого проходит через центр земного шара. Таким образом, решение поставленной задачи заключалось в нахождении поля однородно намагниченного шара как функции координат, что и было сделано [Яновский, 1978].

Магнитный момент однородно намагниченного выражается формулой $M = VJ = \frac{4}{3}\pi R^3 J$, а потенциал $U = \frac{1}{4\pi} M \frac{1}{r^2} \cos \theta$, где θ – угол между осью магнита OQ и направлением радиуса вектора $OP=r$ (рис. 1.13.). Ось вращения земли ON составляет с магнитной осью OQ угол $90^\circ - \varphi$. Из сферического треугольника PQN можем найти

$$\cos \theta = \sin \varphi \sin \varphi_0 + \cos \varphi \cos \varphi_0 \cos(\lambda - \lambda_0),$$

где φ и λ – широта и долгота точки P , а φ_0 и λ_0 – широта и долгота точки Q , следовательно

$$U = \frac{1}{4\pi} \frac{M}{r^2} [\sin \varphi \sin \varphi_0 + \cos \varphi \cos \varphi_0 \cos(\lambda - \lambda_0)].$$

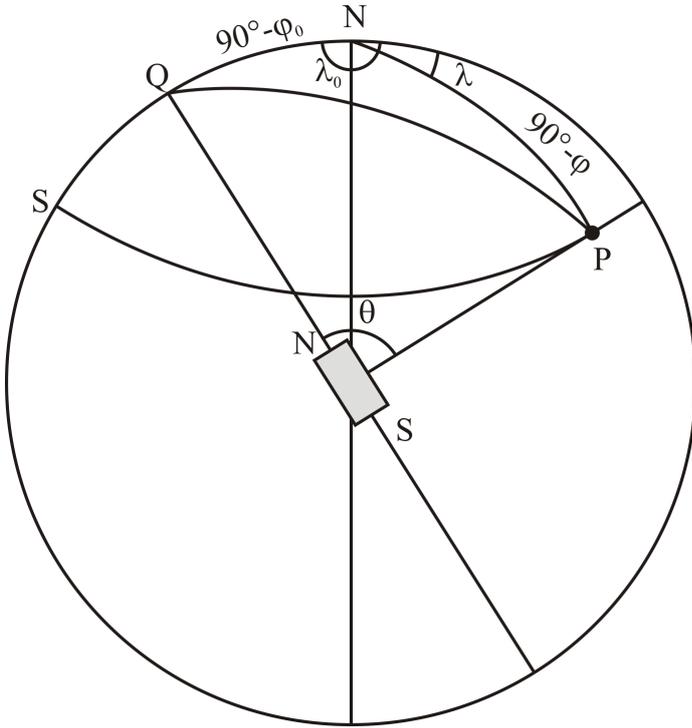


Рис.1.13. К выводу потенциала магнитного поля Земли.

Введем следующие обозначения:

$$\begin{aligned} g_1^0 &= \frac{1}{4\pi} \frac{4}{3} \pi J \sin \varphi_0 = \frac{1}{4\pi} \frac{M}{R^3} \sin \varphi_0; \\ g_1^1 &= \frac{1}{4\pi} \frac{4}{3} \pi J \cos \varphi_0 \cos \lambda_0 = \frac{1}{4\pi} \frac{M}{R^3} \cos \varphi_0 \cos \lambda_0; \\ h_1^1 &= \frac{1}{4\pi} \frac{4}{3} \pi J \cos \varphi_0 \sin \lambda_0 = \frac{1}{4\pi} \frac{M}{R^3} \cos \varphi_0 \sin \lambda_0; \end{aligned} \quad 1.27.$$

тогда

$$U = \frac{R^3}{r^2} [g_1^0 \sin \varphi + (g_1^1 \cos \lambda + h_1^1 \sin \lambda) \cos \varphi]. \quad 1.28.$$

Так как дуга NP по сути является географическим меридианом, проходящим через точку P , то составляющая в направлении N будет не что иное, как северная составляющая X , также дуга SP является параллелью, тогда восточная составляющая Y направлена по дуге SP . И последняя составляющая в направлении радиус-вектора r – вертикальная составляющая Z . Поэтому напряженности компонент можно выразить как

$$H_X = -\frac{1}{r} \frac{\partial U}{\partial \varphi}, \quad H_Y = -\frac{1}{r \cos \varphi} \frac{\partial U}{\partial \lambda}, \quad H_Z = -\frac{\partial U}{\partial r}. \quad 1.29.$$

Дифференцируя получим

$$\begin{aligned} H_X &= -g_1^0 \cos \varphi + (g_1^1 \cos \lambda + h_1^1 \sin \lambda) \sin \varphi, \\ H_Y &= g_1^1 \sin \lambda - h_1^1 \cos \lambda, \end{aligned} \quad 1.30.$$

$$H_Z = 2[g_1^0 \sin \varphi + (g_1^1 \cos \lambda + h_1^1 \sin \lambda) \cos \varphi].$$

Где g_1^0 , g_1^1 и h_1^1 – некоторые постоянные коэффициенты, не зависящие от положения точки Р на поверхности Земли, φ_0 и λ_0 – координаты точки пересечения с поверхностью земного шара.

Расхождения значений элементов земного магнетизма, вычисленных по этим формулам, с реальными для некоторых точек оказываются очень значительными, но в целом совпадение таково, что можно считать гипотезу однородного намагничивания Земли в первом приближении справедливой.

Представление магнитного поля в виде ряда. Следующим крупным шагом в аналитическом представлении земного магнитного поля явилась теория, предложенная К. Гауссом в 1838 г. Эта теория имела целью представить магнитное поле Земли как функцию координат данной точки, оставляя совершенно в стороне физические причины возникновения этого поля [Яновский, 1978].

Основанием теории Гаусса является предположение о том, что магнитное поле Земли вызывается источниками, которые находятся внутри земного шара и поэтому имеют потенциальный характер

$$U = \sum_{n=1}^{\infty} \left(\frac{1}{r^{n+1}} \right) \sum_{m=0}^n (a_n^m(t) \cos m\lambda + b_n^m(t) \sin m\lambda) P_n^m(\cos \theta), \quad 1.31.$$

где, a_n^m и b_n^m – некоторые коэффициенты, а P_n^m – присоединенный полином Лежандра степени n , порядка m (рис. 1.14.), r – расстояние от центра шара до точки наблюдения.

Введем такие обозначения:

$$a_n^m = R_E^{n+2} g_n^m, \quad b_n^m = R_E^{n+2} h_n^m,$$

где R_E – радиус Земли. Тогда

$$U = R_E \sum_{n=1}^{\infty} \left(\frac{R_E}{r} \right)^{n+1} \sum_{m=0}^n (g_n^m \cos m\lambda + h_n^m \sin m\lambda) P_n^m(\cos \theta). \quad 1.32.$$

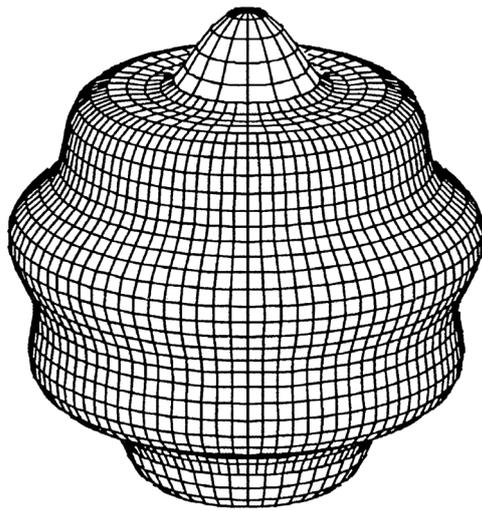
Для точек, находящихся на поверхности шара, $r=R_E$, и поэтому

$$U = R_E \sum_{n=1}^{\infty} \sum_{m=0}^n (g_n^m \cos m\lambda + h_n^m \sin m\lambda) P_n^m(\cos \theta). \quad 1.33.$$

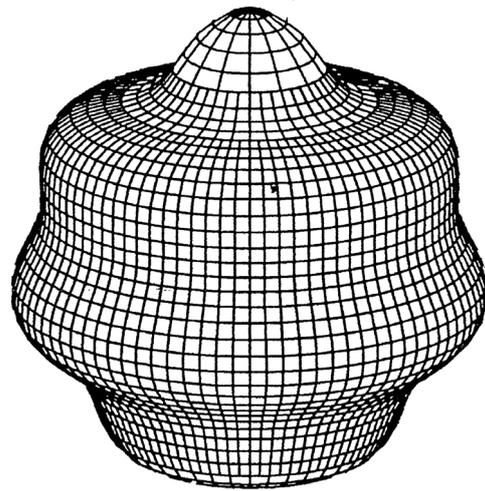
Этот ряд носит название сферического гармонического ряда.

Дифференцируя выражения по соответствующей координате, можно найти компоненты напряженности полного вектора магнитного поля.

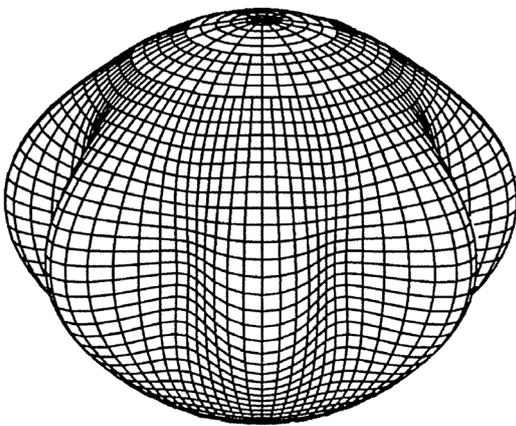
Для вычисления коэффициентов g_n^m и h_n^m нужно иметь не менее N уравнений и, следовательно, располагать наблюдениями одной компоненты не менее чем в N точках или данными о трех компонентах по наблюдениям не менее чем в $N/3$ точках. Таким образом, практически длина сферического гармонического ряда определяется не только сходимостью ряда, но и наличием экспериментального материала.



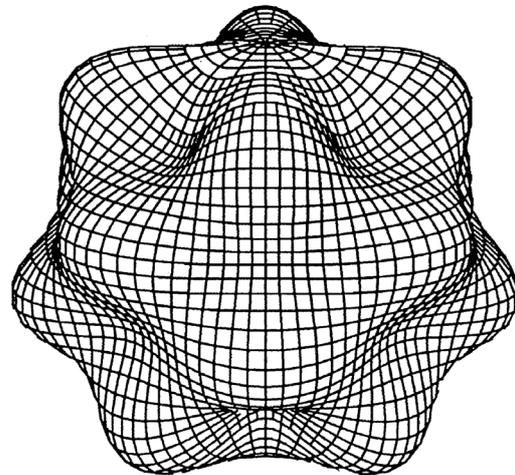
$$P_9^0(\cos\theta)$$



$$P_7^0(\cos\theta)$$



$$P_7^7(\cos\theta)\cos 7\varphi$$



$$P_7^4(\cos\theta)\cos 4\varphi$$

Рис.1.14. Некоторые гармоники нормального магнитного поля Земли [Ronald, 1996]

Модели магнитного поля Земли

Существует великое множество геомагнитных моделей, которые создаются различными геофизическими организациями, например, региональные геомагнитные модели, описывают главное поле Земли только на территории отдельно взятых стран. Глобальные модели тоже имеют разное назначение. Одни не очень точны, зато работают на больших временных интервалах (так называемые исторические модели), другие имеют прецизионную точность, но требуют постоянного уточнения. Среди этого множества моделей выделяют некоторые глобальные модели, которые принимаются международными коллективами геофизиков в качестве универсальных и общепотребимых. Остановимся на одной из самых известных.

Модель *International Geomagnetic Reference Field (IGRF)* – Международное эталонное геомагнитное поле (МЭГП) предназначена для эмпи-

рического представления магнитного поля Земли и рекомендована к использованию специальной рабочей группой Международной ассоциации по геомагнетизму и аэронавтике (International Association of Geomagnetism and Aeronomy – [IAGA](#)).

Модель IGRF представляет основное поле без внешних источников. Модель использует обычное гармоническое распространение скалярного потенциала в геоцентрических координатах. Коэффициенты IGRF рассчитываются, основываясь на всевозможных источниках данных, включая геомагнитные измерения, проведенные обсерваториями, ракетами, летательными аппаратами и спутниками, а также привлекает данные глубоководных исследований земной коры. Модель пересматривается каждые 5 лет, путем пересмотра коэффициентов, таким образом, каждые 5 лет меняется поколение модели. На момент написания пособия последней версией модели является IGRF-11, основанная на данных 1945-2010 годов и пригодная для прогнозов расчетов поля с 1900 по 2015 годы.

Для расчетов потенциала магнитного поля используется ряд Гаусса:

$$U(r, \theta, \lambda, t) = R_E \sum_{n=1}^{N_{\max}} \left(\frac{R_E}{r} \right)^{n+1} \sum_{m=0}^n (g_n^m(t) \cos m\lambda + h_n^m(t) \sin m\lambda) P_n^m(\cos \theta). \quad 1.34.$$

где r – расстояние от центра Земли, θ – дополнение географической широты, то есть полярный угол, λ – долгота, R – стандартный радиус Земли (6371,2 км), $g_n^m(t)$ и $h_n^m(t)$ – коэффициенты Гаусса, зависящие от времени t . P_n^m – присоединенный полином Лежандра степени n , порядка m нормированный по А. Шмидту.

Таблица.1.2.

Поколения модели IGRF

Поколение модели	Год принятия	Предел расчетов	По данным
1	2	3	4
IGRF-11	2010	1900-2015	1945-2010
IGRF-10	2005	1900-2010	1945-2000
IGRF-9	2003	1900-2005	1945-2000
IGRF-8	1999	1900-2005	1945-1990
IGRF-7	1995	1900-2000	1945-1990
IGRF-6	1991	1945-1995	1945-1985
IGRF-5	1987	1945-1990	1945-1980
IGRF-4	1985	1945-1990	1965-1980
IGRF-3	1981	1965-1985	1965-1975
IGRF-2	1975	1955-1980	-
IGRF-1	1969	1955-1975	-

Не рекомендуется использовать термин IGRF без ссылки на поколение

ние, так как позднее будет трудно установить, какие коэффициенты были использованы в расчетах.

Существуют и другие модели магнитного поля Земли, основанные на разложении магнитного потенциала в сферические гармоники. Например, модель *Tsyganenko Magnetic Field Model* представляет собой полуэмпирическое представление магнитного поля, основанное на большом массиве спутниковых измерений (IMP, HEOS, ISEE, POLAR, Geotail и т.д.) [<http://modelweb.gsfc.nasa.gov/magnetos/tsygan.html>]. Модель учитывает влияние внешних магнитосферных источников: кольцевого тока, системы токов хвоста магнитосферы, токов магнитопаузы и широкомасштабной системы продольных токов. Модель *World Magnetic Model (WMM)* представляет главное магнитное поле Земли. Модель поддерживается Агентством геопро пространственной разведки Соединенных Штатов (United States' National Geospatial-Intelligence Agency – NGA) и Географическим центром министерства обороны Соединенного Королевства (United Kingdom's Defence Geographic Centre – DGC).

Если говорить в общем, хорошие современные модели, такие как IGRF или WMM (World Magnetic Model – WMM), имеют точность в пределах 30' для магнитного склонения и наклонения и в пределах 0,2 мкТл по интенсивности. Но существуют, хотя и редко, аномалии с отклонением более 10° от этих моделей. Чаще встречаются локальные магнитные аномалии в 3–4°, но, как правило, в очень ограниченных областях.

Переменная составляющая магнитного поля Земли

Вариации ($\delta\vec{T}$), или переменная составляющая магнитного поля, по сравнению с главным магнитным полем Земли, имеют величину не такую значительную. Тем не менее, для магниторазведки их учет является необходимым, так как они соизмеримы с аномальными полями и могут вносить существенные искажения в наблюдаемые данные. А долгосрочные наблюдения за изменениями магнитного поля дают возможность судить о происхождении самого магнитного поля Земли.

Иногда изменения магнитного поля происходят плавно, подчиняясь определенной закономерности, иногда они имеют беспорядочный характер. В таком случае периоды, амплитуды и фазы вариаций непрерывно меняют свое значение. В первом случае изменения или вариации называются спокойными или *невозмущенными*, а во втором – *возмущенными*.

Вариации по времени бывают: *быстрые*, обусловлены токами в верхних слоях атмосферы; *медленные* (вековые), связанные с источниками внутри земного шара; *магнитные бури*, кратковременные изменения, обусловленные влиянием ионосферных процессов, их продолжительность от нескольких часов до нескольких суток.

Классификация вариаций приведена в таблице 1.3.

Таблица 1.3.

Классификация вариаций магнитного поля Земли и их классификация

По времени	По предсказуемости	Вариация	Период	nГл
1	2	2	3	4
Магнитные бури	Возмущенные	Периодические: возмущенные солнечносуточные и короткопериодические колебания (КПК)	0,01 с – 100	1 - 100
		Непериодические: аперриодическая возмущенная вариация.	0,3 – 150 сек	0,1 – 300
		Бухтообразные	15 мин – 3 ч	30-200, (1000)
		Неправильные флюктуации – это следующие друг за другом изменения элементов земного магнетизма с различным периодом и амплитудой.	0,1 – 5000 сек	0,1 – 100
Быстрые	Спокойные (невозмущенные)	Солнечносуточные	24 ч	70
		Лунносуточные	25 ч	5
		Годовые	1 год	30
		Одиннадцатилетние	11 лет	
Медленные		Вековые вариации	n·10- n·1000 лет	100

Короткопериодные колебания, а также бухтообразные возмущения модулируются с суточной вариацией, образуя в результате суперпозиции вариаций различных по фазе и амплитуде сложную картину возмущенного геомагнитного поля [Ревякин и др., 1986]. Степень этого возмущения зависит от сезонной и одиннадцатилетней солнечной активности и характеризуется локальным индексом K (рис. 1.4.), который оценивается по девятибалльной шкале. K -индекс выражается в баллах и принимает значения от 0 до 9. Максимальный балл 9 соответствует очень сильному геомагнитному возмущению. Каждому баллу индекса K соответствуют амплитуда колебаний магнитных элементов за трехчасовой промежуток и поправка на спокойную суточную вариацию – индекс a (см. табл. 1.4.) [Ревякин и др., 1986; Заболотная, 2007]. Из-за того, что амплитуда колебаний увеличивается от экватора к полюсу, величина индекса a одного и того же K зависит от широты места измерений, поэтому применяется 12 шкал индекса K .

Источником вариаций магнитного поля в большинстве случаев являются внешние факторы, такие как движение Луны и обращение Земли

вокруг Солнца, создающие лунносуточные и солнечносуточные вариации, или солнечный ветер, способный создавать магнитные бури. Внутренние факторы, то есть процессы, происходящие внутри Земли определяют только вековые вариации.

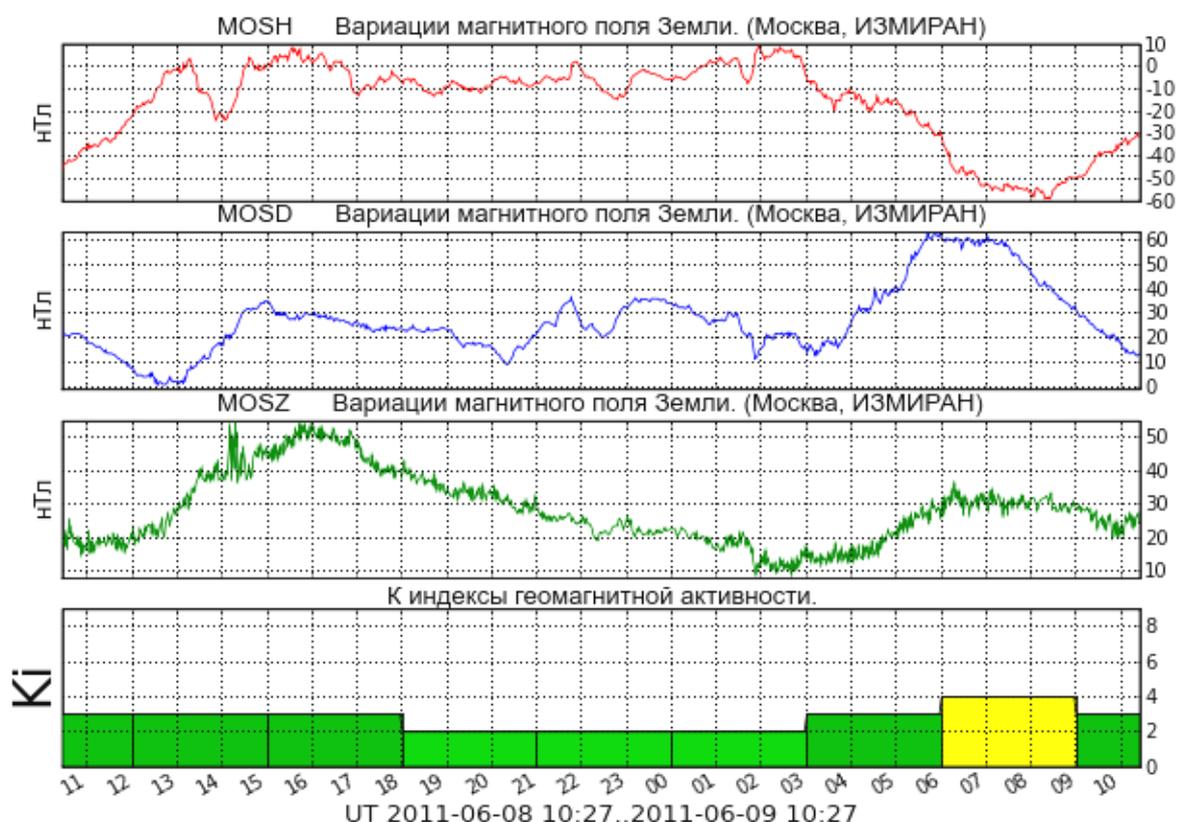


Рис.1.15. Вариации магнитного поля Земли [izmiran.ru]

Таблица 1.4.

Шкалы K-индекса геомагнитной активности [Заболотная, 2007]

Шкала	K-индекс										Широта*
	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	
1	0–25	25–50	50–100	100–200	200–350	350–600	600–1000	1000–1650	1650–2500	>2500	64–90
2	0–20	20–40	40–80	80–160	160–280	280–480	480–800	800–1300	1300–2000	>2000	65–80
3	0–18	18–36	36–72	72–144	144–252	252–432	432–720	720–1188	1188–1800	>1800	80
4	0–15	15–30	30–60	60–120	120–210	210–360	360–600	600–1000	1000–1500	>1500	30–83
5	0–12	12–25	25–50	50–100	100–175	175–300	300–500	500–825	825–1250	>1250	62
6	0–10	10–20	20–40	40–80	80–140	140–240	240–400	400–660	660–1000	>1000	60–83
7	0–8	8–15	15–30	30–60	60–105	105–180	180–300	300–500	500–750	>750	58–62

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
8	0–6	6–12	12–24	24– 48	48– 85	85– 145	145– 240	240– 400	400– 600	>600	55–58
9	0–5	5–10	10–20	20– 40	40– 70	70– 120	120– 200	200– 330	330– 550	>550	48–54
10	0–5	5–10	10–20	20– 40	40– 70	70– 120	120– 200	200– 330	330– 500	>500	36–57
11	0–4	4–8	8– 16	16– 30	30– 50	50– 85	85– 140	140– 230	230– 350	>350	31–47
12	0– 3	3– 6	6– 12	12–24	24– 40	40–70	70– 120	120– 200	200– 300	>300	0–40

*широта на которой применяются шкалы указана приблизительно. Пределы шкал даны в нанотеслах.

Наиболее медленные изменения магнитного поля Земли называют вековыми вариациями. *Вековые вариации*, которые еще называют *вековым ходом*, или *SV-вариациями* МПЗ – это изменение среднегодовых значений какого-либо элемента в течении нескольких лет, отнесенное к единице времени, в качестве которой выбран один год. Вековой ход не постоянен, а изменяется от эпохи к эпохе.

История наблюдений за магнитным полем Земли не так велика, в обсерваториях его постоянно измеряют лишь последние 100–150 лет, однако расположены обсерватории на поверхности Земли отнюдь неравномерно, и уж совсем недавно появилась возможность проводить постоянные измерения со спутников. Поэтому точность определения вековых вариаций разного периода различна, а наиболее хорошо изучены самые короткопериодные из них. Однако накопленный материал позволил проанализировать скорости изменения магнитного поля Земли. Для этого строятся карты изолиний векового хода или карты *изопор*. То есть *изопора* – линия равных скоростей изменения полного вектора магнитного поля.

Рассмотрение карт изопор показывает, что все изопоры концентрируются вокруг нескольких точек, называемых *центрами* или *фокусами векового хода*, где величина векового хода достигает максимального значения (рис.1.16.). Карты изопор мало напоминают общие карты магнитного поля Земли. Гораздо больше общих черт они обнаруживают с картами недипольного поля. Это свидетельствует о том, что вклад изменения дипольного поля в вековую вариацию относительно мал.

Особенностью поведения фокусов векового является их смещение к западу. Это явление получило название *западного дрейфа*, скорость которого по разным оценкам составляет 0,1-0,3° в год. Наряду с западным дрейфом существует явление распада фокусов векового хода и образование новых.

Магнитный момент Земли и географическое положение его полюсов (рис.1.17.) также изменяются во времени (таблица 1.5.). Имеющиеся данные показывают, что за сто лет произошло уменьшение магнитного момента Земли на 5% и перемещение магнитного полюса вдоль параллели на

5° к западу, наклон же магнитной оси к оси вращения остался без изменения, так как колебания в десятых долях градуса следует отнести за счет погрешности определений. Таким образом, магнитная ось как бы прецессирует относительно оси вращения Земли с угловой скоростью 0,05° в год. Этот факт дал возможность предполагать, что вековые вариации можно объяснить прецессией геомагнитной оси.

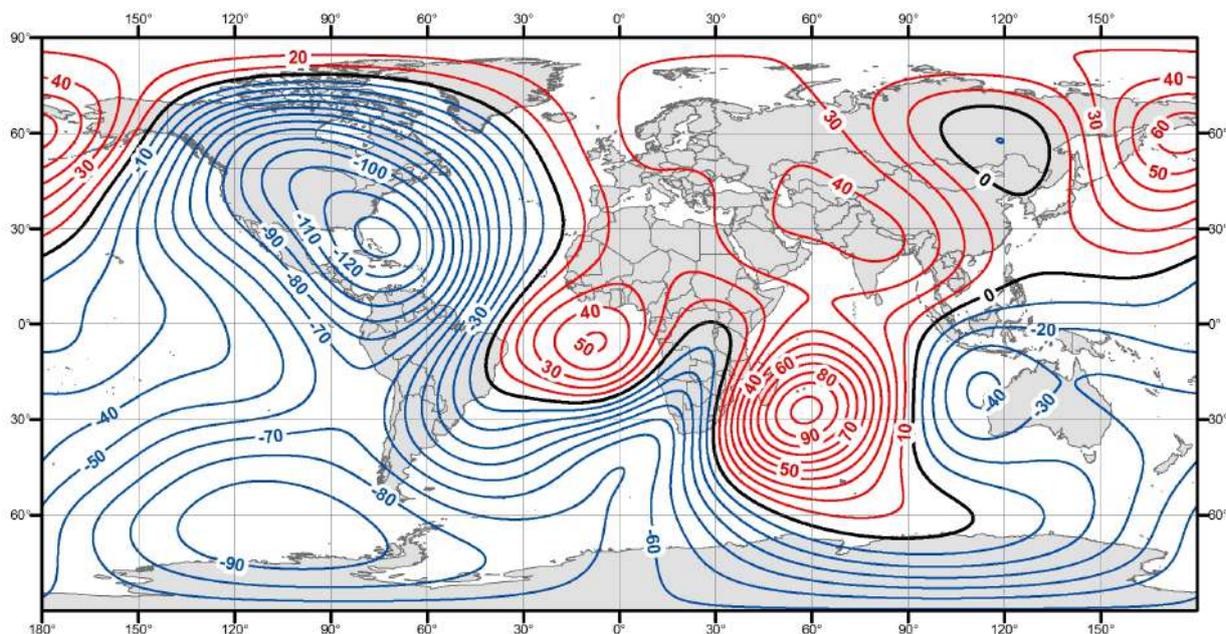
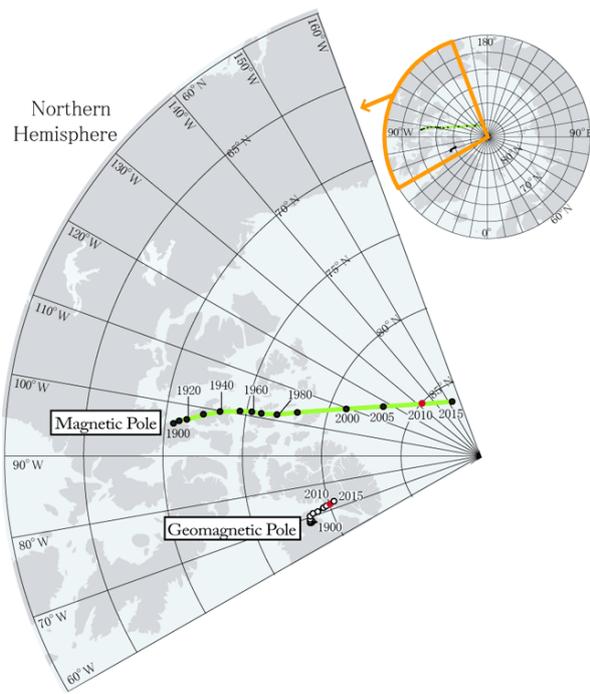


Рис. 1.16. Карта изопор T для эпохи 2010–2015 гг. по модели WMM2010 [по данным NOAA].

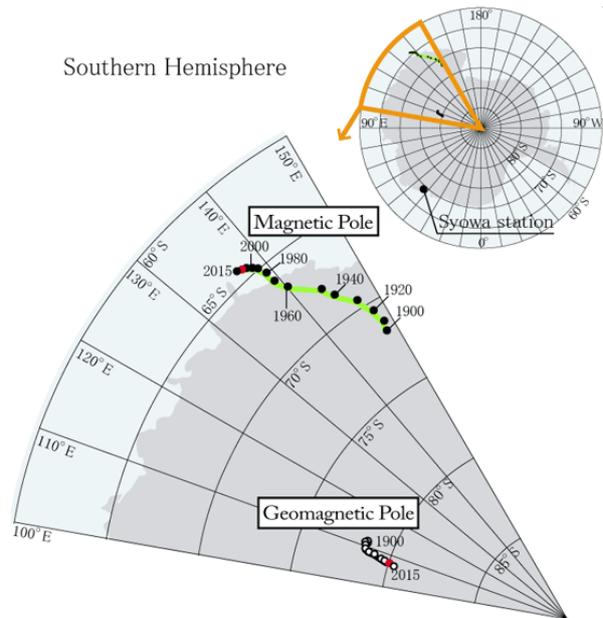
Таблица 1.5.

Координаты северного геомагнитного полюса и магнитный момент геоцентрического диполя планеты [Дьяченко, 2003]

Модель, год	С. ш.	В. д.	Момент, M (10^{15} Тл·м ³)	Модель	С. ш.	В. д.	Момент, M (10^{15} Тл·м ³)
1	2	3	4	5	6	7	8
1550	86°54'	25°54'	9,54	DGRF-55	78°28'	69°10'	8,05
1600	84°36'	29°42'	9,36	DGRF-60	78°31'	69°28'	8,02
1650	83°00'	37°42'	9,18	DGRF-65	78°32'	69°51'	8,00
1700	81°42'	45°24'	9,00	DGRF-70	78°35'	70°11'	7,97
1750	79°54'	54°36'	8,84	DGRF-75	78°41'	70°28'	7,94
1800	79°12'	59°00'	8,61	DGRF-80	78°49'	70°46'	7,91
1850	78°30'	64°24'	8,47	DGRF-85	78°58'	70°54'	7,87
1900	78°30'	68°00'	8,27	DGRF-90	79°08'	71°07'	7,84
DGRF-45	78°28'	68°32'	8,08	IGRF-95	79°18'	71°25'	7,81
DGRF-50	78°28'	68°51'	8,07	IGRF-2000	79°32'	71°34'	7,79



а.



б.

Рис. 1.17. Миграция северного (а) и южного (б) магнитного и геомагнитного полюсов в северном полушарии (по модели IGRF-11) [wdc.kugi.kyoto-u.ac.jp].

ГЛАВА 2.

МАГНИТНЫЕ СВОЙСТВА МИНЕРАЛОВ И ГОРНЫХ ПОРОД

Магниторазведка, как и все геофизические методы, основывается на дифференциации горных пород и руд по своим физическим свойствам. Основными магнитными характеристиками любой среды являются магнитная восприимчивость и намагниченность. Магнитная восприимчивость характеризуется возможностью минералов и пород намагничиваться под действием внешнего магнитного поля, а намагниченность – магнитный момент единицы объема породы.

Магнитные свойства минералов определяются химическим составом и структурой кристаллической решетки, а магнитные свойства горных пород зависят от их минерального состава, текстуры и структуры, температуры и давления и других параметров.

2.1. Основы теории магнетизма минералов

Известно, что по своим магнитным свойствам все вещества, а значит и минералы, можно разделить на три основных группы: диамагнетики, парамагнетики, ферромагнетики.

Диамагнетизм. Явление диамагнетизма возникает из-за того, что под действием магнитного поля, по закону электромагнитной индукции, в замкнутом контуре (которым в данном случае является движущийся по орбите электрон) возникают электродвижущая сила и дополнительный электрический ток. Этот ток создает магнитный момент, направленный по закону Ленца в сторону, обратную внешнему магнитному полю. Магнитные моменты отдельных электронов складываются, и суммарный магнитный момент единицы объема вещества, так же, как и магнитная восприимчивость, зависит от количества электронов у атома, размеров электронных орбит и от плотности упаковки атомов [Вахрамеев и др., 1997]. Таким образом, магнитная восприимчивость у минералов-диамагнетиков отрицательна, а значит магнитная проницаемость меньше единицы. Абсолютные значения магнитной восприимчивости диамагнитных веществ невысокие и редко достигают значений $-20 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ в основном составляя $-1(-3) \cdot 10^{-5}$ ед.СИ. Отметим, что магнитная проницаемость диамагнетиков будет меньше единицы.

К минералам-диамагнетикам относятся кварц, ортоклаз, самородные золото, ртуть и медь, а также нефть и вода. Некоторые диамагнитные минералы, их формула и значение магнитной восприимчивости приведены в таблице 2.1.

Таблица 2.1.

Магнитная восприимчивость диамагнитных минералов
[Дортман и др., 1984; Ерофеев и др., 2006]

Минерал	Формула	$\chi, \cdot 10^{-5}$ ед.СИ
1	2	3
Кварц	SiO_2	-1,6
Ортоклаз	$\text{K}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$	-0,6
Циркон	$\text{Zr}[\text{SiO}_4]$	-1,2
Галенит	PbS	-3,3
Касситерит	SnO_2	-2,0
Ковелин	CuS	-1,2
Флюорит	CaF_2	-1,2
Барит	BaSO_4	-1,8
Сфалерит	ZnS	- 6,5
Апатит	$\text{Ca}_5[\text{PO}_4]_3$	- 10,3
Графит	C	-0,5

Парамагнетизм – это явление, возникающее в веществах с некомпенсированными магнитными моментами и отсутствием магнитного атомного порядка. Атомы или молекулы в этом случае можно представить в виде элементарных постоянных магнетиков. При отсутствии внешнего магнитного поля упорядоченному расположению этих магнетиков препятствует тепловое движение, энергия которого на порядок выше энергии взаимодействия между магнетиками. Поэтому при обычных температурах магнитные моменты разупорядочены и результирующая намагниченность равна нулю.

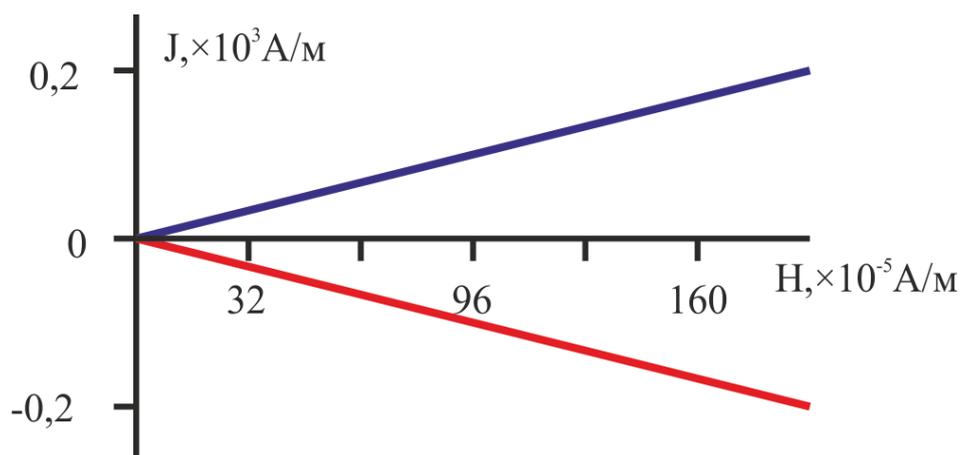


Рис.2.1. Графики намагничивания парамагнетиков и диамагнетиков [Добрынин, 1991].

Внешнее магнитное поле ориентирует магнитные моменты атомов. Направление преимущественной ориентации совпадает с направлением намагничивающего поля, поэтому намагниченность и магнитная восприимчивость у парамагнетиков являются положительными величинами.

К парамагнетикам относится большая группа минералов, в том числе породообразующих. Безжелезистые минералы (плагиоклазы, калиевые полевые шпаты, мусковит, скаполит, шпинель, топаз, и др.) имеют относительно низкую магнитную восприимчивость, не превышающую $10 \cdot 10^{-5}$ ед.СИ. Парамагнитная восприимчивость железосодержащих силикатов и алюмосиликатов (биотиты, амфиболы, хлориты, пироксены, оливины) связана главным образом с содержанием в них ионов железа. В химически чистых разностях оно достигает $20 \cdot 10^{-5}$ ед.СИ. Более высокие значения магнитной восприимчивости этих минералов, образованных в естественных условиях, обусловлены микропримесями в них ферромагнетиков, в основном – магнетита (табл. 2.2.).

Таблица 2.2.

Магнитная восприимчивость парамагнитных минералов
[по Дортман, 1982]

Минерал	Формула	$\chi, \cdot 10^{-5}$ ед.СИ
1	2	3
Безжелезистые		
Альбит	$\text{Na}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$	0
Микроклин	$\text{K}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$	0
Мусковит	$\text{KAl}_2[\text{AlSi}_3\text{O}_{10}] [\text{OH}]_2$	4–21
Топаз	$\text{Al}_2\text{SiO}_4(\text{F}, \text{OH})$	1,9
Корунд	Al_2O_3	1,8
Рутил	TiO_2	10,6
Шпинель	MgAl_2O_4	2,8
Железосодержащие		
Биотит	$\text{K}(\text{Mg}, \text{Fe})_3[\text{Si}_3\text{AlO}_{10}] [\text{OH}, \text{F}]_2$	(10–100)/30
Флагопит	$\text{KMg}_3[\text{Si}_3\text{AlO}_{10}] \cdot [\text{F}, \text{OH}]$	(25–100)/50
Амфиболы	-	(10–140)/60
Пироксены	-	(30–450)/80
Оливин	-	1–2000

Ферромагнетизм, ферримагнетизм и антиферромагнетизм. Существуют вещества, обладающие и в отсутствие внешнего магнитного поля определенным атомным магнитным порядком. Он проявляется в параллельной или антипараллельной ориентации спиновых магнитных моментов соседних атомов в существовании спонтанной (самопроизвольной) намагниченности. Это свойство характерно для металлических кристаллов, сплавов и соединений переходных элементов. [Вахромеев и др., 1997].

Среди веществ обладающих атомным магнитным порядком выделяют: ферромагнетики и антиферромагнетики. В классе антиферромагнетиков выделяют также ферримагнетики и слабые ферромагнетики (рис. 2.2.).

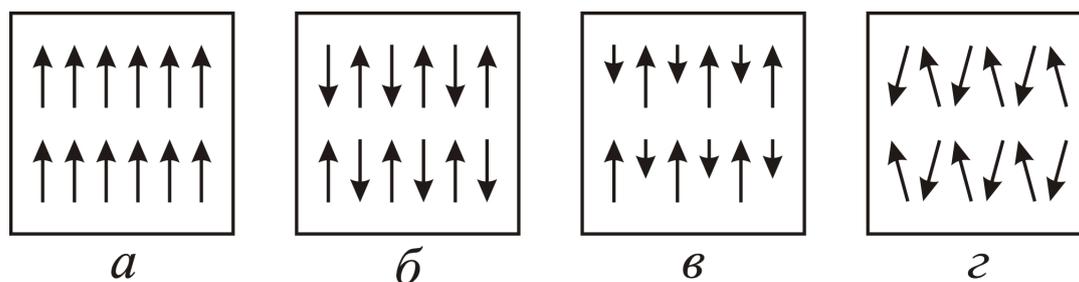


Рис. 2.2. Классификация ферромагнитных веществ: *а* – ферромагнетики; *б* – антиферромагнетики; *в* – ферримагнетики; *г* – слабые ферромагнетики.

Вещества с параллельным расположением спиновых магнитных моментов называются *ферромагнетиками*, если же магнитные моменты направлены в разные стороны, то такие вещества называются *антиферромагнетиками*. Существуют также разновидности антиферромагнетизма – *ферримагнетизм* и, так называемый, *слабый ферромагнетизм*. Для описания этих явлений используется понятие магнитной подрешетки. Располагающиеся в узлах кристаллической решетки ионы переходных металлов могут быть подразделены на две или более группы таким образом, что в пределах каждой группы результирующие спины ионов остаются параллельными. Каждая такая группа образует подрешетку. Эти подрешетки взаимопроникают, в результате чего смежные ионы обычно оказываются принадлежащими различным магнитным подрешеткам, то есть их магнитные моменты антипараллельны. Антиферромагнетиками являются хром, марганец и остальные элементы переходной группы.

Намагничивание ферромагнетиков имеет ряд особенностей. Так возрастание намагниченности происходит с разной скоростью в разных интервалах (рис. 2.3.) намагничивающего поля \mathbf{H} , что обусловлено различным механизмом намагничивания. Поскольку имеет место соотношение $J = \alpha \cdot H_i$, то это указывает на зависимость магнитной восприимчивости от величины намагничивающего поля, что отличает ферромагнитные минералы от пара- и диамагнитных [Вахромеев и др., 1997].

Слабым полям соответствуют процессы обратимого смещения границ доменов. Здесь происходит увеличение объема доменов, векторы намагничивания которых образуют наименьший угол с направлением внешнего магнитного поля за счет доменов с противоположным направлением. Процесс является обратимым, и после снятия намагничивающего поля образец возвращается в исходное размагниченное состояние. Земное магнитное поле соответствует этому интервалу.

На следующем этапе, где кривая намагничивания имеет большой градиент (область 2 на рис. 2.3.), происходят необратимые смещения границ доменов, при которых происходит поворот векторов намагничивания на 180° и 90° в направлении оси лёгкого намагничивания кристалла ферромагнетика. При дальнейшем увеличении напряжённости намагничивающего поля (область 3 на рис. 2.3.) векторы намагниченности доменов ориен-

тируются параллельно намагничивающему полю. В итоге, когда все магнитные моменты ферромагнетика будут ориентированы по внешнему полю, намагниченность среды достигнет максимального значения. То есть при дальнейшем увеличении напряженности намагничивающего поля, намагниченность изменяться не будет. Значение максимальной намагниченности ферромагнетика называется *намагниченностью насыщения* (J_s).

Если внешнее магнитное поле начнет убывать, то кривая размагничивания не совпадет с исходным графиком. А когда напряженность намагничивающего поля достигнет нуля, ферромагнетик не размагнитится полностью. Намагниченность, оставшаяся в образце после снятия внешнего поля, называется *нормальной остаточной намагниченностью насыщения* (J_{rs}). Если теперь внешнее намагничивающее поле приложить с противоположным знаком, то при определенном значении его напряженности намагниченность ферромагнетика обратится в ноль. Величина такого поля называется *коэрцитивной силой насыщения* (H_{cs}). Данный процесс называется магнитным гистерезисом, а график намагничивания ферромагнитных веществ именуют петлей гистерезиса.

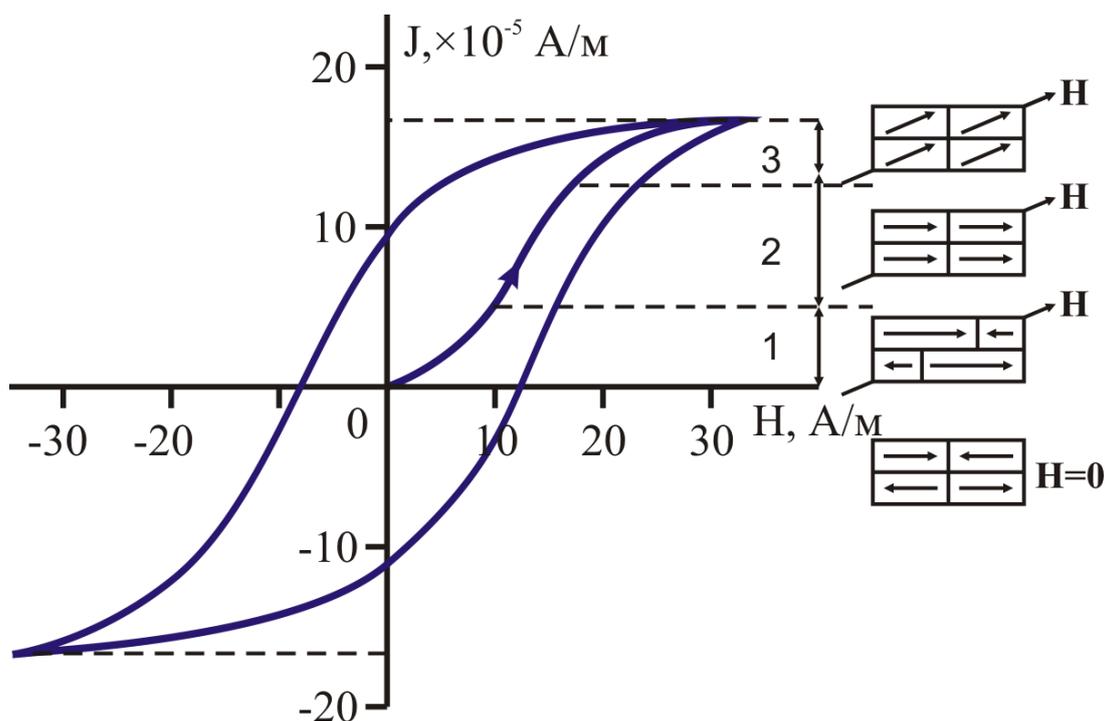


Рис. 2.3. Намагничивание ферромагнетика магнитным полем: слева – кривая магнитного гистерезиса, справа – изменение доменной структуры при намагничивании; 1, 2 – процессы обратимого (1) и необратимого (2) смещения границ доменов; 3 – процессы вращения векторов намагниченности [по Вахромееву и др., 1998].

К ферромагнитным минералам относятся, главным образом, железосодержащие – магнетит, титаномагнетит, гематит и другие (табл. 2.3.) Присутствием этих минералов обуславливается и высокая магнитная восприимчивость горных пород.

Таблица 2.3.

Магнитные свойства ферромагнитных минералов
[по Вахромееву и др., 1997; Дортман и др., 1982]

Минерал	Формула	α , ед.СИ
1	2	3
Магнетит	FeFe_2O_4	8,8–25
Титаномагнетит	$x\text{-FeFe}_2\text{O}_4(1-x)\text{TiFe}_2\text{O}_4$	10^{-5} –1
Маггемит	$y\text{-Fe}_2\text{O}_3$	3,8–25
Магнезиоферрит	MgFe_2O_4	10
Гематит	Fe_2O_3	$(1,3\text{--}13) \cdot 10^{-3}$
Пирротин	$\text{Fe}_n\text{S}_{n+1}$	0,13–1,3
Якобсит	MnFe_2O_4	250
Треволит	NiFe_2O_4	6,3
Гетит	αFeOOH	$2,5 \cdot 10^{-4}$
Сидерит	FeCO_3	$(2,7\text{--}7,5) \cdot 10^{-3}$

Подводя итоги вышесказанному, приведем сравнительную таблицу различных типов магнетизма горных пород и минералов (табл. 2.4.)

Таблица 2.4.

Классификация горных пород и минералов по магнитным свойствам
(по В.М. Добрынину)

Показатель	Диамagnetики	Парамагнетики	Ферромагнетики, ферримагнетики и антиферримагнетики
1	2	3	4
Природа магнитных свойств	Спин-орбитальные моменты электронных оболочек атомов скомпенсированы, намагниченность появляется при лармовской прецессии электронов в магнитном поле.	Спин-орбитальные моменты электронных оболочек атомов не скомпенсированы, ориентация магнитных моментов при действии поля образуют намагниченность	Некомпенсированные спин-орбитальные моменты параллельны в ассоциациях групп атомов – доменах
Знак α, величина J_n	$\alpha < 0$, $J_n = 0$.	$\alpha > 0$, $J_n = 0$.	$\alpha > 0$, $J_n = 0$.
Температурная зависимость α	α не зависит от температуры	α уменьшается с ростом температуры	α сложно зависит от температуры

1	2	3	4
Диапазон изменения α , ед. СИ	$10^{-4} \div 10^{-7}$	$10^{-6} \div 10^{-3}$	$10^{-5} \div 1$
Типичные представители	Золото, сера, ртуть, свинец, кальцит, гипс, ангидрит, галит, плагиоклаз, нефть, вода, углеводородные газы	Большинство горных пород и минералов, не обладающих электронной проводимостью.	Магнетит (ферромагнетик с высокой J_n), α -гематит (ферромагнетик), сидерит (антиферромагнетик, очень малая J_n).

2.2. Индуктивная намагниченности и ее зависимость от формы тела

Индуктивная намагниченность пропорциональна магнитной восприимчивости и определяется величиной внешнего намагничивающего поля:

$$\vec{J} = \alpha \vec{H}_i = \frac{\alpha \vec{B}_i}{\mu_0}, \quad 2.1$$

где \vec{H}_i и \vec{B}_i – напряженность и индукция внутреннего магнитного поля объекта. Однако эта формула справедлива только для слабомагнитных веществ. Для ферромагнетиков с большой (более 0,006 ед. СИ) магнитной восприимчивостью значение J зависит, в частности, от формы тела.

При намагничивании ферромагнитного объекта во внешнем магнитном поле \vec{B}_e возникают магнитные полюсы, создающие внутри объекта магнитное поле \vec{B}'_i (рис.2.4.). По направлению это поле противоположно намагничивающему, вследствие чего индукция поля внутри тела \vec{B}_i уменьшается. Внутреннее размагничивающее поле \vec{B}'_i пропорционально намагниченности \vec{J} , коэффициент пропорциональности N носит название *коэффициента размагничивания* или *размагничивающего фактора*

$$\vec{B}'_i = \mu_0 N \vec{J}.$$

Коэффициент размагничивания величина безразмерная. Магнитная индукция поля внутри тела:

$$\vec{B}_i = \vec{B}_e - \vec{B}'_i = \vec{B}_e - \mu_0 N \vec{J},$$

Имея в виду, что $\vec{J} = \frac{\alpha \vec{B}_i}{\mu_0}$, получаем $\vec{B}_i = \vec{B}_e - N \alpha \vec{B}_i$, а отсюда

$$\vec{B}_i = \frac{\vec{B}_e}{(1 + N\alpha)} \quad 2.2$$

умножая это равенство на α/μ_0 , имеем

$$\vec{J} = \frac{\alpha \vec{B}_e}{\mu_0(1 + \alpha V)}$$

2.3

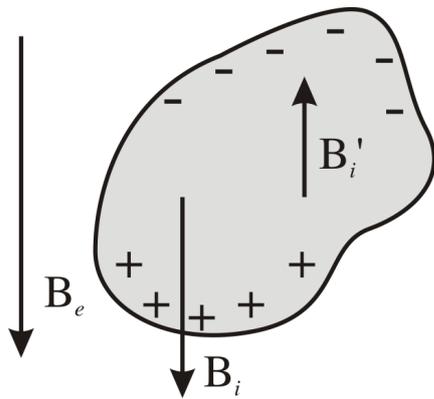


Рис.2.4. Индуктивное намагничивание тела во внешнем поле.

Коэффициент N зависит только от формы тела и изменяется в пределах от 0 до 1 в ед. СИ (0 до 4π в ед. СГС, $N_{\text{СГС}}=4\pi N_{\text{СИ}}$). Значение ноль соответствует бесконечно длинному тонкому стержню, намагничиваемому параллельно его длине (полюсы разнесены на бесконечно большое расстояние); единица – бесконечно тонкой пластинке, намагничивающееся перпендикулярно к ее плоскости (полюсные поверхности сближены на бесконечно малое расстояние). Иллюстрацией последнего случая может служить лист железа, намагничиваемый перпендикулярно к его поверхности.

Явление зависимости размагничивания тел от формы можно объяснить с позиций простых магнитных слоев (рис. 2.5.). Чем больше зарядов расположено на поверхности тела, тем больше будет размагничивающая сила внутри него.

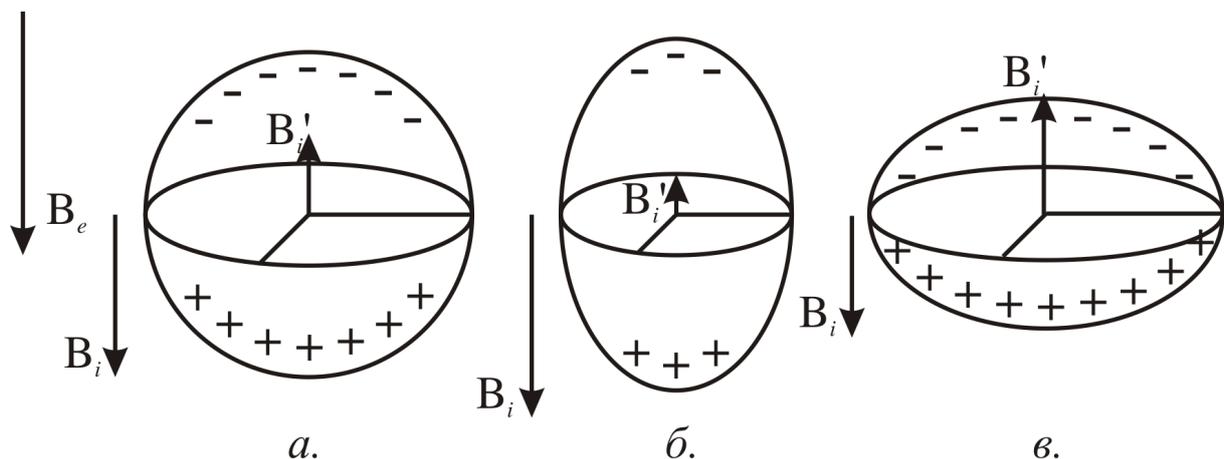


Рис. 2.5. Намагничивание шара (а), вертикально (б) и горизонтально (в) ориентированного эллипса под действием внешнего магнитного поля, направленного вертикально вниз [по Lanza, Meloni, 2006].

Для тела в форме шара коэффициент $N=1/3$; для кругового цилиндра, намагничиваемого перпендикулярно к его образующей, $N=1/2$. Для эллиптического цилиндра, намагничиваемого перпендикулярно к его образующей и параллельно оси a , коэффициент $N = a/(a + b)$, где a и b – главные

оси эллипса сечения.

При вычислении намагниченности горных пород в земном магнитном поле T по известному значению магнитной восприимчивости влияние коэффициента размагничивания учитывают лишь в случаях, когда магнитная восприимчивость превышает сотые доли единицы СИ. Действительно, если $\kappa < 0,01$ СИ, то произведение κN в знаменателе формулы (1) всегда по крайней мере в 10 раз меньше единицы. Если пренебречь погрешностью, не достигающей 10%, то можно пользоваться простой формулой $J = \kappa T / \mu_0$. Для тех пород, у которых κ выражается десятными долями единицы и выше, коэффициент размагничивания необходимо учитывать.

Если для определения κ пользуются формулой без учета коэффициента N , то получают значение, называемое « κ формы», которое обозначается κ' . Очевидно, что по удлиненной оси однородного образца κ' больше, чем по другим осям. Тогда, исходя из выражений (2.1) – (2.3)

$$\kappa = \frac{\kappa'}{1 + \kappa'N}, \quad 2.4$$

где N – коэффициент размагничивания по той оси образца, по которой определено κ' .

Для пород со слоистой структурой влиянием коэффициента N объясняется анизотропия магнитной восприимчивости образцов.

2.2. Естественная остаточная намагниченность горных пород

Как упоминалось ранее, естественная остаточная намагниченность \bar{J}_n (normal remanent magnetization – NRM) – это намагниченность, закрепленная в ферромагнитных минералах. Остаточная намагниченность является исключительным свойством ферромагнитного вещества.

Остаточная намагниченность \bar{J}_n бывает нескольких видов:

- термоостаточная (в постоянном поле при уменьшении температуры от точки Кюри до некоторой температуры T);
- химическая (в постоянном поле во время химических реакций, а так же при перекристаллизации);
- ориентационная остаточная намагниченность;
- вязкая (в постоянном поле с течением времени).
- пьезостатическая;
- динамическая.

Термоостаточная намагниченность J_{rt} (Thermoremanent Magnetization – TRM). Все ферромагнитные материалы, будучи нагретыми выше температуры Кюри, теряют свои ферромагнитные свойства. Если затем охладить такое вещество до комнатной температуры, то оно приобретет остаточную намагниченность, исправление которой совпадет с направлением внешнего магнитного поля. Именно таков процесс остывания вулканических пород [Храмов, 1982].

Направление остаточной намагниченности соответствует направле-

нию палеомагнитного поля, существовавшего на момент остывания вулканической породы. При этом отношение J_n/J_i , как правило, составляет 2–10, а в отдельных случаях может достигать до 100. Это обуславливается тем, что древнее магнитное поле было по модулю значительно больше современного.

Эксперименты показывают, что термоостаточная намагниченность появляется при охлаждении образца не только от температуры Кюри до комнатной, но и в любом другом температурном интервале [Нагата, 1965; Day, 1977]. Остаточная намагниченность, приобретаемая при охлаждении породы в поле \mathbf{B} от температуры T_1 до температуры T_2 , называется парциальной термоостаточной намагниченностью (PTRM). Обозначается $J_{T_1H}^{T_2}$.

Химическая намагниченность (Chemical Remanent Magnetization – CRM). В горной породе, как во время ее формирования, так и в дальнейшем происходят процессы образования и преобразования магнитных минералов. Если это происходит при высокой температуре (выше точки Кюри минерала), то в процессе остывания, порода приобретает термоостаточную намагниченность, если же процесс идет при температуре ниже точки Кюри минерала, то остывание скажется на остаточной намагниченности породы по-другому. Здесь могут быть три случая: 1) преобразование магнитного минерала в немагнитный; 2) образование магнитного минерала из раствора или из немагнитного минерала; 3) преобразование одного магнитного минерала в другой магнитный минерал.

Реакции первого типа могут привести лишь к исчезновению всей остаточной намагниченности или ее части. При реакциях других типов появляется новый вид остаточной намагниченности, которая называется химической и обозначается J_{rc} .

Вязкая намагниченность (Viscous Remanent Magnetization – VRM) – это остаточная намагниченность, возникающая при длительной выдержке пород в магнитном поле. Процесс вязкого намагничивания, имеет повсеместное распространение и обусловлен явлением магнитной вязкости. *Магнитная вязкость* – это отставание во времени изменения магнитных характеристик (намагниченности, проницаемости и т.д.) ферромагнетиков от изменений напряжённости внешнего магнитного поля. Вследствие магнитной вязкости намагниченность образца устанавливается после изменения напряжённости поля через время от 10^{-9} сек до десятков минут и даже часов [БЭС, 1991]. Проявления магнитной вязкости наиболее существенны в малых намагничивающих полях. Кроме того, время релаксации вязкой намагниченности в горных породах, в отличие от используемых в технике ферромагнетиков, очень велико: процессы роста вязкой намагниченности и ее разрушения (при $\mathbf{H}=0$) охватывают чрезвычайно большие промежутки времени [Храмов и др., 1982].

Ориентационная намагниченность (Detrital Remanent Magnetization – DRM). Этот вид остаточной намагниченности возникает в осадочных породах во время их образования. В процессе осаждения на магнит-

ные частицы оказывает ориентирующее действие внешнее магнитное поле. В результате происходит статистическое выравнивание магнитных моментов этих частиц в направлении внешнего поля.

2.3. Намагниченность горных пород

Магнитные характеристики как изверженных, так и осадочных и метаморфических пород обусловлены, главным образом акцессорными минералами, обладающими ферромагнитными свойствами (рис. 2.6.). К таким минералам относятся магнетит и его разновидности (титаномагнетит, магномагнетит и пр.), маггемит, гематит и гемоильменит. В осадочных породах немаловажную роль играют также гидроокислы железа (гётит, гидрогётит, гидрогематит, лепидокрокит), а в изверженных и метаморфических – пирротин [Храмов и др., 1982].

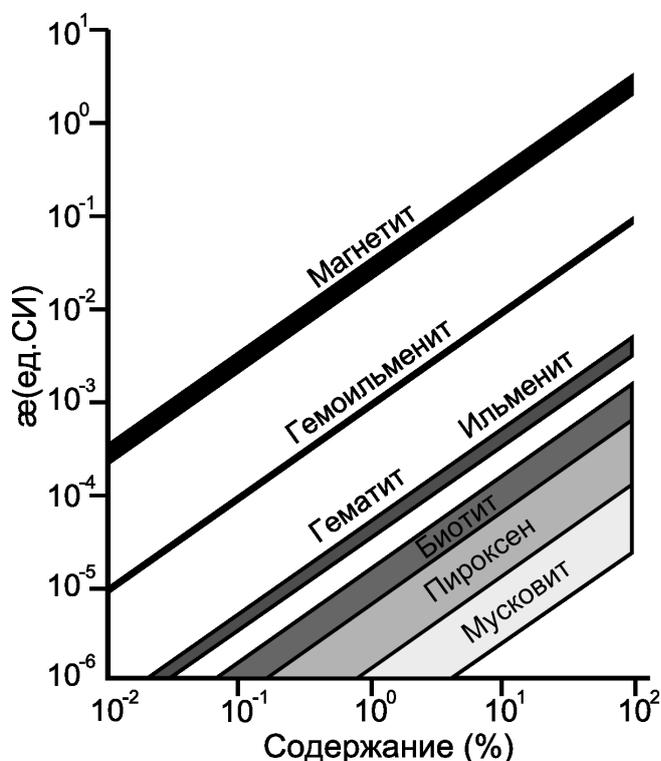


Рис.2.6. Диаграмма зависимости магнитной восприимчивости горных пород от концентрации ферромагнитных минералов [по Lanza, Meloni, 2006].

Общая намагниченность пород \mathbf{J} является векторной суммой индуцированной и естественной остаточной намагниченности. Наряду с геометрией тел определяет величину аномального магнитного поля.

Соотношение остаточной и индуктивной намагниченности называют Q-фактор или коэффициент Кенигсбергера (Рис.2.7.).

$$Q = \frac{|\vec{J}_n|}{|\vec{J}_i|}. \quad (2.5)$$

Для горных пород параметр Q изменяется от десятых долей до 10-100 и более. Это показывает, что остаточная намагниченность зачастую превышает индуктивную.

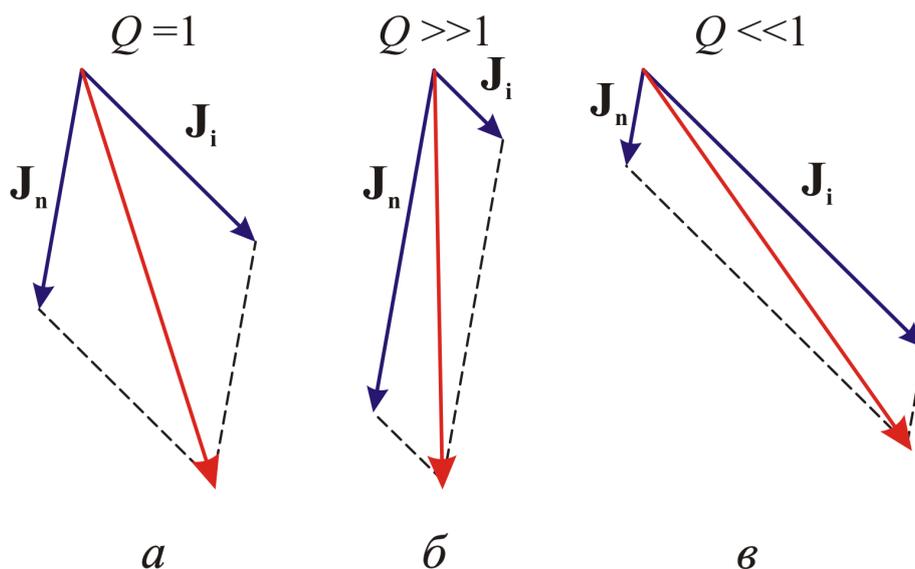


Рис.2.7. Соотношения индуктивной и остаточной намагниченности.

Магнитные свойства магматических горных пород. В магматических породах магнитные минералы присутствуют в виде идиоморфных зерен первично-магматических минералов – магнетита, титаномагнетитов, ильменита, гемойльменита других продуктов их низко- и высокотемпературного окисления возникающих в процессе остывания магмы, – маггемиты, гематиты и прочие, а также продуктов позднейших метаморфических и гидротермально-метасоматических процессов.

Направление остаточной намагниченности соответствует направлению палеомагнитного поля, существовавшего на момент остывания вулканической породы. При этом Q -фактор, как правило, составляет 2–10, а в отдельных случаях может достигать до 100. Это обуславливается тем, что древнее магнитное поле было по модулю значительно больше современного.

Магнитные свойства метаморфических горных пород отличаются наиболее широкими диапазонами изменения значений магнитной восприимчивости и естественной остаточной намагниченности.

Встречаются образования от диамагнитных до очень сильно ферромагнитных. Широкие пределы изменения J_n обусловлены сравнительно редко распространенными породами — мраморами и кристаллическими известняками, характеризующимися отрицательной магнитной восприимчивостью и железистыми кварцитами, серпентинитами, скарнами, среди которых встречаются очень сильно магнитные разности, по значениям J_n и J приближающиеся к магнетитовым рудам. Наиболее широко развитые метаморфические породы – микрокристаллические и кристаллические сланцы, гнейсы, амфиболиты и другие имеют меньший диапазон изменения значений параметров; они обладают более низкими максимальными значениями, чем магматические образования.

Магнитные минералы в метаморфических и гидротермально-

метасоматических породах присутствуют в виде рудной пыли и зерен обычно в тесной ассоциации с породообразующими железосодержащими минералами – оливинами, пироксенами, амфиболами, железосодержащими слюдами и другие [Ревякин и др., 1986].

Магнитные свойства осадочных горных пород обусловлены главным образом аксессуарными минералами, обладающими выраженными ферромагнитными свойствами – магнетитом и его разновидностями, маггемитом, гематитом и гидроокислами железа (гетит и гидрогетит, гидрогематит и лепидокрокит) [Дортман и др., 1982]. Наиболее распространенные породообразующие минералы осадочных пород (кварц, кальцит, полевые шпаты, гипс, ангидрит, галит) являются диамагнетиками или слабыми парамагнетиками, не вносящими заметного вклада в магнитную восприимчивость пород.

Ферромагнитные минералы в осадочных породах встречаются в трех формах:

1. рудные зерна магнетита, мартита и гематита (от 0,01 до 2 мм);
2. тонкорассеянные в породе гематит, маггемит, иногда магнетит, а также скопления и пленки гидроокисей железа;
3. различные позднедиагенетические и эпигенетические образования лимонита, продукты окисления и замещения сидерита, пирита и магнетита.

В осадочных породах магнитные минералы они присутствуют в виде зерен магнетита, в той или иной степени окисленных (мартитизированных, гематитизированных, гётитизированных), а также мартита и гематита, окислов и сульфидов железа [Ревякин и др., 1986].

2.4. Магнитная анизотропия горных пород

Горные породы не являются однородными а имеют текстуры того или иного вида, трещиноватость, слоистость, которые в ряде случаев обуславливают анизотропию физических свойств пород, в том числе и магнитных. Так выделяют анизотропию магнитной восприимчивости λ_x , а саму магнитную восприимчивость можно считать не скалярной величиной, а тензором.

Выделяют два вида магнитной анизотропии – кристаллографическую и анизотропию формы. Кристаллографическая магнитная анизотропия вызвана тем, что в кристалле ферромагнетика есть так называемые оси легкого и трудного намагничивания, которые являются определенными кристаллографическими осями, разными для кристаллов с разной решеткой [Храмов и др., 1982]. При намагничивании монокристалла вектор намагниченности отклоняется от намагничивающего поля в сторону ближайшей оси лёгкого намагничивания.

Анизотропия формы возникает из-за явления размагничивания по разным осям. Причем выделяют анизотропию формы макро- и микроскопическую [Храмов и др., 1982]. На значение макроскопической анизотро-

пии формы влияет непосредственно форма тела, а на значение микроскопической ориентацией вытянутых ферромагнитных зерен в породе.

Анизотропия магнитной восприимчивости оценивается по формуле:

$$\lambda_{\text{ae}} = \frac{\alpha_{\text{max}} - \alpha_{\text{min}}}{2\bar{\alpha}} = \frac{\alpha_{\text{max}} - \alpha_{\text{min}}}{\alpha_{\text{max}} + \alpha_{\text{min}}} \quad (2.6)$$

Или

$$A_{\text{ae}} = \frac{\alpha_{\text{max}}}{\alpha_{\text{min}}} \quad (2.7)$$

Эти величина между собой соотносятся следующим образом:

$$\lambda_{\text{ae}} = \frac{1 - A_{\text{ae}}}{1 + A_{\text{ae}}}, \text{ а } A_{\text{ae}} = \frac{1 - \lambda_{\text{ae}}}{1 + \lambda_{\text{ae}}}. \quad (2.8)$$

Для магнитно изотропной среды $\lambda_{\text{ae}}=0$ и $A_{\text{ae}}=1$, а для максимально анизотропной $\lambda_{\text{ae}}=1$ и $A_{\text{ae}}=0$.

2.5. Палеомагнетизм и палеомагнитные исследования

Палеомагнетизм – раздел геофизики, изучающий историю магнитного поля Земли по естественной остаточной намагниченности горных пород J_n . Остаточная намагниченность сохраняет информацию о палеомагнитном поле, которое существовало во время образования породы. Палеомагнитология решает задачи геохронологии, стратиграфии, палеогеографии, археологии и палеогеотектоники и тесно связана с вопросами поисков и разведки месторождений полезных ископаемых.

Основными объектами палеомагнитных исследований являются осадочные и вулканогенные породы, не измененные или слабоизмененные процессами метаморфизма и эпигенеза.

Палеомагнитология имеет дело с векторными величинами, поэтому образцы для палеомагнитных исследований должны быть ориентированы в пространстве. Это существенно усложняет проведение палеомагнитных исследований. Подробно методика отбора образцов методы их изучения описаны в [Храмов и др., 1982].

Одна из основных задач палеомагнитологии анализ изменений, происходивших с древним магнитным полем. В основном эта задача водится к определению интервалов магнитных инверсий и соответствующего им геологического времени. Такие исследования позволили составить магнитохронологические шкалы (рис. 2.8.), отражающие распределение инверсий магнитного поля в геологическом времени. Весьма ценными источниками для исследования инверсий магнитного поля и формирования магнитохронологических шкал являются рифтовые зоны, где происходит образование новой земной коры. Океанические рифтовые зоны в магнитном поле определяются в виде линейно вытянутых локальных аномалий (рис. 2.9.).

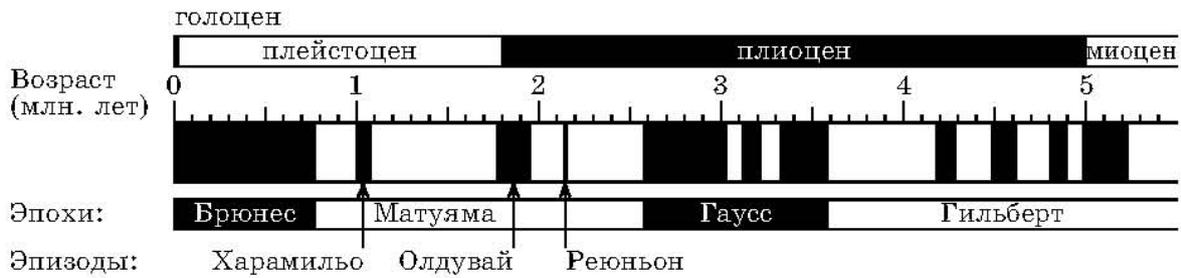


Рис. 2.8. Фрагмент шкалы инверсий магнитного поля Земли от нашего времени до окончания миоцена. Эта шкала была опубликована С. Канде и Д. Кентом в 1995 г. [Дьяченко, 2003]

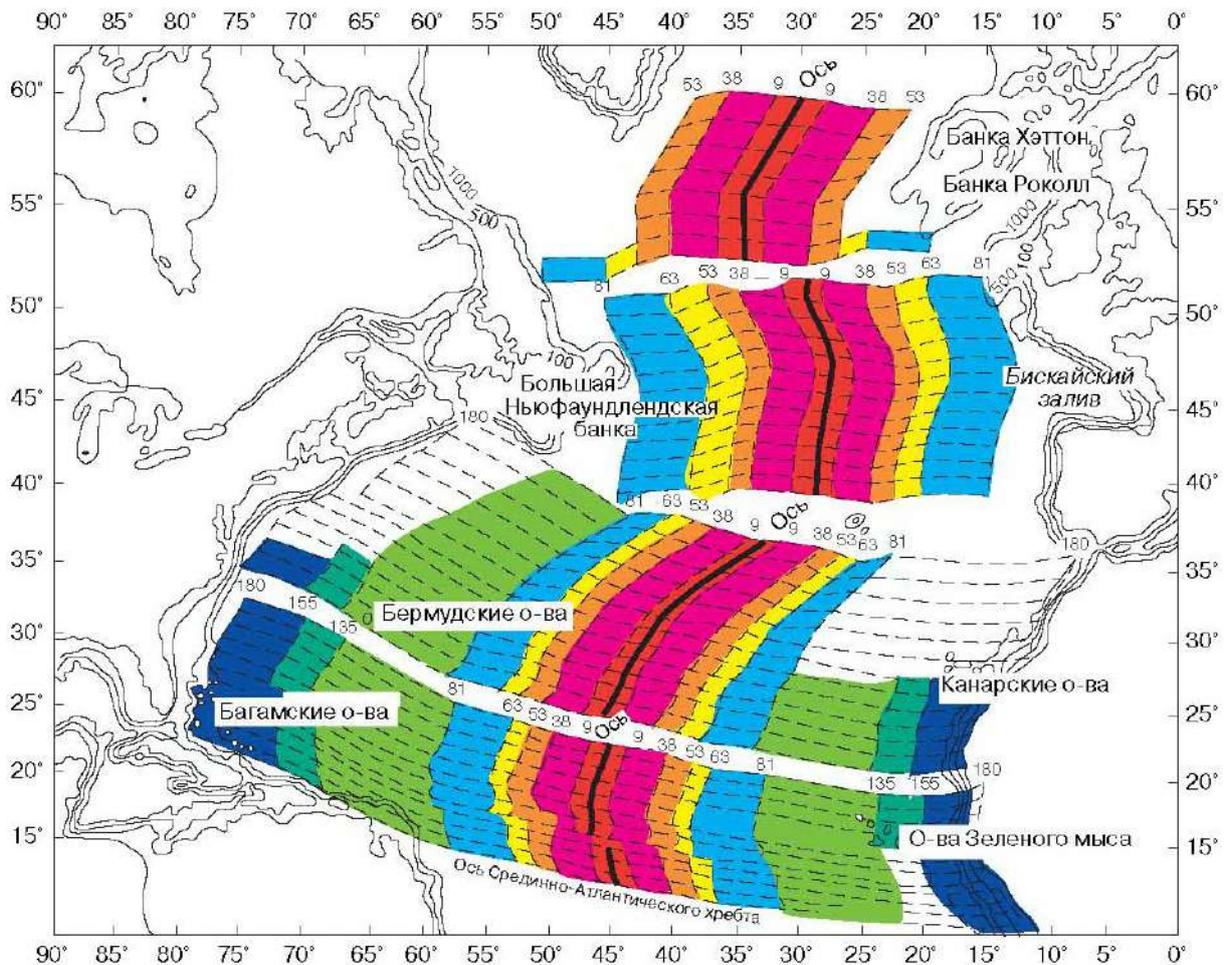


Рис. 2.9. Карта возраста пород океанического дна в Северной Атлантике, составленная по магнитным аномалиям У. Питменом и М. Тальвани в 1972 г. и впоследствии подтвержденная результатами глубоководного бурения. Разными цветами выделены участки океанского дна различных возрастных интервалов. Цифры обозначают миллионы лет [Короновский, 1997].

2.6. Физико-геологические модели

Реальная геологическая среда очень сложна и неоднородна, поэтому для расчетов в геофизике всегда пользуется моделями. *Физико-геологическая модель* (ФГМ) – это совокупность упрощений геометриче-

ских и петрофизических свойств геологического разреза. Выделяют три типа упрощений: размерности, распределения физических свойств, формы [Блох, 1993]. Частный случай физико-геологической модели – петромагнитная модель, основанная на магнитных свойства разреза.

Упрощение размерности. Все реальные геологические объекты трехмерны, а значит и модели их описывающие должны быть трехмерны – 3D (three dimension). Физические свойства в геологическом разрезе также меняются в трех направлениях. Однако для упрощения решения прямых задач или интерпретация данных при некоторых условиях можно произвести сокращение размерности (таблица 2.5, рис. 2.10).

0D модели (zero dimension) представляют собой среду, где свойства не изменяются во всех направлениях, то есть однородное изотропное пространство. В геофизике такая модель будет представлена однородным изотропным полупространством.

В 1D (one dimension) моделях свойства среды изменяются только в одном направлении, таковой является горизонтально-слоистая и вертикально-слоистая среда.

Двухмерным 2D (two dimension) можно считать объект если длина объекта более чем в 5 раз превышает его мощность, то можно считать, что он вблизи эпицентра не создает компоненты аномального поля, направленной вдоль простирания. Такая аномалия и такой объект называются двумерными. [Блох, 1993]. В этом случае, упрощая задачу, считают, что аномалия создается бесконечным цилиндром сложного сечения.

Простота решений прямых и обратных задач на профиле позволяют вводить промежуточные между 2D и 3D размерности моделей. Так иногда вводят так называемые 2,5-мерные модели, если вытянутость объекта не столь велика. Они также представляют собой горизонтальные цилиндры, но ограниченные по простиранию вертикальными плоскостями. Аномальное поле 2,5-мерных моделей, как правило, анализируется на профиле, проведенном вкрест простирания над центром модели.

Модели $2\frac{3}{4}D$ это такие же 2,5-мерным моделям, только анализируются на профиле проходящем через центр объекта под углом к линии простирания. 2,5D и $2\frac{3}{4}D$ – частные случаи трехмерных тел.

Трехмерные модели 3D представляют геологические разрезы, физические свойства которых меняются во всех трех ортогональных направлениях. Такие модели наиболее полно отражают реальное распределение свойств.

В последнее время стали популярны 4D модели. Они отражают не только распределение физических свойств в пространстве, но и показывают изменение источника (масс) во времени. Термин 4D является не очень удачным, поскольку четвертым измерением является не пространственная величина, а временная, поэтому иногда для таких моделей используются обозначение 3Dt (tree dimension-time).

Таблица 2.5

Упрощения размерности моделей [по Блох, 2009 и Roy, 2007]

Размерность	Изменения свойств среды	Описание модели
1	2	3
0D	Не изменяются во всех направлениях.	Однородное изотропное пространство и полупространство для геофизики
1D	Только в одном направлении	Горизонтально слоистая среда, вертикально-слоистая среда.
2D	По двум направлениям	Бесконечный горизонтальный цилиндр произвольной формы (длина более чем в 5 раз больше ширины)
2,5D	По двум направлениям	Конечный горизонтальный цилиндр произвольной формы. Частные случаи трехмерных тел.
2¾D		
3D	По трем направлениям	Любые трехмерные объекты.
4D (3Dt)	По трем направлениям и во времени.	Учитывают изменение источников во времени.

В названиях одномерных и двумерных моделей, часто отражают направление, по которому изменяются свойства среды. Так горизонтально слоистый разрез обозначают z-1D, а вертикально слоистый x-1D. Стоит отметить, что модели z-1D не представляют интереса для магниторазведки, так как горизонтальные слои не создают аномального поля, зато x-1D применяются довольно часто. Двухмерные модели могут быть xz-2D, xy-2D и yz-2D.

Все геологические тела неоднородны по своим физическим свойствам, поэтому используют упрощение распределения свойств, которое подразумевает что для конкретного геологического тела или его части берется одно значение (как правило, среднее) петрофизического параметра. Упрощения формы, как очевидно из названия, призваны упростить сложные геологические границы между отдельными телами.

На графическом изображении физико-геологической модели обязательно указывают физические свойства всех пород. Пример обобщенной физико-геологической модели представлен на рис 2.11.

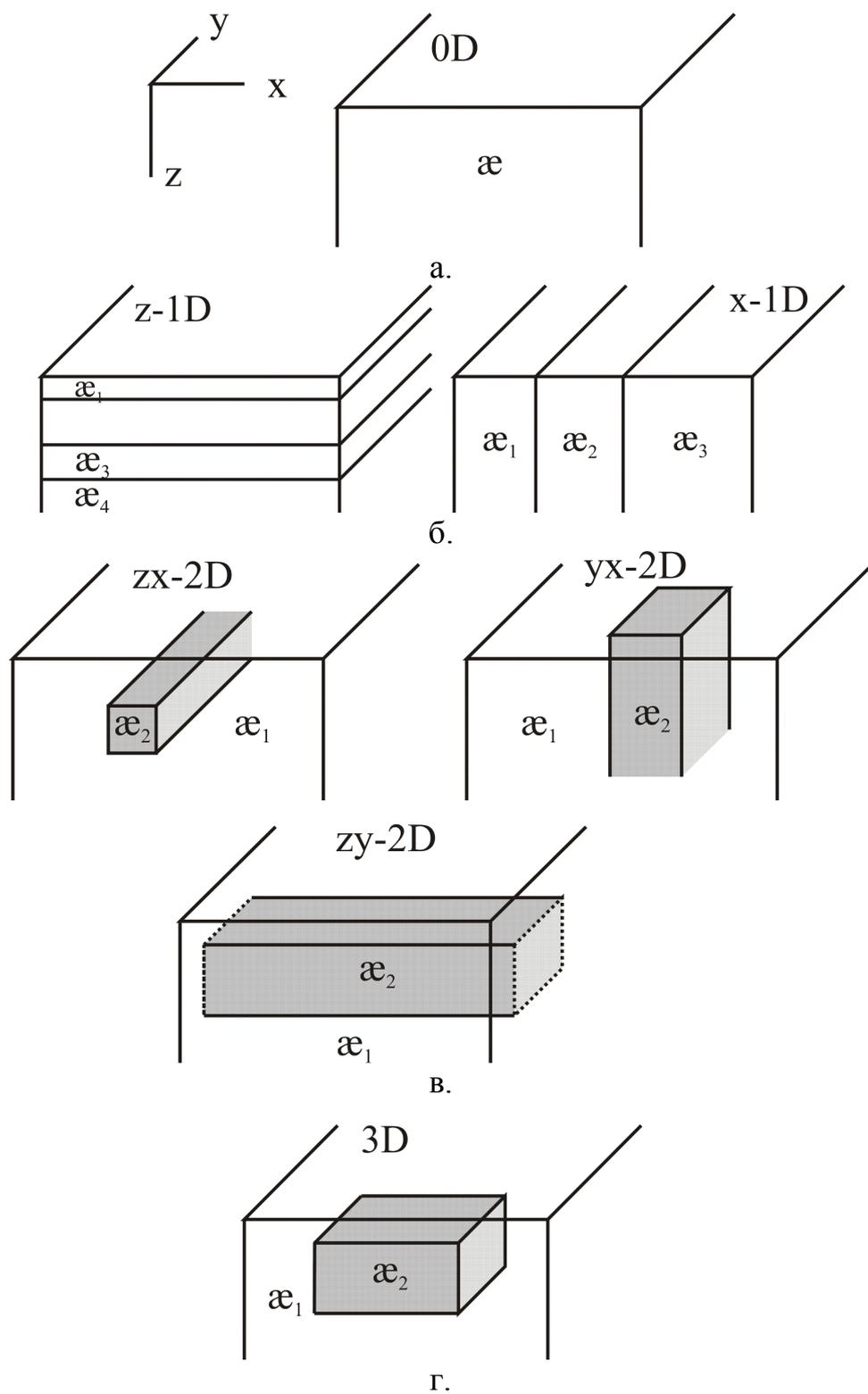


Рис. 2.10. Упрощение размерности моделей и их обозначение: а – 0D модели, б – 1D модели, в – 2D модели, г – 3D модели.

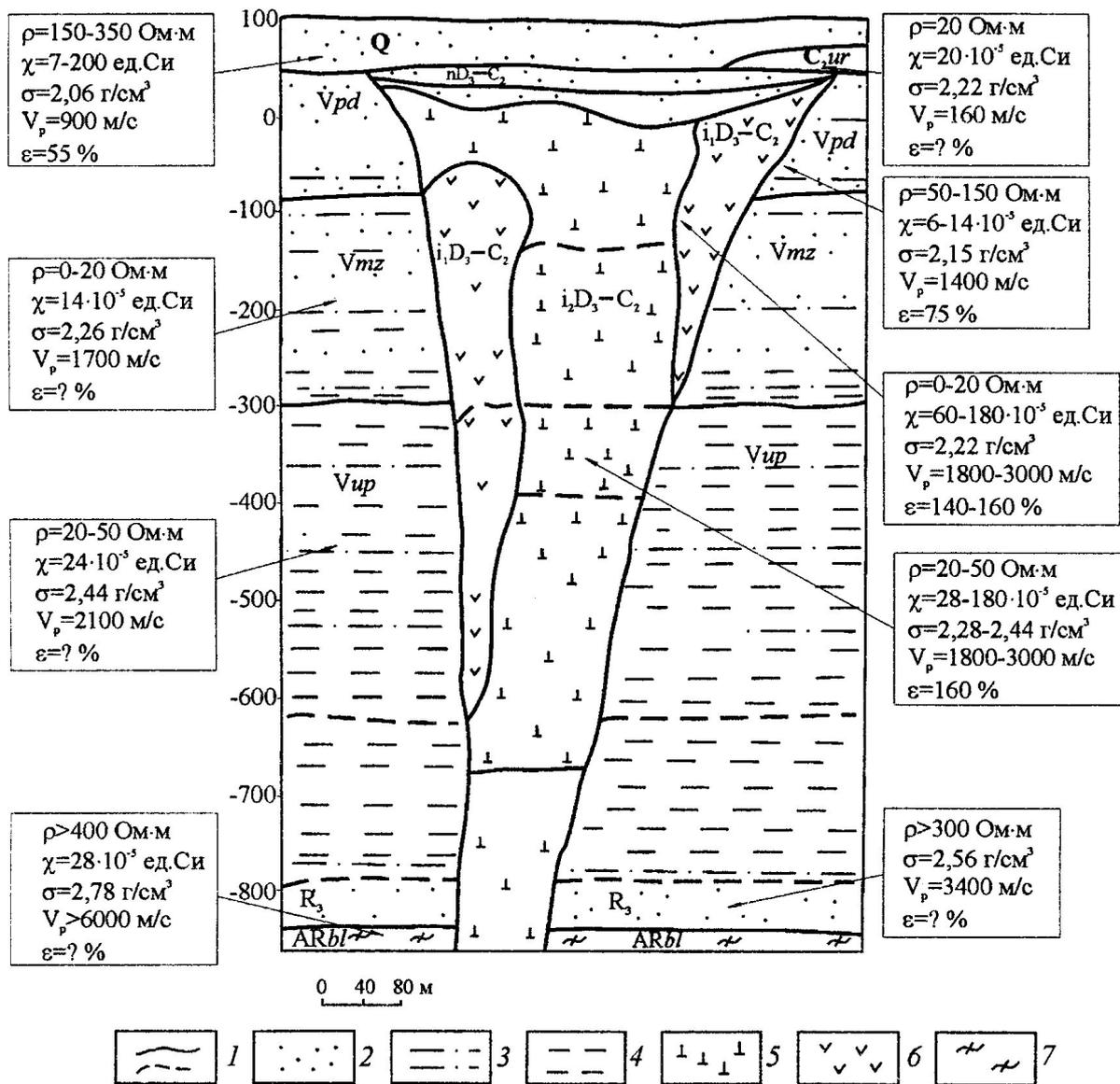


Рис. 2.11. Обобщенная физико-геологическая модель кимберлитовой трубки Архангельской алмазоносной провинции [Кутинов, Чистова, 2004; Абрамов и др., 2006]: 1 – геологические границы, 2 – пески, песчаники, 3 – алевролиты, 4 – аргиллиты, 5 – ксенотуфобрекчии (кимберлитовые), 6 – автолитовые брекчии, 7 – гранитогнейсы (фундамент)

ГЛАВА 3. ИЗМЕРЕНИЕ МАГНИТНОГО ПОЛЯ ЗЕМЛИ И АППАРАТУРА

3.1. Введение в аппаратуру

В основе прикладной геофизики лежит процесс измерения естественных и искусственных физических полей: электрического, гравитационного, магнитного, сейсмического, радиационного, теплового и других. *Измерение* – это нахождение значения физической величины опытным путем с помощью специальных технических средств. Измерения бывают абсолютными и относительными (относительно какой-либо точки или эталона), а так же прямыми и косвенными (через какую-либо константу или измеряемую величину).

Прямые измерения – это измерения, в результате которых искомая величина находится непосредственно из опытных данных, то есть путем сравнения измеряемой величины с мерой либо непосредственно (например, взвешивание на аптекарских весах, где идет сравнение массы объекта с массой грузика-противовеса), либо с помощью измерительных приборов, градуированных в требуемых единицах (например, отсчет по амперметру). *Косвенные измерения* – измерения, при которых искомое значение величины находят на основании известной зависимости между этой величиной и другими величинами, определяемыми по прямым измерениям, то есть состоят из ряда прямых измерений нескольких величин, по которым можно вычислить измеряемую.

Абсолютными называют измерения, в которых измеряемая величина связана с искомой через физические константы. *Относительные измерения* – это измерения, в которых изучается изменение величины по отношению к одноименной величине, принимаемой за исходную.

Большинство измерений осуществляются с помощью технических средств – приборов. Современный измерительный прибор состоит из ряда обязательных компонентов, а именно датчика, усилителя, измерителя сигнала, аналого-цифрового преобразователя (АЦП). Однако наиболее важным компонентом является все же датчик. *Датчик* – первичный преобразователь, элемент измерительного, сигнального, регулирующего или управляющего устройства системы, преобразующий контролируемую величину (давление, температуру, частоту, скорость, перемещение, напряжение, электрический ток и т.п.) в сигнал, удобный для измерения, передачи, преобразования, хранения и регистрации, а также для воздействия им на управляемые процессы [БЭС, 1991]. Сигнал удобный для измерения – это напряжение электрического тока, которое регистрируется на выходе практически любого современного датчика, исключение составляют только оптические приборы, где регистрация происходит визуально.

Аппаратура обладает определенным набором характеристик, общих

для всех приборов. Приведем наиболее важные из них:

1. диапазон измерений – область значений шкалы, ограниченная начальным и конечным значениями шкалы;
2. цена деления шкалы прибора – это разность значений между двумя соседними отметками шкалы, для аналоговых шкал, а для цифровых цена деления равна последнему знаку цифрового табло;
3. систематическая погрешность, часто зависит от внешних условий – температуры, давления;
4. приборная погрешность – обусловлена несовершенством шкалы;
5. время одного измерения;
6. масса.

Сюда же, отдельным пунктом, можно добавить стоимость прибора, которая при необходимости приобретения часто становится определяющим фактором. Однако необходимо помнить, что такое положение дел справедливо только при прочих равных условиях, и определяющим фактором все же должны быть характеристики и особенности эксплуатации того или иного типа приборов. Все это справедливо и для приборов, измеряющих магнитное поле Земли – *магнитометров*.

3.2. Измеряемые в магниторазведке величины

В магниторазведке используются как абсолютные, так и относительные измерения. В результате абсолютных измерений определяется полный вектор магнитного поля, его модуль, его компоненты или их производные. А в результате косвенных – их приращение. Для прикладных исследований наибольший интерес представляют аномальные приращения поля.

Приращения векторов $\overline{\Delta T}$ и $\overline{\Delta Z}$ или их модулей ΔT и ΔZ являются результатом относительных измерений. Такие измерения реализуются путем регистрации поля относительно некоторой контрольной точки (контрольного пункта – КП) или эталонного значения. То есть, сначала определяется поле в контрольной точке, потом измеряется на рядовых точках, затем из поля, измеренного на рядовых точках, вычитается значение с контрольной точки. Таким образом

$$\overline{\Delta T} = \vec{T} - \vec{T}_{КП} \quad 3.1$$

Если в точке, относительно которой проводятся измерения, магнитное поле близко к нормальному, тогда разность между значениями поля будет соответствовать аномальной составляющей ΔT_a :

$$\overline{\Delta T}_a = \vec{T} - \vec{T}_0 \quad 3.2$$

$|\Delta T|$ связан с остальными компонентами следующим образом (рис.

3.1.)

$$\Delta T = \sqrt{(X_0 + \Delta X)^2 + (Y_0 + \Delta Y)^2 + (Z_0 + \Delta Z)^2} - \sqrt{X_0^2 + Y_0^2 + Z_0^2} . \quad 3.3$$

Измерения полного вектора магнитного поля на практике достаточно сложны, поэтому, как правило, измеряют его модуль. А при расчетах при-

ращения вектора относительно какой-либо точки определяют приращение модуля вектора $|\Delta T_a|$ (рис. 3.1., 3.2), которое является не модулем разности векторов $T - T_0$, а разностью модулей $|T| - |T_0|$, что не одно и то же, но так как $T_0 \gg \Delta T_a$, то $|T| - |T_0| \approx |T - T_0|$.

$$|\Delta \vec{T}_a| = |\vec{T}| - |\vec{T}_0| \quad 3.4$$

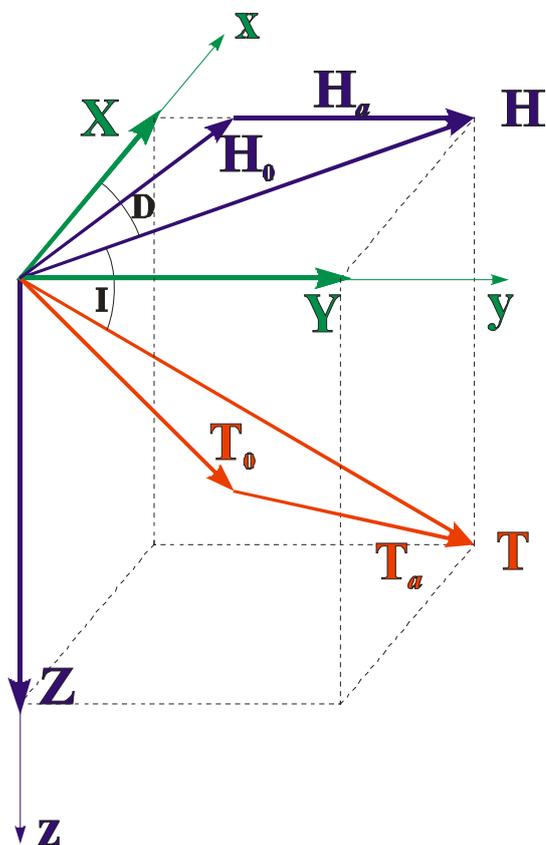


Рис. 3.1. Пространственная схема определения вектора ΔT_a

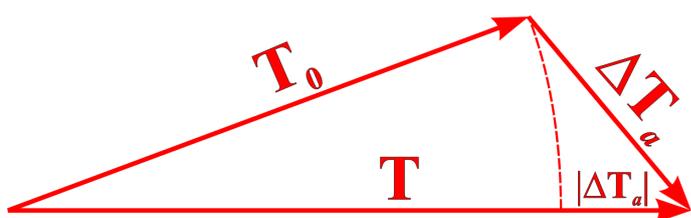


Рис. 3.2. Приращение магнитного поля.

В настоящий момент в магниторазведочной практике, чаще всего, производят измерения модуля полного вектора магнитного поля Земли T и его приращения ΔT , что определяется используемой аппаратурой. Вплоть до 80-х годов XX века преобладали измерения Z – *вертикальной составляющей* МПЗ и его приращения ΔZ .

3.3. Магнитометры

Приборы, предназначенные для измерения вектора магнитной индукции, его модуля или его компонент и их приращений называют магни-

тометрами. По измеряемым параметрам поля магнитометры можно условно разделить на модульные, векторные, компонентные и дифференциальные (градиентометры). Модульные приборы измеряют модуль полного вектора магнитного поля Земли, а векторные либо ортогональные компоненты X , Y , Z , либо $|T|$, склонение и наклонение, в общем, величины по которым в результате можно полностью описать вектор T . Иногда магнитометры измеряют только определенную компоненту, например вертикальную или горизонтальную, тогда их правильнее называть компонентными. Дифференциальные магнитометры или градиентометры, предназначены для измерения производных магнитного поля, как правило, горизонтального или вертикального градиента магнитного поля.

В зависимости от условий использования магнитометры подразделяются на следующие типы.

1. Наземные магнитометры – предназначены для измерения на суше, и в свою очередь делятся на пешеходные и автомобильные.
2. Аэромагнитометры (как правило, это квантовые магнитометры) предназначены для измерений с борта летательного аппарата – самолёта или вертолёта.
3. Скважинные магнитометры (феррозондовые) применяются для исследования буровых скважин.
4. Шахтные магнитометры предназначены для измерений в горных выработках.
5. Морские магнитометры используются для исследований в воде с борта исследовательского судна.
6. Спутниковые, устанавливаются на искусственных спутниках Земли.

Магнитометры также различаются по принципу действия магниточувствительного датчика, от которого зависит, какие компоненты поля способен измерять магнитометр. Классификация магнитометров по принципу действия приведена в таблице 3.1.

Таблица 3.1.

Классификация магнитометров по принципу действия

Тип магнитометра	Магниточувствительный элемент	Измеряемые компоненты
Оптико-механические	Постоянный магнит	$Z, \Delta Z$
Протонные	Водородосодержащая жидкость	$T, \Delta T, \partial T/\partial x, \partial T/\partial y$
Оверхаузера	Водородосодержащая жидкость с добавлением свободных радикалов с неспаренными электронами	
Квантовые	Пары щелочных металлов	
Феррозондовые	Феррозонд	$X, Y, Z, \Delta X, \Delta Y, \Delta Z$
Криогенные	Сверхпроводящий квантовый интерферометр	$T, \Delta T$

Оптико-механические магнитометры

Магниточувствительным элементом (МЧЭ) в оптико-механических магнитометрах является постоянный магнит, закрепленный на металлической или кварцевой нити с обеспечением одной степени свободы. Магнитометры с магниточувствительным элементом, закрепленным на нити, называют *торсионными*.

В основе измерений таким магнитометром лежит принцип измерения магнитными весами. *Магнитные весы* – это постоянный магнит, свободно вращающийся в одной из плоскостей, и в зависимости от плоскости вращения бывают вертикальными и горизонтальными. Принцип измерения магнитными весами основан на уравнивании момента вращения, вызванного действием земного магнитного поля, моментом силы тяжести или кручения нити, на которой укреплен магнит. При горизонтальном расположении магнита, наибольший момент вращения вызывает вертикальная составляющая поля, поэтому такие весы называют *вертикальными*. Весы с вертикальным расположением магнита, и наибольшим влиянием горизонтальной компоненты, называют *горизонтальными*.

Уравнение равновесия вертикальных ножевидных магнитных весов имеет вид:

$$MZ \cos i - MH \cos A \sin i = Pd \cos(\beta - i) \quad 3.5$$

а для горизонтальных ножевидных магнитных весов представляет собой выражение

$$MH \cos \alpha = MZ \sin \alpha + Pd \sin(\beta + \alpha) \quad 3.6$$

где, M – магнитный момент магнита, Z – вертикальная составляющая напряженности магнитного поля; H – горизонтальная составляющая напряженности магнитного поля; A – угол между плоскостями магнитного меридиана и вращения магнита, i – угол наклона магнитна горизонту; β – угол между магнитной осью и линией, соединяющей ось вращения с центром тяжести, α – угол отклонения от отвесного положения, P – сила тяжести.

В оптико-механических магнитометрах реализован компенсационный способ измерений. Под действием измеряемого магнитного поля магниточувствительный элемент отклонится на угол пропорциональный приращению поля. Отклонения измерительного магнита компенсируются вспомогательными магнитами – диапазонным и измерительным. По углу отклонения этих вспомогательным магнитов и судят о измеряемом магнитном поле. Измерительная схема оптико-механического магнитометра приведена на рис.3.4.

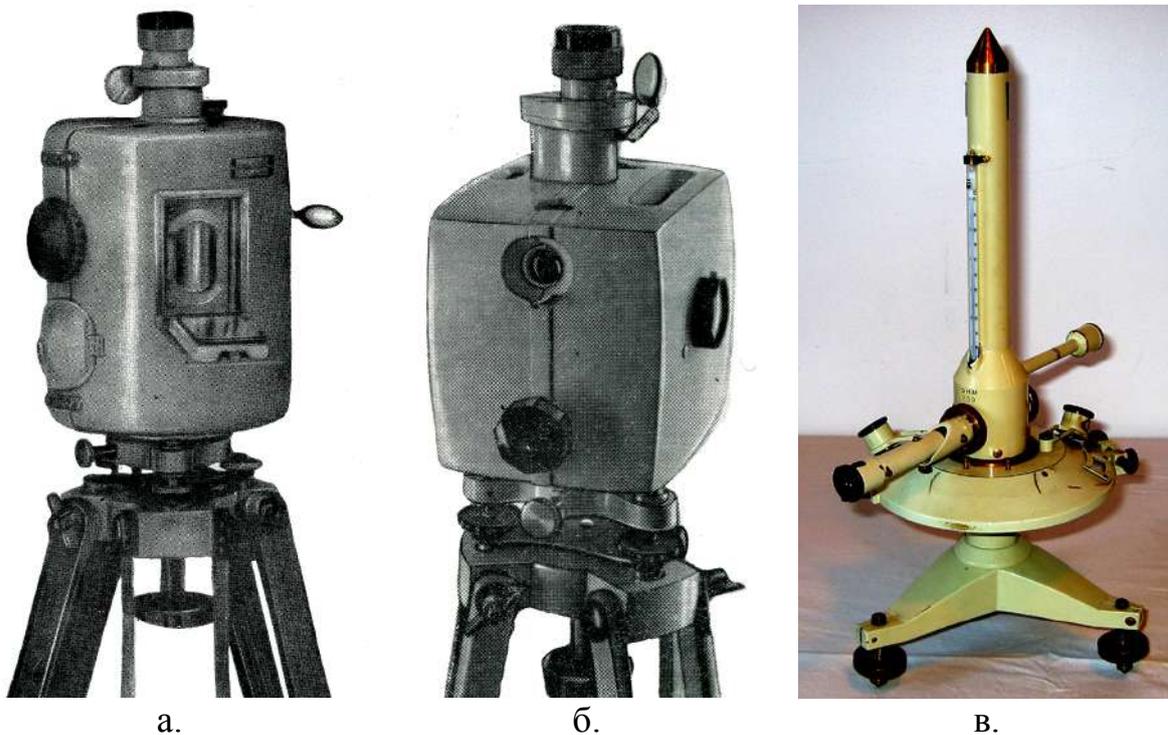


Рис.3.3. Внешний вид оптико-механических магнитометров М-27 (а), М-27М (б) и GM-30100² (Канада)

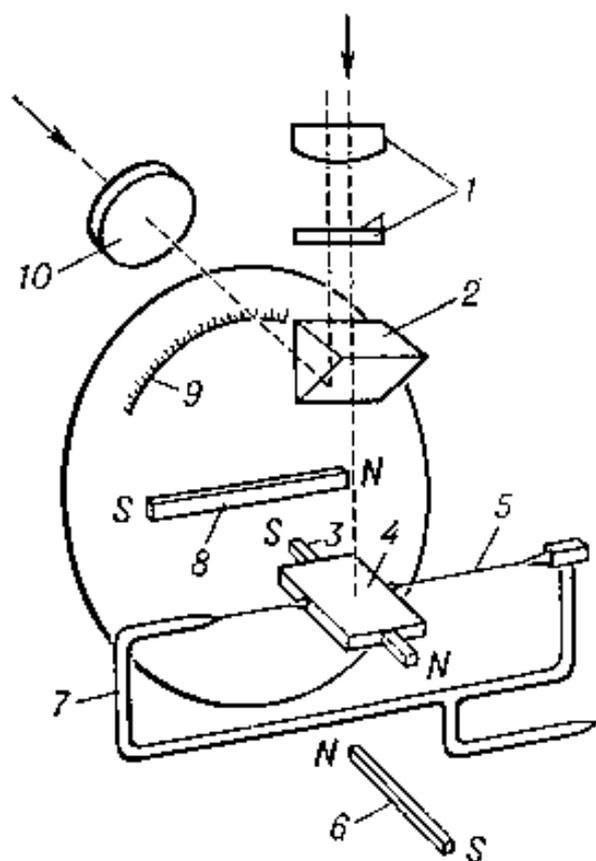


Рис 3.4. Схема кварцевого магнитометра для измерения вертикальной составляющей (Z) напряжённости геомагнитного поля: 1 – оптическая система зрительной трубы; 2 – оборотная призма для совмещения шкалы 9 с полем зрения; 3 – магниточувствительная система (постоянный магнит на кварцевой растяжке 5); 4 – зеркало; 6 – магнит для частичной компенсации геомагнитного поля (изменения диапазона прибора); 7 – кварцевая рамка; 8 – измерительный магнит. Магниточувствительную систему приводят в горизонтальное положение, воздействуя измерительным магнитом. По углу поворота магнита 8 судят о величине Z – компоненты. 10 – оптическая система для освещения шкалы.

Отсчет берется по значениям шкалы, прикрепленной к компенса-

² Фото с сайта <http://geomag.nrcan.gc.ca>.

онному магниту (рис. 3.4.) и снимается оператором через окуляр (рис.3.5.).

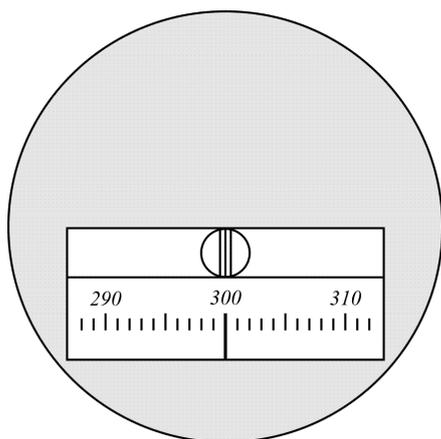


Рис. 3.5. Вид шкалы с подвижным блоком в окуляре оптико-механического магнитометра магнитометра М-27М.

Из-за особенностей конструкции прибор обладает рядом недостатков, которые необходимо учитывать при измерениях. Так у всех оптико-механических магнитометров наблюдается сползание нуля-пункта. *Сползание нуля-пункта* (сползание нуля, дрейф нуля) – это нестабильность показаний прибора во времени, обусловленная особенностями его конструкции, а именно наличием деформируемых механических частей, таких как металлическая (кварцевая) нить и прочих. Сам нуль-пункт представляет собой начало отсчета прибора, то есть соответствует нулевому значению индукции магнитного поля. Сползание нуля-пункта может происходить неравномерно, поэтому при работе с оптико-механическими магнитометрами, общее время измерений разбивают на интервалы, внутри которых смещение нуля-пункта считают линейным. Для контроля за смещением нуля-пункта используют опорные сети и контрольные пункты.

Магнитометры этого типа из-за своего магнитовувствительного элемента чувствительны к наклонам. Чтобы избежать погрешностей связанных с отклонением МЧЭ от исходной плоскости под действием силы тяжести, прибор выставляют по уровням.

На измерительную систему влияет также и температура. Температурные колебания влияют, прежде всего, на натяжение нити подвеса. Изменения показаний приборы, вызванные отклонениями температуры окружающей среды обычно не превышает 1 нТл на 1°С.

Все оптико-механические магнитометры характеризуются азимутальной кривой. *Азимутальная кривая* (рис.3.6) – это зависимость значения измеряемой компоненты поля от азимутального положения магнитометра. Такая зависимость возникает в результате того, что абсолютно горизонтально или вертикально расположить магниточувствительный элемент на подвесе невозможно. В итоге на результат измерений влияет не только измеряемая компонента, но и другие.

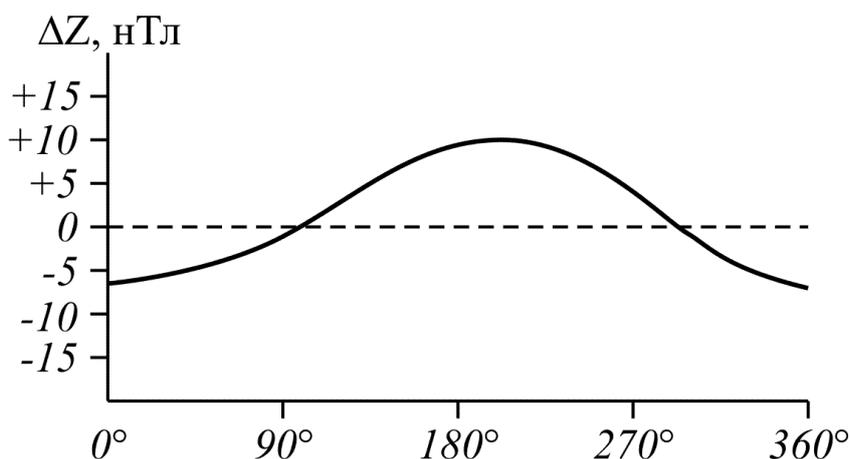


Рис.3.6. Азимутальная кривая оптико-механического магнитометра

Цена деления магнитометра определяется на специальном градуировочном комплекте. Он представляет собой кольца Гельмгольца в которых создается магнитное поле с заранее известным знаком индукции.

Приведем основные технические характеристики магнитометра М-27М. Диапазон измерения магнитной индукции составляет не менее ± 70000 нТл, погрешность определения нуля-пункта ± 100 нТл, интервал рабочих температур окружающей среды от 25 до $+45^\circ\text{C}$.

Протонные магнитометры

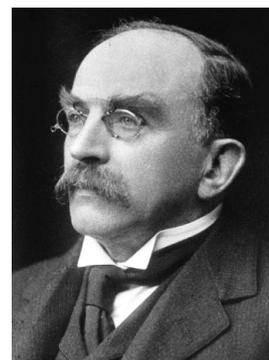
Протонный магнитометр разработан в 1953 г. М. Паккардом и Р. Варрианом (США). В СССР первый магниторазведочный протонный магнитометр разработан в 1957 г. А. Я. Ротштейном и В.С. Цирелем на основе работ советского ученого Ф.И. Скрипова.

Протонные магнитометры основаны на принципе свободной прецессии атомных ядер в магнитном поле. Протоны, имея собственный спин и магнитный момент, прецессируют (вращаются) в магнитном поле Земли вокруг его направления с частотой, определяемой соотношением Лармора:

$$f = \frac{\gamma}{2\pi} H \quad 3.7$$

где f – частота прецессии протона [Гц], γ – гиромангнитное отношение ядра (атомная константа), H – напряженность внешнего магнитного поля (например, магнитного поля Земли). Атомная константа не зависит от внешних факторов – температуры, влажности, давления и прочих, поэтому частота прецессии ядра для данного изотопа зависит только от внешнего магнитного поля. Следовательно, измерив частоту прецессии можно определить напряженность магнитного поля. Это явление положено в основу протонных (ядерных) магнитометров.

Ларморову прецессию можно представить как конусообразное движение вектора магнитного момента $\vec{\mu}$



Джозеф Лармор

вокруг вектора \vec{H}_0 . Если создать дополнительное магнитное поле \vec{H}_1 , такое что $\vec{H}_1 \perp \vec{H}_0$ перпендикулярно к основному полю и вращать дополнительное поле вокруг основного с частотой Ларморовой прецессии (синхронно с прецессией магнитного момента $\vec{\mu}$), то наступит явление резонанса, то есть будет достигнута наибольшая амплитуда прецессионного движения, характеризуемая углом θ (рис. 3.7) [Магниторазведка..., 1980].

Для измерения магнитного поля удобнее всего использовать простейшие атомные ядра – протоны, так как они в жидкостях дают наиболее острый и интенсивный резонанс. Если поместить образец с протонами (например, сосуд с водой или со спиртом) в катушку индуктивности, то в последней возникает ЭДС с частотой, равной частоте прецессии протонов. Однако интенсивность сигнала (амплитуда ЭДС) будет настолько мала, что сигнал практически очень трудно зафиксировать.

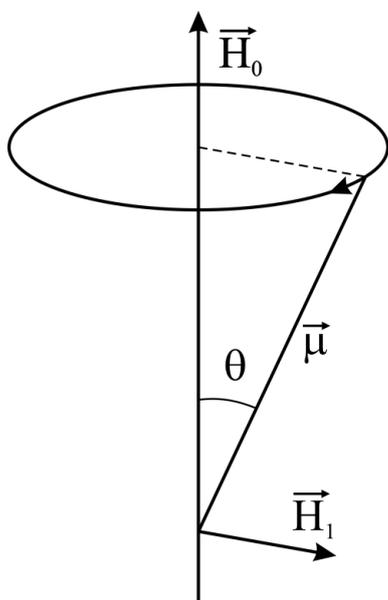


Рис. 3.7. Схематическое изображение Ларморовой прецессии частицы с магнитным моментом $\vec{\mu}$ и в магнитном поле \vec{H}_0 .

В методе *свободной ядерной индукции* для увеличения интенсивности сигнала образец с протонами временно поляризуется вспомогательным достаточно сильным постоянным магнитным полем, приблизительно перпендикулярным к земному магнитному полю. С момента создания искусственного поля \vec{H}_1 оно начнет экранировать сосуд с жидкостью от внешнего магнитного поля, и вектор ядерного намагничивания ядер начнет ориентироваться в направлении, близком к направлению искусственного поля \vec{H}_1 . После достижения поляризации (для воды через 3 с) вспомогательное поле резко выключают. Время выключения должно быть значительно меньше периода Ларморовой прецессии в измеряемом поле.

После этого вектор магнитного момента начнет прецессировать вокруг направления внешнего магнитного поля, то есть земного поля с частотой, пропорциональной напряженности поля. Интенсивность сигнала при прочих равных условиях будет пропорциональна напряженности по-

ляризирующего поля. Время перехода вектора ядерного намагничивания из направления \mathbf{H}_1 в направление \mathbf{H}_0 называется *временем релаксации*.

Измерив частоту сигнала нетрудно вычислить модуль геомагнитного поля по формуле:

$$T = 23,4874f \text{ [нТл]} \quad 3.8$$

В современных магнитометрах в качестве водородосодержащей жидкости используют керосин, гептан, этиловый спирт.

Магнитометры Оверхаузера

Оверхаузеровские магнитометры основаны на той же связи прецессии протонов с внешним полем, но в них используется другой способ возбуждения – принцип динамической поляризации или эффект Оверхаузера (Overhauser). Здесь рабочее протонсодержащее вещество содержит добавку специальных свободных радикалов с неспаренными электронами, делающих состав парамагнитным.

Эффектом Оверхаузера названо резкое (в несколько сот раз) возрастание интенсивности ядерного магнитного резонанса (ЯМР) при насыщении уровней электронного парамагнитного резонанса (ЭПР) в том же веществе. Теоретически предсказан А.У. Оверхаузером (A.W. Overhauser, США) в 1953 году. Экспериментально наблюдался в 1953 вначале в металлах (Т. Карвер и Ш. Шлихтер, 1953, США), затем в полупроводниках, свободных радикалах и жидкостях с парамагнитными примесями. Эффект Оверхаузера – следствие магнитного взаимодействия электронов и ядра атомов или ионов таких парамагнетиков, в которых возможно установление равновесной электронной и ядерной намагниченности в сильном постоянном магнитном поле. При насыщении уровней ЭПР возникает перераспределение ядер по уровням, увеличивая разность их населённостей и вероятность перехода. Эффект Оверхаузера лежит в основе метода двойного электронно-ядерного резонанса.



Альберт
Оверхаузер

В магнитометрах рабочее вещество возбуждается на частоте электронного резонанса с помощью радиочастотного поля (примерно 56 МГц), а передача энергии протоном происходит за счет внутренних взаимодействий. Существует класс веществ, для которых может быть реализовано указанное явление. К ним принадлежат растворы натрия в аммиаке, растворы ряда свободных устойчивых радикалов гидрозинового ряда в органических жидкостях, водные и бензольные растворы свободного радикала дисульфоната пирокси-ламина (соль Фреми) и некоторых других радикалов. Перечисленные растворы дают возможность наблюдать динамическую поляризацию в слабых магнитных полях, в том числе в земном магнитном поле [Магниторазведка, 1980].

Метод динамической поляризации позволяет сократить продолжи-

тельность цикла измерения, а также производить измерения одновременно с процессом поляризации. К недостаткам метода следует отнести непродолжительность жизни рабочего вещества, что создает неудобства при производственных магнитных съемках.

Квантовые магнитометры

Квантовые магнитометры основаны на принципе оптической накачки или эффекте Зеемана. Эффект Зеемана, представляет собой расщепление спектральных линий под действием магнитного поля. Это явление открыто в 1896 году нидерландским физиком Питером Зееманом (Pieter Zeeman) при исследовании свечения паров натрия в магнитном поле.

Принцип действия квантовых магнитометров основан на выделении частоты резонансного поглощения электромагнитного излучения при переходе атомов рабочего вещества между двумя дискретными зеемановскими подуровнями (рис. 3.8), расстояние между которыми, а следовательно, и частота перехода зависит от внешнего магнитного поля [Ревякин и др., 1986].



Питер Зееман

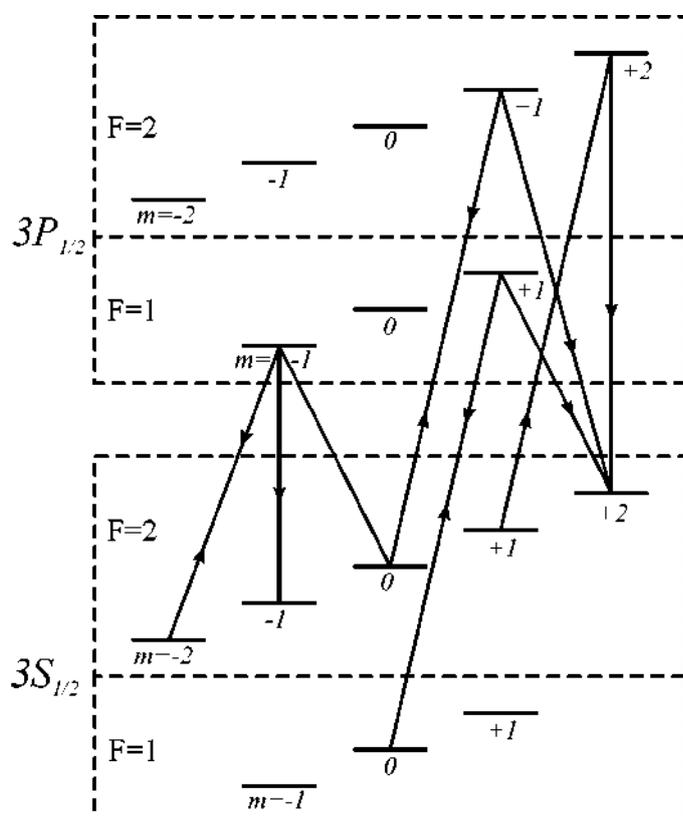


Рис. 3.8. Квантовые переходы атомов рабочего вещества на различные подуровни: F – квантовое число, характеризующее общий угловой момент атома, равного сумме его азимутального, спинного и ядерного угловых моментов; для натрия в основном состоянии $3S_{1/2}$ и в возбужденном $3P_{1/2}$ соответственно $F=1$ и $F=2$ (расщепление каждого уровня на сверхтонкие структуры).

Эффект Зеемана справедлив для паров щелочных металлов (цезий Cs, рубидий Rb, натрий Na, калий K) и инертных газов. Сущность заклю-

чается в облучении их поляризованным монохроматическим светом, длина волны которого соответствует одной из спектральных линий используемого элемента. Возбуждаясь, атомы уходят на верхние уровни и через короткое время (≈ 1 мкс) скапливаются на одном энергетическом подуровне, переходы с которого запрещены. Ориентировка их магнитных осей будет одинаковой, что приведет к прецессии электронов относительно геомагнитного поля на частоте Лармора, как в протонных магнитометрах. В результате прецессии будет колебаться и интенсивность света. Если сигнал с фотоэлемента усилить и подать на катушку, намотанную на колбе с рабочим веществом, то получим автоподстраиваемый резонансный осциллятор. Измерив его частоту, можно рассчитать величину поля T . Существуют некоторые нюансы в теории и много вариантов схмотехнических реализаций.

Феррозондовые магнитометры

Феррозонд – электрическая катушка с сердечником из магнитомягкого ферромагнетика (типа пермаллоя), питаемая переменным током, которая чувствительна к величине и направлению внешнего магнитного поля. *Пермаллой* – общее название магнитомягких сплав обладающих высокой магнитной восприимчивостью и малой коэрцитивной силой, вследствие чего, практически не имеющих потерь на гистерезис в малых магнитных полях (рис. 3.9.). Наиболее известный пример магнитомягкого сплава – феррит, он применяется в радиоприемниках в качестве антенны и в качестве фильтров от высокочастотных помех.

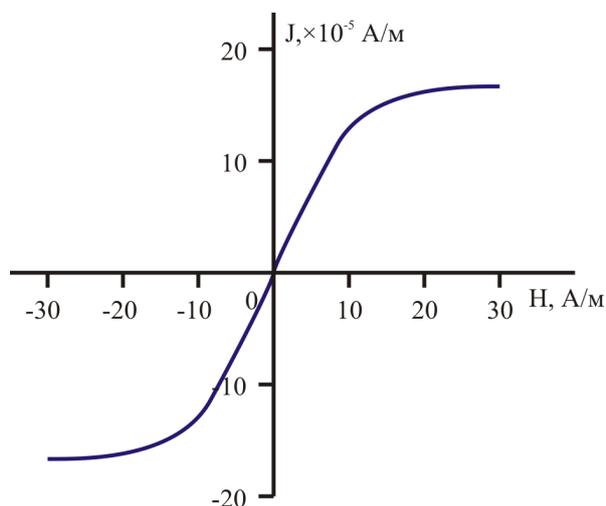


Рис. 3.9. График намагничивания пермаллоя.

Феррозонд имеет и другие названия: датчик магнитного насыщения, магнитонасыщенный датчик, магнитомодуляционный датчик (ММД). В зарубежной литературе феррозонд называется fluxgate – потокопропускающий, потокопринимающий.

Существует несколько измерительных схем, основанных на использовании феррозонда. Самая простая схема – феррозонд пик-типа основана

на выходе сердечника на магнитное насыщение. К феррозонду подключается источник переменного синусоидального тока и через некоторое время сердечник выходит на магнитное насыщение, при этом у катушки резко падает индуктивное сопротивление (рис. 3.10.а). Тогда ток и напряжение на активном сопротивлении R резко возрастают. Если присутствует внешнее магнитное поле, то сердечник им подмагничивается дополнительно и раньше выходит на насыщение. В результате скачок напряжения на катушке будет происходить раньше, а по амплитуде он будет больше, чем при отсутствии внешнего магнитного поля (рис. 3.10.б). При следующем полупериоде, когда внешнее магнитное поле будет противоположно полю в катушке, насыщение наступит позже, а амплитуда сигнала будет меньше, чем в случае отсутствия внешнего поля. По времени смещения скачка напряжения и его амплитуде можно судить о величине внешнего магнитного поля, в том числе и магнитного поля Земли.

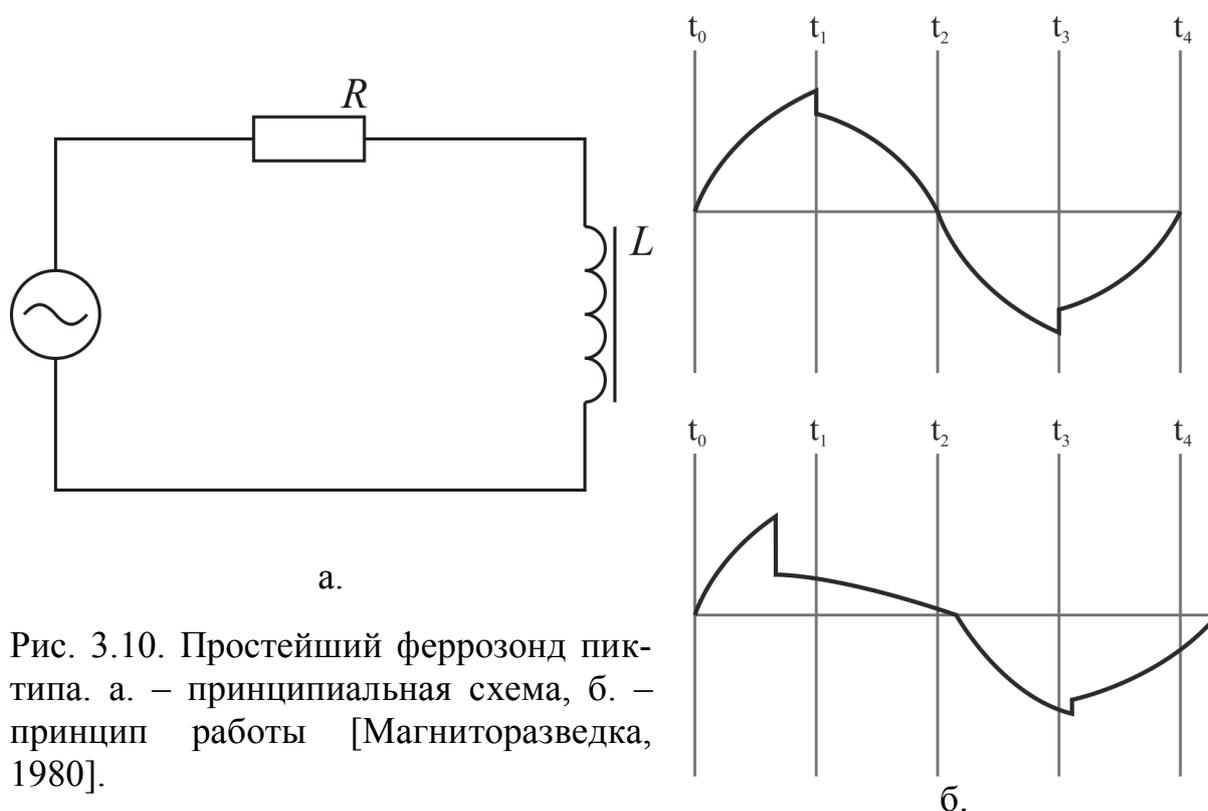


Рис. 3.10. Простейший феррозонд пик-типа. а. – принципиальная схема, б. – принцип работы [Магниторазведка, 1980].

Криогенные магнитометры

В криогенных магнитометрах используется явление сверхпроводимости вещества, благодаря чему магнитометры этого типа являются имеют крайне высокую чувствительность (10^{-4} – 10^{-6} нТл).

Несмотря на свою высокую точность, эти магнитометры не нашли широкого применения при геофизических работах и так и остались на стадии разработки и опытной эксплуатации. Скорее всего, это обуславливается тем, что они имеют технические сложности при эксплуатации, связанные с необходимостью поддержания низких температуры для сверхпро-

водников, а также высокой стоимостью этого типа магнитометров по сравнению с другими.

Рассмотрим кратко принципы работы криогенных магнитометров. Существовало несколько схем криогенных магнитометров:

- на основе сверхпроводящего квантового интерферометра,
- на основе сверхпроводящих модуляторов.

В первом случае магниточувствительный элемент представляет собой плоскую пленочную конструкцию, расположенную на ситалловой подложке. В состав МЧЭ входит сверхпроводящий контур в виде прямоугольной рамки размером 10×15 мм, на одном из сторон которого расположен сверхпроводящий квантовый интерферометр (СКИ), сконструированный на основе пленочных мостиков контактов Джозефсона. Датчик такого магнитометра называют СКВИД – сверхпроводящий квантовый интерференционный датчик (SQUID — superconducting quantum interference device). При изменении напряженности магнитного поля Земли в сверхпроводящем контуре МЧЭ возникает незатухающий ток, пропорциональный изменению поля. Этот ток создает циркулярное магнитное поле на поверхности узкой пленки контура, которое регистрируется сверхпроводящим квантовым интерферометром. Гелиевый криостат, поддерживающий температуру МЧЭ на уровне 4,2 К, изготовлен из стеклопластика и рассчитан на непрерывную работу в течение 7 ч от одной заливки жидким гелием [Ревякин и др., 1986].

В магнитометрах, изготовленных на основе сверхпроводящих модуляторов, используют: сверхпроводящий полый цилиндр (СП-цилиндр), либо сверхпроводящее кольцо (СП-кольцо, либо сверхпроводящий трансформатор потока – СП-трансформатор). При помещении их во внешнее магнитное поле возникает ток, который компенсирует до нуля или до целого числа квантов поток внешнего магнитного поля, проходящий через СП-кольцо (цилиндр). Измеряя этот ток, можно определить внешнее магнитное поле.

3.4. Сравнительная характеристика магнитометров с разными типами МЧЭ

Приборы с разным принципом действия в результате особенностей регистрации приобретают определенные достоинства и недостатки. Основные положительные и отрицательные качества магнитометров разных типов приведены в таблице 3.2.

Таблица 3.2.

Сравнительная характеристика различных типов магнитометров

Тип магнитометра	Достоинства	Недостатки
1	2	3
Оптико-механические	Способны измерять Z, X, Y и H компоненты.	Сползание нуля-пункта, наличие азимутальной поправки, температурный дрейф, низкая скорость измерения, низкая точность.
Протонные	Не боятся тряски и вибраций, измерения практически не зависят от изменения внешних условий (температура, влажность, давление), нет необходимости в точной ориентации датчика, нет необходимости в разбивке опорных сетей, пренебрежимо малое смещение нуля-пункта.	Нестабильность и пропадание сигнала при больших градиентах магнитного поля (≥ 10 мкТл/м).
Оверхаузера	Все положительные качества протонных магнитометров, плюс снижение времени измерения, более низкая погрешность, за счет повышения отношения сигнал/шум, малый размер датчика.	Малое время жизни рабочего вещества, появление систематической ошибки, за счет влияния блока СВЧ.
Квантовые	Высокая скорость измерений, высокая разрешающая способность.	Необходимость ориентировки датчика, присутствуют но с малыми значениями: ориентационная и азимутальная погрешность, температурный дрейф. Чувствительность к механическим воздействиям (удары, вибрация).
Феррозондовые	Способны измерять Z, X, Y и H компоненты, с высокой точностью.	Громоздкость аппаратуры, необходимость ориентировки датчика.
Криогенные	Высокая точность.	Необходимость поддержки очень низких температур для сверхпроводника. Нет полевых серийных приборов.

ных из них. Отечественные производители магниторазведочной аппаратуры представлены предприятием «Геологоразведка» (Россия, Санкт-Петербург), лабораторией квантовой магнитометрии Уральского Государственного Технического Университета, УГТУ – УПИ (Россия, Екатеринбург) и ЗАО "Геотехнологии" (Россия, Москва), а зарубежные, наиболее крупные, – GEM systems (Канада), Geometrics (США), Scintrex (Канада).

В таблице 3.3. приведены основные характеристики ряда магнитометров от указанных производителей.

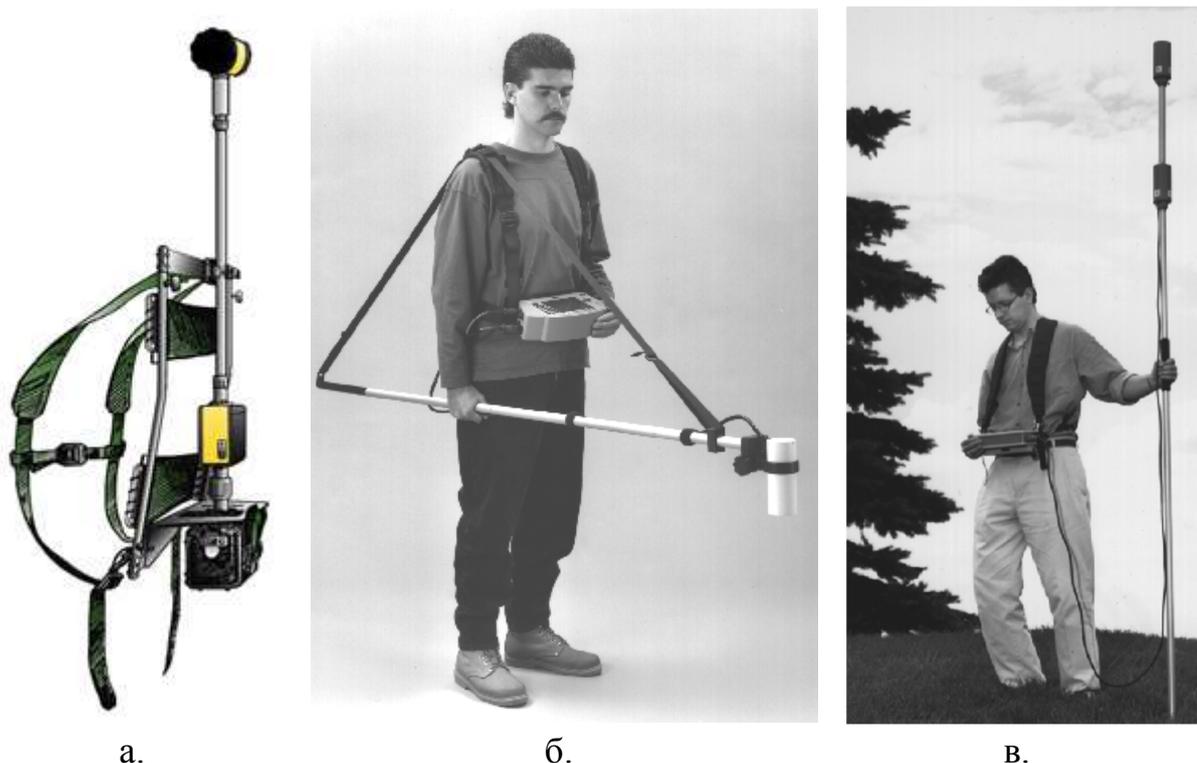


Рис.3.12. Способы работы с датчиком магнитометра: а – система для крепления за спину оператора, б – штанга с плечевым ремнем, в – штанга для постановки на землю.

Таблица 3.3.

Характеристики модульных пешеходных магнитометров

МИНИМАГ-М	<p><i>Производитель:</i> ФГУП «Геологоразведка» (Россия, Санкт-Петербург); <i>Тип:</i> протонный; <i>Диапазон измерений:</i> 20 – 100 мкТл; <i>Цена деления:</i> 0,01 нТл <i>Систематическая погрешность:</i> ± 2 нТл; <i>Среднеквадратическая погрешность:</i> 0,03 нТл; <i>Нестабильность во времени:</i> ±0,2 нТл за 8 ч; <i>Быстродействие:</i> 1 изм./2 с; <i>Число каналов:</i> 1; <i>GPS:</i> нет; <i>Предельный градиент:</i> не указан;</p>
	

	<p>Память: 4 Мб; Связь с ПК: RS-232, USB; Питание: 12 В; Рабочие температуры: -20—+50°С; Масса: не более 4 кг; Источник данных: сайт ФГУП «Геологоразведка», geolraz.com</p>
<p>ММПГ-1</p> 	<p>Производитель: ФГУП «Геологоразведка» (Россия, Санкт-Петербург); Тип: протонный; Диапазон измерений: 20 – 100 мкТл; Цена деления: 0,01 нТл; Систематическая погрешность: ± 2 нТл; Среднеквадратическая погрешность: 0,03 нТл; Нестабильность во времени: ±0,2 нТл за 8 ч; Быстродействие: 1 изм./2 с; Число каналов: 2; GPS: нет; Предельный градиент: не указан; Память: 4 Мб; Связь с ПК: RS-232, USB; Питание: 13±2 В; Рабочие температуры: -20—+50°С; Масса: с 1 датчиком не более 4,5 кг, с 2-мя – 6 кг; Источник данных: сайт ФГУП «Геологоразведка», geolraz.com</p>
<p>ПКМ-1М</p>	<p>Производитель: ФГУП «Геологоразведка» (Россия, Санкт-Петербург); Тип: квантовый; Диапазон измерений: 20 – 100 мкТл; Цена деления: 0,01 нТл; Систематическая погрешность: ± 2 нТл; Среднеквадратическая погрешность: 0,01 нТл; Нестабильность во времени: ±1,5 нТл за 8 ч; Быстродействие: 10 изм./1 с; Число каналов: 1; GPS: нет; Предельный градиент: не указан; Память: 4 Мб; Связь с ПК: RS-232, USB; Питание: 12 В; Рабочие температуры: -20—+50°С;</p>

	<p><i>Масса:</i> не более 5 кг; <i>Источник данных:</i> сайт ФГУП «Геологоразведка», geolraz.com</p>
<p>MMPOS-1</p> 	<p><i>Производитель:</i> УГТУ-УПИ (Россия, Екатеринбург); <i>Тип:</i> Оверхаузера; <i>Диапазон измерений:</i> 20 – 100 мкТл; <i>Цена деления:</i> 0,001 нТл; <i>Систематическая погрешность:</i> $\pm 0,5$ нТл; <i>Среднеквадратическая погрешность:</i> 0,02 нТл; <i>Нестабильность во времени:</i> не указана; <i>Быстродействие:</i> не указано; <i>Число каналов:</i> 1; <i>GPS:</i> внешний (NMEA 183); <i>Предельный градиент:</i> 20 мкТл/м; <i>Память:</i> 1 Мб; <i>Связь с ПК:</i> RS-232; <i>Питание:</i> 10–15 В; <i>Рабочие температуры:</i> -30–+60°C; <i>Масса:</i> 4,5 кг; <i>Источник данных:</i> сайт лаборатории квантовой магнитометрии УГТУ-УПИ, magnetometer.ur.ru.</p>
MMPOS-2	Тоже что и MMPOS-1, только имеет 2 канала.
OEM POS-1	<p><i>Производитель:</i> УГТУ-УПИ (Россия, Екатеринбург); <i>Тип:</i> Оверхаузера; <i>Диапазон измерений:</i> 20 – 100 мкТл; <i>Цена деления:</i> $\pm 0,001$ нТл; <i>Систематическая погрешность:</i> $\pm 0,5$ нТл; <i>Среднеквадратическая погрешность:</i> $\pm 0,01$ нТл; <i>Нестабильность во времени:</i> не указана; <i>Быстродействие:</i> не указано; <i>Число каналов:</i> 1; <i>GPS:</i> встроенный Trimble Lassen iQ; <i>Предельный градиент:</i> 20 мкТл/м; <i>Память:</i> 1 Мб; <i>Связь с ПК:</i> RS-232; <i>Питание:</i> 10–15 В; <i>Рабочие температуры:</i> -30–+70°C; <i>Масса:</i> 1,8 кг; <i>Источник данных:</i> сайт лаборатории квантовой магнитометрии УГТУ-УПИ, magnetometer.ur.ru.</p>

OEM POS-1	Тоже что и OEM POS-1, только имеет 2 канала.
<p>GT-MVS</p> 	<p><i>Производитель:</i> ЗАО «Геотехнологии» (Россия, Москва); <i>Тип:</i> Квантовый (цезиевый датчик); <i>Диапазон измерений:</i> 20 – 100 мкТл; <i>Цена деления:</i> 0,001 нТл; <i>Систематическая погрешность:</i> не указана; <i>Среднеквадратическая погрешность:</i> не указана; <i>Нестабильность во времени:</i> не указана; <i>Быстродействие:</i> 500 изм./1 с; <i>Число каналов:</i> 1; <i>GPS:</i> встроенный; <i>Предельный градиент:</i> не указан; <i>Память:</i> USB-FLASH; <i>Связь с ПК:</i> Wi-Fi или Bluetooth; <i>Питание:</i> 12 В; <i>Рабочие температуры:</i> не указаны; <i>Масса:</i> 10 кг; <i>Источник данных:</i> сайт ЗАО «Геотехнологии», gtcomp.ru.</p>
<p>GSM-19 v.7</p> 	<p><i>Производитель:</i> GEM Systems (Канада); <i>Тип:</i> Оверхаузера; <i>Диапазон измерений:</i> 15 – 120 мкТл; <i>Цена деления:</i> ±0,01 нТл; <i>Систематическая погрешность:</i> ±0,1 нТл; <i>Среднеквадратическая погрешность:</i> не указана; <i>Нестабильность во времени:</i> не указана; <i>Быстродействие:</i> 1 изм./3 с; <i>Число каналов:</i> 2; <i>GPS:</i> встроенный; <i>Предельный градиент:</i> 10 мкТл/м; <i>Память:</i> 32 Мб; <i>Связь с ПК:</i> RS-232; <i>Питание:</i> 12 В; <i>Рабочие температуры:</i> -40—+50°С; <i>Масса:</i> 2,1 кг; <i>Источник данных:</i> сайт GEM Systems (gtcomp.ru)</p>
GSM-19T	<p><i>Производитель:</i> GEM Systems (Канада); <i>Тип:</i> Протонный; <i>Диапазон измерений:</i> 15 – 120 мкТл; <i>Цена деления:</i> ±0,01 нТл; <i>Систематическая погрешность:</i> ±0,2 нТл; <i>Среднеквадратическая погрешность:</i> до ±0,05 нТл; <i>Нестабильность во времени:</i> не указана;</p>

	<p><i>Быстродействие: 1 изм./3 с;</i> <i>Число каналов: 2;</i> <i>GPS: встроенный;</i> <i>Предельный градиент: 7 мкТл/м;</i> <i>Память: 32 Мб;</i> <i>Связь с ПК: RS-232;</i> <i>Питание: 12 В;</i> <i>Рабочие температуры: -40—+50°С;</i> <i>Масса: 4,3 кг;</i> <i>Источник данных: сайт GEM Systems (gtcomp.ru)</i></p>
<p>GSMP-35 (К)</p>	<p><i>Производитель: GEM Systems (Канада);</i> <i>Тип: Квантовый (Калиевый);</i> <i>Диапазон измерений: 20 – 100 мкТл;</i> <i>Цена деления: ±0,0001 нТл;</i> <i>Систематическая погрешность: ±0,1 нТл;</i> <i>Среднеквадратическая погрешность: не указана;</i> <i>Ошибка наклона датчика: ±0,05 нТл при углах 10°-80° и 360°, включая полное круговое вращение по вертикали;</i> <i>Нестабильность во времени: не указана;</i> <i>Быстродействие: 1 изм./3 с;</i> <i>Число каналов: 2;</i> <i>GPS: встроенный;</i> <i>Предельный градиент: 30 мкТл/м;</i> <i>Память: не указана;</i> <i>Связь с ПК: RS-232;</i> <i>Питание: 22–32 В;</i> <i>Рабочие температуры: -20—+55°С;</i> <i>Масса: 1,6 кг;</i> <i>Источник данных: сайт GEM Systems (gtcomp.ru)</i></p>
<p>ENVI CS</p> 	<p><i>Производитель: Scintrex;</i> <i>Тип: квантовый (цезиевый датчик);</i> <i>Диапазон измерений: 20 – 100 мкТл;</i> <i>Цена деления: ±0,01 нТл;</i> <i>Систематическая погрешность: ±1 нТл;</i> <i>Среднеквадратическая погрешность: до ±0,003 нТл;</i> <i>Нестабильность во времени: не указана;</i> <i>Быстродействие: не указано;</i> <i>Число каналов: 2;</i> <i>GPS: встроенный;</i> <i>Предельный градиент: 40 мкТл/м;</i> <i>Память: не указана;</i> <i>Связь с ПК: RS-232C, USB;</i></p>

	<p><i>Питание:</i> 21–28 В; <i>Рабочие температуры:</i> -20–+50°C; <i>Масса:</i> 9 кг; <i>Источник данных:</i> сайт Scintrex (scintrexltd.com)</p>
<p>ENVI PRO</p> 	<p><i>Производитель:</i> Scintrex; <i>Тип:</i> протонный; <i>Диапазон измерений:</i> 23 – 100 мкТл; <i>Цена деления:</i> ±0,01 нТл; <i>Систематическая погрешность:</i> ±1 нТл; <i>Среднеквадратическая погрешность:</i> до ±0,1 нТл; <i>Нестабильность во времени:</i> не указана; <i>Быстродействие:</i> не указано; <i>Число каналов:</i> 2; <i>GPS:</i> встроенный; <i>Предельный градиент:</i> 7 мкТл/м; <i>Память:</i> не указана; <i>Связь с ПК:</i> RS-232C, USB; <i>Питание:</i> 21–28 В; <i>Рабочие температуры:</i> -40–+60°C; <i>Масса:</i> 4 кг; <i>Источник данных:</i> сайт Scintrex (scintrexltd.com)</p>
<p>G-859</p> 	<p><i>Производитель:</i> Geometeics (США); <i>Тип:</i> квантовый (цезиевый датчик); <i>Диапазон измерений:</i> 17 – 100 мкТл; <i>Цена деления:</i> ±0,01 нТл; <i>Систематическая погрешность:</i> ±1,5 нТл; <i>Среднеквадратическая погрешность:</i> до ±0,008 нТл; <i>Нестабильность во времени:</i> не указана; <i>Быстродействие:</i> не указано; <i>Число каналов:</i> 2; <i>GPS:</i> встроенный; <i>Предельный градиент:</i> не указан; <i>Память:</i> не указана; <i>Связь с ПК:</i> RS-232; <i>Питание:</i> 24 В; <i>Рабочие температуры:</i> -25–+50°C; <i>Масса:</i> не указана; <i>Источник данных:</i> сайт Geometeics (geometrics.com)</p>
<p>G-856</p> 	<p><i>Производитель:</i> Geometeics (США); <i>Тип:</i> протонный; <i>Диапазон измерений:</i> 20 – 90 мкТл;</p>

	<p>Цена деления: $\pm 0,1$ нТл; Систематическая погрешность: $\pm 0,5$ нТл; Среднеквадратическая погрешность: не указана; Нестабильность во времени: не указана; Быстродействие: не указано; Число каналов: 2; GPS: встроенный; Предельный градиент: не указан; Память: не указана; Связь с ПК: RS-232; Питание: 24 В; Рабочие температуры: -30—$+50^{\circ}\text{C}$; Масса: 4,5 кг; Источник данных: сайт Geometrics (geometrics.com)</p>
--	--

Примечание: данные приведены по состоянию на 2012 год и взяты с сайтов производителей.

Векторные и компонентные наземные магнитометры. Выбор векторных магнитометров, предназначенных для геофизических работ не так велик как модульных. Это объясняется тем, что измерение вектора магнитного поля Земли, гораздо более трудоемко, чем его модуля. Аппаратура же предназначенная для измерения полного вектора МПЗ тяжелее и менее удобна в использовании (рис. 3.13.). Однако в науке и технике, где необходимо измерять компоненты поля такие магнитометры применяются очень широко.

Измерение полного вектора всегда осуществлялось путем регистрации трех его компонент – либо X , Y , Z , либо $|T|$, I , D . Для измерения компонент X , Y и Z лучше всего подходят феррозондовые магнитометры.



Рис. 3.13. Трёхкомпонентный феррозондовый магнитометр LEMI-018. [www.isr.lviv.ua]



Рис. 3.14. Магнитометр GSM-19FD dIdD [GEM Systems].

На рынке геофизической аппаратуры приборов подобного типа весьма немного. Одним из примеров таких приборов является цифровой трёхкомпонентный феррозондовый магнитометр LEMI-018 (Производитель – Львовский центр Института космических исследований ЛЦ ИКИ, Украина). Он отвечает современным всем требованиям (табл. 3.3.) и предназначен для измерения трех компонент магнитного поля Земли и их вариаций в лабораторных и полевых условиях, а также для прецизионных измерений в магнитных обсерваториях.

Альтернативой феррозондовым магнитометрам являются векторные комбинированные приборы, например магнитометр GSM-19FD. GSM-19FD представляет собой комбинацию Оверхаузеровского, феррозондового магнитометров и теодолита [gemsys.ca]. Предназначен такой магнитометр для обсерваторных измерений полного вектора магнитного поля Земли, а также приращения склонения и наклонения (ΔIdD – delta Inclination/ delta Declination).

В магнитометре GSM-19FD для непрерывного определения склонения и наклонения используется система взаимно ортогональных подвесных феррозондов. Система устроена так, что оси взаимно ортогональных катушек располагающихся перпендикулярно магнитному полю Земли в горизонтальной и вертикальной плоскости, последняя соответствует плоскости магнитного меридиана.

Таблица 3.3.

Характеристики векторных пешеходных магнитометров

LEMI-018	<p><i>Производитель:</i> ЛЦ ИКИ (Украина, Львов); <i>Тип:</i> феррозондовый; <i>Диапазон измерений:</i> ± 70; <i>Цена деления:</i> не указана <i>Систематическая погрешность:</i> $\pm 0,5$ нТл; <i>Среднеквадратическая погрешность:</i> 0.01 нТл; <i>Нестабильность во времени:</i> $< \pm 5$ нТл/год; <i>Быстродействие:</i> 1 изм./сек.; <i>Число каналов:</i> 3; <i>GPS:</i> встроенный; <i>Предельный градиент:</i> не указан; <i>Память:</i> CF 2 Гб; <i>Связь с ПК:</i> RS-232; <i>Питание:</i> 10–18; <i>Масса:</i> 3 кг; <i>Рабочие температуры:</i> -20–+40; <i>Источник данных:</i> Сайт ЛЦ ИКИ, www.isr.lviv.ua</p>
GSM-19FD	<p><i>Производитель:</i> GEM Systems (Канада); <i>Тип:</i> оверхаузера + феррозондовый; <i>Диапазон измерений:</i> ± 20–120;</p>

	<p>Цена деления: не указана Систематическая погрешность: $\pm 0,2$ нТл; Среднеквадратическая погрешность: 0,01 нТл; Нестабильность во времени: $< \pm 2$ нТл/год; Быстродействие: не указано; Число каналов: 3; GPS: внешний; Предельный градиент: 10 мкТл/м; Память: не указана; Связь с ПК: RS-232, USB; Питание: 12; Масса: 4,5 кг; Рабочие температуры: -45—+45; Источник данных: GEM Systems, www.gemsys.ca</p>
--	---

Аэромагнитометры

Аэромагнитометры должны иметь достаточно высокую скорость измерения, так как аэросъемка происходит в движении на большой скорости. Поэтому большинство современных аэромагнитометров – квантовые, способные производить до 1000 отсчетов в секунду, но применяются также протонные и феррозондовые.

Датчики аэромагнитометров устанавливаются в выпускную гондолу (рис. 3.15) или стингер, а блок регистрации и управления располагается на борту летательного аппарата.

Аэромагнитометры производятся фирмами: ЗАО ГНПП «Аэрогеофизика» (Россия, Москва), ЗАО «Геотехнологии» (Россия, Москва), Scintrex (Канада), GEM systems (Канада). Сравнительных характеристики некоторых моделей приведены в таблице 3.4.

Таблица 3.4.

Некоторые характеристики аэромагнитометров

<p>GT-MAG</p> 	<p>Производитель: ЗАО «Геотехнологии» (Россия, Москва); Тип: квантовый; Диапазон измерений: не указан; Цена деления: не указана Систематическая погрешность: ± 2 нТл; Среднеквадратическая погрешность: 0.002 нТл; Нестабильность во времени: не указана; Быстродействие: 1000 изм./1 с; Число каналов: 4; GPS: внешний (до 3 шт); Предельный градиент: не указан; Память: 4 Мб; Связь с ПК: есть;</p>
---	---

	<p><i>Питание:</i> не указано; <i>Рабочие температуры:</i> не указана; <i>Источник данных:</i> сайт ЗАО «Геотехнологии», www.gtcomp.ru</p>
<p>GT-MAG-2</p> 	<p><i>Производитель:</i> ЗАО «Геотехнологии» (Россия, Москва); <i>Тип:</i> квантовый; <i>Диапазон измерений:</i> не указан; <i>Цена деления:</i> не указана; <i>Систематическая погрешность:</i> ± 2 нТл; <i>Среднеквадратическая погрешность:</i> 0,002 нТл; <i>Нестабильность во времени:</i> не указана; <i>Быстродействие:</i> 1000 изм./1 с; <i>Число каналов:</i> 2; <i>GPS:</i> внешний (до 3 шт); <i>Предельный градиент:</i> не указан; <i>Память:</i> 4 Мб; <i>Связь с ПК:</i> есть; <i>Питание:</i> не указано; <i>Рабочие температуры:</i> не указана; <i>Источник данных:</i> сайт ЗАО «Геотехнологии», www.gtcomp.ru</p>
<p>Аероmaster-100*</p> 	<p><i>Производитель:</i> ЗАО ГНПП Аэрогеофизика (Россия, Москва); <i>Тип:</i> квантовый; <i>Диапазон измерений:</i> 15–105 мкТл; <i>Цена деления:</i> не указана <i>Систематическая погрешность:</i> $\pm 2,5$ нТл; <i>Среднеквадратическая погрешность:</i> 0,0001 нТл; <i>Нестабильность во времени:</i> не указана; <i>Быстродействие:</i> 100 изм./1 с; <i>Число каналов:</i> 2; <i>GPS:</i> внешний; <i>Предельный градиент:</i> не указан; <i>Память:</i> 4 Мб; <i>Связь с ПК:</i> есть; <i>Питание:</i> не указано; <i>Рабочие температуры:</i> не указана; <i>Источник данных:</i> сайт ЗАО «Аэрогеофизика», www.aerogeo.ru</p>
<p>GSMP-30A (GEM)</p>	<p><i>Производитель:</i> GEM Systems (Канада); <i>Тип:</i> квантовый; <i>Диапазон измерений:</i> 20–100 мкТл; <i>Цена деления:</i> не указана <i>Систематическая погрешность:</i> $\pm 0,1$ нТл;</p>

	<p><i>Среднеквадратическая погрешность:</i> 0,0001 нТл; <i>Нестабильность во времени:</i> не указана; <i>Быстродействие:</i> не указано; <i>Число каналов:</i> 4; <i>GPS:</i> внешний; <i>Предельный градиент:</i> 30 мкТл; <i>Память:</i> не указана; <i>Связь с ПК:</i> RS-232; <i>Питание:</i> 22 –32 В; <i>Рабочие температуры:</i> -20–+55; <i>Источник данных:</i> GEM Systems, www.gemsys.ca</p>
--	--

* с датчиком CS-3 (Scintrex)



а.



б.



в.

Рис. 3.15. Датчики аэромагнитометров GEM System (Канада) а. гондола с одним датчиком, б. – вертикальный градиентометр (2 датчика), в – трехосный градиентометр (4 датчика). [gemsys.ca]

Морские магнитометры

Морской магнитометр состоит из наборной части – блок управления и регистрации, заборной части (гондола с датчиком) и соединяющего их кабеля с электростатической и иногда магнитной экранировкой. Для спуска и подъема гондолы используется лебедка или соответствующее судовое кормовое оборудование. Принципиально по схемным решениям морские приборы не отличаются от соответствующих воздушных аналогов, хотя требования к быстродействию в морских вариантах менее жест-

кие [Магниторазведка, 2012]. Особенностью морских приборов являются специальной конструкции герметичная гондола и специальные кабели. Гондолы морских магнитометров имеют обтекаемую форму и водонепроницаемый корпус, в который размещается датчик и система спутниковой навигации (рис. 3.16, 3.17).

Часто при морских исследованиях измеряют градиент полного вектора магнитного поля (рис. 3.17), это позволяет избавиться от измерения вариаций, которые проблематично осуществлять в акваторных условиях. В случае применения магнитовариационных станций их используют в буйковом и донном вариантах.

Наиболее крупные производители морских магнитометров представлены канадскими фирмами Geometrics и Marine Magnetics.



Рис. 3.16. Морской квантовый магнитометр и градиентометр G-882 с цезиевым датчиком (Geometrics) [geometrics.com]

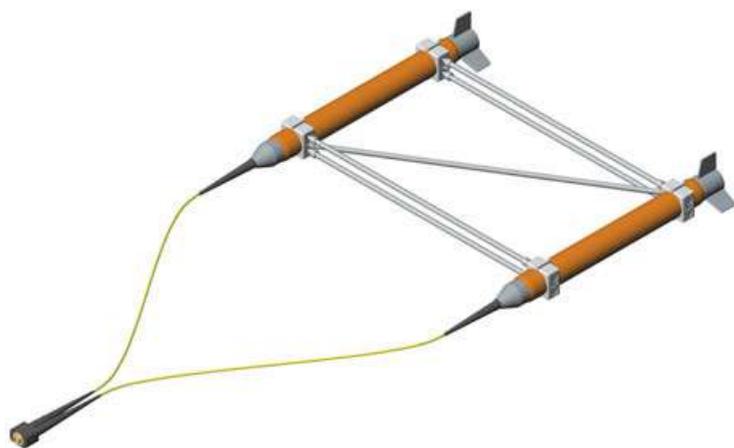


Рис. 3.17. Морской квантовый магнитометр-градиентометр SeaSPY (Marine Magnetics) [marinemagnetics.com]

Скважинные магнитометры

Скважинные магнитометры отличаются от прочих тем, что их датчик размещается в скважинном снаряде. По принципу работы МЧЭ могут быть любыми.

Скважинные магнитометры выпускаются рядом отечественных и зарубежных фирм ОАО НПП "ВНИИГИС" (Россия, республика Башкортостан, г. Октябрьский), ООО НПП "ИНГЕО", лаборатория квантовой магнитометрии УГТУ – УПИ (Россия, Екатеринбург), Robertson Geologging Ltd, (США, Хьюстон), IFG Corporation (Канада, Онтарио) и другие. Характеристики некоторых магнитометров приведены в таблице 3.5.

Таблица 3.5.

Характеристики скважинных магнитометров

Магнитометр	Тип	Диапазон Измерений, мкТл	Систематическая /приборная погрешность, нТл	Скорость измерения, изм/сек	Максимальное давление, МПа	Диаметр/длина снаряда, мм	Предельный градиент, мкТл/м	Рабочие Температуры, °С
1	2	3	4		6	7	8	11
ЛОМ-2	О	30–70	±3/ 0,5	?	22	42/ 1200	10	-30–+60
МСП-Г	П	40–70	±40/ 2	0,3	40	60/ 1500	20	-10–70

ГЛАВА 4. ПРЯМЫЕ ЗАДАЧИ МАГНИТОРАЗВЕДКИ

Решение прямых задач является основополагающим как при проектировании, так и при интерпретации результатов любых геофизических работ. *Прямая задача магниторазведки* заключается в том, чтобы найти аномальное магнитное поле от объекта с известными петромагнитными параметрами и геометрией.

Одной из главных проблем при решении прямых задач геофизики является сложность реальной геологической среды для математического представления, поэтому при решении прямых задач используются модели. Модель – это совокупность петрофизических, физических, математических и геометрических упрощений. Геометрические упрощения, и частично, петрофизические рассмотрены в разделе 2.6. о физико-геологических моделях. Правда даже для простых, на первый взгляд, моделей расчёты, и даже качественные оценки аномального поля, могут оказаться весьма сложными и трудоёмкими. Поэтому при расчетах пользуются приёмами, позволяющими упростить модели.

4.1. Приемы упрощения моделей

Декомпозиция – представление сложной модели в виде совокупности простых. Основой для этого приёма является принцип суперпозиции полей, согласно которому магнитные поля не взаимодействуют друг с другом, а только суммируются. Для магнитных моделей различают *декомпозицию формы* и *декомпозицию намагниченности*. При декомпозиции формы сложный по форме объект разбивается на несколько более простых тел, аномалии от которых суммируются. При декомпозиции намагниченности разложение векторов на компоненты производится таким образом, чтобы форму аномалии можно было легко определить [Блох, 1995].

Замена исходной модели эквивалентной. В основе данного упрощения лежит утверждение, что форма графика не изменяется, если к нему добавить константу. Поэтому к модели можно прибавлять или удалять однородно намагниченное полупространство (рис. 4.1). При этом намагниченность получившейся модели определяется как сумма или разность намагниченности исходной модели и однородного полупространства [Блох, 1995].

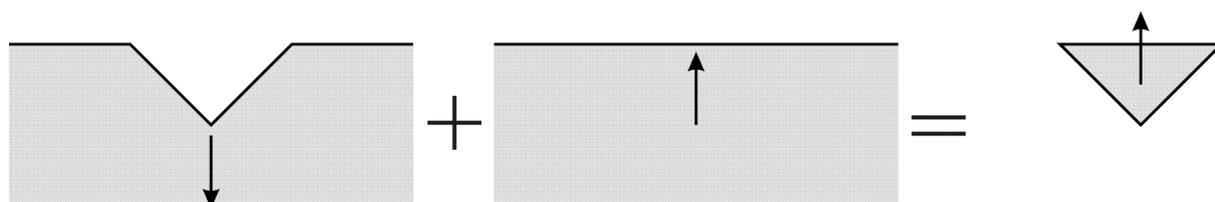


Рис. 4.1. Замена исходной модели эквивалентной.

Применение теоремы вращения. Теорема вращения для магнитного поля гласит: если во всех точках двумерной модели S повернуть вектор намагниченности на один и тот же угол φ , не меняя его модуля, то в произвольной внешней точке вектор аномального поля, также, не меняя своего модуля, развернется на такой же угол, но в противоположном направлении (рис. 4.2).

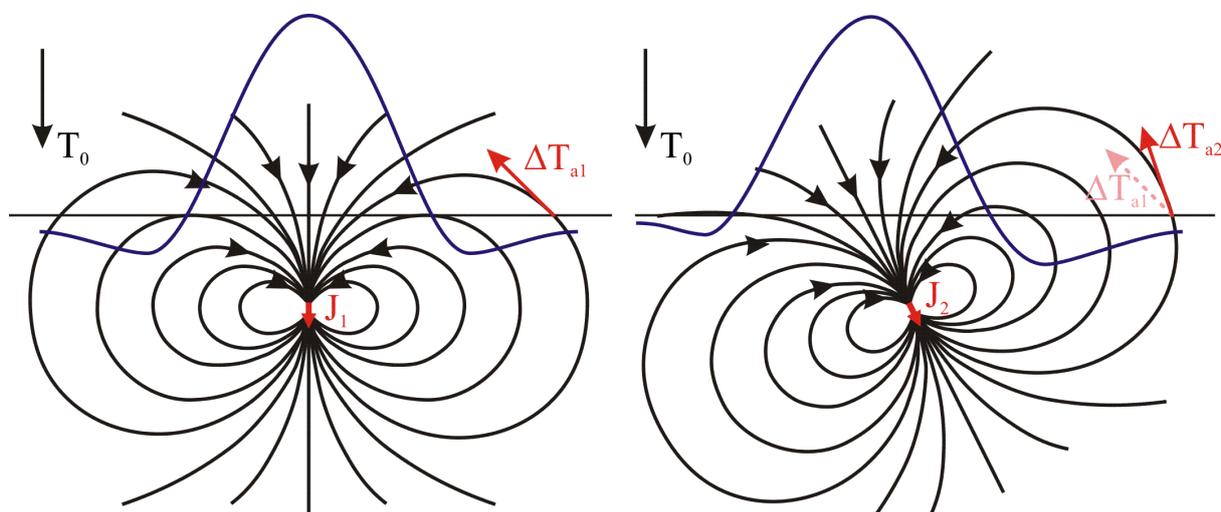


Рис. 4.2. К теореме вращения.

В таблице 4.1 приведена схема перехода компонент друг в друга при повороте вектора намагниченности против часовой стрелки.

Таблица 4.1.

Переход аномального поля при повороте вектора намагниченности против часовой стрелки

Угол	Поле	Переход
0	Z, X	Z, X
90	Z_1, X_1	$Z_1=X, X_1=-Z$
180	Z_2, X_2	$Z_2 = -Z, X_2=-X$
270	Z_3, X_3	$Z_3 = -X, X_3=Z$

Переход к эквивалентному распределению магнитных масс. Магнитная аномалия однородно намагниченного тела совпадает с магнитной аномалией простого слоя фиктивных магнитных масс, распределенных по поверхности этого тела, причем плотность этих масс в каждой точке поверхности равна проекции вектора намагничивания на внешнюю нормаль в данной точке (рис. 4.3).

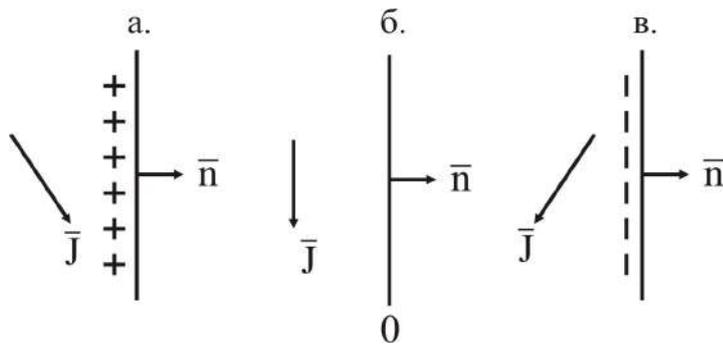
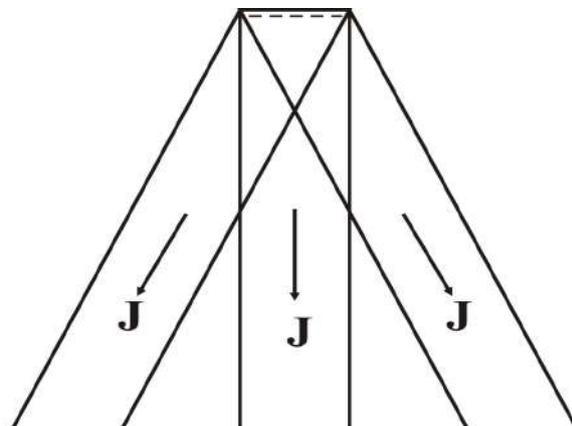


Рис.4.3. Определение знака фиктивных магнитных масс при разных направлениях вектора намагничивания: а – положительная, б – нулевая, в – отрицательная [Блох, 2009]

Эквивалентный простой слой отрицательных масс у каждого пласта располагается только на верхней кромке, следовательно, по морфологии аномалии будут одинаковыми (рис. 4.4).

Рис.4.4. Эквивалентный простой слой для бесконечных на глубину пластов намагниченных по падению.



При этом если развернуть вектор намагниченности на 90° из теоремы вращения следует, что эквивалентность аномалий сохранится. Следовательно, бесконечные на глубину пласты создают эквивалентные аномалии, если угол между вектором намагничивания и пластом одинаков.

Таким образом, применяя приведенный набор упрощений по одиночке или в комплексе, можно получать достаточно простые модели, удобные для расчетов.

4.2. Качественная оценка формы магнитных аномалий

При решении прямых и обратных задач, часто бывает полезно быстро без расчетов оценить форму аномалии. На форму аномальных компонент X_a , Z_a будет влиять форма тела (а значит распределение магнитных масс) и направление вектора намагниченности \mathbf{J} . А на форму аномалий T_a будет влиять и направление вектора нормального поля Земли.

Напомним, что направления вектора намагниченности тела и вектора внешнего поля совпадают только в случае индуктивного намагничивания. Если же имеет место явление размагничивания или присутствует остаточная намагниченность, то направления этих векторов могут сильно отличаться, вплоть до противоположного.

Определимся с системой координат. В геофизике для решения двумерных прямых задач чаще всего используется система координат, где ось ординат z направлена вниз, а ось абсцисс x – вправо. Здесь и далее будем использовать именно такую систему. Однако при этом для изображения графиков полей применяют стандартную систему координат, где ось ординат направлена вверх, а абсцисс – вправо.

Определение формы Z_a и X_a с помощью силовых линий

Если распределение силовых линий для объекта известно, то для определения формы графиков Z_a и X_a удобно воспользоваться описанным ниже методом. Для начала вспомним, что *силовой линией* магнитного поля называют линию, касательная к которой в каждой точке совпадает с направлением поля (вектора \mathbf{B}).

При анализе формы графиков Z_a и X_a с помощью силовых линий порядок действия должен быть следующий [Блох, 1995, 2009; Lowrie, 2007]:

1. упрощение модели (если необходимо);
2. построение силовых линий (от фиктивных масс и вертикальной плоскости);
3. построение линий профиля;
4. построение касательных в точках пересечения с линией профиля (векторов аномального поля);
5. разложение векторов на вертикальные и горизонтальные компоненты, оценка величины и знака компонент;
6. построение графиков Z_a и X_a .

Для примера возьмем поле бесконечной вытянутой в горизонтальном направлении линейной положительной массы (рис.4.5). Для линейной массы силовые линии будут представлять собой лучи, направленные от нее. Построим линию профиля и рассмотрим несколько точек, по которым можно будет оценить форму графика. В каждой точке вектор индукции поля по направлению совпадет с силовой линией, так как последняя является прямой. В точке 3 касательная к силовой линии, а значит и полный вектор аномального поля, будет направлен вертикально вверх, при этом так как расстояние до точки наблюдения будет кратчайшим, а значит, амплитуда – максимальной.

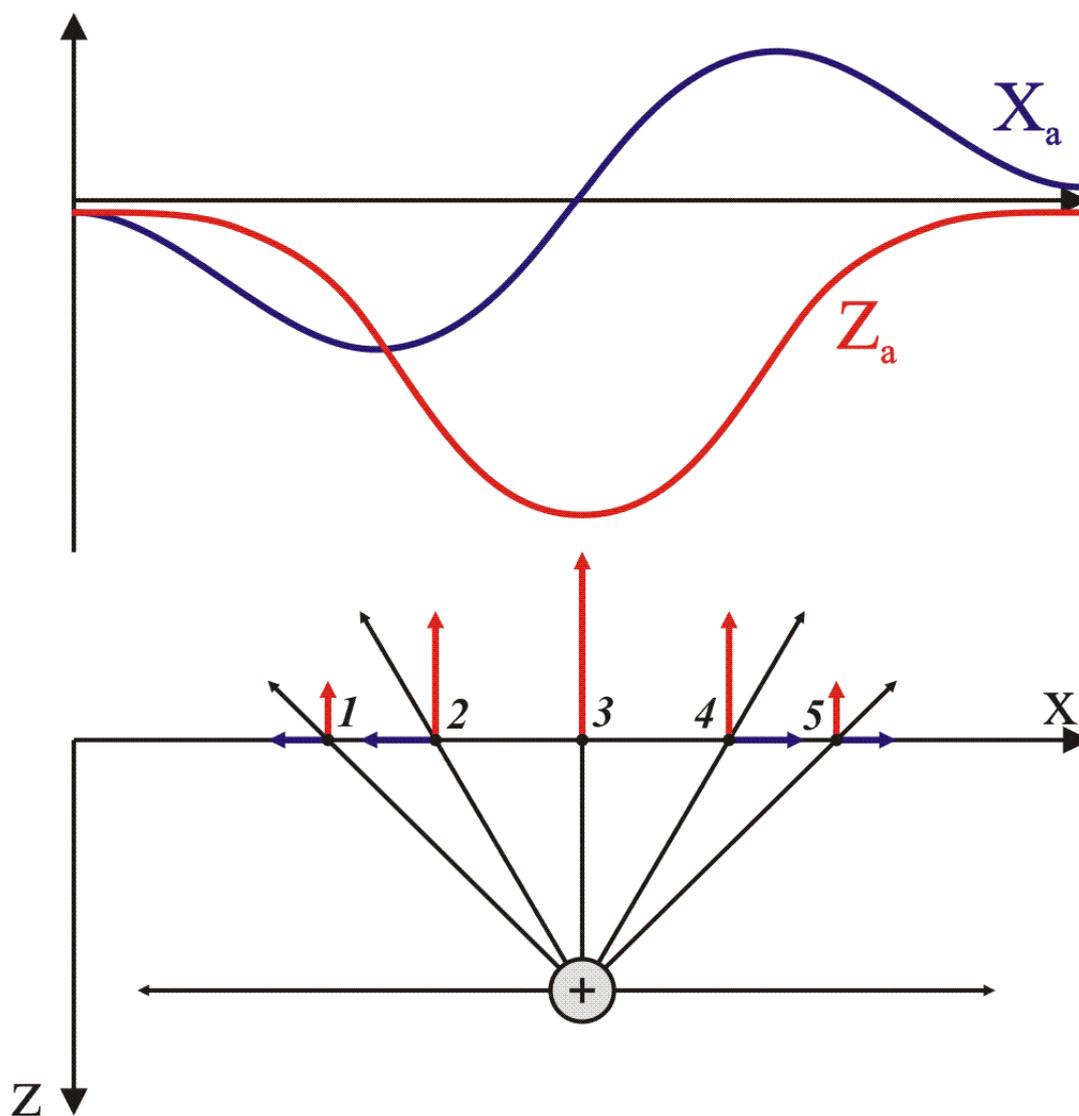


Рис 4.5. Оценка формы аномального магнитного поля методом касательных для единичного положительного заряда.

Разложим вектор на компоненты, определив их знак и амплитуду. Z_a в точке 3 отрицательна и максимальна, в точках 2 и 4 она также отрицательна но меньше максимума, в точках 1 и 5 – меньше чем в 2 и 4. Слева от точки 1 и справа от точки 5 амплитуда Z_a продолжит уменьшаться по амплитуде, так как будет увеличиваться расстояние до источника, и асимптотически будет стремиться к нулю. X_a в точке 3 равна нулю, слева от точки 3 в точке 2 горизонтальная компонента X_a отрицательна и по амплитуде близка к максимуму, в точке 1 также отрицательна но по амплитуде меньше, чем в точке 2, слева от точки 1 X_a останется отрицательной, а амплитуда будет асимптотически стремиться к 0. В точке 4 X_a отрицательна и близка к максимуму, в точке 4 – положительна и максимальна по амплитуде, в точке 5 – положительна, но амплитуда меньше максимума, справа от точки 5 останется положительной, но уменьшение амплитуды продолжится, и значение асимптотически будут стремиться к нулю. В результате получим характерные графики (рис. 4.5).

Таблица 4.2.

Поведение компонент аномального поля точечного источника

Точка	Поведение компоненты Z_a	Поведение компоненты X_a
1	2	3
<1	выходит на асимптоту = 0, отрицательна	отрицательна, выходит на асимптоту = 0,
1	отрицательна, по амплитуде меньше, чем в точке 2	отрицательна
2	отрицательна, по амплитуде меньше максимального	X_a отрицательна и максимальна
3	Z_a отрицательна и максимальна по амплитуде	$X_a = 0$
4	отрицательна, по амплитуде меньше максимального	X_a положительна и максимальна
5	отрицательна, по амплитуде меньше, чем в точке 4	положительна
>5	выходит на асимптоту = 0, отрицательна	положительна, выходит на асимптоту = 0

В качестве второго примера рассмотрим более сложную ситуацию – поле диполя (рис. 4.6.). Анализ производится по тому же алгоритму, что и в первом случае. Результаты этого анализа приведем в таблице 4.3.

Таблица 4.3.

Поведение компонент аномального поля дипольного источника

Точка	Поведение компоненты Z_a	Поведение компоненты X_a
1	2	3
<1	выходит на асимптоту = 0, отрицательна	выходит на асимптоту = 0, положительна
1	отрицательна	положительна
2	$Z_a = 0$	X_a положительна и максимальна
3	положительна	положительна
4	Z_a положительна и максимальна	$X_a = 0$
5	положительна	отрицательна
6	$Z_a = 0$	X_a отрицательна и максимальна
7	отрицательна	отрицательна
>7	выходит на асимптоту = 0, отрицательна	выходит на асимптоту = 0, отрицательна

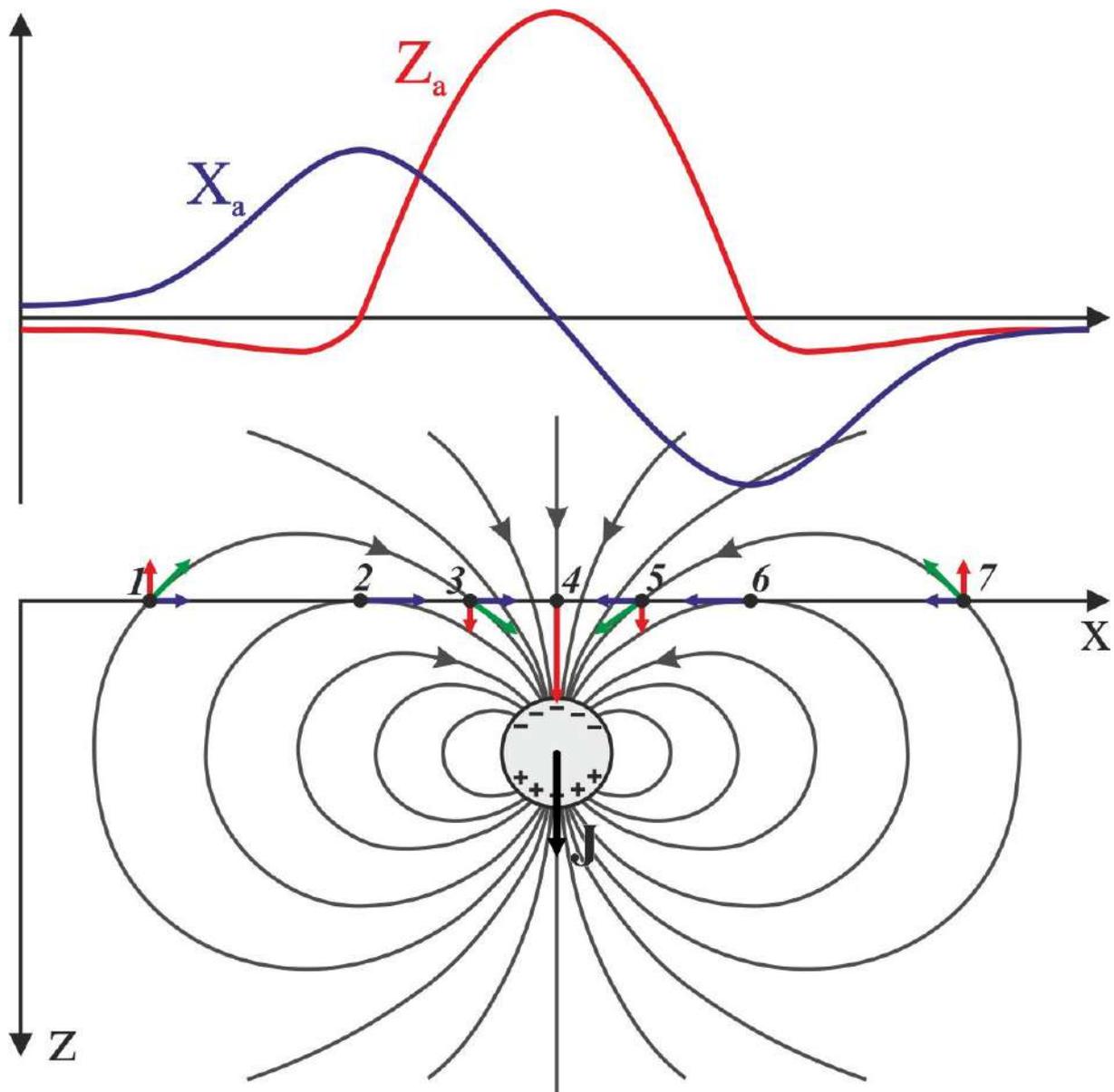


Рис. 4.6. Оценка формы аномального магнитного поля методом касательных для намагниченного вертикально вниз шара.

Определение формы Z_a и X_a методом точечного анализа

Для качественной оценки формы аномалий удобно также применять метод пробного заряда. Его суть заключается в том, что в точках исследования на профиле размещается элементарный пробный положительный заряд. Очевидно, что к отрицательно заряженному объекту он будет притягиваться, а от положительно заряженного – отталкиваться. Этот метод можно использовать для построения графика компоненты поля, нормальной к плоскому однородному слою, при этом аномальная компонента будет пропорциональна углу видимости θ из данной точки. θ – правый угол. В случае двойного слоя, большее влияние будет оказывать тот слой, угол видимости которого больше.

Рассмотрим оценку аномального поля для уступа, намагниченного вертикально (рис.4.7). Нормальной к плоскому слою в данном случае явля-

ется компонента Z_a . Разместим пробный заряд последовательно в точках 1, 2 и 3 и проанализируем углы видимости плоских заряженных слоев. В точке 1 правый угол видимости отрицательного слоя меньше, чем правый угол видимости положительного слоя, следовательно, заряд в этой точке отталкивается, а значит компонента Z_a отрицательна. В точке 2 углы равны, значит Z_a будет равна нулю. В точке 3 пробный заряд притягивается, поэтому компонента Z_a положительна.

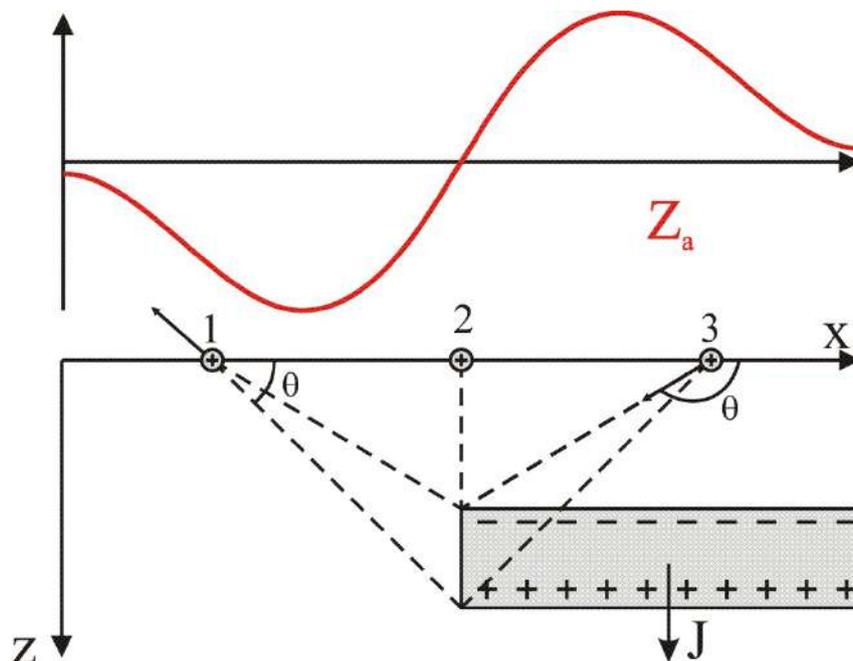


Рис. 4.7. Оценка формы аномального магнитного поля методом пробного заряда.

Таблица 4.4.
Поведение компоненты Z_a поля уступа

Точка	Поведение угла θ	Поведение компоненты Z_a
1	2	3
<1	$\theta^+ > \theta^-$, с увеличением расстояния разница уменьшается	отрицательна, выходит на асимптоту = 0,
1	$\theta^+ > \theta^-$	Z_a отрицательна и максимальна
2	$\theta^+ = \theta^-$	$Z_a = 0$
3	$\theta^+ < \theta^-$	Z_a положительна и максимальна
>3	$\theta^+ < \theta^-$, с увеличением расстояния разница уменьшается	Z_a положительна, выходит на асимптоту = 0

Применение теоремы вращения для определения формы аномалий Z и

X для косо намагниченных тел

Определить форму аномалии с помощью рассмотренных методов, если тело намагничено вертикально или горизонтально, весьма просто. Однако когда тело намагничено косо, то построение силовых линий надо осуществлять очень аккуратно, иначе результат может быть искажен или неоднозначен. Поэтому, зачастую, для косо намагниченных тел, проще определить форму аномалии для аналогичного тела, но вертикально намагниченного и уже затем, *по теореме вращения*, определить форму аномалий для заданного намагничения. Для этого можно использовать достаточно простую диаграмму (рис. 4.8). Для нахождения по ней Z_a и X_a надо повернуть луч диаграммы, соответствующий Z_a и X_a для вертикально намагниченного, на тот же угол и в том же направлении, что и вектор J при переходе вертикального к заданному намагничению.

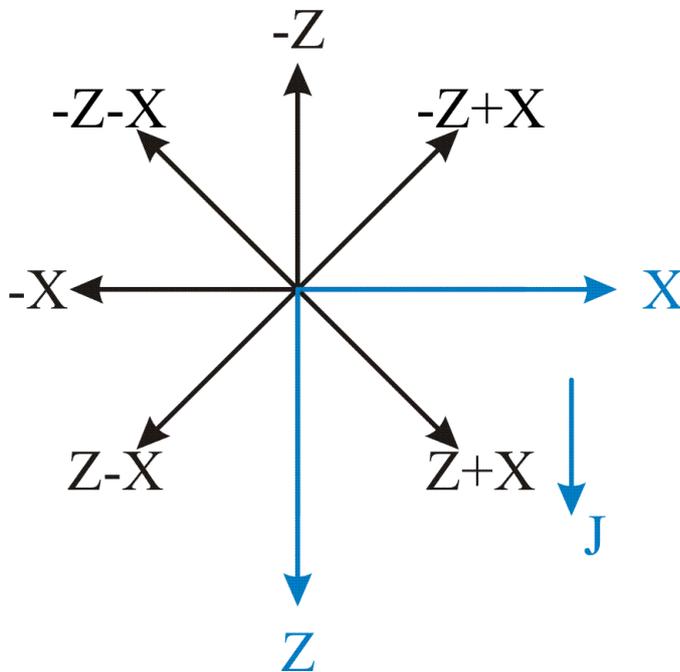


Рис. 4.8. Диаграмма определения формы Z_a и X_a косо намагниченного тела по графикам Z_a и X_a вертикально намагниченного тела.

Например, нам известно, что для вертикально намагниченного шара, аномальные компоненты Z_a и X_a будут соответствовать номерам графиков 1 и 3 на рисунке 4.9. Необходимо найти форму аномалий Z_a и X_a для шара с вектором намагниченности J_2 . Для этого на диаграмме повернем соответствующий луч, на тот же угол, на который повернется вектор J_1 для совмещения его с J_2 . Чтобы избежать ошибок в определении аномалий, отметим, что Z_a и X_a всегда отличаются на 90° . То есть получим, что $Z_{a2} = -Z_{a1} + X_{a1}$ (график 4, рис. 4.9.), а $X_{a2} = -Z_{a1} - X_{a1}$ (график 6, рис. 4.9.). Проверить правильность работы данной диаграммы, читатель может самостоятельно по приведенным выше методикам «пробного заряда» и «силовых линий».

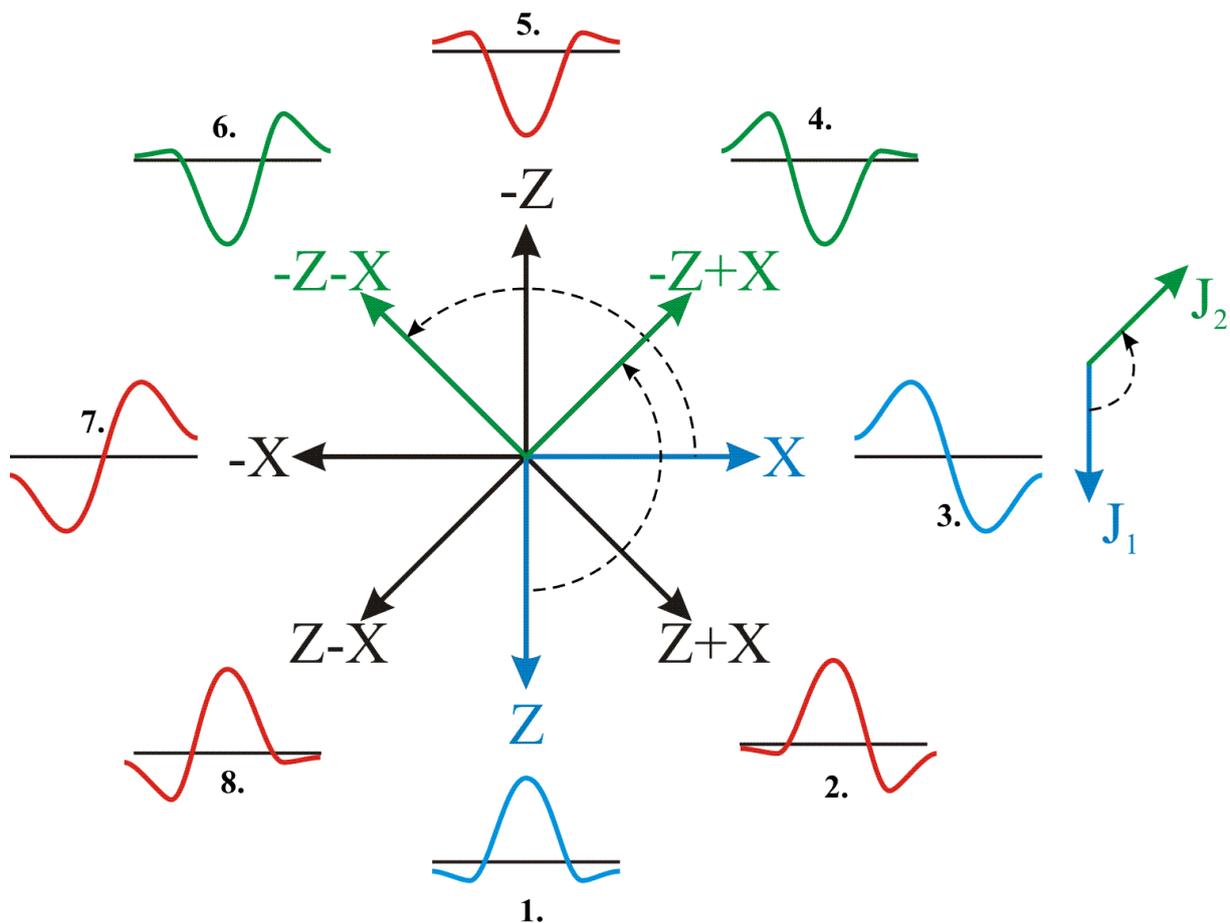


Рис. 4.9. Применение теоремы вращения для вертикально намагниченного шара.

В принципе, по данной методике можно определять форму аномалий, используя в качестве стартовой модели не только вертикально намагниченные тела, но и любые другие, если известны или легко определимы их аномалии Z_a и/или X_a . Надо сказать, знание обоих компонент аномального поля не обязательно, достаточно одной, вторая находится по той же теореме вращения. Для использования диаграммы достаточно совместить направление вектора J на диаграмме и на исходной модели.

Определение формы ΔT_a

Аномалия ΔT_a определяется формулой

$$\Delta T_a = \sqrt{\Delta X_a^2 + \Delta Y_a^2 + \Delta Z_a^2} \quad 4.1.$$

или, с учетом нормального поля

$$\Delta T_a = \sqrt{(X_0 + \Delta X_a)^2 + (Y_0 + \Delta Y_a)^2 + (Z_0 + \Delta Z_a)^2} - \sqrt{X_0^2 + Y_0^2 + Z_0^2} \quad 4.2.$$

В таком виде ΔT_a не удовлетворяет уравнению Лапласа, то есть не является гармонической функцией. Однако, при если $\Delta T \ll T_0$, то можно считать что ΔT_a ведет себя как компонента аномального вектора, направленная вдоль вектора нормального поля. А так как любая компонента аномального вектора является гармонической функцией, такое допущение

называется гармоническим приближением для ΔT_a [Блох, 1993, 2009].

Проекцию одного вектора на другой легко определить через их скалярное произведение, поэтому аналогом (4.1) в гармоническом приближении будет являться следующее соотношение:

$$\Delta T_a = \frac{X_0 \Delta X_a + Y_0 \Delta Y_a + Z_0 \Delta Z_a}{\sqrt{X_0^2 + Y_0^2 + Z_0^2}} \quad 4.3.$$

Исходя из вышесказанного следует что при использовании гармонического приближения форма графиков аномального поля ΔT_a зависит от направления вектора нормального поля T_0 , которое в свою очередь зависит от географического расположения объекта исследований.

Для качественной оценки формы ΔT_a достаточно графического поточечного сложения или вычитания графиков X и Z в зависимости от направления полного вектора нормального поля T_0 (рис. 4.10.).

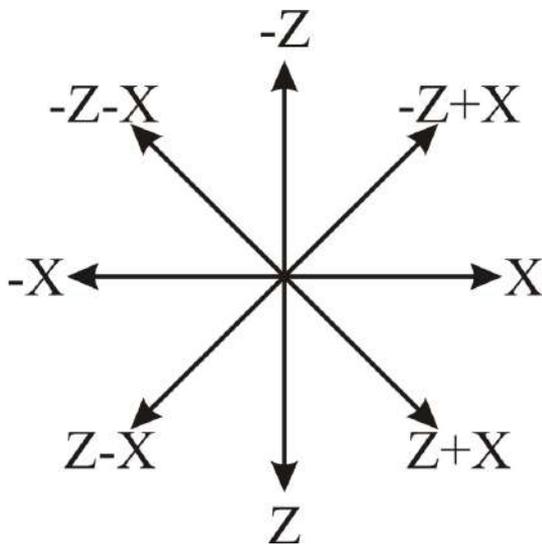


Рис. 4.10. Диаграмма определения формы T_a по графикам Z_a и X_a в зависимости от направления вектора нормального магнитного поля [Блох, 2009].

Поскольку в качестве аномального поля оценивается проекция вектора ΔT_a на вектор полного МПЗ, то аномалии от одного и того же одинаково намагниченного объекта в разных широтах будут иметь разную форму (рис. 4.11.).

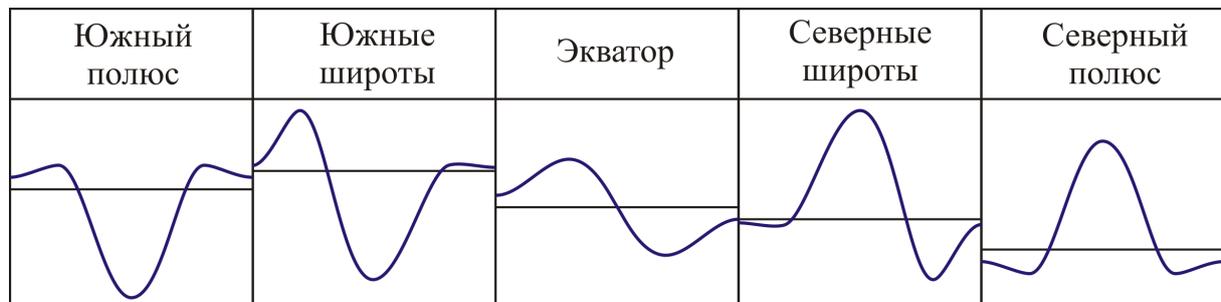


Рис. 4.11. Форма аномального поля ΔT_a от вертикально намагниченного шара на разных географических широтах.

4.3. Решение прямых задач для тел простой формы

Под телами простой формы подразумевают тела, геометрия которых описывается простыми функциональными зависимостями, например шар, круговой или эллиптический цилиндр, вертикальный или горизонтальный пласт бесконечного простираения и т.д. Для тел простой формы характерный относительно несложные выражения для аномального поля.

Рассмотрим ряд традиционных примеров тел простой формы и вывод выражений для аномального поля. Напомним, что все формулы приведены в СИ, тогда как в большей части старой отечественной литературы даны в СГС. Чтобы избежать путаницы компоненты напряженности поля обозначим как H с соответствующим индексом H_T, H_Z, H_H – полный вектор напряженности, вертикальная компонента и горизонтальная компонента соответственно. Для индукции магнитного поля эти составляющие будут обозначаться как B_T, B_Z, B_H .

Вертикально намагниченный стержень бесконечный на глубину

Под стержнем подразумевается тело малого диаметра с залеганием нижней кромки на бесконечной глубине. Тогда вертикально намагниченный стержень можно представить как отрицательный поверхностный заряд, расположенный на верхней кромке стержня, положительный заряд будет бесконечно удалён (рис. 4.12). Причем, учитывая малый диаметр стержня, этот заряд можно считать точечным.

На основании закона Кулона напряженность магнитного поля точечного источника

$$H_T = \frac{1}{4\pi} \frac{m}{r^2}, \quad (4.4.)$$

где m – физически фиктивный магнитный заряд. Тогда компоненты H_T в цилиндрической системе координат будут определяться выражениями:

$$H_Z = \frac{1}{4\pi} \frac{m}{r^2} \sin \theta = \frac{1}{4\pi} \frac{mh}{r^3}, \quad H_H = \frac{1}{4\pi} \frac{m}{r^2} \cos \theta = \frac{1}{4\pi} \frac{mx}{r^3}, \quad (4.5.)$$

Угол θ отсчитывается от положительного направления оси x , по часовой стрелке. При этом $m = \sigma S$, где σ – поверхностная плотность зарядов, а S – площадь сечения стержня.

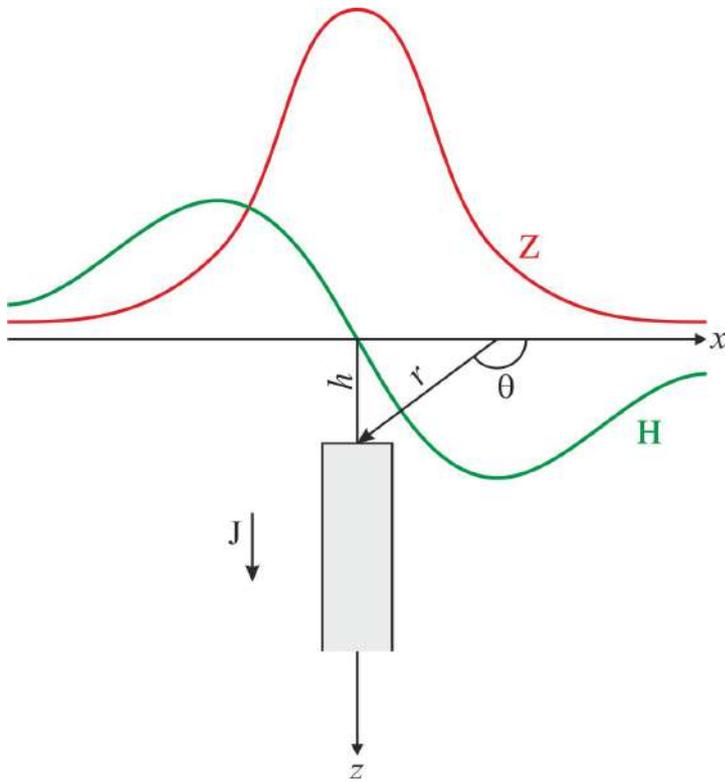


Рис.4.12. Бесконечный на глубину вертикально намагниченный стержень.

Представив результат, в прямоугольной системе координат получим:

$$H_Z = \frac{1}{4\pi} \frac{mh}{(h^2 + x^2)^{3/2}}; H_H = -\frac{1}{4\pi} \frac{mx}{(h^2 + x^2)^{3/2}}. \quad (4.6.)$$

Аномальные компоненты индукции магнитного поля

$$Z = B_Z = \frac{\mu_0}{4\pi} \frac{mh}{(h^2 + x^2)^{3/2}}, H = B_H = -\frac{\mu_0}{4\pi} \frac{mx}{(h^2 + x^2)^{3/2}}, \quad (4.7.)$$

а полный вектор

$$T = B_T = \frac{\mu_0}{4\pi} \frac{m}{h^2 + x^2}. \quad (4.8.)$$

Поле вертикально намагниченного шара

Теперь рассмотрим поле вертикально намагниченного шара. В природе тел такой правильной формы естественно не встречается, однако, тела, имеющие по трем ортогональным направлениям приблизительно равные размеры, имеют аномалии весьма схожие с аномалией шара (рис. 5.13).

Магнитное поле шара совпадает с полем диполя, поэтому его можно определить как поле двух точечных сближенных магнитных масс разных знаков, расположенных в центральной части шара. Ось диполя ориентирована по направлению намагничивающего поля. Тогда поле шара можно представить как поле стержня бесконечно малого диаметра с высотой Δh , равной расстоянию между магнитными массами.

Для вертикально намагниченного стержня ограниченного на глуби-

ну, верхняя граница которого находится на глубине h_1 , а нижняя – на глубине h_2 можно записать

$$Z = B_Z = \frac{\mu_0}{4\pi} m \left[\frac{h_1}{(h_1^2 + x^2)^{3/2}} - \frac{h_2}{(h_2^2 + x^2)^{3/2}} \right],$$

$$H = B_H = -\frac{\mu_0}{4\pi} m \left[\frac{x}{(h_1^2 + x^2)^{3/2}} - \frac{x}{(h_2^2 + x^2)^{3/2}} \right].$$
(4.9.)

Воспользуемся формулой Тейлора:

$$B_Z(x, h + \Delta h) = B_Z(x, h) + \Delta h \frac{\partial B_Z(x, h)}{\partial h},$$

$$B_H(x, h + \Delta h) = B_H(x, h) + \Delta h \frac{\partial B_H(x, h)}{\partial h}.$$
(4.10.)

Дифференцируя по h и отмечая, что $m\Delta h = M$ – магнитному моменту шара, получим

$$Z = B_Z = \frac{\mu_0}{4\pi} \frac{M(2h^2 - x^2)}{(h^2 + x^2)^{5/2}}, \quad H = B_H = -\frac{\mu_0}{4\pi} \frac{3Mhx}{(h^2 + x^2)^{5/2}},$$
(4.11.)

где $M = m\Delta h$ или $M = JV = \frac{4}{3} J\pi R^3$ – магнитный момент шара.

$$T = B_T = \frac{\mu_0}{4\pi} \frac{M\sqrt{4h^2 + x^2}}{(h^2 + x^2)^4},$$
(4.12.)

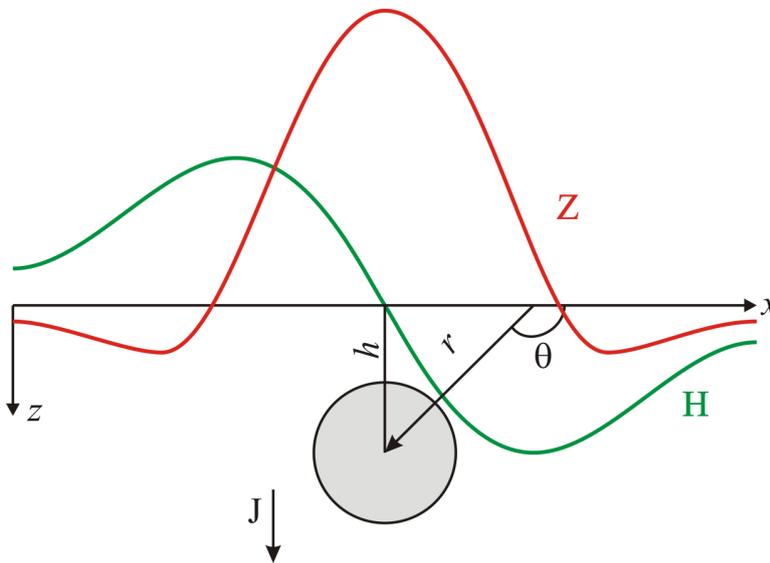


Рис.4.13. Вертикально намагниченный шар.

4.4. Решение прямых задач для тел произвольной формы

Существует два вида методов решения прямой задачи от тел произвольной формы: аналитические и графические.

Графические методы расчетов поля от тел произвольной формы широко использовались до активного внедрения компьютерной техники в геологоразведочный процесс. Они подразумевали применение специальных палеток, например палетки Д.С. Микова или палетки А.А. Логачева. Конечно, такие методы расчета уже не актуальны, но при отсутствии под рукой компьютера могут стать хорошим подспорьем в расчетах.



Миков Дмитрий Степанович

Рассмотрим в качестве примера наиболее распространенную палетку Д.С. Микова. Принцип построения такой для Z_a и H_a палетки заключается в следующем. Поперечное сечение двумерного тела разбивается на элементарные площадки системой радиусов и окружностей, проведенных из точки для которой вычисляется поле (рис. 5.14). Действие каждой площадки в этой точке определяется интегрированием по занимаемой ею площади выражений dZ и dH от элемента dS , аппроксимируемого горизонтальным вертикально-намагниченным круговым цилиндром [Тафеев, Соколов, 1981]

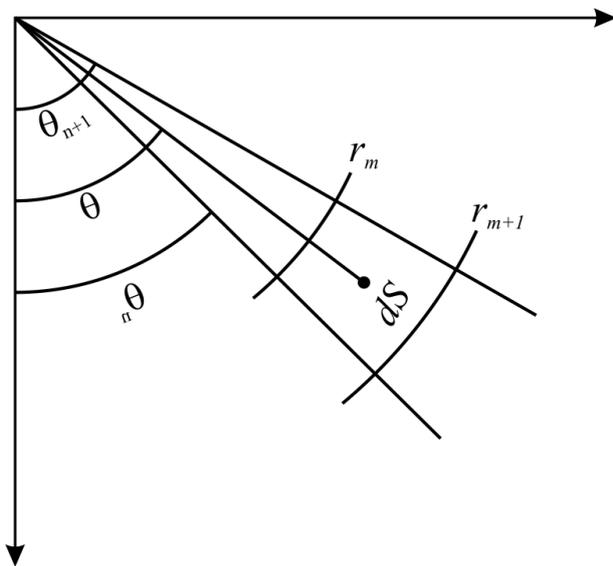
$$\begin{aligned} dZ &= 2 \frac{\mu_0}{4\pi} \frac{h^2 - x^2}{r^4} dM = 2 \frac{\mu_0}{4\pi} \frac{\cos 2\theta}{r^2} dM, \\ dH &= -2 \frac{\mu_0}{4\pi} \frac{hx}{r^4} dM = -2 \frac{\mu_0}{4\pi} \frac{\sin 2\theta}{r^2} dM. \end{aligned} \quad (4.13.)$$

где r – радиус окружности, проходящей через dS , а θ – угол между r и вертикальной осью. Интегрирование целесообразно проводить в цилиндрических координатах

$$\begin{aligned} \Delta Z &= 2J \frac{\mu_0}{4\pi} \int_{\theta_n}^{\theta_{n+1}} 2 \cos \theta d\theta \int_{r_m}^{r_{m+1}} \frac{dr}{r} = J \frac{\mu_0}{4\pi} (\sin 2\theta_{n+1} - \sin 2\theta_n) \ln \frac{r_{m+1}}{r_m}, \\ \Delta H &= -2J \frac{\mu_0}{4\pi} \int_{\theta_n}^{\theta_{n+1}} 2 \sin \theta d\theta \int_{r_m}^{r_{m+1}} \frac{dr}{r} = J \frac{\mu_0}{4\pi} (\cos 2\theta_{n+1} - \cos 2\theta_n) \ln \frac{r_{m+1}}{r_m} \end{aligned} \quad (4.14.)$$

Форма и положение каждой призмы выбраны таким образом, чтобы аномалия в аупункте (нем. *Aufpunkt* - точка измерения) одинаковой за счет изменения интервалов Δr и $\Delta \theta$. Намагниченность для палетки $J_{\text{пал}}$ выбирается произвольно и обычно берётся, таким образом, чтобы аномальное поле в точке было удобным. Как правило, выбирается $J_{\text{пал}} \approx 1$ А/м, тогда аномальное поле составит 1 нТл.

Постоянным берется значение синусов и косинусов (0,125). Радиусы вычисляются как геометрическая прогрессия со знаменателем 1,08, тогда логарифм смежных радиусов будет 0,08. Первый радиус r_1 принимается за единицу, он и определяет *масштаб палетки*. Так для построения палетки можно использовать следующие радиусы: 1,00; 1,08; 1,17; 1,26; 1,36; 1,47; 1,59; 1,71; 1,85; 2,00; 2,16; 2,33; 2,52 и т.д., и углы θ : 0; 3,6; 7,26; 11,04; 15,04; 19,4; 24,38; 30,66; 45°. При $\theta > 45^\circ$ значения ΔZ и ΔH меняют знак.



По полученным данным строится сетка (рис.4.15) или отмечается точкой центр каждой площадки. Сравнив выражения ΔZ и ΔH видно, что они становятся одинаковыми при повороте на 45° (реализация теоремы вращения). Это дает возможность использовать для определения Z_a и H_a одну палетку, меняя лишь оси абсцисс и ординат.

Рис. 4.14. К выводу формулы 4.14.

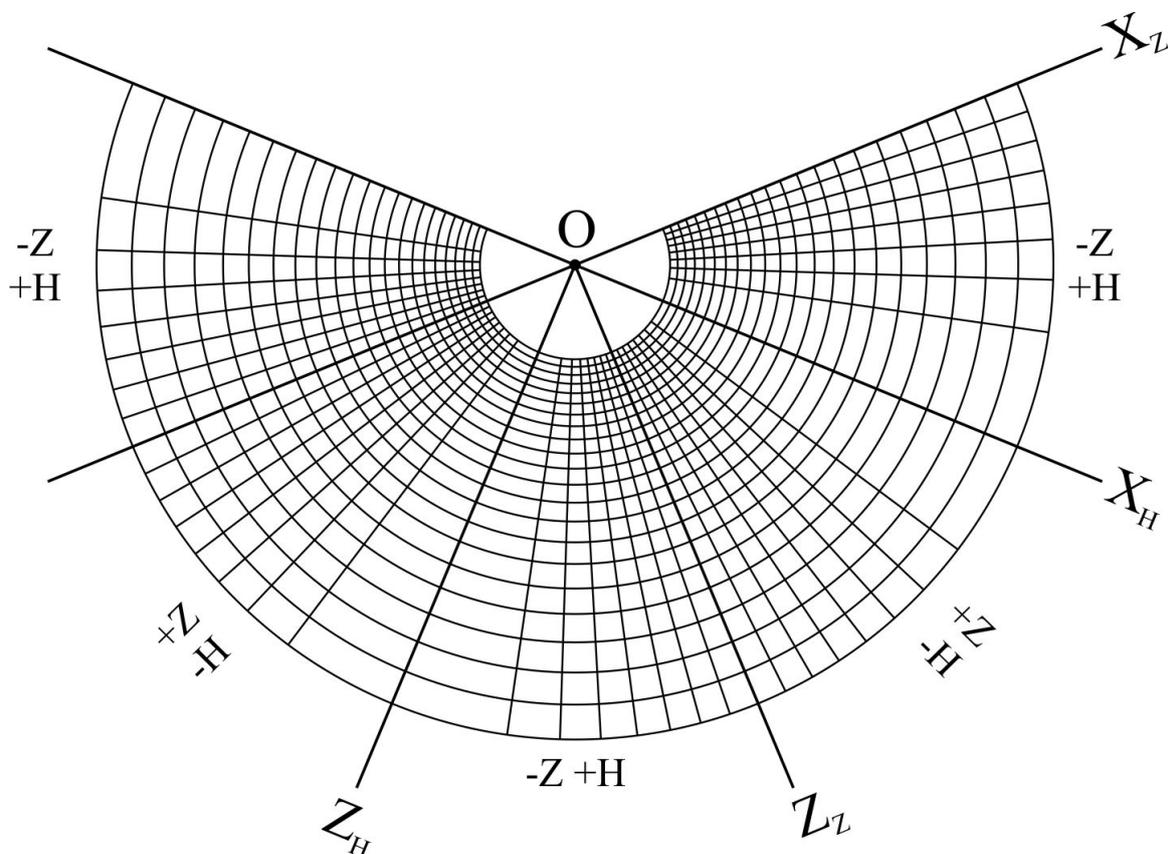


Рис.4.15. Палетка Д.С. Микова для вычисления Z_a и H_a двухмерных дел.

Расчет для Z_a и H_a сводится операции к операции алгебраического суммирования точек p , попадающих в контур тела S с учетом их знака. При чем в от рассчитываемой компоненты поля выбирают вертикальную ось Z_a или H_a соответственно. После чего сумму точек умножают на переходной коэффициент k :

$$Z_a = k \sum_S p_Z, H_a = k \sum_S p_H. \quad (4.15.)$$

Переходной коэффициент равен отношению намагниченности тела к намагниченности принятой для палетки.

$$k = \frac{J}{J_{\text{пал}}}, \quad (4.16.)$$

При косом намагничивании выражения 4.13. примут вид

$$\begin{aligned} dZ &= 2M \frac{\mu_0 \sin(i - 2\theta)}{4\pi r^2} = 2M \frac{\mu_0 \cos(2\theta + \varphi)}{4\pi r^2}, \\ dH &= -2M \frac{\mu_0 \sin(i - 2\theta)}{4\pi r^2} = -2M \frac{\mu_0 \sin(2\theta + \varphi)}{4\pi r^2} \end{aligned} \quad (4.17.)$$

где, i – угол между вектором намагниченности с осью абсцисс в плоскости профиля, а φ - его дополнение до 90° .

Отсюда следует, что палетку можно использовать и при косом намагничении тел, смещая ее вертикальную ось в сторону вектора J на угол $\varphi/2$.

Аналитические методы требуют большого объема вычислений, поэтому их удобнее применять при компьютерных расчетах. Существуют различные подходы, но наиболее удобно применять для решения двухмерной задачи теорию функций комплексного переменного (ТФКП). Использование ТФКП при решении прямой задачи магниторазведки и гравиразведки предложено А.В. Цирульским.

Для стационарного магнитного поля в немагнитной среде уравнения Максвелла могут быть записаны как

$$\text{rot } \vec{T} = 0; \text{ div } \vec{T} = 0,$$

которые для двухмерных тел могут быть переписаны в виде

$$\frac{\partial Z}{\partial x} - \frac{\partial X}{\partial z} = 0; \frac{\partial X}{\partial x} + \frac{\partial Z}{\partial z} = 0, \quad (4.18)$$

где X и Z – горизонтальная и вертикальная составляющие магнитного поля. Эти соотношения представляют собой условия Коши-Римана аналитичности функции [Блох, 1993, 2009]

$$T(u) = Z(x, z) + iX(x, z), \quad (4.19)$$

комплексной переменной

$$u = x + iz, \quad (4.20)$$

Функция $T(u)$ называется комплексной индукцией магнитного поля.

Применяя комплексные переменные, обычно принимают систему координат с осью x , направленной вправо и осью z , направленной вверх

Текущую точку внутри тела с координатами ξ и ζ опишем комплексной переменной

$$w = \xi + i\zeta. \quad (4.21)$$

Тогда намагниченность будет рассматриваться как функция комплексной переменной w , и будет определяться формулой

$$I(w) = I_z(\xi, \zeta) + iI_x(\xi, \zeta), \quad (4.22)$$

Комплексная индукция магнитного поля для двумерной модели описывается следующим интегралом:

$$T(u) = \frac{\mu_0 i}{4\pi} \int_S \frac{I(w) dS}{(w - u)^2}, \quad (4.23)$$

Для формирования модели, наиболее удобной формой при аппроксимации является произвольные многоугольники, которыми можно аппроксимировать тела практически любой сложности. Рассмотрим решение прямой задачи для произвольного однородного N -угольника, применяя ТФКП. Обозначим его вершины как $w_1, w_2, w_3, \dots, w_n$, нумеруя их против часовой стрелки (рис.). Так как многоугольник замкнут, то $w_{n+1} = w_1$. Многоугольник может быть и невыпуклым, но у него не должно быть точек самопересечения.

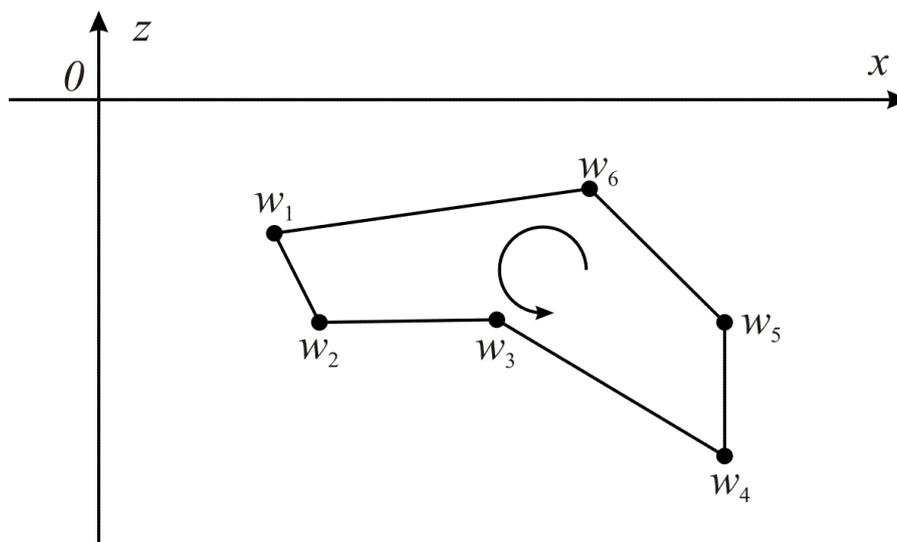


Рис. 4.16. Представление тела в виде произвольного многоугольника

В результате преобразований, подробнее о которых можно посмотреть в литературе [Цирульский, 1990; Блох, 1993, 2009], получаем

$$T(u) = \frac{\mu_0 i}{4\pi} \sum_{n=1}^N K_n \ln(w - u), \quad (4.24)$$

где, комплексный коэффициент

$$K_n = \frac{\overline{w_n - w_{n-1}}}{w_n - w_{n-1}} - \frac{\overline{w_{n+1} - w_n}}{w_{n+1} - w_n} = 2 \left(\frac{\xi_n - \xi_{n-1}}{w_n - w_{n-1}} - \frac{\xi_{n+1} - \xi_n}{w_{n+1} - w_n} \right). \quad (4.25)$$

Формулы 4.24 и 4.25, по сути, представляют готовый алгоритм для решения прямой задачи для произвольного многоугольника, который несложно запрограммировать на языках поддерживающих комплексные числа, например Fortran.

4.5. Связь между аналитическими выражениями гравитационного и магнитного поля

В теории потенциала аналитическое выражение для магнитного потенциала можно представить первой производной гравитационного потенциала, а для напряженности – второй производной.

Практическая значимость этой связи заключается в том, что можно выражать одно поле через другое, вычислять одинаковыми приемами гео-

метрические параметры тел, их избыточную плотность и намагниченность.

Связь между магнитным потенциалом U и гравитационным W выражается формулой Пуассона:

$$U = -\frac{1}{G\sigma} (J_x W'_x + J_y W'_y + J_z W'_z), \quad (4.26)$$

где $G = 6.67384 \times 10^{-11} \text{ м}^3 \cdot \text{кг}^{-1} \cdot \text{с}^{-2}$ – гравитационная постоянная, σ – избыточная плотность, избыточная плотность и намагниченность должны быть однородны.

Компоненты напряженности поля:

$$\begin{aligned} H_x &= -\frac{\partial U}{\partial x} = \frac{1}{G\sigma} (J_x W''_{xx} + J_y W''_{xy} + J_z W''_{xz}), \\ H_y &= -\frac{\partial U}{\partial y} = \frac{1}{G\sigma} (J_x W''_{xy} + J_y W''_{yy} + J_z W''_{yz}), \\ H_z &= -\frac{\partial U}{\partial z} = \frac{1}{G\sigma} (J_x W''_{xz} + J_y W''_{yz} + J_z W''_{zz}), \end{aligned} \quad (4.27)$$

ГЛАВА 5.

МЕТОДИКА И ТЕХНИКА МАГНИТНЫХ СЪЁМОК

Данный раздел посвящен ответу на вопрос: как проектировать и проводить магниторазведочные работы.

Основные вопросы методики магнитных съемок заключаются в выборе следующих параметров:

1. вида магнитной съемки, в зависимости от поставленных геологических задач и стадии работ;
2. масштаба съемки и сети точек наблюдения;
3. аппаратуры;
4. способа учета вариаций;
5. точности измерений и способов ее достижения;
6. топографических работ (разбивка профилей, их геодезическая привязка, очистка профилей от кустарника и т.д.);
7. обработки и интерпретации данных;
8. дополнительных геологических или геофизических работ.

5.1. Общие принципы проектирования и проведения магниторазведочных работ

Проект является основой любых геофизических работ, прежде всего, поэтому значительная часть главы посвящена не полевым работам и именно научным основам их проектирования и организации. В настоящее время стадию проектирования заказчики часто исключают из работ, руководствуясь экономическими соображениями, не желая оплачивать, лишнюю, по их мнению, работу. Однако такой подход не всегда приводит к успешному проведению работ, поскольку грамотное проектирование обуславливает большой объем аналитической работы с литературными данными и физико-геологическими моделями, по результатам которой ставят геологические задачи и выбирают параметры магнитной съемки. Геологи, а уж тем более менеджеры и экономисты, которые зачастую принимают решения, весьма смутно понимают, откуда вытекает масштаб съемки, её шаг, какую надо выбрать аппаратуру. Они рассуждают либо, исходя из своего опыта, либо инструкций, или указания сверху («Главный сказал “магнитку” делать через 100 метров!»). Все это приводит к тому, что магниторазведка не может решить поставленных перед ней задач. Поэтому только глубоко и критически проанализировав всю имеющуюся информацию можно грамотно определить методику магнитных съемок и успешно провести полевые работы.

Назначением проекта является определение методики, техники и организации магниторазведочных и связанных с ними вспомогательных работ, которые необходимо осуществить для выполнения геологического задания, а также обоснование исходных данных для составления сметы. В

проектах должны предусматриваться наиболее рациональная методика и организация работ, обеспечивающие выполнение геологических заданий с минимальными затратами средств и времени [Инструкция, 1984].

На начальном этапе проектирования происходит сбор и анализ имеющейся по данному району информации. Если объем таковой не велик, то привлекаются данные по другим районам, сходным по геологическому строению или обобщенные.

Виды и стадии магнитной съемки. Как известно, магниторазведка бывает различных видов, а именно, по месту проведения различают, наземные, аэро, морские, подземные магнитные съемки, по измеряемым компонентам – T , ΔT , Z , ΔZ и так далее. Особняком стоят такие разновидности как микромагнитная съемка, градиентометрия. В зависимости от поставленных геологических задач может быть выбран тот или иной вид магнитной съемки.

Также выделяют *картировочно-поисковые* съёмки (1:25 000–1:10 000), которые решают задачи крупномасштабного геологического картирования. *Поисково-разведочные* съёмки (1:10 000, 1:5 000, 1:2 000 и 1:1000), проводящиеся для выявления рудных тел, их размеров, формы и положения в пространстве. Данные полученные по результатам этих съёмок служат основой для проведения горных и буровых работ. *Разведочные* магнитные съёмки выполняются на стадиях предварительной и детальной разведки месторождений. Их основная цель определение масштабов обнаружения, определение элементов и глубин залегания рудных тел.

Выбор сети и масштаба съемки. При проектировании работ параметры магнитной съемки стараются выбрать таким образом, чтобы поставленная задача была решена, но при этом число измерений на единицу площади было минимальным, то есть, чтобы съемки были как можно дешевле.

Прежде чем приступить к выбору методики формируется физико-геологическая модель (ФГМ). Она может быть выбрана исходя из априорных сведений об объекте – его магнитных свойствах и геометрии. Они могут быть известны по работам предшественников, по литературным данным, или исходя из известных объектов на соседних территориях, сходных по геологическому строению. По выбранной модели решается прямая задача магниторазведки – по известным параметрам объекта находится создаваемое им аномальное магнитное поле.

При этом для расчетов аномального поля рекомендуется выбирать наименее «контрастный» объект, который будет создавать наименьшую аномалию, а значит который труднее всего выделить. Это необходимо для того, чтобы не пропустить месторождение. Пропуск объекта – называют ошибкой *первого рода*, а обнаружение не существующего – *ошибкой второго рода*. По понятным причинам лучше допустить ошибку второго рода.

Исходя из решения прямой задачи и представлений о геологическом строении района, выбирается сеть наблюдения. Сети наблюдения бывают равномерные и неравномерные. Равномерные сети делятся по сечению их

ячеек на квадратные и прямоугольные (бывают еще ромбические, но в магниторазведке они не применяются). Квадратные сети используются при поисках изометричных аномалий, прямоугольные – при поисках вытянутых в каком-либо направлении (рис. 5.1). Причем во втором случае сеть задается вкрест простирания аномалии. Вообще до 90% всех съёмок выполняются по прямоугольной сети, такие сети производительнее и дешевле.

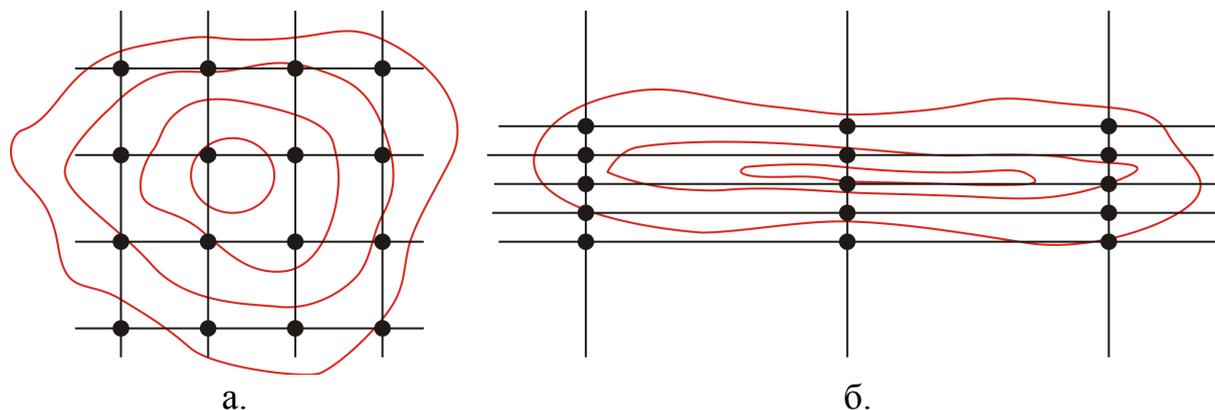


Рис.5.1. Регулярные сети наблюдения, а – квадратные, б – прямоугольные.

Для выбора шага по профилю необходимо определить ширину аномалии, которая берется на уровне нижнего аномального предела (A_{\min}). При этом $A_{\min} = A_{\phi} + 3\sigma$, где A_{ϕ} – фоновые значения поля, а σ – среднеквадратическая погрешность. При фоновых значениях близких к нулю минимальное аномальное значение должно быть больше утроенного значения погрешности съемки.

$$A_{\min} \geq 3\sigma$$

Теперь остается определить на каком уровне следует брать значение 3σ при решении прямой задачи для аномалии амплитудой A . В учебнике Г.И. Гринкевича сказано следующее: «Точность съемки считается достаточной, если ее утроенное значение не превышает 10% от наименьшей зафиксированной аномалии» [Гринкевич, 1979]. Таким образом, $3\sigma = A/10$. Однако при современной точности магниторазведки амплитуда аномалий, которые она может зафиксировать существенно ниже по амплитуде, поэтому при решении прямой задачи с целью определения шага целесообразно брать значение 3σ на уровне 1/10 – 1/2 от амплитуды минимально на площади аномалии в зависимости от сложности геологической ситуации. Необходимо также помнить, что искомая аномалия должна выделяться на фоне помех. В общем случае можно записать так

$$3\sigma = \frac{A}{3} \quad 5.1$$

После определения ширины аномалии выбирается рациональный шаг по профилю. **Аномалия считается достоверной, если она зафиксирована не менее чем тремя точками на трех профилях.** Таким образом, шаг съемки должен быть минимум в 2 раза меньше ширины аномалии, то

есть $\Delta X=L/2$ (рис. 5.2). Однако на деле часто ограничиваются не 3 точками на аномалию, а 4-5, тогда ΔX будет рассчитываться как $L/2 \div L/4$. Кроме того, определение шага, как $\Delta X=L/2$ плохо еще и тем, что если сдвинуть все точки на расстояние не равное шагу, то аномалия будет зафиксирована только двумя точками, поэтому лучше все же брать шаг не менее чем

$$\Delta X=L/3.$$

5.2

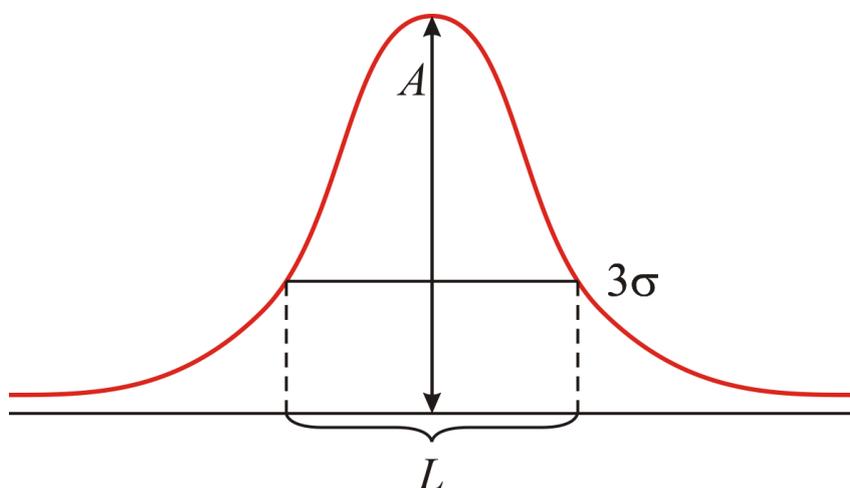


Рис.4.2. Выбор шага по профилю для однознаковой аномалии.

Полученное число округляется в ту или иную сторону, до шага, предусмотренного Инструкцией по магниторазведке (см. табл. 5.1), хотя возможно применение и других размеров шага, если они решат поставленную задачу.

Наиболее часто магнитные аномалии имеют переменный знак (рис. 5.3), в этом случае выбор шага рекомендуется осуществлять по экстремуму с большей по модулю амплитудой. Брать в этом случае амплитуду как разность максимума и минимума нельзя, так как искомые точки сети могут попасть в область, где поле будет меньше 3σ .

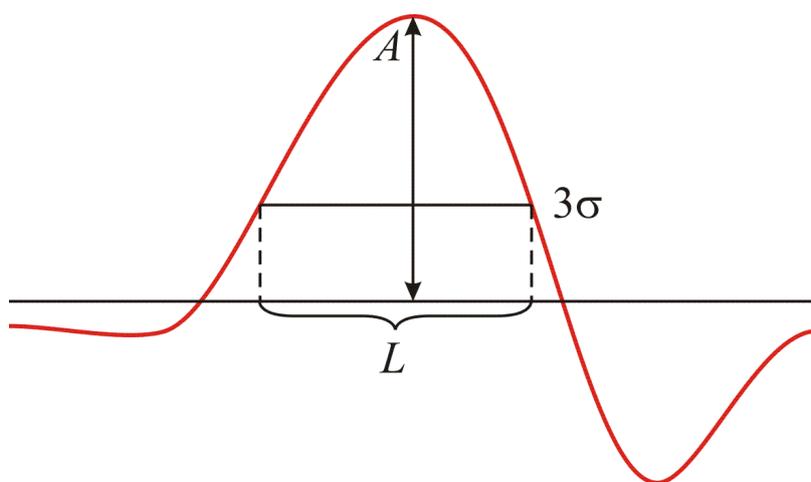


Рис. 5.3. Выбор шага по профилю для аномалии с переменным знаком.

Для интерпретации данных 3 точки на аномалию конечно не достаточно. Подходящий шаг на интерпретационных профилях должен быть в 4-5 раз меньше поискового, что составит 15-20 точек на аномалию. Это

надо для того, чтобы надежно определить не только наличие аномалии, но и её амплитуду форму.

Масштаб съемки в геофизике определяется расстоянием между профилями, его можно записать соотношением $1:100n$, где n – расстояние между профилями в метрах. Масштаб съемки связан с масштабом отчетной карты, расстояние между профилями должно в общем случае составлять 1 см, таким образом, масштаб отчетной карты соответствует масштабу съемки. Уменьшение масштаба съемки допускается, но только если это не приводит к потере качества и информативности графики.

При выборе рациональной сети наблюдения руководствуются стадией работ и главное размерами предполагаемых аномалий и их формой в плане, аналогично определению шага.

В случае прямоугольной сети, расстояние между профилями обычно делают в 5–10 больше расстояния между точками наблюдения на профилях.

Таблица 5.1.

Классификация наземных магнитных съемок по масштабу

Масштаб	Категория масштаба	Расстояние между профилями, м	Расстояние между точками наблюдения, м
1:100 000	Средний	1000	100–200
1:50 000	Крупный	500	50–100
1:25 000		250	20–50
1:10 000		100	10–25
1:5 000		50	5–20
1:2 000		20	5–10
1:1 000		10	2–5

Таблица 5.2.

Классификация наземных магнитных съемок по точности [Инструкция..., 1981]

Точность съёмки	Предельная погрешность показаний прибора, нТл	Средняя квадратическая погрешность съемки, нТл	Сечение изолиний магнитных карты, нТл
Пониженная	15–20	>15	100, 250
Средняя	10	5–15	20, 50, 100
Высокая	5	<5	10, 20
Прецизионные съемки	<1	<2	<10

Примечание: строго говоря, данная классификация устарела, так как была разработана, когда основной аппаратурой были оптико-механические магнитометры. Все современные съемки можно отнести либо к высокоточным, либо к прецизионным.

Требования к аппаратуре. Аппаратура выбирается исходя из необ-

ходимой точности работ и измеряемой величины. Приборная погрешность магнитометра не должна превышать σ .

При выборе аппаратуры руководствуются, во-первых, точностью прибора, то есть, сможет ли он достоверно зафиксировать предполагаемую аномалию. Во-вторых, его типом, например, протонные магнитометры нестабильно работают в градиентных полях, также от типа и модели магнитометра зависит производительность работ и трудозатраты. В-третьих, необходимо тщательно изучить рабочие условия эксплуатации прибора, чтобы такие параметры как температура, влажность воздуха и прочие не превышали предельно возможных. В-четвертых, стоимостью, если аппаратуру необходимо приобретать, нет смысла покупать более дорогой магнитометр, если задача решается с помощью более дешевого, при прочих равных условиях.

Методы увеличения точности и контроля. *Контрольный пункт (КП)* или *контрольная точка (КТ)* необходим для контроля за техническим состоянием магнитометра. При использовании оптико-механических магнитометров без магнитовариационной станции служит также точкой, относительно которой рассчитывается приращение измеряемых элементов магнитного поля. Требования к КП почти такие же, как и к точке для постановки вариационной станции. Контрольный пункт должен находиться в нормальной поле, с малыми вертикальными и горизонтальными градиентами. Измерения на КП обычно проводят в начале и в конце рабочего дня. При использовании современных высокоточных приборов контрольный пункт также не будет лишним.

Опорные сети (ОС) Такие методические приемы достижения точности съемки, как разбивка опорных сетей актуальны для устаревших оптико-механических магнитометров. Оптико-механические магнитометры уже практически не применяются, однако в опубликованной и фондовой литературе будут встречаться регулярно, поэтому нелишне знать особенности работы с ними. Описание методик работы с опорными сетями приведено в классических учебника [Логачёв, Захаров, 1979; Гринкевич, 1987] и в Инструкции по магниторазведке здесь они рассматриваться не будут.

Учет вариаций магнитного поля Земли. Переменная составляющая магнитного поля Земли учитывается путем установки магнитовариационной станции (МВС). Основные требования к магнитовариационной станции заключаются в следующем:

- МВС должна устанавливаться в непосредственной близости к площади исследования;
- МВС должна быть того же типа, что и магнитометр;
- класс точности МВС должен быть такой же, как и у магнитометра, либо превосходить его;
- располагать МВС необходимо в спокойном магнитном поле, близком к нормальному (иногда для выявления такой точки требуются рекогнозцировочные съемки);

– рядом с МВС не должно быть движущихся магнитных объектов.

При проведении магнитной наземной съемки на большой территории, что особенно характерно для аэромагнитных съемок, или несколькими приборами, работающими одновременно на разных участках, обязательно изучается однородность поля вариаций на всем планшете работ. Вариации на большой площади могут существенно отличаться, поэтому возможно использование двух и более магнитовариационных станций.

Магнитовариационная станция включается заранее, не менее чем за 2 часа до начала маршрута. Время между измерениями на МВС определяется, прежде всего, интенсивностью и скоростью вариаций в данной местности, как правило достаточно периода измерений составляющего 1–10 с.

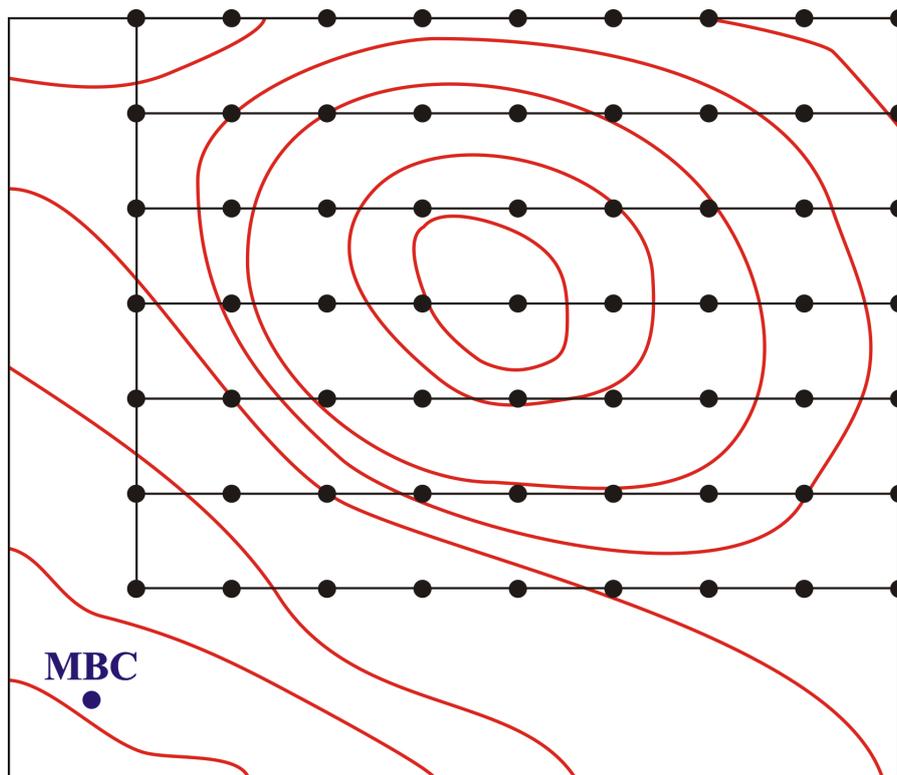


Рис. 5.4. Расположение магнитовариационной станции

Топогеодезические работы. Для наземных съемок в большинстве случаев необходимо планировать топогеодезические работы. Задачей данных работ является подготовка профилей, которая заключается в их вырубке и разметке. Пикеты отмечаются колышками, которые должны быть хорошо видны и промаркированы. Сейчас геодезическая привязка выполняется с помощью спутниковой навигации (GPS, ГЛОНАС), поэтому часто, чтобы сэкономить отказываются он не как от отдельного вида работ.

Оценка точности магниторазведочных работ. Для последующей оценки точности магниторазведочных работ проводят повторные измерения. Объем повторных измерений должен составлять 5–10%. Повторные измерения проводятся другим прибором (того же типа) в другой день и другим оператором. По результатам повторных измерений оценивается

точность съёмки.

$$\sigma = \pm \sqrt{\frac{\sum \delta_i^2}{2n}} \quad (5.3)$$

где δ_i – разность между двумя измерениями, а n – количество повторных измерений.

Постановка дополнительных магниторазведочных работ. После проведения основных работ и выявления аномалий, может проводиться детализация аномалии. Это необходимо для того, чтобы была возможность проинтерпретировать аномалию. При детализации аномалию фиксируют не менее чем 15–20 точками. Также дополнительные работы проводятся на аномалиях, которые зафиксированы менее чем 3-мя точками на 3-х профилях.

5.2. Наземная магнитная съёмки

Наземная съёмка до недавнего времени была основным видом магнитной съёмки. Сейчас с появлением высокоточных спутниковых навигационных приборов и быстрых магнитометров на ведущие позиции вышла аэромагнитная съёмка, которая позволяет добиваться результата сопоставимого по точности с наземной съёмкой вплоть до масштаба 1:5 000. Однако аэромагниторазведка выгоднее по цене и производительности только при больших площадях работ, поэтому наземная съёмка по-прежнему широко используется. Рассмотрим здесь некоторые особенности проведения наземной магнитной съёмки.

На подготовительном этапе наземных магниторазведочных работ осуществляется подготовка профилей, которая заключается в топографической привязке пунктов наблюдения и их разметке, так называемые топогеодезические работы. На пикетах устанавливаются колышки, которые должны быть хорошо видны и чётко промаркированы. На пересечённой местности, где нет прямой видимости между пикетами, профиль дополнительно размечается маркерами (вешками) таким образом, чтобы от предыдущей отметки хорошо было видно следующую. В роли таких маркеров могут выступать кусочки яркой ткани, привязанные к веткам, зарубки на деревьях и т.д. В труднопроходимых лесных условиях осуществляется вырубка подлеска на профилях таким образом, чтобы оператор мог легко пройти с прибором. Важно отметить, что этот вид работ должен быть оформлен документально в местном лесном хозяйстве.

На этапе проведения работ строгие требования предъявляются к надёжности аппаратуры, поэтому перед выходом в маршрут оператор должен проверить прибор. Проверка заключается в контроле показаний прибора на контрольном пункте и заряда батарей прибора. Также за 1–2 часа до выхода маршрут должна быть установлена вариационная станция,

работоспособность которой также проверяется. Часы вариационной станции и магнитометра, которым осуществляется рядовая съёмка, должны быть синхронизированы. В магнитометрах, снабженных GPS приборами, такая синхронизация не обязательна, поскольку запись времени проводится со спутников.

Оператор не должен иметь на себе магнитных объектов (железных пуговиц, пряжек, ключей и т.д.), которые могут исказить результаты съёмки. Датчик прибора крепится за спину на высоте около 2 м, чтобы избежать влияния почвы и приповерхностных неоднородностей.

В полевом журнале съёмки рекомендуется отмечать характерные особенности рельефа, гидросети, техногенные объекты и прочее. Впоследствии эти данные помогут при выбраковке некондиционных данных и обработке результатов съёмки.

После проведения измерений вычисляется среднеквадратическая погрешность магнитной съёмки по формуле для двойных измерений (выражение 5.3).

$$\sigma = \pm \sqrt{\frac{\sum \delta_i^2}{2n}}$$

Напомним, что согласно Правилам техники безопасности одиночные маршруты запрещены!

5.3. Аэромагнитная съёмки

Аэромагнитная съёмка (АМС) – это магнитная съёмка, выполняемая над поверхностью Земли с борта летального аппарата. В зависимости от типа летательного аппарата выделяют самолетную и вертолетную магнитную съёмку. В отечественной геофизике чаще всего используются самолеты Ан-2, Ан-24 и вертолеты Ми-8. Геофизическая аппаратура находится на борту не постоянно, а монтируется перед съёмками, на один из самолетов или вертолетов находящихся в ближайшем аэропорту и снимается после завершения работ. За рубежом (США, Канада, Австралия), как правило, применяют постоянно оборудованные под аэрогеофизические работы летательные аппараты, бывает даже и специально сконструированные для этих целей. Оба этих подхода имеют как свои достоинства, так и недостатки. В первом случае, когда монтаж оборудования осуществляется перед работами, нет необходимости перевозить весь летательный аппарат в район работ, достаточно перевезти аппаратуру и смонтировать ее на любой подходящий самолет или вертолет, но потребуется время на монтаж и отладку. Во втором случае наоборот, экономится время на монтаже оборудования, но летательный аппарат приходится перегонять в район работ.

Аэромагнитная съёмка решает большой спектр задач и применяется как при региональных работах, так и при поисково-разведочных. Аэромагнитная съёмка в силу своей специфики имеет ряд методических особенностей.

Преимущества аэромагнитной съемки по сравнению с наземной следующие: большая производительность; при больших площадях меньшая стоимость; возможность использования массивной аппаратуры и оборудования; меньшее влияние приповерхностных неоднородностей на результаты съёмки; возможность приводить работы в труднодоступной местности и районах с тяжелыми природными условиями, в том числе и над акваториями. Однако имеются и недостатки, прежде всего, это более сложная методика работ.

Основная методическая проблема при аэромагнитной съемке – влияние летательного аппарата, который является проводящим объектом, движущимся в магнитном поле Земли, а следовательно создающим вторичное магнитное поле. Кроме того, летательный аппарат имеет детали, выполненные из магнитных материалов и эклектические приборы, которые со-



Рис.5.5. Выпускное оборудование (порт) и гондола. [aerogeo.ru].

здают магнитное поле, причем некоторые из них работают не постоянно, а включаются и выключаются по мере необходимости. Все эти воздействия вызывают искажение результатов магнитных измерений – девиацию.

Минимизировать девиацию можно путем удаления от летательного аппарата, что достигается при помощи выноса датчика магнитометра за борт самолета в специальную гондолу, буксируемую за летательным аппаратом на тросс-кабеле длиной от 30 м и более (рис. 5.5, 5.6). Гондола представляет собой обтекаемый контейнер, в который устанавливается измерительное оборудование, в первую очередь датчик магнитометра. На фюзеляж летательного аппарата устанавливается выпускной порт, с которого гондолу выпускают после взлета, и куда поднимают перед посадкой.

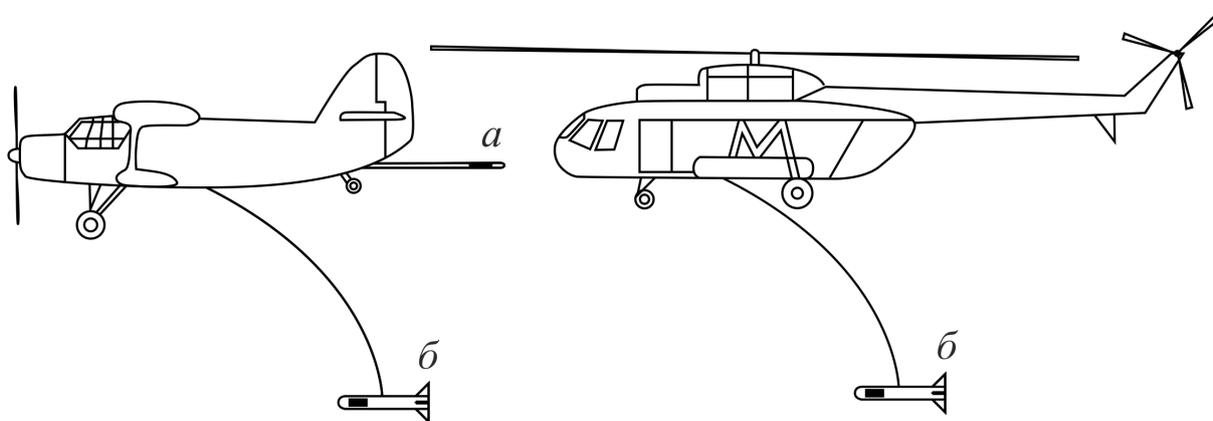


Рис.5.6. Крепление датчика в стингере (а) и в гондоле (б).

Влияние самой гондолы на результаты измерений существенно меньше по сравнению с летательным аппаратом, но все же, присутствует, поэтому его компенсируют методическими приемами. Использование выпускной гондолы накладывает ограничения на процесс полета, к тому же, полет с гондолой может быть не безопасным. В практике аэрогеофизических съемок были случаи, когда выпускная гондола зацеплялась за вершины деревьев, в лучшем случае это приведет к обрыву кабеля и потере гондолы.

До недавнего времени основной проблемой при использовании гондолы была невозможность точного определения ее положения в пространстве, что снижало точность съёмки. С появлением высокоточной спутниковой навигации эта проблема решилась установкой навигационного прибора непосредственно в гондолу.

Альтернативой выпускной гондоле является жесткое крепление датчика в специальной капсуле – *стингере* (рис 5.6). Стингер крепится с хвостовой части самолета или под днищем вертолета. В отечественной геофизике крепление датчика магнитометра в стингере применяется в основном при съёмке с самолета. В большинстве случаев, при креплении в стингере осуществляется динамическая компенсация девиационных помех, хотя в настоящее время есть и аналитические способы расчет поправки. Динамическая компенсация заключается в установке на борту специальных источников магнитного поля.

Рассмотрим сначала основные помехи, создаваемые летательным аппаратом. Предположим, что в момент времени t , магнитометр проводит измерение поля B в точке $P(x,y,z)$, тогда поле B может быть представлено как сумма трех составляющих

$$B = B(x, y, z, t) + \delta B(x, y, z, t) + B_{\text{ЛА}}(\theta_1, \theta_2, \theta_3), \quad (5.4)$$

где $B(x, y, z, t)$ – измеряемое поле, $\delta B(x, y, z, t)$ – вариации магнитного поля Земли в данном районе, $B_{\text{ЛА}}(\theta_1, \theta_2, \theta_3)$ – аномальное поле, создаваемое движением самого летательного аппарата, то есть девиация, а углы θ_1 , θ_2 и θ_3 – *рыскние*, *крен* и *тангаж* соответственно (рис. 5.7). Эти углы задают наклон летательного аппарата.

Наибольший вклад в поле летательного аппарата вносят индуктивная и остаточная намагниченность магнитных деталей $B_{\text{ЛА}}^n$, токи, вызванные перемещением летательного аппарата (проводника) в магнитном поле Земли $B_{\text{ЛА}}^i$ и постоянные магнитные поля от электронного оборудования $B_{\text{ЛА}}^{el}$.

$$B_{\text{ЛА}}(\theta_1, \theta_2, \theta_3) = B_{\text{ЛА}}^n + B_{\text{ЛА}}^i + B_{\text{ЛА}}^{el}, \quad (5.5)$$

Для учета поля летательного аппарата при измерительном процессе требуется калибровка, во время которой производится серия эволюций по курсу, крену и тангажу при восьми различных направлениях полета.

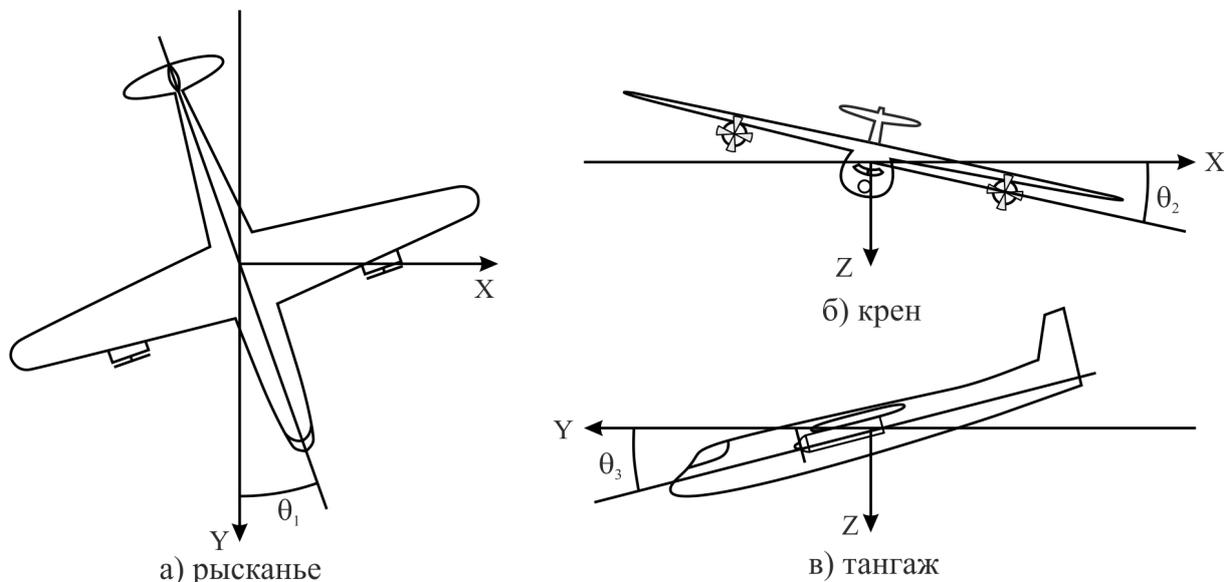


Рис. 5.7. Отклонение летательного аппарата от главной (горизонтальной) поперечной оси инерции.

Аэромагнитная съемка выполняется по системе параллельных профилей. Съемку по каждому из профилей называют *залёт*. После выполнения съемки для оценки точности проходятся залеты выкрест основным линиям полетов (рис. 5.8).

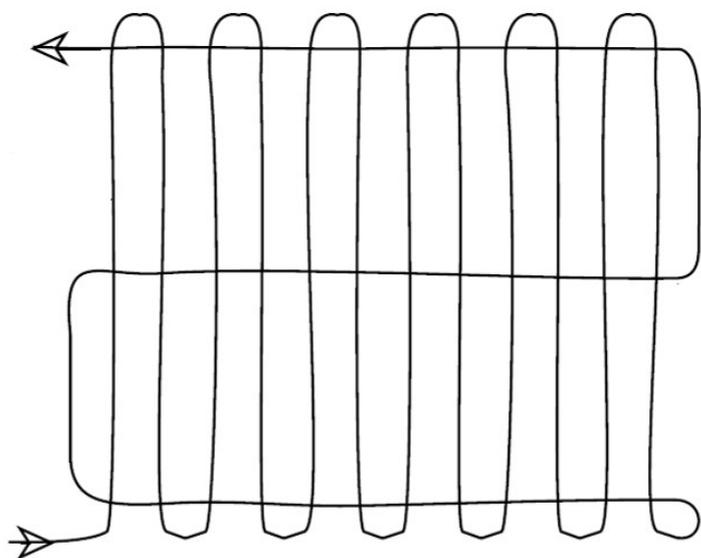


Рис. 5.8. Схема залётов при выполнении аэромагнитной съемки [Lowrie, 2007].

Аэромагнитная съёмка может проводиться с различной системой залёта: на фиксированной барометрической высоте, с генеральным или детальным огибанием рельефа, методом ступеней, методом скатывания, по горизонталям рельефа. Последние три применяются, главным образом, в горных районах.

По высоте АМС бывает:

- маловысотная, 25 – 100;
- средневысотная, 100 – 300 м;
- на больших высотах, 300 м и более;

- двухвысотные магнитные съёмки (ДМС);
- многовысотные магнитные съёмки.

Учёт вариаций при проведении аэромагнитной съёмки осуществляется наземными магнитовариационными станциями. При больших площадях используется две и более МВС.

Одним из основных требований к аппаратуре для аэромагнитных съемок, является высокая скорость измерения. На современном этапе развития при аэромагнитной съёмке используются в большинстве случаев квантовые магнитометры. Используются также феррозондовые и протонные магнитометры.

Современная аэромагнитная съёмка может производиться вплоть до масштаба 1:5 000. Это обусловлено появились системы спутникового позиционирования. Если раньше определять положение гондолы в воздухе в каждый момент времени было практически невозможно, то теперь эта проблема решается установкой в выносную гондолу прибора спутникового позиционирования. Для этих целей используются созвездия спутников Navstar-GPS (англ. *Global Positioning System*) и ГЛОНАСС, разработанных и реализованных в США и России соответственно. Часто используют навигационное оборудование, способное работать с обоими созвездиями спутников, что увеличивает точность определения координат. Для повышения точности определения координат положения гондолы, на земле устанавливается станция дифференциальной поправки.

При полевых работах сначала производится монтаж аппаратуры и оборудования. Потом производят пробный полёт (или несколько), во время которого подстраивают работу приборов.

Основные требования при проведении аэромагнитной съёмке, являются:

- наличие аэродрома, расположенного недалеко от площади работ;
- наличие самолета или вертолета, способного нести геофизическую аппаратуру;
- возможность постановки наземных геофизических служб: МВС и станций дифференциальной поправки.

Можно выделить следующие этапы проведения аэромагнитной съёмки. 1) Подготовка – выбирается летательный аппарат, монтируется оборудование, размещаются наземные службы (МВС, станции дифференциальной поправки). 2) Отладка – выполняются пробные полеты, в которых выполняется проверка оборудования и взаимодействие с наземными службами. 3) Съёмка – проведение непосредственно съёмочных работ. 4) Камеральная обработка и интерпретация данных – на этом этапе проводится геологическое истолкование, выделение и разбраковка аномалий, определение параметров поисковые объектов.

Благодаря своей низкой стоимости, высокой производительности и возможности комплексирования с другими методами на долю аэромагнитной съёмки приходится наибольший объём магниторазведочных работ.

5.4. Автомобильная магнитная съёмка

Автомобильная или автомагнитная съёмка представляет собой магнитную съёмку с борта движущегося автомобиля. В бывшем СССР применялась в степных и пустынных районах Средней Азии, легко доступных для проезда автотранспорта. В современной России автору не известны работы с применением автомобильной магнитной съёмке. Автомобильная съёмка в нашей стране на сегодняшний день не используется. Это обуславливается, тем, что проехать на автомобиле на исследуемые площади чаще всего просто невозможно. Преимуществом автомагнитной съёмки перед пешеходной является большая производительность и низкая стоимость работ.

Влияние автомобиля минимизируют путем установки датчика на несущую платформу, буксируемую за автомобилем, однако остается девиационное влияние от самой несущей платформы.

Для определения напряженности аномального магнитного поля ΔT_a по данным автомагнитной съёмки в первичные полевые измерения вносят следующие поправки: 1) курсовую, 2) за вариации, 3) за нормальное поле, 4) за нормальный градиент геомагнитного поля.

За рубежом применяется еще один вид съёмки с использованием колесного транспорта – велосипедная магнитная съёмка. При этом используется велосипед, выполненный из углепластика или немагнитных сплавов. Методика велосипедной съёмки близка к методике пешеходной.

5.5. Гидромагнитная съёмка

Морская магнитная съёмка или *гидромагнитная съёмка* (ГМС) применяется для изучения геологического строения и поисков полезных ископаемых на акваториях.

При площадной ГМС измерения следует проводить по регулярной сети параллельных прямолинейных галсов. Площадная ГМС подразделяется на региональную мелкомасштабную (1:5 000 000 – 1:1 000 000), среднemasштабную (1:200 000 – 1:1 000 000) и крупномасштабную (1:50 000 и крупнее).

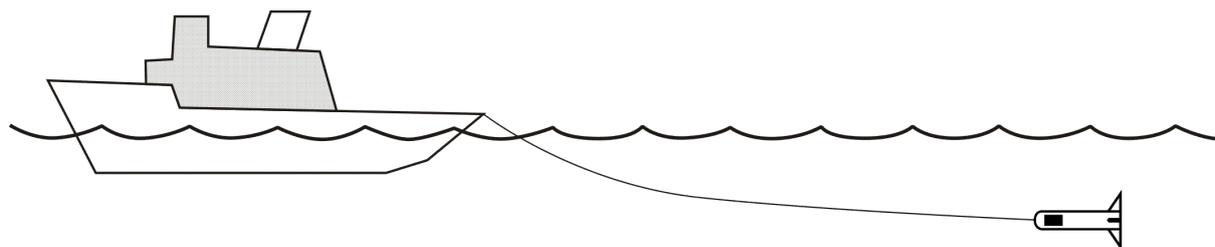


Рис.5.9. Схема расположения гондолы при морской магнитной съёмке [по Lowrie, 2007].

Перед каждым длительным рейсом аппаратура опробуется в море и снимется девиационная кривая системы гондола – трос-кабель – корабль. Постоянная составляющая девиационной кривой определяется путем сравнения показаний магнитометра на одном из галсов при различной длине буксировочного трос-кабеля. Снятие девиационной кривой обязательно выполняется также при замене гондолы в процессе съемки, при замене изменении длины буксировочного трос-кабеля и при смене района работ.

Спуск за борт и подъем гондолы производят при скорости судна 4-7 узлов. Гондола буксируется на расстоянии, равном двум длинам судна. Увязка маршрутов съемки и определение средней квадратической погрешности ГМС выполняются по правилам, разработанным для аэромагнитной съемки.

При ГМС любого масштаба выделяют участки для дальнейшей детализации, которая производится короткими галсами до выхода в нормальное поле.

Учет вариаций при гидромагнитной съёмке методически более сложен чем при других видах. Одним из средств приближенного учета вариаций является увязка рядовых галсов по опорным маршрутам. Используются также МВС, расставленные на побережье, на льду, на островах, буях, и донные автоматические станции. Необходимо стремиться, чтобы расстояния от МВС до участка работ были минимальными. Отряды, обслуживающие МВС, должны иметь надежную радиосвязь с судами, выполняющими съёмку.

Следует учитывать, что на островах и на побережье континентов в полосе шириной несколько десятков километров вероятно проявление *берегового эффекта*, который может влиять на записи МВС и на сами результаты ГМС в непосредственной близости от берега. Береговой эффект возникает из-за разности проводимости морской воды и пород, слагающих берег и проявляется, в частности, в сдвиге фаз вариаций МПЗ.

5.6. Съёмки специального назначения

К съёмкам специального назначения относят микромагнитную съёмку и измерение градиентов (дифференциальная съёмка) магнитного поля. Эти виды съёмок обычно выполняются на отдельных площадях.

Микромагнитная съёмка

Под микромагнитной съёмкой обычно понимают особо точные (прецизионные) измерения приращения ΔT или его компонент на небольшой площади, гарантирующие уверенное выделение слабых (менее 5–10 нТл) аномалий. Микромагнитная съёмка выполняется только в пешеходном варианте. Микромагнитная съёмка применяется при решении следующих задач [Инструкция, 1980]:

- выявление линии контакта пород, над которыми средние значения

- измеряемого элемента магнитного поля примерно одинаковы;
- определение преимущественных направлений трещиноватости или рассланцевания пород;
 - изучение флюидалных текстур в эффузивных породах, перекрытых рыхлыми образованиями малой мощности;
 - изучение остаточной намагниченности изверженных пород;
 - изучение метасоматических изменений пород;
 - определение направления седиментации молодых осадочных отложений.

Микромагнитная съемка должна сопровождаться измерением намагниченности рыхлых отложений, включая и почвенный покров.

Наблюдения элементов геомагнитного поля при микромагнитной съемке выполняются по равномерной сети 1×1 м, 2×2 м, 3×3 м, 5×5 м на квадратных площадках размером 10×10 м, 25×25 м или 50×50 м. Площадки микромагнитной съёмки в пределах одного участка единообразно ориентируются относительно магнитного меридиана или другого направления, выбранного в качестве отсчетного.

Для учета влияния внешних факторов и смещения нуля-пункта используемого прибора наблюдения осуществляются по цикловой методике. На площадке или неподалеку от нее выбирается контрольный пункт (КП) с многократно измеренным значением наблюдаемого элемента поля. Если съемка ведется оптико-механическими или феррозондовыми магнитометрами, то один цикл составляет от 10 до 30 точек измерения по схеме КП – PT_1 – PT_2 – ... – PT_k – КП, где PT – рядовая точка площадки, а k – количество точек в цикле. Отметим, что первые устарели и не используются, а вторые досточно крайне редко. При использовании квантового, протонного или оверхаузеровского магнитометров все наблюдения на площади укладываются в один цикл, который начинается и заканчивается на КП.

Одной из характерных особенностей методики высокоточных магнитных съемок являются высокие требования к выбору оптимальной высоты наблюдения и соблюдения постоянства этой высоты на участке. Высота наблюдения выбирается с учетом исключения или максимально возможного снижения влияния поверхностных образований.

Поправка в рядовые точки цикла по разности значений на КП вводится после исправления всех наблюдений за вариации (на рядовых пунктах и на КП). Рядовые точки цикла при отработке площадки следует располагать в виде замкнутых ходов (треугольных или квадратных), так их расположение их на прямолинейном отрезке может привести к созданию профильных ложных аномалий.

Результаты наблюдений представляются в виде планов изодинам в масштабе и с сечением изолиний, которые должны соответствовать классу точности съёмки.

Градиентометрия

Под *градиентом магнитного поля* в данной точке следует понимать изменение поля на бесконечно малом расстоянии, отнесенное к единице длины. Поэтому практически удается получать только средние значения градиентов на *базе*. Базой в градиентометрии называется расстояние между двумя датчиками одного или разных приборов, в зависимости от методики измерения. В магниторазведке под градиентами геомагнитного поля обычно понимают производные скалярной функции по заданным направлениям, то есть понятие «градиент» отождествляется с понятием «составляющая вектора градиента». Наиболее часто измеряются вертикальный и горизонтальный градиенты. Градиентометрия может проводиться в наземном, аэро, морском и поземном вариантах.

Градиентометрия применяется, как правило, при детальном работах для более точной локализации рудных тел и разделения магнитных аномалий от геологических тел различного генезиса.

Измерение градиентов может осуществляться как специальным двухканальным прибором – градиентометром, либо с помощью последовательных измерений одноканальным магнитометром в двух точках. В настоящее время многие современные магнитометры имеют два канала и возможность работать режиме градиентометра.

Основным положительным свойством градиентометрии является не зависимость градиента от вариаций, следовательно отсутствует необходимость в их измерении, потому что измерение поля происходит на двух датчиках одновременно. Это также значит, что нужен всего один прибор, поэтому работы будут производиться быстрее и дешевле. Однако градиентометрия применяется гораздо реже, чем обычная магнитная съёмка, так как аппарат для интерпретации результатов градиентометрии менее проработан.

5.7. Обработка данных магниторазведки

Обработка данных магниторазведки направлена на устранение из первичных данных различного рода «помех», например, вариаций, нормального градиента магнитного поля Земли и прочих. Результатом обработки должны быть карты и карты графиков аномального магнитного поля ΔT_a .

На первом этапе происходит отбраковка данных, то есть удаляются явные «отскоки», которые могут быть связаны с ошибкой оператора, техногенными помехами. После этой операции вводится ряд поправок.

Поправка за вариации МПЗ. Первым делом из первичных данных удаляются вариации магнитного поля Земли, то есть вводится, так называемая, *поправка за вариации*. Для этого берутся данные полевой съёмки и записи магнитовариационной станции.

На профилях измеренное значение T в некоторый момент времени t_n

(или Z) будет определяться формулой

$$T(t_n) = T_0 + T_m + T_e + T_a^{\text{нр/пк}} + \delta T(t_n),$$

а на МВС соответственно

$$T^{\text{МВС}}(t_n) = T_0 + T_m + T_e + T_a^{\text{МВС}} + \delta T(t_n).$$

Переменная составляющая $\delta T(t_n)$ в некоторый момент времени t_n и нормальное поле будут практически одинаковыми для рядовых измерений и вариационной станции, тогда

$$\Delta T = T(t_n) - T^{\text{МВС}}(t_n).$$

Если МВС находится в спокойном поле, близком к нормальному, то $T_a^{\text{МВС}} \rightarrow 0$, то

$$T^{\text{МВС}}(t_n) = T_0 + T_m + T_e + \delta T(t_n)$$

А разность между значениями на исследуемом планшете и вариационной станции будет являться аномальным полем.

$$\Delta T_a = T(t_n) - T^{\text{МВС}}(t_n)$$

Если все же $T_a^{\text{МВС}} \neq 0$, то ее величина оценивается и ΔT исправляется, чтобы получить $\Delta T_a = \Delta T + T_a^{\text{МВС}}$.

Далее вводится поправка за нормальный градиент магнитного поля Земли поправка за *нормальный градиент*.

Поправка за нормальный градиент геомагнитного поля $\Delta T_{\text{нр}}$ ($\Delta Z_{\text{нр}}$, $\Delta H_{\text{нр}}$) обязательна при значительных линейных размерах участка (5 км и более), а также на малых (до 1 км) участках, если съемки прецизионные, а разрез слабомагнитный, то есть амплитуды аномалий не превосходят единицы – первые десятки нанотесл.

Градиент $\Delta T/\Delta l$ ($\Delta Z/\Delta l$, $\Delta H/\Delta l$), то есть изменение поля на единицу расстояния) принимаются постоянными на расстоянии примерно 500 км. Раньше для исправления результатов за нормальный градиент пользовались картами нормального поля измеряемого геомагнитного элемента ближайшей к сезону работ геомагнитной эпохи. С учетом современных возможностей целесообразно использовать программы аналитического расчета нормального поля по общепринятым моделям (IGRF, WMM).

Для вычисления поправки значения градиента снимают по двум взаимно перпендикулярным направлениям, одно из которых выбирают совпадающим с направлением маршрутов. В случае аналитического введения поправки используют формулу

$$m = ax + by,$$

где m – величина поправки для любой точки площади съемки в нанотеслах; a , b – градиенты в двух взаимно перпендикулярных направлениях x и y , нТл/км. Ввиду малости изменения поля за счет горизонтального градиента на участках ограниченных размеров поправка вводится по одному из направлений, соответствующему наибольшему градиенту.

До появления компьютеров поправка могла вводиться графически.

Она рассчитывалась для первой и последней точки профиля, затем полученные значения соединялись прямой линией, которая явилась новой нулевой линией и от неё отсчитывались исправленные значения поля.

Учет влияния рельефа необходим при магнитной съемке в районах с резко выраженным рельефом. Влияние рельефа особенно сильно в районах, сложенных сплошь магнитными породами. Ощутимо оно и при высокоточной магнитной съемки в условиях слабомагнитных и слабо дифференцированных по своим магнитным свойствам пород. Аномалии вызываемые рельефом можно называть ложными, поскольку они не отражают реального распределения намагниченности горных пород, а значит и геологического строения разреза (Рис. 5.10, 5.11).

Особенно актуальна проблема учета влияния магнитного рельефа для территорий развития плато-базальтов, общая площадь которых на поверхности Земли превышает 2000000 км². В частности, при рас-

смотрении карт аномального магнитного поля (ΔT) над трапповыми плато Норильского района отмечается ярко выраженная пространственная корреляция магнитных аномалий с особенностями дневного рельефа: повышения амплитуды поля над водоразделами достигают +(300-700) нТл и более, над глубоко врезанными долинами водотоков наблюдаются линейно-вытянутые понижения поля интенсивностью до - 300 нТл и менее [Долгаль, 2002]

Учет рельефа может быть выполнен качественно и количественно. В первом случае, на стадии качественной интерпретации, интерпретатор может отбраковать аномалии, связанные с рельефом. Для этого достаточно сравнить карту изодинам с картой изолиний рельефа. Для количественного учета влияния рельефа применяются аналитические методы. Надо отметить, что аналитические вопросы учета рельефа проработаны в должной мере, но не исчерпывающе, только в гравиразведке, в остальных геофизических методах, в том числе в магниторазведке – значительно слабее.

Аналитические методы учета рельефа в магниторазведке используют, как правило, решение прямых задач. Так при профильном варианте введения поправок модель рельефа можно аппроксимировать горизонтальной многоугольной однородно намагниченной призмой или набором призм.

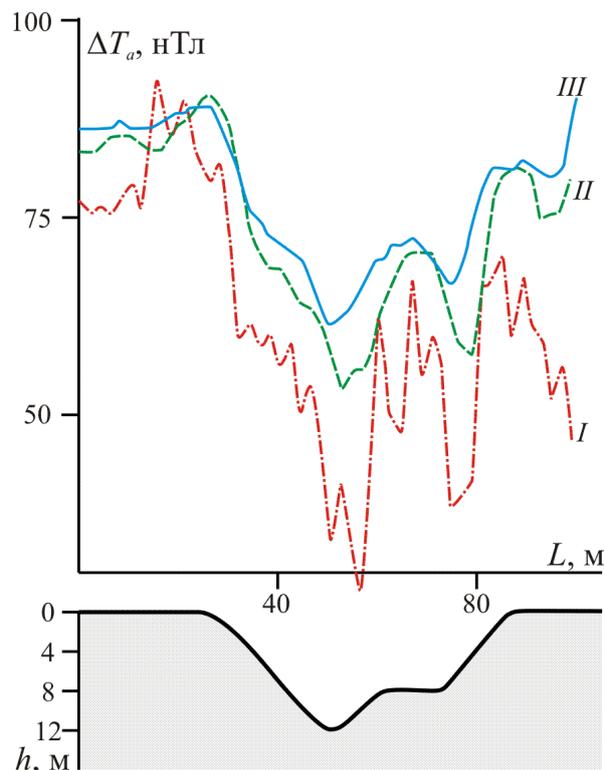


Рис. 5.10. Магнитное поле ΔT_a , наблюдаемое над оврагом. Высота датчика: I – 1 м, II – 2 м, III – 3 м [по Ревякину и др., 1986].

После решения прямой задачи от полученных призм расчетное поле вычитается из наблюдаемого. В другом методе введения поправок за влияние рельефа местности разрез аппроксимируется серией пластин, верхний контур каждой из которых представляется ломаной линией, характеризующей изменение рельефа. В трехмерном варианте это могут быть вертикальные параллелепипеды.

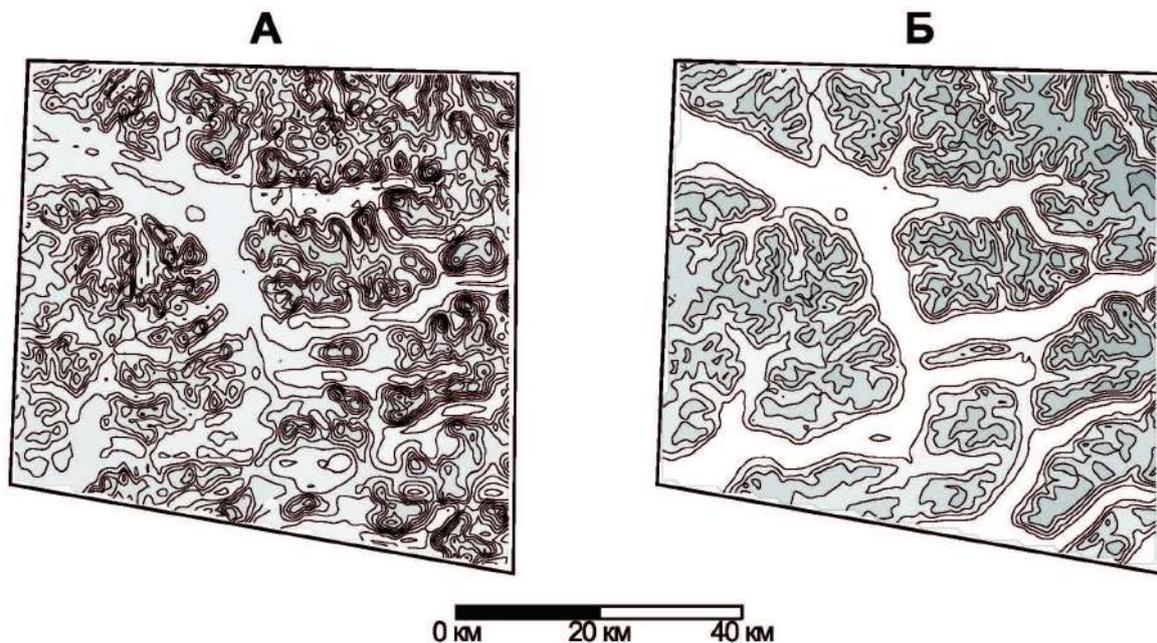


Рис. 5.11. Влияние резкорасчлениенного рельефа, сложенного породами базальтовой формации, на магнитное поле (АТ) . Плато Путораны (по материалам Центрально - Арктической ГРЭ).

А – карта изодинам аномального магнитного поля; Б - карта изогипс рельефа местности. Примечание: более темные тона раскраски карт отвечают повышенным значениям магнитного поля и наиболее возвышенным участкам местности [Долгаль, 2002].

Существуют и графические способы, например такой способ, предложен Г. Г. Ремпелем для поля Z . По этому способу

$$Z_p = \frac{2\pi J}{n} \left(\frac{\Delta h}{\sqrt{\Delta h^2 + r_1^2}} - \frac{\Delta h}{\sqrt{\Delta h^2 + r_2^2}} \right),$$

где Δh – разность высот точки наблюдения и центров кольцевых секторов палетки; r_1 и r_2 – внутренний и внешний радиусы кольцевой зоны палетки; J – намагниченность, n – число зон палетки.

В принципе, как аналитические, так и графические реализуемы в виде алгоритма автоматической обработки данных магнитной съемки. Для применения автоматической обработки необходимо наличие цифровой модели рельефа, которые часто называют цифровыми моделями местности (ЦММ) соответствующей масштабу съемки.

Влияние промышленных помех. Сильное влияние на результаты

магнитной съемки могут отказывать промышленные помехи, которые сейчас развиты практически повсеместно.

Промышленные помехи подразделяются на помехи постоянного и переменного (квазипеременного) типов [Ревякин и др., 1986]. Многие техногенные объекты создают как постоянные, так и переменные помехи.

Помехи постоянного типа возникают при работах вблизи рудников, железных дорог (неэлектрофицированных), газопроводов, буровых вышек, обсадных труб и других железных конструкций. Влияние помех такого типа определяется размерами и значением намагниченности объектов. Радиус действия обычно составляет первые десятки метров, но может достигать сотен метров (рудники, цехи промышленных предприятий) и более; амплитуда аномалий от (10-100) нТл до 1000 нТл и более [Ревякин и др., 1986].

Помехи постоянного типа опознаются по их особому положению в геологически обусловленной структуре магнитного поля, высоким градиентам и отрицательному знаку аномалий.

Помехи переменного (квазипеременного) типа характеризуются определенной периодичностью в изменении амплитуды и знака аномалий. Радиус действия их может достигать сотен метров, а амплитуда превышать 100-300 нТл. Наиболее распространенным видом помех такого типа являются возмущения поля вблизи линий электропередач (ЛЭП).

Сильным источником помех являются высоковольтные линии электропередач. По мере приближения к ЛЭП амплитуда помех может возрастать в 20 раз (рис. 5.12). Если ЛЭП не нагружена, то помехи создаются металлическими опорами. При работе в 4–5 м от них амплитуда возмущений составляет 80–100 нТл. Вблизи ЛЭП местного значения амплитуда возмущений не превышает 3 нТл [Ревякин и др., 1986].

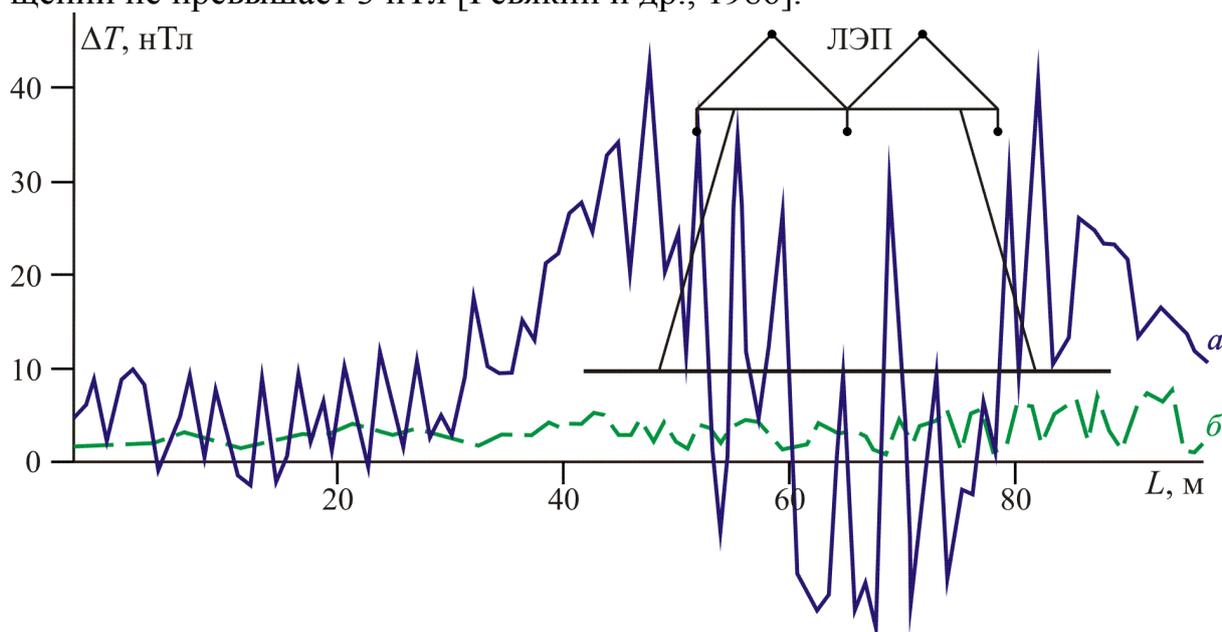


Рис. 5.12. Результаты наблюдений магнитного поля ΔT на расстоянии 0–50 м (а), 50 – 150 м (б) от ЛЭП [по Ревякину и др., 1986]

При обработке данных магнитной съемки влияние промышленных помех необходимо оценивать и учитывать. Одиночные «отскоки», связанные, например, с обсадными колоннами буровых скважин, выбраковываются перед обработкой данных, путем визуального анализа оператором. При автоматической обработке результатов измерений магнитного поля на компьютере – по значению градиента поля (в случае регистрации помех на 1–2 пунктах профиля), или другими. Количественный же учет промышленных помех неосуществим в виду многообразия и сложности источников. Поэтому аномалии, связанные с техногенными объектами указываются особо и не участвуют в дальнейшей обработке и интерпретации.

Отчетная графика. По результатам строятся карты изолиний (изодинам) и карта графиков, а также карта фактического материала. Для построения крат используются цифровые топографические основы того же масштаба, что и съемка. Все карты должны быть привязаны и иметь градусную и/или прямоугольную координатную сетку.

На карту фактического материала наносятся контуры исследуемых площадей, линии профилей, точки наблюдения и их наименования. Карта фактического материала строится в масштабе других отчетных карт на имеющейся топографической основе.

Карта изодинам строится после внесения всех поправок по значениям ΔT_a . Сечение изодинам в картах берется как утроенное значение погрешности съемки (3σ). Это необходимо для того, чтобы выделить только достоверные аномалии. Если шаг изолиний взять меньше, то могут быть выделены аномалии обусловленные помехами (ошибка второго рода), а если больше, то можно пропустить аномалию (ошибка первого рода).

В качестве дополнительной информации на картах графиков и изолиний могут указываться выделенные аномалии (центр или контур), линии профилей и точки наблюдений, результаты качественной интерпретации, эпицентры выделенных аномалий и другая полезная информация.

За рамкой карты обязательно указываются ее название, год, масштаб, составитель, приводится масштабная линейка, для карт графиков обязательно указывается масштаб графика по оси ординат (например, в 1 см – 10 нТл.). Кроме того, желательно указать данные о картографической проекции и системе координат, топографической основы карты. Если нормальное поле рассчитывалось с помощью какой-либо модели, то приводится ее название и поколение.

Карты изодинам и графиков раскрашиваются определенным образом. Традиционно в магниторазведке синим цветом закрашивается положительное значения поля, красным – отрицательные, интенсивность цвета пропорциональна интенсивности поля. Более привычной и понятной является обратная раскраска: синий цвет – цвет холодный, то есть отрицательные значения, красный – теплый, положительные значения. Сейчас, в виду того что требования по оформлению результатов не являются жесткими, часто применяют не традиционную раскраску, а именно эту, более понят-

ную интуитивно. Это приводит к дополнительной путанице, поэтому всегда стоит обращать внимание на легенду.

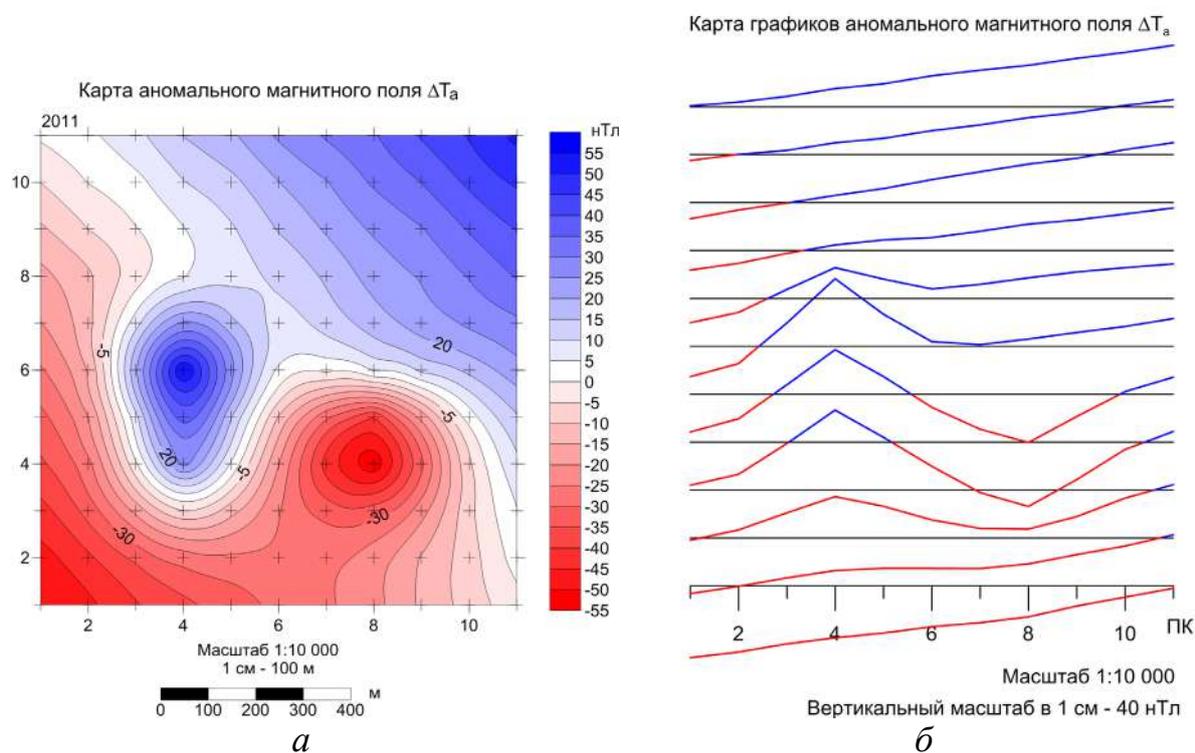


Рис. 5.13. Пример карты изолиний аномального магнитного поля ΔT_a (а) и карыт графиков (б) .

С появление программ автоматического построения изолиний весьма сильно начала страдать достоверность. Необходимо контролировать выбираемый программой шаг изолиний

Напомним, что аномалия не может быть достоверной, если она зафиксирована на одном профиле и в одной точке. Одноточечные аномалии, если они не были заверены в процессе полевых работ, исключаются из дальнейшей обработки, то есть не указываются на картах изодинам.

СПРАВОЧНЫЕ ТАБЛИЦЫ

Таблица С.1.

Традиционные буквенные обозначения, применяемые в магниторазведке

Обо- значе- ние	Пояснение	Еди- ницы (СИ)	В/С
1	2	3	4
\vec{H}	Напряженность магнитного поля.	А/м	В
\vec{B}	Индукция магнитного поля	Тл	В
\vec{T}	Полный вектор магнитного поля Земли. По своей физической сути Т – магнитная индукция.	нТл	В
\vec{Z}	Вертикальная компонента полного вектора МПЗ, по физическом смысле – индукция.	нТл	В
\vec{H}	Горизонтальная компонента полного вектора МПЗ, по физическом смысле – индукция.	нТл	В
\vec{X}	Северная компонента полного вектора МПЗ, по физическом смысле – индукция.	нТл	В
\vec{Y}	Восточная компонента полного вектора МПЗ, по физическом смысле – индукция.	нТл	В
D	Магнитное склонение	°	С
I	Магнитное наклонение	°	С
α	Магнитная восприимчивость	-	С
\vec{J}	Намагниченность	А/м	В
μ ($\mu_{отн}$)	Относительная магнитная восприимчивость	-	С
μ_0	Магнитная постоянная $\mu_0=4\pi \cdot 10^{-7}$	Гн/м	С
μ_a	Абсолютная магнитная проницаемость	Гн/м	С
$\vec{\Phi}$	Магнитный поток	Вб	В
\vec{M}	Магнитный момент	А/м ²	В
Δ	изменение, приращение величины	-	
c	Скорость света в вакууме	м/с	С
γ	Электрическая проводимость	См	С
ε ($\varepsilon_{отн}$)	Относительная диэлектрическая проницаемость	-	С
ε_0	Электрическая постоянная (диэлектрическая проницаемость вакуума)	Ф/м	С
$\varepsilon_{абс}$	Абсолютная диэлектрическая проницаемость	Ф/м	С
\vec{j}	Плотность тока	А/м ²	В
\vec{E}	Напряженность электрического поля	В/м	В
\vec{D}	Электрическая индукция	Кл/м ²	В

Таблица С.2.
Некоторые принятые сокращения и аббревиатуры принятые
в отечественной и зарубежной магниторазведке

Сокращение/ аббревиатура	Расшифровка
1	2
CRM	Chemical Remanent Magnetization – химическая остаточная намагниченность
dIdD	delta Inclination/delta Declination
DIM	Declination-inclination fluxgate magnetometer
DRM	Detrital Remanent Magnetization – ориентационная остаточная намагниченность
EPR	Electron Paramagnetic Resonance (см. ЭПР)
GPS	Global Positioning System – Глобальная система позиционирования
IAGA	International Association of Geomagnetism and Aeronomy – международная ассоциация по геомагнетизму и аэронамии.
IGRF	International Geomagnetic Reference Field – международное эталонное геомагнитное поле.
NMR	Nuclear magnetic resonance (см. ЯМР)
NRM	Normal Remanent Magnetization – естественная остаточная намагниченность
TMI	Total Magnetic Intensity – модель полного вектора магнитного поля.
TRM	Thermoremanent Magnetization - термоостаточная намагниченность
VRM	Viscous Remanent Magnetization – вязкая остаточная намагниченность
WGS-84	Система координат World Geodetic System 1984 г.
WMM	World Magnetic Model – всемирная магнитная модель
НМП	Нормальное магнитное поле
АМП	Аномальное магнитное поле
АМС	Аэромагнитная съемка
ГЛОНАСС	Глобальная навигационная система
ГМП	Главное магнитное поле
ГМС	Гидромагнитная съёмка
КП	Контрольный пункт
КПК	Короткопериодические колебания
КТ	Контрольная точка
МВС	Магнитовариационная станция
МПЗ	Магнитное поле Земли
МЧЭ	Магниточувствительный элемент
МС	Магнитная съемка

1	2
ОС	Опорная сеть
ПЗ-90	Система координат Параметры Земли 1990
ПК	Пикет
ПР	Профиль
СГС	Система единиц названная по первым буквам основных единиц – сантиметр, грамм и секунда
СИ (SI)	Система интернациональная (System International) - система единиц
СРНС	Спутниковые радионавигационные системы
ТФКП	Теория функций комплексной переменной
ФГМ	Физико-геологическая модель
ЭДС	Электродвижущая сила
ЭПР	Электронный парамагнитный резонанс
ЯМР	Ядерный магнитный резонанс

Приставки для кратных и дольных величин

Множитель	Приставка		Обозначение	
	Русская	Международное	Русское	Международное
1	2	3	4	5
Кратные величины				
10^{24}	Йотта	Yotta	И	Y
10^{21}	Зетта	Zetta	З	Z
10^{18}	Экса	Exa	Э	T
10^{15}	Пета	Peta	П	P
10^{12}	Тера	Tera	Т	T
10^9	Гига	Giga	Г	G
10^6	Мега	Mega	М	M
10^3	кило	kilo	к	k
10^2	гекто	hecto	г	h
10^1	Дека	deca	да	da
Дольные величины				
10^{-1}	деци	deci	д	d
10^{-2}	санتي	centi	с	c
10^{-3}	милли	milli	м	m
10^{-6}	микро	micro	мк	μ (u)
10^{-9}	нано	nano	н	n
10^{-12}	пико	pico	п	p
10^{-15}	фемто	femto	Ф	f
10^{-18}	атто	atto	а	a
10^{-21}	зепто	zepto	з	z
10^{-24}	йокто	yocto	и	y

Таблица С.4.
Основные формулы в СИ и СГС

Величина	Формула СИ	Формула СГС
1	2	3
Напряженность магнитного поля	$\vec{H} = \frac{1}{4\pi} \cdot \frac{m_2 \vec{L}_{12}}{L_{12}^3}$	$\vec{H} = \frac{m_2 \vec{L}_{12}}{L_{12}^3}$
Индукция магнитного поля	$\vec{B} = \mu_0 \mu \vec{H} + \mu_0 \vec{J}$	$B = \mu H + 4\pi J$
Магнитная постоянная	$\mu_0 = 4\pi \cdot 10^{-7} \text{ Гн/м}$	$\mu_1 = 4\pi \cdot 10^{-7} \text{ Гн/м}$
Абсолютная магнитная проницаемость	$\mu = \mu_0 (1 + \varepsilon)$	$\mu = (1 + \varepsilon)$
Относительная магнитная проницаемость	$\mu = (1 + \varepsilon)$	
Закон Био-Савара-Лапласа	$d\vec{B} = \frac{\mu_0 I}{4\pi} \frac{[dl \cdot \vec{L}]}{L^3}$	$d\vec{B} = \frac{I}{c} \frac{[dl \cdot \vec{L}]}{L^3}$
Система уравнений Максвелла	$\text{rot} \vec{H} = \dot{\vec{j}} + \frac{\partial \vec{D}}{\partial t}$ $\text{rot} \vec{E} = -\frac{\partial \vec{B}}{\partial t}$ $\text{div} \vec{B} = 0$ $\text{div} \vec{D} = \delta_{свб}$	$\text{rot} \vec{H} = \frac{4\pi}{c} \dot{\vec{j}} + \frac{1}{c} \frac{\partial \vec{D}}{\partial t}$ $\text{rot} \vec{E} = -\frac{1}{c} \frac{\partial \vec{B}}{\partial t}$ $\text{div} \vec{B} = 0$ $\text{div} \vec{D} = 4\pi \delta_{свб}$

Таблица С.5.

Аналитические выражения Z и H составляющих для тел простой формы

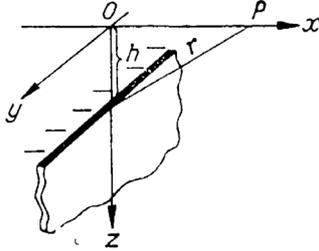
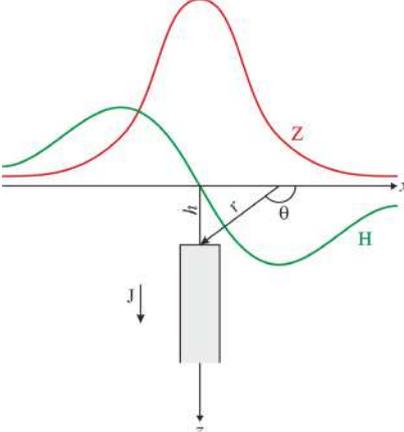
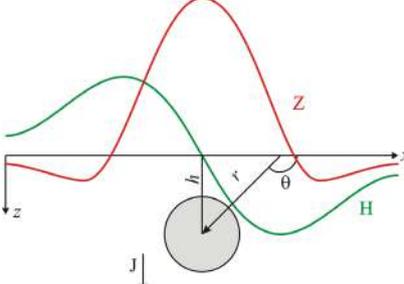
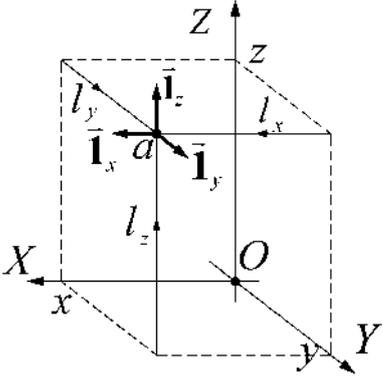
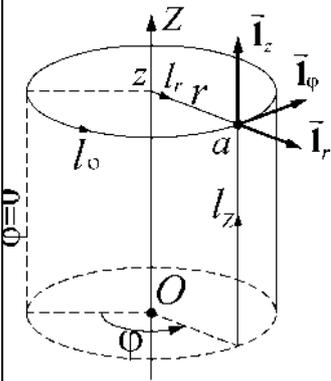
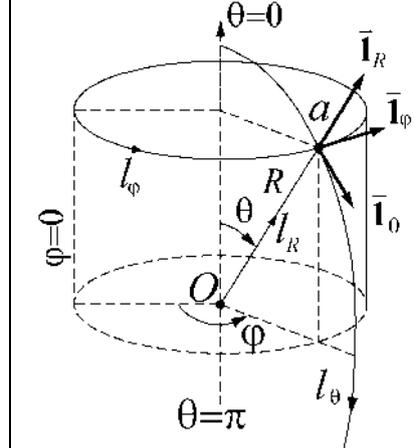
Модель – геологический аналог	Схема	Формулы (СИ)
1	2	3
Нить полюсов – тонкий вертикальный пласт неограниченный по простиранию с бесконечно удаленной нижней кромкой.		$B_H = -\frac{\mu_0}{4\pi} \frac{2mx}{x^2 + h^2}$ $B_Z = \frac{\mu_0}{4\pi} \frac{2mh}{x^2 + h^2}$
Вертикальный бесконечный на глубину стержень, намагниченный вертикально, монополюс – вертикальное столбообразное тело (шток)		$B_H = -\frac{\mu_0}{4\pi} \frac{mx}{(h^2 + x^2)^{3/2}}$ $B_Z = \frac{\mu_0}{4\pi} \frac{mh}{(h^2 + x^2)^{3/2}}$
Вертикально намагниченный шар – тело изометрической формы.		$B_H = -\frac{\mu_0}{4\pi} \frac{3Mhx}{(h^2 + x^2)^{5/2}}$ $B_Z = \frac{\mu_0}{4\pi} \frac{M(2h^2 - x^2)}{(h^2 + x^2)^{5/2}}$

Таблица С.6

Связь между различными системами координат

СК ³	Декартова	Цилиндрическая	Сферическая
ξ_k	x, y, z	r, φ, z	R, θ, φ
h_k	1, 1, 1	1, r , 1	1, R , $\sin\theta$
Рисунок			
$x, y, z \rightarrow$	$x = y$ $y = y$ $z = z$	$r = \sqrt{x^2 + y^2}$ $\varphi = \text{arctg}(y/x)$ $z = z$	$R = \sqrt{x^2 + y^2 + z^2}$ $\theta = \text{arctg}(\sqrt{x^2 + y^2}/z)$ $\varphi = \text{arctg}(y/x)$
$r, \varphi, z \rightarrow$	$x = r \cos \varphi$ $y = r \sin \varphi$ $z = z$	$r = r$ $\varphi = \varphi$ $z = z$	$R = \sqrt{r^2 + z^2}$ $\theta = \text{arctg}(r/z)$ $\varphi = \varphi$
$R, \theta, \varphi \rightarrow$	$x = R \sin \theta \cos \varphi$ $y = R \sin \theta \sin \varphi$ $z = R \cos \theta$	$r = R \sin \theta$ $\varphi = \varphi$ $z = R \cos \theta$	$R = R$ $\theta = \theta$ $\varphi = \varphi$

³ СК – Система координат.

Таблица С.7
Коэффициенты Гаусса для модели IGRF

g/h	n	m	IGRF-7 1990	IGRF-8 1995	IGRF-9 2000	IGRF-10 2005	IGRF-11 2010	Вековой ход 2010-15
1	2	3	4	5	6	7	8	9
g	1	0	-29775	-29692	-29619,4	-29554,63	-29496,5	11,4
g	1	1	-1848	-1784	-1728,2	-1669,05	-1585,9	16,7
h	1	1	5406	5306	5186,1	5077,99	4945,1	-28,8
g	2	0	-2131	-2200	-2267,7	-2337,24	-2396,6	-11,3
g	2	1	3059	3070	3068,4	3047,69	3026,0	-3,9
h	2	1	-2279	-2366	-2481,6	-2594,50	-2707,7	-23,0
g	2	2	1686	1681	1670,9	1657,76	1668,6	2,7
h	2	2	-373	-413	-458,0	-515,43	-575,4	-12,9
g	3	0	1314	1335	1339,6	1336,30	1339,7	1,3
g	3	1	-2239	-2267	-2288,0	-2305,83	-2326,3	-3,9
h	3	1	-284	-262	-227,6	-198,86	-160,5	8,6
g	3	2	1248	1249	1252,1	1246,39	1231,7	-2,9
h	3	2	293	302	293,4	269,72	251,7	-2,9
g	3	3	802	759	714,5	672,51	634,2	-8,1
h	3	3	-352	-427	-491,1	-524,72	-536,8	-2,1
g	4	0	939	940	932,3	920,55	912,6	-1,4
g	4	1	780	780	786,8	797,96	809,0	2,0
h	4	1	247	262	272,6	282,07	286,4	0,4
g	4	2	325	290	250,0	210,65	166,6	-8,9
h	4	2	-240	-236	-231,9	-225,23	-211,2	3,2
g	4	3	-423	-418	-403,0	-379,86	-357,1	4,4
h	4	3	84	97	119,8	145,15	164,4	3,6
g	4	4	141	122	111,3	100,00	89,7	-2,3
h	4	4	-299	-306	-303,8	-305,36	-309,2	-0,8
g	5	0	-214	-214	-218,8	-227,00	-231,1	-0,5
g	5	1	353	352	351,4	354,41	357,2	0,5
h	5	1	46	46	43,8	42,72	44,7	0,5
g	5	2	245	235	222,3	208,95	200,3	-1,5
h	5	2	154	165	171,9	180,25	188,9	1,5
g	5	3	-109	-118	-130,4	-136,54	-141,2	-0,7
h	5	3	-153	-143	-133,1	-123,45	-118,1	0,9
g	5	4	-165	-166	-168,6	-168,05	-163,1	1,3
h	5	4	-69	-55	-39,3	-19,57	0,1	3,7
g	5	5	-36	-17	-12,9	-13,55	-7,7	1,4

1	2	3	4	5	6	7	8	9
h	5	5	97	107	106,3	103,85	100,9	-0,6
g	6	0	61	68	72,3	73,60	72,8	-0,3
g	6	1	65	67	68,2	69,56	68,6	-0,3
h	6	1	-16	-17	-17,4	-20,33	-20,8	-0,1
g	6	2	59	68	74,2	76,74	76,0	-0,3
h	6	2	82	72	63,7	54,75	44,2	-2,1
g	6	3	-178	-170	-160,9	-151,34	-141,4	1,9
h	6	3	69	67	65,1	63,63	61,5	-0,4
g	6	4	3	-1	-5,9	-14,58	-22,9	-1,6
h	6	4	-52	-58	-61,2	-63,53	-66,3	-0,5
g	6	5	18	19	16,9	14,58	13,1	-0,2
h	6	5	1	1	0,7	0,24	3,1	0,8
g	6	6	-96	-93	-90,4	-86,36	-77,9	1,8
h	6	6	24	36	43,8	50,94	54,9	0,5
g	7	0	77	77	79,0	79,88	80,4	0,2
g	7	1	-64	-72	-74,0	-74,46	-75,0	-0,1
h	7	1	-80	-69	-64,6	-61,14	-57,8	0,6
g	7	2	2	1	0,0	-1,65	-4,7	-0,6
h	7	2	-26	-25	-24,2	-22,57	-21,2	0,3
g	7	3	26	28	33,3	38,73	45,3	1,4
h	7	3	0	4	6,2	6,82	6,6	-0,2
g	7	4	-1	5	9,1	12,30	14,0	0,3
h	7	4	21	24	24,0	25,35	24,9	-0,1
g	7	5	5	4	6,9	9,37	10,4	0,1
h	7	5	17	17	14,8	10,93	7,0	-0,8
g	7	6	9	8	7,3	5,42	1,6	-0,8
h	7	6	-23	-24	-25,4	-26,32	-27,7	-0,3
g	7	7	0	-2	-1,2	1,94	4,9	0,4
h	7	7	-4	-6	-5,8	-4,64	-3,4	0,2
g	8	0	23	25	24,4	24,80	24,3	-0,1
g	8	1	5	6	6,6	7,62	8,2	0,1
h	8	1	10	11	11,9	11,20	10,9	0,0
g	8	2	-1	-6	-9,2	-11,73	-14,5	-0,5
h	8	2	-19	-21	-21,5	-20,88	-20,0	0,2
g	8	3	-10	-9	-7,9	-6,88	-5,7	0,3
h	8	3	6	8	8,5	9,83	11,9	0,5
g	8	4	-12	-14	-16,6	-18,11	-19,3	-0,3
h	8	4	-22	-23	-21,5	-19,71	-17,4	0,4
g	8	5	3	9	9,1	10,17	11,6	0,3
h	8	5	12	15	15,5	16,22	16,7	0,1
g	8	6	4	6	7,0	9,36	10,9	0,2
h	8	6	12	11	8,9	7,61	7,1	-0,1

1	2	3	4	5	6	7	8	9
g	8	7	2	-5	-7,9	-11,25	-14,1	-0,5
h	8	7	-16	-16	-14,9	-12,76	-10,8	0,4
g	8	8	-6	-7	-7,0	-4,87	-3,7	0,2
h	8	8	-10	-4	-2,1	-0,06	1,7	0,4
g	9	0	4	4	5,0	5,58	5,4	0,0
g	9	1	9	9	9,4	9,76	9,4	0,0
h	9	1	-20	-20	-19,7	-20,11	-20,5	0,0
g	9	2	1	3	3,0	3,58	3,4	0,0
h	9	2	15	15	13,4	12,69	11,6	0,0
g	9	3	-12	-10	-8,4	-6,94	-5,3	0,0
h	9	3	11	12	12,5	12,67	12,8	0,0
g	9	4	9	8	6,3	5,01	3,1	0,0
h	9	4	-7	-6	-6,2	-6,72	-7,2	0,0
g	9	5	-4	-8	-8,9	-10,76	-12,4	0,0
h	9	5	-7	-8	-8,4	-8,16	-7,4	0,0
g	9	6	-2	-1	-1,5	-1,25	-0,8	0,0
h	9	6	9	8	8,4	8,10	8,0	0,0
g	9	7	7	10	9,3	8,76	8,4	0,0
h	9	7	8	5	3,8	2,92	2,2	0,0
g	9	8	1	-2	-4,3	-6,66	-8,4	0,0
h	9	8	-7	-8	-8,2	-7,73	-6,1	0,0
g	9	9	-6	-8	-8,2	-9,22	-10,1	0,0
h	9	9	2	3	4,8	6,01	7,0	0,0
g	10	0	-3	-3	-2,6	-2,17	-2,0	0,0
g	10	1	-4	-6	-6,0	-6,12	-6,3	0,0
h	10	1	2	1	1,7	2,19	2,8	0,0
g	10	2	2	2	1,7	1,42	0,9	0,0
h	10	2	1	0	0,0	0,10	-0,1	0,0
g	10	3	-5	-4	-3,1	-2,35	-1,1	0,0
h	10	3	3	4	4,0	4,46	4,7	0,0
g	10	4	-2	-1	-0,5	-0,15	-0,2	0,0
h	10	4	6	5	4,9	4,76	4,4	0,0
g	10	5	4	4	3,7	3,06	2,5	0,0
h	10	5	-4	-5	-5,9	-6,58	-7,2	0,0
g	10	6	3	2	1,0	0,29	-0,3	0,0
h	10	6	0	-1	-1,2	-1,01	-1,0	0,0
g	10	7	1	2	2,0	2,06	2,2	0,0
h	10	7	-2	-2	-2,9	-3,47	-4,0	0,0
g	10	8	3	5	4,2	3,77	3,1	0,0
h	10	8	3	1	0,2	-0,86	-2,0	0,0
g	10	9	3	1	0,3	-0,21	-1,0	0,0
h	10	9	-1	-2	-2,2	-2,31	-2,0	0,0

1	2	3	4	5	6	7	8	9
g	10	10	0	0	-1,1	-2,09	-2,8	0,0
h	10	10	-6	-7	-7,4	-7,93	-8,3	0,0
g	11	0	0	0	2,7	2,95	3,0	0,0
g	11	1	0	0	-1,7	-1,60	-1,5	0,0
h	11	1	0	0	0,1	0,26	0,1	0,0
g	11	2	0	0	-1,9	-1,88	-2,1	0,0
h	11	2	0	0	1,3	1,44	1,7	0,0
g	11	3	0	0	1,5	1,44	1,6	0,0
h	11	3	0	0	-0,9	-0,77	-0,6	0,0
g	11	4	0	0	-0,1	-0,31	-0,5	0,0
h	11	4	0	0	-2,6	-2,27	-1,8	0,0
g	11	5	0	0	0,1	0,29	0,5	0,0
h	11	5	0	0	0,9	0,90	0,9	0,0
g	11	6	0	0	-0,7	-0,79	-0,8	0,0
h	11	6	0	0	-0,7	-0,58	-0,4	0,0
g	11	7	0	0	0,7	0,53	0,4	0,0
h	11	7	0	0	-2,8	-2,69	-2,5	0,0
g	11	8	0	0	1,7	1,80	1,8	0,0
h	11	8	0	0	-0,9	-1,08	-1,3	0,0
g	11	9	0	0	0,1	0,16	0,2	0,0
h	11	9	0	0	-1,2	-1,58	-2,1	0,0
g	11	10	0	0	1,2	0,96	0,8	0,0
h	11	10	0	0	-1,9	-1,90	-1,9	0,0
g	11	11	0	0	4,0	3,99	3,8	0,0
h	11	11	0	0	-0,9	-1,39	-1,8	0,0
g	12	0	0	0	-2,2	-2,15	-2,1	0,0
g	12	1	0	0	-0,3	-0,29	-0,2	0,0
h	12	1	0	0	-0,4	-0,55	-0,8	0,0
g	12	2	0	0	0,2	0,21	0,3	0,0
h	12	2	0	0	0,3	0,23	0,3	0,0
g	12	3	0	0	0,9	0,89	1,0	0,0
h	12	3	0	0	2,5	2,38	2,2	0,0
g	12	4	0	0	-0,2	-0,38	-0,7	0,0
h	12	4	0	0	-2,6	-2,63	-2,5	0,0
g	12	5	0	0	0,9	0,96	0,9	0,0
h	12	5	0	0	0,7	0,61	0,5	0,0
g	12	6	0	0	-0,5	-0,30	-0,1	0,0
h	12	6	0	0	0,3	0,40	0,6	0,0
g	12	7	0	0	0,3	0,46	0,5	0,0
h	12	7	0	0	0,0	0,01	0,0	0,0
g	12	8	0	0	-0,3	-0,35	-0,4	0,0
h	12	8	0	0	0,0	0,02	0,1	0,0

1	2	3	4	5	6	7	8	9
g	12	9	0	0	-0,4	-0,36	-0,4	0,0
h	12	9	0	0	0,3	0,28	0,3	0,0
g	12	10	0	0	-0,1	0,08	0,2	0,0
h	12	10	0	0	-0,9	-0,87	-0,9	0,0
g	12	11	0	0	-0,2	-0,49	-0,8	0,0
h	12	11	0	0	-0,4	-0,34	-0,2	0,0
g	12	12	0	0	-0,4	-0,08	0,0	0,0
h	12	12	0	0	0,8	0,88	0,8	0,0
g	13	0	0	0	-0,2	-0,16	-0,2	0,0
g	13	1	0	0	-0,9	-0,88	-0,9	0,0
h	13	1	0	0	-0,9	-0,76	-0,8	0,0
g	13	2	0	0	0,3	0,30	0,3	0,0
h	13	2	0	0	0,2	0,33	0,3	0,0
g	13	3	0	0	0,1	0,28	0,4	0,0
h	13	3	0	0	1,8	1,72	1,7	0,0
g	13	4	0	0	-0,4	-0,43	-0,4	0,0
h	13	4	0	0	-0,4	-0,54	-0,6	0,0
g	13	5	0	0	1,3	1,18	1,1	0,0
h	13	5	0	0	-1,0	-1,07	-1,2	0,0
g	13	6	0	0	-0,4	-0,37	-0,3	0,0
h	13	6	0	0	-0,1	-0,04	-0,1	0,0
g	13	7	0	0	0,7	0,75	0,8	0,0
h	13	7	0	0	0,7	0,63	0,5	0,0
g	13	8	0	0	-0,4	-0,26	-0,2	0,0
h	13	8	0	0	0,3	0,21	0,1	0,0
g	13	9	0	0	0,3	0,35	0,4	0,0
h	13	9	0	0	0,6	0,53	0,5	0,0
g	13	10	0	0	-0,1	-0,05	0,0	0,0
h	13	10	0	0	0,3	0,38	0,4	0,0
g	13	11	0	0	0,4	0,41	0,4	0,0
h	13	11	0	0	-0,2	-0,22	-0,2	0,0
g	13	12	0	0	0,0	-0,10	-0,3	0,0
h	13	12	0	0	-0,5	-0,57	-0,5	0,0
g	13	13	0	0	0,1	-0,18	-0,3	0,0
h	13	13	0	0	-0,9	-0,82	-0,8	0,0

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Абрамов В.Ю., Голубев Ю.К., Грачев А.А., Коновалова Т.М., Лаптев М.М., Прусакова Н.А., Барсуков П.О., Яковлев А.Г. Геолого-геофизическая модель кимберлитовой трубки Кепинской площади, Архангельская область. // Руды и металлы, 2006. № 4. с. 38-42.
2. Бабаянц П.С., Блох Ю.И., Трусов А.А. Интерактивные технологии локальной количественной экспресс-интерпретации потенциальных полей. // Геофизика, 2006. №1 с.56–59.
3. Блох Ю.И. Решение прямых задач гравиразведки и магниторазведки. – М.: МГГА, 1993. – 75
4. Блох Ю.И. Обнаружение и разделение гравитационных и магнитных аномалий. – М.: МГГА, 1995. – 81с.
5. Блох Ю.И. Количественная интерпретация гравитационных и магнитных аномалий. – М.: МГГА, 1998 г. – 88с.
6. Блох Ю.И. Интерпретация гравитационных и магнитных аномалий. Version 1. – М.: 2009 г. – URL: <http://www.sigma3D.com>. Дата обращения: 30.09.2010.
7. Булычев А.А., Лыгин И.В., Мелихов В.Р. Численные методы решения прямых задач гравиразведки и магниторазведки: Конспект лекция. – М.: МГУ, 2006 г. – 164 с.
8. Выгодский М.Я. Справочник по высшей математике. – М.: АСТ, 2006. – 991 с.
9. Гордин В.М. Очерки по истории геомагнитных измерений. – М.: ИФЗ РАН, 2004. – 162 с.
10. Гордин В.М., Розе Е.Н., Углов Б.Д. Морская магнитометрия. – М.: Недра, 1986. – 232 с.
11. Горшков Г.П., Якушова А.Ф.. Общая геология./ 3-е изд. – М.: МГУ, 1973. – 592 с.
12. Гринкевич Г.И. Магниторазведка. Учебник для техникумов. – М.: Недра, 1987.
13. Добрынин В.М., Вендельштейн Б.Ю., Кожевников Д.А.. Петрофизика: Учебник для вузов. – М.: Недра, 1991. – 368 с.
14. Долгаль А.С. Компьютерные технологии обработки и интерпретации данных гравиметрической и магнитной съемок в горной местности. – Абакан: ООО «Фирма Март», 2002. – 188 с.
15. Дьяченко А. И., Магнитные полюса Земли. – М.: МЦНМО, 2003. – 48 с.
16. Заболотная Н.А.. Индексы геомагнитной активности. / Справочное пособие. – М.: Изд-во ЛКИ. - 2007. – 88 с.
17. Иванов Валентин Константинович (1908-1992) / В. Н. Страхов, В. В. Васин, В. В. Арестов и др. // Известия Уральского государственного университета. – 2008. – № 58. – С. 7-23.

18. Инструкция по магниторазведке (наземная магнитная съемка, аэромагнитная съемка, гидромагнитная съемка)/ М-во геологии СССР. – Л.: Недра, 1981 – 263 с.
19. Каринский А.Д. Теория полей, применяемых в разведочной геофизике: (Статические поля. Стационарное электрическое поле). – М.: РГГРУ, 2007.
20. Короновский Н.В. Магнитное поле геологического прошлого Земли. // Соросовский общобразовательный журнал. 1996, №6. – с. 65-73.
21. Космическая среда вокруг нас. Введение в исследования околоземного космического пространства – книга для чтения за столом и на компьютере. / Под ред. Зайцева А.Н. – Троицк: ТРОВАНТ, 2005 г. – 231 с.
22. Курант Р. Геометрическая теория функций комплексной переменной / перевод с нем. Икорникова Ю.В. – М.: ОНТИ, 1934.
23. Кутинов Ю.Г., Чистова З.Б. Иерархический ряд проявлений щелочно-ультраосновного магматизма Архангельской алмазоносной провинции. Их отражение в геолого-геофизических материалах. – Архангельск: ОАО «ИПП «Правда Севера», 2004. – 283 с.
24. Контарович Р.С., Цыганов В.А. Проблемы и перспективы развития геофизических технологий при поисках коренных месторождений алмазов (опубликовано в 2001 г.). – URL: <http://www.aerogeologia.ru/files/geofizalmaz.pdf>. Дата обращения: 06.06.2011.
25. Корн Г., Корн Т. Справочник по математике (для научных работников и инженеров). – М.: Наука, 1974 г. – 832 с.
26. Логачёв А.А., Захаров В.П. Магниторазведка. – Л.: Недра, 1979.
27. Магниторазведка. Справочник геофизика. – М.: Недра, 1980.
28. Нагата Т. Магнетизм горных пород. – М.: Мир, 1965. – 247 с.
29. Паркинсон У. Введение в геомагнетизм: пер с англ. – М.: Мир, 1986. – 582 с.
30. Ревякин П.С., Бродовой В.В., Ревякина Э.А.. Высокоточная магниторазведка. – М.: Недра, 1986. – 272 с.
31. Смекалова Т.Н., Восс О., Мельников А.В. Магнитная разведка в археологии. 12 лет применения Оверхаузеровского градиентометра GSM-19WG.
32. Серкерев С.А. Гравиразведка и магниторазведка. М.: Недра, 1999.
33. Справочник геофизика. Магниторазведка. т.6. – М.: Недра, 1969.
34. Тафеев Г.П., Соколов К.П. Геологическая интерпретация магнитных аномалий. – Л.: Недра, 1981. – 327 с.
35. Цыганов В.А. Классификация и исследование отказов магнитометрического метода поисков кимберлитов. – URL: <http://www.aerogeologia.ru/files/magnitalmaz.pdf>. Дата обращения: 06.06.2011.
36. Яновский Б.М. Земной магнетизм. Л.: ЛГУ, 1978.
37. Campbell W. H. Earth Magnetism A Guided Tour through Magnetic Fields. A Harcourt Science and Technology Company, 2001.

38. Day R. TRM and its variations with the grain's size.//J. Geomagn. geoelectr., 1977, v. 29, N 4, p. 233-265.
39. Environmental Magnetism. Principles and Applications of Enviromagnetism. – Academic press, 2003.
40. Geomagnetic Observations and Models/Mandea M., Korte M., – Springer, 2011. – 360 p.
41. Glaßmeier K.-H., Soffel H., Negendank J.F.W., Geomagnetic field variations. Advances in geophysical and environmental mechanics and mathematics. – Berlin: Springer, 2009. – 211 p.
42. Lowrie W. Fundamentals of Geophysics. Second edition. – Cambridge university press, 2007.
43. Milsom J. Field Geophysics. Third edition. – Wiley, 2002.
44. Roy K.K. Potential Theory in Applied Geophysics. – Springer, 2007.
45. Rudiger G., Hollerbach R.. The Magnetic Universe Geophysical and Astrophysical Dynamo Theory, – Weinheim: WILEY-VCH, 2004
46. Lanza R., Meloni A.. The Earth's Magnetism: An Introduction for Geologists. – Berlin: Springer, 2006.
47. McElhinny M. W., McFadden P. L.. Paleomagnetism. Continents and Oceans. – Academic press, 2000.

Электронные источники

48. Сайт Британской геологической службы. – URL: <http://www.geomag.bgs.ac.uk/> . Дата обращения: 21.09.2011.
49. Сайт World Data Center for Geomagnetism, Kyoto. – URL: <http://wdc.kugi.kyoto-u.ac.jp> . Дата обращения: 06.06.2011.
50. Сайт ИЗМИРАН. – URL: <http://www.izmiran.ru/>
51. Сайт National Geophysical Data Center (NGDC) NOAA. – URL: <http://www.ngdc.noaa.gov/>. Дата обращения: 29.09.2011.
52. Сайт Quantum Magnetometry Laboratory. – URL: <http://magnetometer.ur.ru/> . Дата обращения: 04.10.2011.
53. Сайт ЗАО ГНПП «Аэрогеофизика» ". – URL: <http://aerogeo.ru/>. Дата обращения: 23.11.2011
54. Сайт ЗАО "Геотехнологии". – URL: <http://www.gtcomp.ru/>. Дата обращения: 23.11.2011.
55. Сайт GEM-systems. – URL: <http://www.gemsys.ca/>. Дата обращения: 23.11.2011.
56. Сайт Geometrics. – URL: <http://www.geometrics.com/>. Дата обращения: 23.11.2011.
57. Сайт Scintrex Limited. – URL: <http://scintrexltd.com/>. Дата обращения: 23.11.2011.
58. Сайт Natural Resources Canada. – URL: <http://geomag.nrcan.gc.ca/>. Дата обращения: 15.03.2013.
59. Сайт Marine Magnetism. – URL: <http://www.marinemagnetism.com/>. Дата обращения: 09.02.2012.

60. Сайт IFG Corporation. – URL: <http://www.ifgcorp.com/>. Дата обращения: 07.03.2013.
61. Сайт Robertson Geologging Ltd. – URL: <http://www.geologging.com/>. Дата обращения: 07.03.2013.

Источником для многих фотографий ученых послужила свободная энциклопедия Википедия – URL: <http://ru.wikipedia.org> .