


Общий курс полевой геофизики

A decorative graphic element consisting of several horizontal lines of varying lengths and colors (brown, white, and light brown) extending from the right side of the slide.

Введение

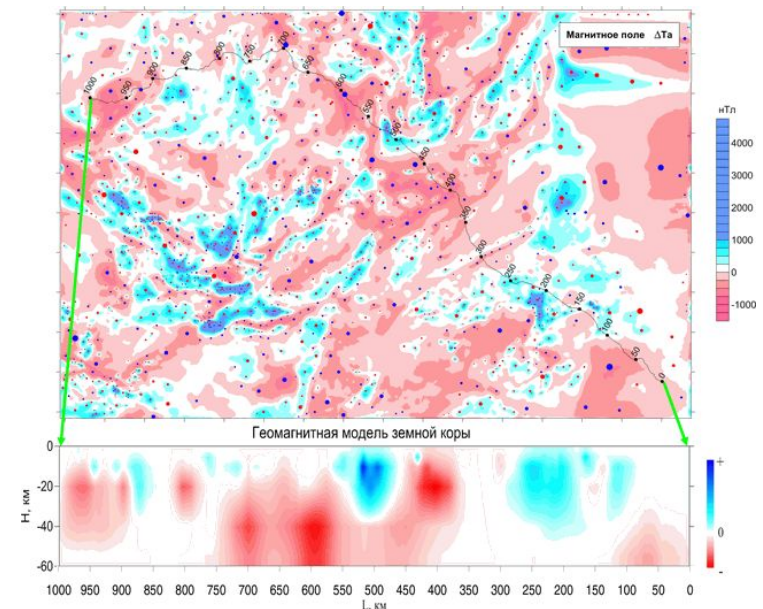
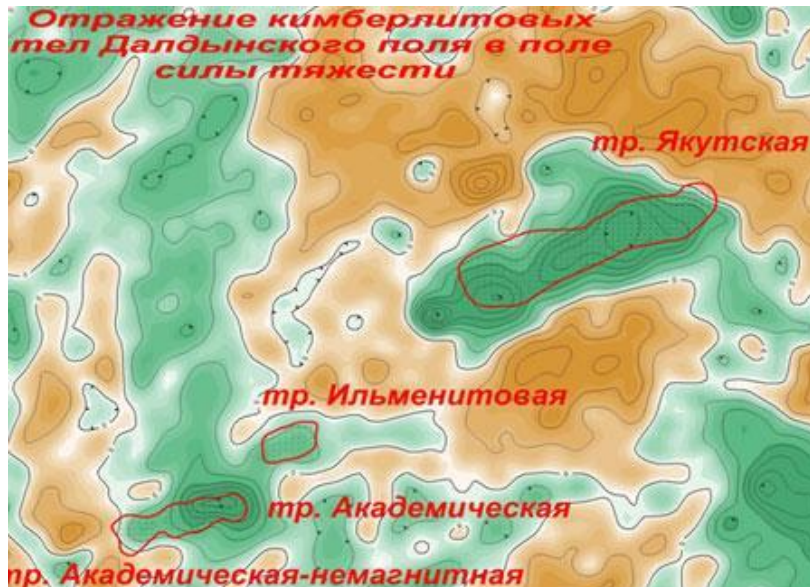
- **Разведочной (полевой) геофизикой** называют раздел геофизики, посвящённый изучению строения Земли с целью поиска и уточнения строения залежей полезных ископаемых, а также выявлению предпосылок для их образования.
- **Основная цель** поиск и разведка полезных ископаемых и решение инженерно-геологических, археологических, экологических и др. задач.
- Геофизические методы относятся к косвенным методам изучения земной коры

Введение

- **Методы разведочной геофизики**
 - **Электроразведка**
 - (электромагнитное поле Земли)
 - **Сейсморазведка**
 - (поле упругих параметров)
 - **Гравиразведка**
 - (поле силы тяжести)
 - **Магниторазведка**
 - (магнитное поле Земли)

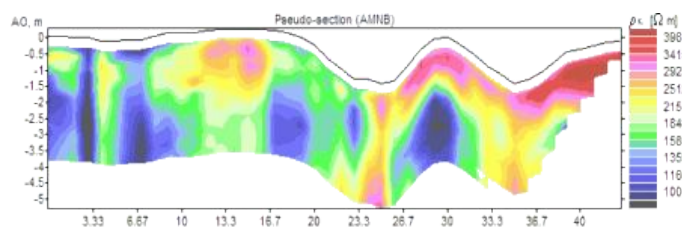
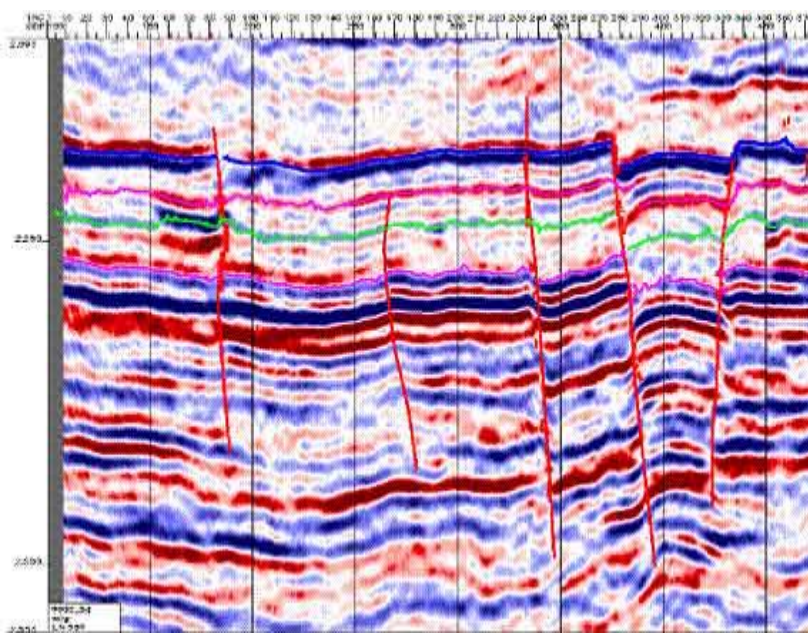
Введение

- **Гравиразведкой** или **гравиметрией** называется геофизический метод, изучающий ускорения свободного падения в связи с изменением плотности геологических тел.
- **Магниторазведка** — комплекс геофизических методов, основанных на изучении **магнитного** поля **Земли**.



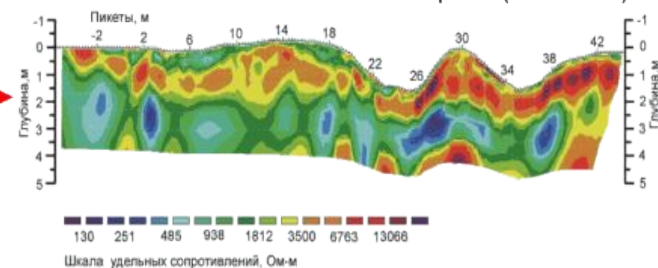
Введение

- **Электроразведка** - это большая группа геофизических методов изучающих электромагнитные поля различной природы
- В понятие **“сейсморазведка”** входят геофизические методы исследования земной коры, основанные на изучении искусственно возбуждаемых полей упругих волн.



Псевдо-разрез
кажущегося
сопротивления

Геоэлектрический
разрез по результату
2D инверсии (Res2Dinv)



Введение

Этапы проведения геофизических работ

- - Проектирование (сбор априорной информации, моделирование)
- - Полевые наблюдения (опытно-методические работы, производственные работы)
- - Обработка и интерпретация данных (предварительная и углубленная)
- - Геологическое истолкование

Введение

Задачи, решаемые при помощи геофизических методов

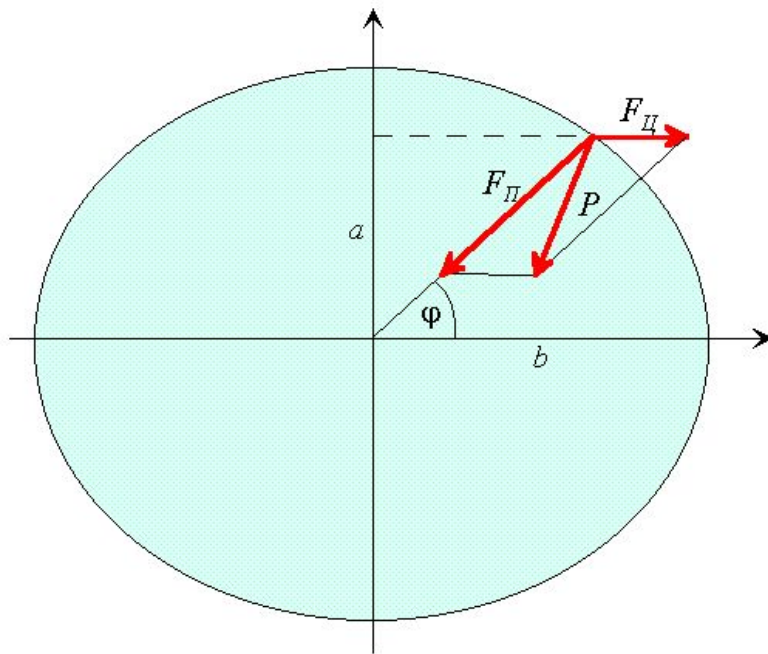
- - Глубинные исследования
- - Региональные исследования и геокартирование
- - Поиск и разведка месторождений углеводородов
- - Поиск и разведка месторождений твердых полезных ископаемых
- - Исследования геотермальных зон
- - Инженерная геофизика
- - Экологическая геофизика

1. Физические основы гравиразведки

Поле силы тяжести – естественное физическое поле, действие которого проявляется в том, что тело любой массы m притягивается Землей с силой $P=mg$, где g - вектор ускорения силы тяжести.

Сила P представляет собой равнодействующую двух сил: силы притяжения F_{Π} и центробежной силы $F_{Ц}$, то есть

$$\vec{P} = \vec{F}_{\Pi} + \vec{F}_{Ц}$$



Ускорение силы тяжести является основной измеряемой величиной. Единицей измерения ускорения силы тяжести является $\text{см}/\text{с}^2$. Величина $1 \text{ см}/\text{с}^2$ называется Галом.

Ускорение есть векторная величина и имеет три компоненты: x , y и z . Компоненты g_x и g_y называются горизонтальными, а g_z – вертикальной составляющими ускорения силы тяжести.

1. Физические основы гравиразведки

(1.1 фундаментальные математические законы)

Уравнение силы притяжения F_{II} в векторной (1) и скалярной (2) форме имеет вид :

$$\vec{F}_{II} = G \frac{m_1 m_2}{\rho^3} \vec{\rho} \quad (1)$$

$$F_{II} = G \frac{m_1 m_2}{\rho^2} \quad (2)$$

- Величина G – гравитационная постоянная. По своему смыслу гравитационная постоянная – это сила, действующая между единичными массами на единичном (в соответствующей системе) расстоянии.

$$\text{В системе СИ } G = 66.7 \cdot 10^{-12} \frac{\text{М}^3}{\text{кг} \cdot \text{с}^2}, \text{ в системе СГС } G = 66.7 \cdot 10^{-9} \frac{\text{см}^3}{\text{г} \cdot \text{с}^2}$$

Векторное поле ускорения силы тяжести может быть выражено через скалярную функцию $W(x, y, z)$ с помощью оператора градиента

$$\vec{g} = \text{grad } W = \frac{\partial W}{\partial x} \vec{i} + \frac{\partial W}{\partial y} \vec{j} + \frac{\partial W}{\partial z} \vec{k}$$

Функция $W(x, y, z)$ называется гравитационным потенциалом.

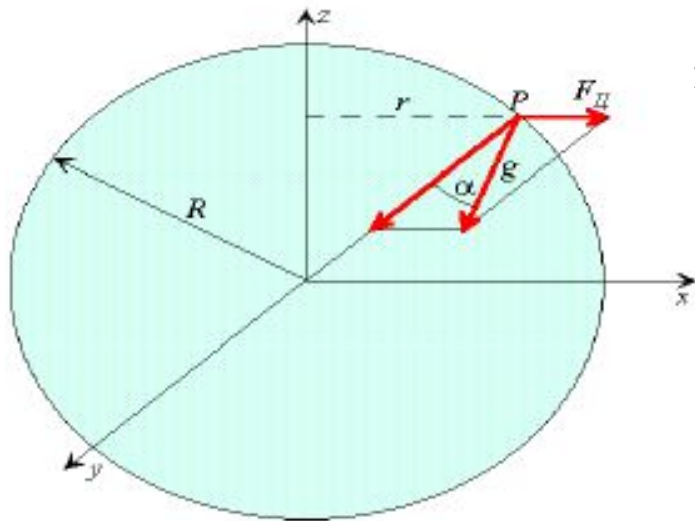
По физическому смыслу гравитационный потенциал есть мера энергии, которую нужно затратить, чтобы перенести в поле силы тяжести тело с единичной массой из некоторого положения в бесконечность.

1. Физические основы гравиразведки

(1.2. Понятие о нормальном значении силы тяжести)

- **Геоид** можно определить как одну из уровенных поверхностей потенциала силы тяжести. Поверхность геоида в геологии совпадает с поверхностью невозмущенного океана, в любой точке которого вектор силы тяжести нормален к поверхности воды.
- За теоретическую фигуру Земли в гравиразведке принимают однородный **сфероид**, сплюснутый у полюсов.
- Значения силы тяжести, вычисленные на поверхности однородного земного сфероида, называется **нормальным значением силы тяжести**.

Формулы для нормального значения силы тяжести:



- 1) Формула Клеро и Гельмерта (ст. приближения – шар)

$$g = g_{\text{Э}} [1 + \beta \sin^2(\varphi)]$$

$$g = 978.00 (1 + 0.005310 \sin^2(\varphi))$$

- 2) Формула Кассиниса (ст. приближения – сфероид)

$$g = g_{\text{Э}} [1 + \beta_1 \sin^2(\varphi) + \beta_2 \sin^2(2\varphi)]$$

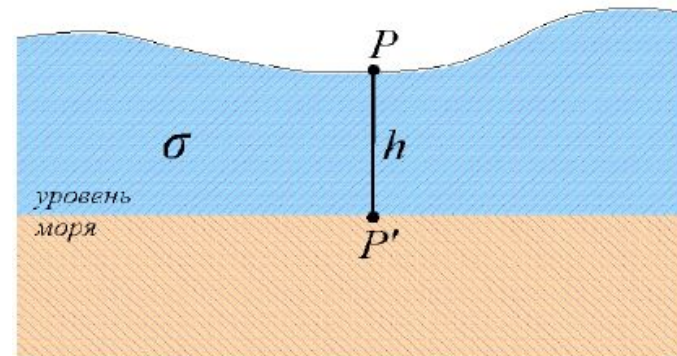
$$g = 978.049 (1 + 0.0052884 \sin^2(\varphi) - 0.0000059 \sin^2(2\varphi))$$

2. Редукции и аномалии силы тяжести

- ***Редуцированием силы тяжести*** называют процедуру ввода поправок для приведения наблюдаемого значения силы тяжести к условной величине, которая при существующих условиях могла бы быть наблюдаена на поверхности Земного сфероида

2. Редукции и аномалии силы тяжести

2.1. Поправка за свободный воздух



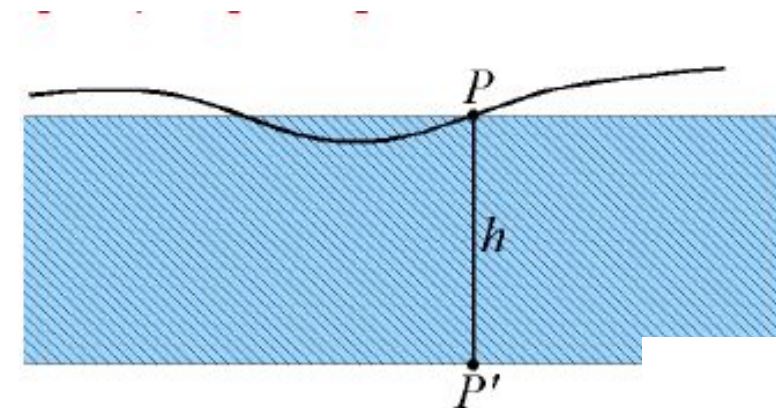
- В поправке за свободный воздух не учитывается влияние масс в промежуточном слое, а учитывается только превышение рельефа (в мГал)

$$\delta g_{\text{св.возд}} = 0,3086 h,$$

где h — высота точки наблюдения над уровнем моря, м.

Поправку за свободный воздух вводят в со знаком плюс, если наблюдения проводят над уровнем моря, и со знаком минус, если ниже.

2.2. Поправка за промежуточный слой



- Для выровненного спокойного рельефа поверхности наблюдения, когда массы промежуточного слоя можно представить в виде плоскопараллельного горизонтального слоя мощностью h , эту поправку вычисляют по формуле (в мГал):

$$\delta g_{\text{Б}} = -0,0418 \sigma h,$$

где σ — средняя плотность пород промежуточного слоя.

При превышениях высоты точки наблюдения над уровнем моря поправку вводят в наблюдаемые значения силы тяжести со знаком минус

2. Редукции и аномалии силы тяжести

2.3. Поправка Буге. Аномалии силы тяжести.

- Суммарная поправка за высоту и промежуточный слой называется поправкой Буге (мГал)

$$\delta g_B = \delta g_h + \delta g_\sigma = (0.3086 - 0.0419\sigma) h$$

Отклонение наблюдаемого значения $g_{набл}$ от нормального поля, теоретически рассчитанного для этой же точки называют **аномалией силы тяжести или аномалией ускорения свободного падения** (аномальным полем силы тяжести) Δg :

$$\Delta g = g_{набл} - \gamma_0$$

Аномалию Δg_ϕ , полученную с учетом различия высот точек наблюдения, называют аномалией Фая:

$$\Delta g_\phi = g_{НАБЛ} - \gamma_0 + \delta g_{св.возд}$$

Аномалия Буге Δg_B представляет собой разность наблюдаемого и теоретического полей силы тяжести при введенной поправке Буге

$$\Delta g_{aB} = g_n - \gamma_0 + (0.3086 - 0.0419\sigma) h$$

Аномалия Буге представляет собой основной первичный гравиметрический материал при геологическом истолковании поля силы тяжести Земли, отражая главным образом влияние плотностных неоднородностей литосферы

3. Плотность горных пород

✓ Гравитационные аномалии возникают только в том случае, если горные породы, слагающие земную кору, имеют неоднородности.

✓ **Избыточная плотность:** это разность между плотностью вмещающих пород и плотностью структур, создающих аномалию.

Плотность горной породы зависит от вещественного состава ее скелета, пористости, влажности и других факторов.

Магматические и метаморфические породы имеют малую пористость (1-2%), и их плотность в основном определяется химико-минеральным составом породообразующих минералов. Осадочные породы, как правило, характеризуются большим диапазоном изменения пористости, поэтому их плотность также меняется в широких пределах.

Средняя плотность земной коры составляет 2.67 г/см^3 . В целом Земли – 5.52 г/см^3 . Как правило, плотность одних и тех же осадочных пород возрастает с увеличением глубины их залегания.

4. Методы измерения силы тяжести

4.1. классификация методов

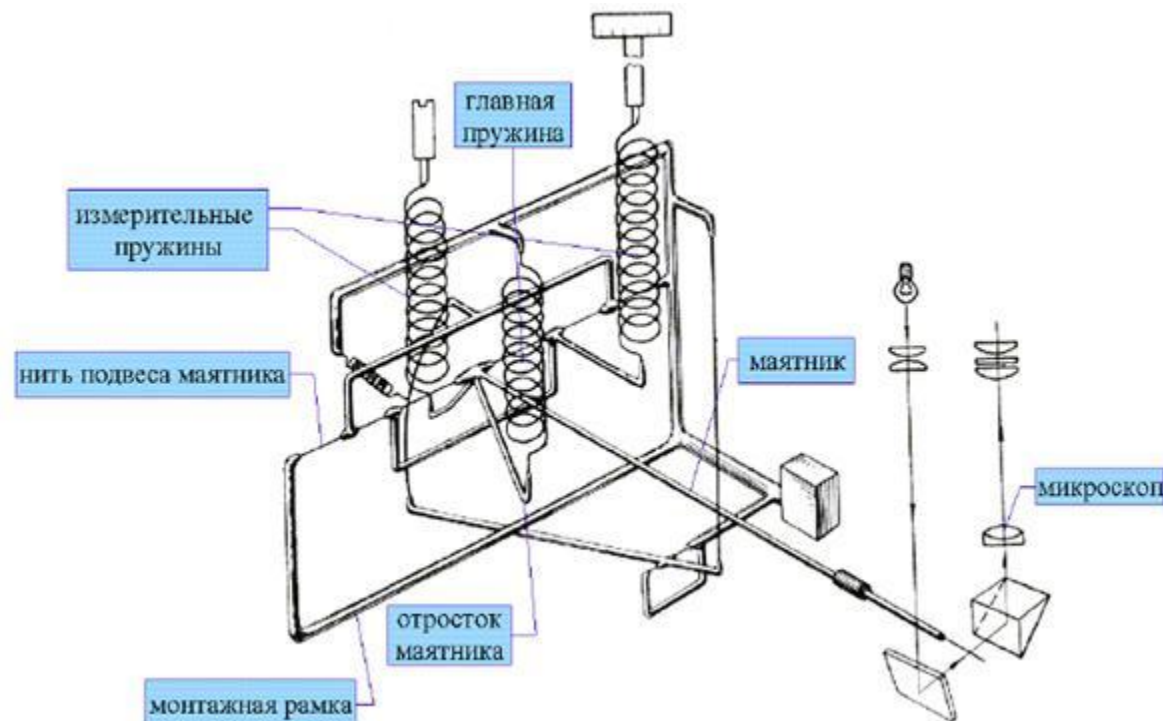
Тип метода	описание
<i>По принципу измерения</i>	
1) Динамические	<i>такие методы, в которых наблюдается движение тела под действием силы тяжести, при этом измеряемой величиной является время.</i>
2) Статические	<i>такие методы, в которых наблюдается изменение положения равновесия тела под действием силы тяжести и некоторой другой силы, которая уравнивает силу тяжести. При этом измеряемой величиной является линейное либо угловое смещение тела.</i>
<i>По типу получаемых результатов</i>	
1) Абсолютные	<i>определяют полную величину силы тяжести.</i>
2) Относительные	<i>определяют не полное значение, а приращение в данном пункте относительно некоторого другого, исходного, поле в котором обычно известно.</i>

4. Методы измерения силы тяжести

4.2. Гравиметры

Гравиметр (от лат. *gravis* — тяжёлый + meter) — прибор для измерения ускорения силы тяжести.

Гравиметры, предназначенные для абсолютных измерений, обеспечивают погрешность 0,03 — 0,07 мГл, полевые для относительных измерений — 0,1 — 0,01 мГл



5. Полевые гравиметрические съемки

5.1. классификация методов

Тип метода	описание
<i>По детальности</i>	
1) Региональные съемки	выполняются для изучения общего характера гравитационного поля на обширных территориях. Устанавливают общие закономерности гравитационного поля в пределах крупных регионов, выполняют тектоническое районирование.
2) Поисковые съемки	проводят на отдельных перспективных площадях, установленных по региональным работам. Цель поисковых съемок – выделение локальных структур, которые могут содержать полезные ископаемые (нефть, газ, и т.д.).
3) Детальные съемки	выполняют с целью изучения отдельных локальных структур. Данные детальной съемки могут использоваться для расчета глубины залегания и геометрии локальных структур.
<i>По способу съемки</i>	
1) Площадные	<i>пункты наблюдений достаточно равномерно заполняют изучаемую территорию. Для площадной съемки строят гравиметрические карты.</i>
2) Профильные	<i>выполняется по отдельным маршрутам (профилям). Результат такой съемки – графики аномалий силы тяжести.</i>

6. Интерпретация данных гравиразведки

- Методы интерпретации

- Качественные

- 1) Анализ особенностей поведения поля силы тяжести
- 2) Метод аналогий

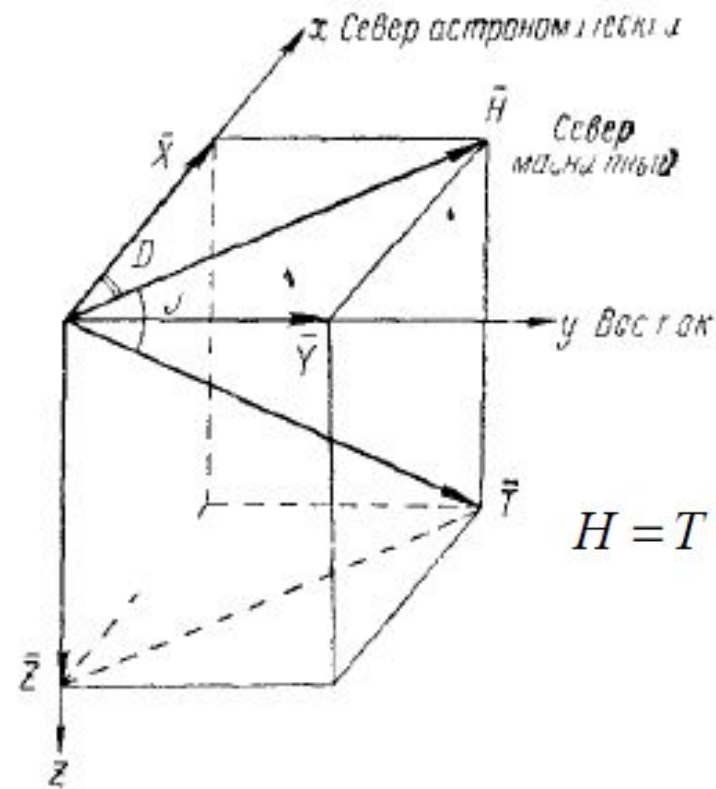
- Количественные

- Прямая задача - сводится к вычислению гравитационного эффекта тел, составляющих модель.
- Обратная задача сводится к определению параметров аномалиеобразующих тел – формы, глубины залегания, плотности по гравитационным аномалиям.

это геофизический метод решения геологических задач, основанный на изучении магнитного поля Земли.

1. Физические основы магниторазведки

1.1. Элементы земного магнетизма



В любой точке земной поверхности существует магнитное поле, которое определяется полным **вектором напряженности T**

Проекция этого вектора на горизонтальную поверхность и вертикальное направление, а также углы, составленные этим вектором с координатными осями, носят название **элементов магнитного поля**

$$H = T \cdot \cos J, \quad Z = T \cdot \sin J, \quad Z = H \cdot \operatorname{tg} J, \quad T^2 = H^2 + Z^2$$

H – горизонтальная составляющая вектора напряженности;

Z – вертикальная;

D – склонение

J – наклонение

При магнитной разведке измеряют лишь одну-две составляющие поля или их приращение (как правило, это ΔZ и T)

1. Физические основы магниторазведки

1.2. Вариации земного магнитного поля

Магнитные вариации – это непрерывные изменения во времени магнитного поля Земли, вызываемые целым рядом причин: циклическим изменением солнечной активности, орбитальным и вращательными движениями Земли, процессами в ее недрах и др.

Кратковременные вариации – магнитные бури, связанные с солнечной активностью

1. Физические основы магниторазведки

1.3. Нормальное и аномальное магнитное поле

Магнитные аномалии — области на поверхности Земли, в которых значение и направление вектора магнитного поля Земли существенно отличается от нормальных значений геомагнитного поля.

- **Континентальные МА** — площадь 10-100 тысяч км², поле аномалий дипольное, то есть близко к конфигурации к главному геомагнитному полю. Связаны с особенностями потоков в ядре Земли, генерирующих её магнитное поле.
- **Региональные МА** — 1-10 тысяч км², связаны с особенностями строения земной коры — в первую очередь её кристаллического фундамента или её историей.
- **Местные МА** — сотни м² — сотни км², связаны со строением верхних частей коры (в частности, залежами железосодержащих пород) или особенностями намагниченности поверхностных пород (локальные аномалии астроблем, намагниченность вследствие удара молнии).

1. Физические основы магниторазведки

1.4. Магнитные свойства горных пород

Магнитная восприимчивость (χ) характеризует способность горных пород к намагничиванию под действием магнитного поля

Намагниченность характеризуется магнитным моментом единицы объёма горной породы, возникающим под действием внешнего магнитного поля

Остаточная намагниченность — **намагниченность**, которую имеет **ферромагнитный** материал при напряжённости внешнего **магнитного поля** равной нулю

- Горные породы
 - диамагнетики
 - парамагнетики
 - ферромагнетики

1. Физические основы магниторазведки

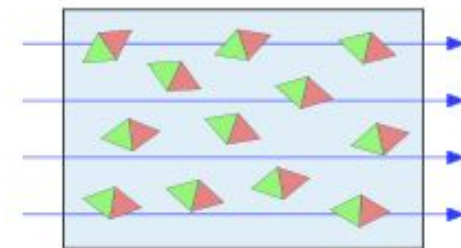
1.4. Магнитные свойства горных пород

У диамагнитных пород магнитная восприимчивость очень мала (10^{-5} ед. СИ) и отрицательна, их намагничение направлено против намагничивающего поля. К **диамагнетикам относятся многие минералы и горные породы**, на пример, кварц, каменная соль, мрамор, нефть, графит, золото, серебро, свинец, медь и др.

Парамагнетики — вещества, которые намагничиваются во внешнем **магнитном поле** в направлении внешнего магнитного поля ($\mathbf{J} \uparrow \uparrow \mathbf{H}$) и имеют положительную **магнитную восприимчивость**.

У **парамагнитных пород магнитная восприимчивость положительна и также невелика**. К парамагнетикам относится большинство осадочных, метаморфических и изверженных пород.

Парамагнетики — вещества, которые намагничиваются во внешнем **магнитном поле** в направлении внешнего магнитного поля ($\mathbf{J} \uparrow \uparrow \mathbf{H}$) и имеют положительную **магнитную восприимчивость**.



Парамагнетик в присутствии сильного магнитного поля.

1. Физические основы магниторазведки

1.4. Магнитные свойства горных пород

ферромагнетик — такое вещество, которое, при температуре ниже точки Кюри, способно обладать намагниченностью в отсутствие внешнего магнитного поля

С увеличением температуры магнитная восприимчивость у ферромагнетиков возрастает, достигая максимума при критической температуре или точке Кюри, которая у разных минералов изменяется от 400 до 700 °С. Когда температура превышает точку Кюри, магнитная восприимчивость уменьшается практически до нуля. Следствием этого является принципиальное ограничение глубинности магниторазведки, так как с глубиной температура возрастает и на глубине 20—50 км в зависимости от строения, величины теплового потока и теплопроводных свойств горных пород достигает точки Кюри

магнетит, титано-магнетит, ильменит и пирротин.

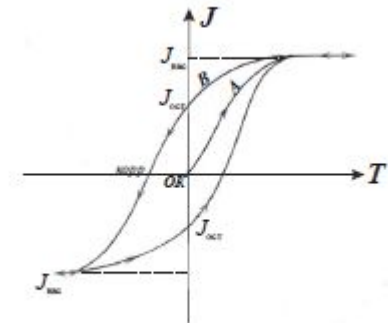


Рис. 1.2. Петля гистерезиса.

1. Измерения магнитного поля

1.4. Магнитные свойства горных пород

При геологической разведке измеряют абсолютные T и относительные по отно-

шению к какой-нибудь исходной (опорной) точке ΔT , ΔZ элементы.

В настоящее время в основном используют четыре типа магнитометров — оптико-механические, феррозондовые, протонные и квантовые.

Аэромагниторазведка. Аэромагнитные съемки проводят с помощью самолетов

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

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

3. Интерпретация гравитационных и магнитных аномалий

Основные задачи гравиразведки

1. Изучение вещественного состава фундамента, его строения
2. Геологическое районирование (выделение геосинклинальных и платформенных областей)
3. Картирование зон наличия тектонических нарушений

Типы аномалий

1. Изометричные - аномалии, у которых отношение продольного и поперечного размера ≈ 1 . Аномалии характерны для возмущающих тел шарообразной формы, шток
2. Линейно вытянутые – аномалии, продольные размеры которых более чем в 1,5 раза превышают продольные. Характерны для возмущающих тел типа вертикальный, наклонный пласт, дайки
3. Гравитационные ступени – аномалии, выражающиеся в резкой линейной смене градиента, иногда знака, поля сила тяжести. Характерны для тектонических разломов, резкой смены вещественного состава
4. Сложные формы характерны для нескольких возмущающих тел

3. Интерпретация гравитационных и магнитных аномалий

3.1. Изучение фундамента

Изучение структурного плана фундамента предусматривает выделение блоков, трассирование разрывных нарушений и прогнозирование вещественного состава пород, слагающих фундамент.

Основные соотношения

1. Гравитационному максимуму отвечает магнитный максимум.

А) интрузия основных изверженных пород в толще гранита или гнейса;

Б) увеличение плотности пород (например, в гнейсовой толще) при одновременном увеличении содержания магнетита;

В) выступ фундамента, представленный блоком из тяжелых магнитных пород (основных, ультраосновных).

2. Гравитационному максимуму отвечает магнитный минимум.

А) залегание в легких слабомагнитных породах плотных немагнитных пород;

Б) внедрение изверженных или метаморфических немагнитных пород в отложения осадочной толщи;

В) залегание в легких слабомагнитных породах плотных пород с обратным по полярности намагничиванием.

3. Интерпретация гравитационных и магнитных аномалий

3.1. Изучение фундамента

3. Гравитационному минимуму отвечает магнитный максимум.

Соотношение может быть обусловлено залеганием пород повышенной намагниченности среди вмещающих пород повышенной плотности. В случае кристаллических пород первые могут быть представлены гранитом, вторые – гнейсом, а в случае осадочных пород – соответственно терригенными и карбонатными отложениями.

4. Гравитационному минимуму отвечает магнитный минимум.

А) впадина в кристаллическом фундаменте, заполненная осадочными отложениями;

Б) залегание магматической породы – пониженной намагниченности и плотности в породах с повышенными намагниченностью и плотностью. Такое сочетание пород наблюдается в пределах интрузий изверженных пород.

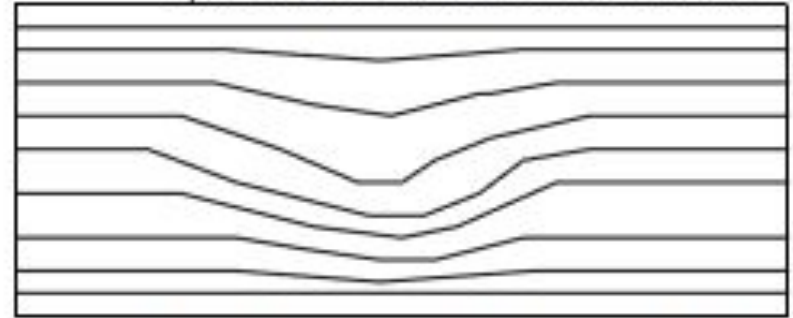
3. Интерпретация гравитационных и магнитных аномалий

3.1. Изучение фундамента

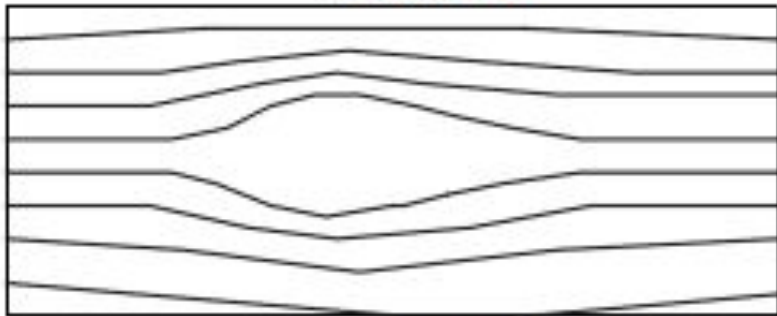
а) контуры замкнутых изолиний



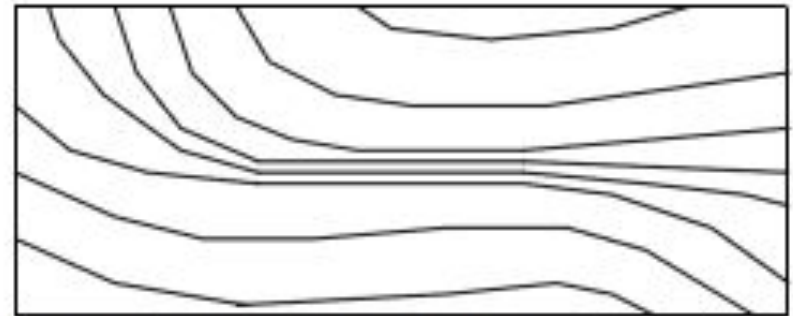
б) местные изгибы изолиний



в) миндалевидное расширение
изолиний



г) малые градиентные зоны



3. Интерпретация гравитационных и магнитных аномалий

3.2. Выделение разломов

Обоснование применения грави- и магниторазведки для выделения разломов

- вмещающие горные породы в зоне разломов будут сильно раздроблены и перемяты, их первоначальная структура нарушена;
- в зонах разломов, в сравнении с вмещающими породами, всегда будет преобладать рыхлый и песчано-глинистый материал и наибольшая обводненность.
- если зоны разломов будут расположены среди магнитных, особенно ультраосновных пород, то вследствие нарушения первоначальной структуры и нарушения пространственной ориентации продуктов дробления за счет большого окисления и выветривания пород, магнитная восприимчивость пород зон разлома будет сильно понижена.

3. Интерпретация гравитационных и магнитных аномалий

3.2. Выделение разломов

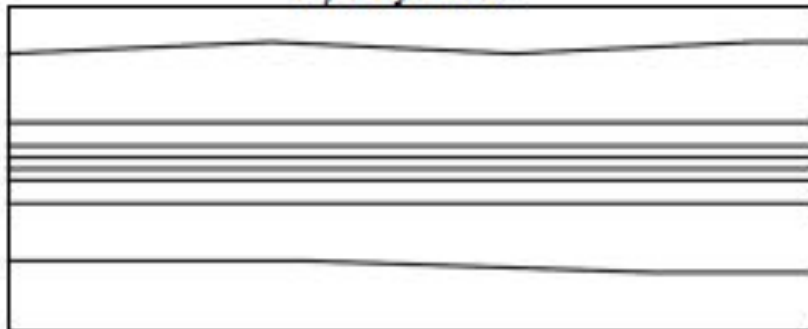
Основными признаками глубинных разломов являются

1. Магнитные аномалии типа ступеней с высоким горизонтальным градиентом всюду, где имеет место относительное вертикальное смещение блоков земной коры.
2. При одинаковых денудационных срезах блоков, когда по разные стороны от разлома породы намагничены, разломы отражаются в магнитном поле в виде линейных положительных и отрицательных аномалий.
3. Особенно четко они проявляются в поле высших производных аномалий ΔT_a .

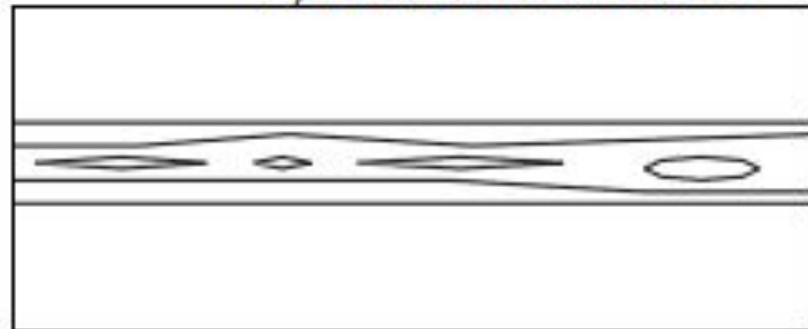
3. Интерпретация гравитационных и магнитных аномалий

3.2. Выделение разломов

а) ступень



б) линейные аномалии



в) смена характера поля



г) нарушение корреляции

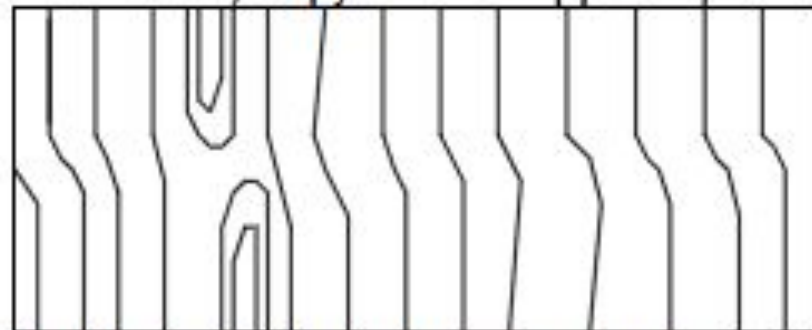
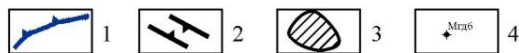
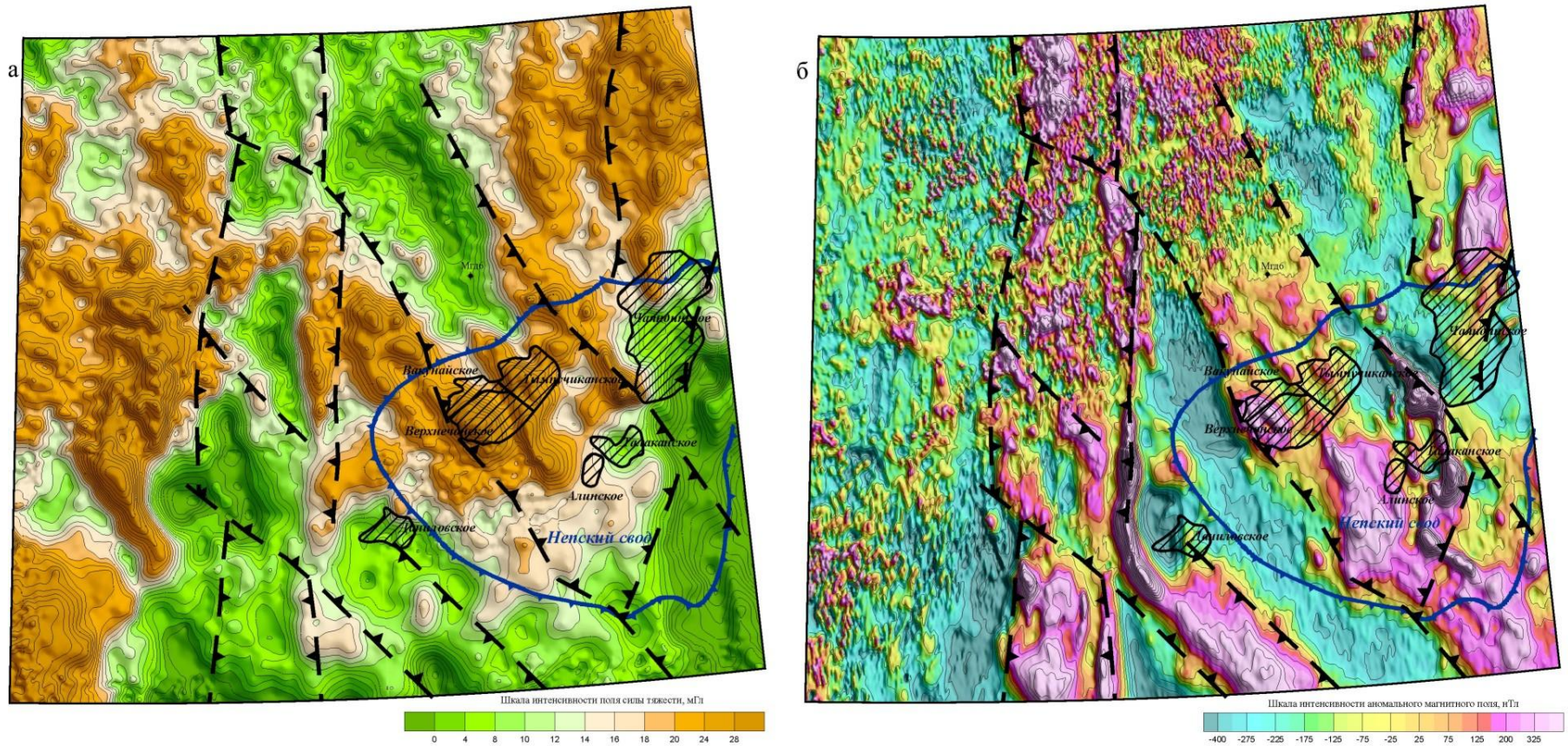


Рис. 4. Основные признаки границ площадных региональных аномалий

3. Интерпретация гравитационных и магнитных аномалий

3.2. Пример выделения разломов Непско-Ботубобинской антеклизы



Карты поля силы тяжести (а) и аномального магнитного поля (б). 1 - граница Непского свода ("Тектоническая карта Непско-Ботубобинской антеклизы", А.Э. Конторович, 2006); 2 - зоны тектонических разломов; 3 - обобщенные контуры месторождений и их названия; 4 - скважина и её номер.

3. Интерпретация гравитационных и магнитных аномалий

3.2. Трансформации полей, применяемые в грави-магниторазведке

Трансформации аномального разделения полей и сводятся к фильтрации наблюдаемого поля с целью выделения полезной информации и подавления помех.

1. Сглаживание

Основано на вычислении промежуточных значений по кусочно-линейной аппроксимации. Применяется для подавления случайных помех, ошибок при измерениях, эталонировании и т.д. Наиболее популярный способ осреднение, вычисление скользящего среднего. Это дает возможность подавить локальную аномалию и выявить локальную. Таким образом вычитая сглаженное поле из первоначального, мы наоборот оставляем локальные аномалии.

2. Методы аналитического продолжения аномалий в верхнее и нижнее полупространство. Аналитическое продолжение вверх дает возможность сгладить помехи, выделить региональные аномалии.

3. Способы расчета высших производных

Если региональный фон близок к полиномиальному, дифференцирование дает возможность его существенного подавления. То есть достаточно выявить градиенты (причем чем больше раз дифференцируем, тем больше подавляем региональный градиент)

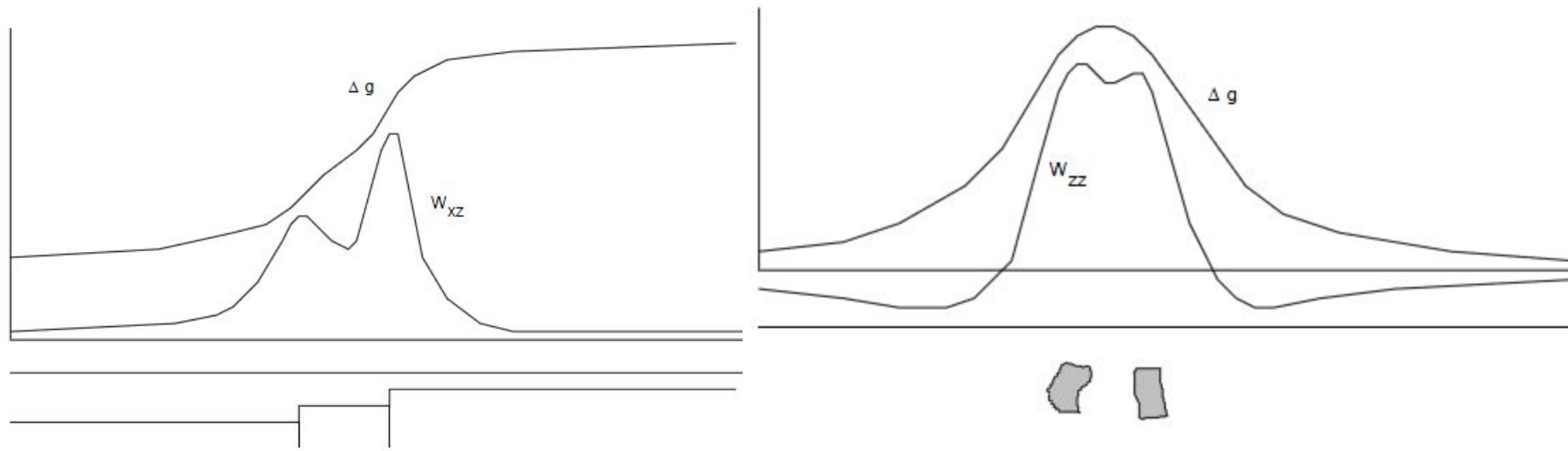
3. Интерпретация гравитационных и магнитных аномалий

3.2. Трансформации полей, применяемые в грави-магниторазведке

Вычисление горизонтальных градиентов имеет большое значение при интерпретации аномалий типа «ступень», вызванных дизъюнктивными нарушениями.

По такому графику легко оценить направление падения смесителя.

Вычисление вертикального градиента помогает разделить аномалии от близкорасположенных тел. Если расстояние между телами сопоставимо с глубиной их верхней кромки, т будет 1 максимум. В то время, график вертикального градиента будет иметь два максимума



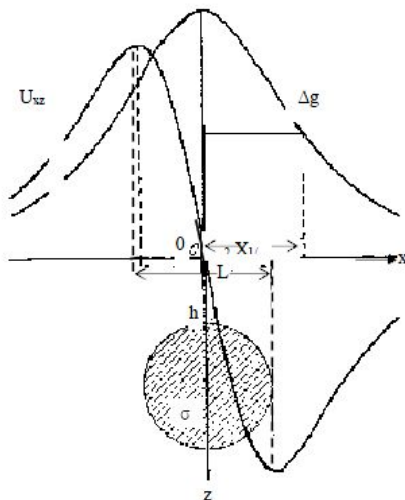
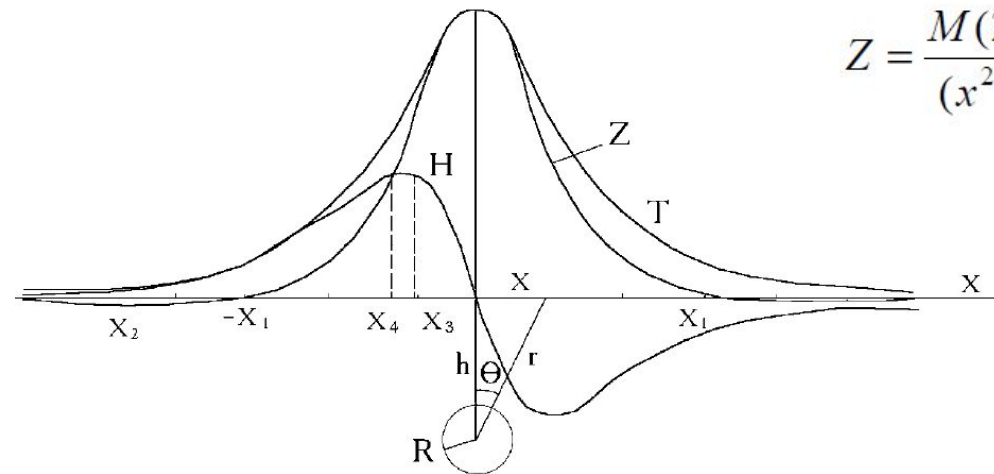
3. Интерпретация гравитационных и магнитных аномалий

3.3. Магнитные и гравитационные аномалии от тел простой формы

Шар

$$Z = \frac{M(2h^2 - x^2)}{(x^2 + h^2)^{5/2}}, \quad H = -\frac{3Mxh}{(x^2 + h^2)^{5/2}}, \quad T = \frac{Mh}{(x^2 + h^2)^{5/2}}$$

$$h = \frac{x_1}{1.41} = \frac{x_2}{2} = \frac{x_3}{0.5} = \frac{x_4}{0.56}$$



$$\Delta g = kM \frac{h}{r^3},$$

$$U_{xz} = -3kM \frac{xh}{r^5},$$

где k - гравитационная постоянная, а $r = \sqrt{x^2 + h^2}$

$$h = \frac{x_{1/2}}{\sqrt[3]{\sqrt{4} - 1}} = 1.334x_{1/2} \quad M = \frac{\Delta g_{\max} h^2}{k}$$

это геофизический метод решения геологических задач, основанный на изучении электромагнитного поля Земли.

