

# Магниторазведка

Бакалавры 3 курс

Доцент кафедры геофизики и  
геоинформационных технологий,  
кандидат геол.-мин. наук  
Хасанов Дамир Ирекович

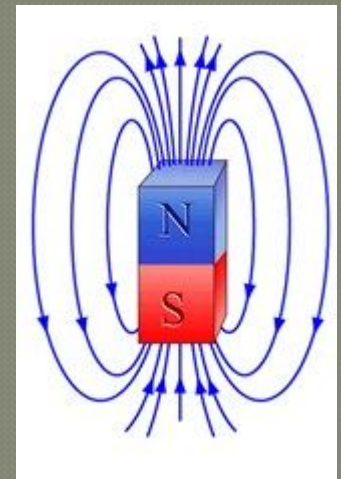
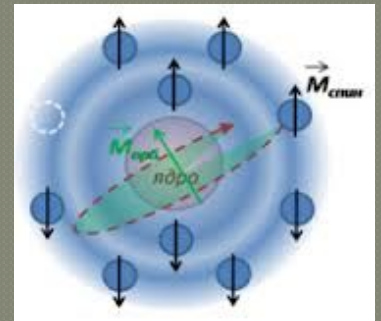
# Магнетизм и магнетики

При движении электрически заряженных частиц, между ними, возникает, особого рода взаимодействие которое называется магнетизм. Например, при вращении электрона (отрицательно электрически заряженная частица) вокруг атомного ядра, возникает орбитальный магнитный момент.

Минимальный орбитальный момент определяется выражением  $\mu_B = (h \times e) / 2m$  и называется магнетоном Бора ( $h$  – постоянная Планка деленная на  $2\pi$ ,  $e$  – заряд электрона,  $m$  – его масса).

Кроме того, электрон вращается вокруг собственной оси, создавая при этом дополнительный спиновый магнитный момент (от английского слова spin - вращаться).

Пространство, в котором, действуют силы магнетизма, называется магнитным полем.



# Магнетизм и магнетики

Количественной характеристикой магнитного поля является его напряженность и называется магнитной индукцией ( $B$ ). В вакууме величина магнитной индукции может быть определена по закону Био-Савара-Лапласа.

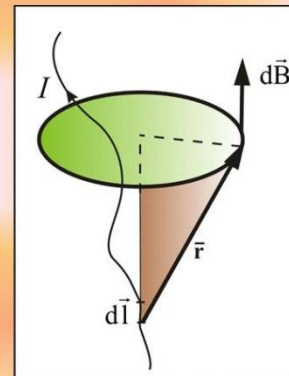
## Закон Био-Савара-Лапласа

Элемент тока длины  $d\vec{l}$  создает поле с магнитной индукцией:

$$dB = k \frac{Idl}{r^2}$$

или в векторной форме:

$$d\vec{B} = k \frac{I[d\vec{l}, \vec{r}]}{r^3}.$$



28

$d\vec{B}$  – магнитная индукция, которая создается проводником длиной  $dL$ , по которому протекает ток силой  $I$ . В системе СИ  $k = 4\pi \cdot 10^{-7}$  – угол между  $d\vec{L}$  и направлением на точку, где определяется  $d\vec{B}$ ,  $r$  – расстояние до точки где определяется  $B$ .

# Магнетизм и магнетики

$$1 \text{ Тл} = 1 \frac{\text{Н}}{\text{А} \cdot \text{м}}$$

Согласно приведенному выше закону электрический ток является единственным источником магнитного поля.

**Магнитная индукция** поля равна одному тесле, если в этом поле на проводник длиной в 1 метр с током в 1 ампер действует сила в 1 ньютон.

**Намагниченность** — векторная физическая величина характеризующая магнитное состояние макроскопического физического тела. Обозначается обычно  $M$  или  $J$ . Единица измерения  $J$  в системе СИ — А/м.

**Напряжённость магнитного поля** (стандартное обозначение  $H$ ) — векторная физическая величина, связанная с магнитной индукцией и намагниченностью, следующим соотношением (в СИ):

$$B = \mu_0 (H + J)$$

где —  $\mu_0$  магнитная постоянная

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

Единица измерения  $H$  — А/м

- Величина вектора намагничивания зависит от намагничивающего поля и может быть выражена следующим соотношением:

$$J = \chi_m * H , \quad \text{где } \chi_m - \text{магнитная восприимчивость - величина,}$$

зависящая от природы вещества.

# Магнетизм и магнетики

---

**Магнитные материалы, Магнетики** — материалы, вступающие во взаимодействие с магнитным полем, выражающееся в его изменении.

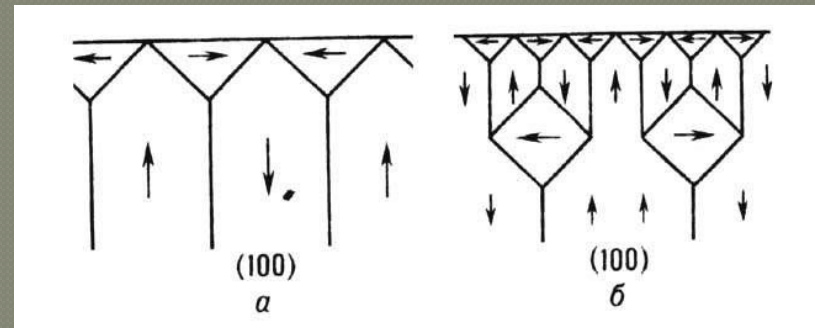
В этом смысле к магнетикам относятся все вещества, большинство из них относится к классам *диамагнетиков* (имеющие небольшую отрицательную магнитную восприимчивость — и несколько ослабляющие магнитное поле) или *парамагнетиков* (имеющие небольшую положительную магнитную восприимчивость — и несколько усиливающие магнитное поле); более редко встречаются *ферромагнетики* (имеющие большую положительную магнитную восприимчивость — и намного усиливающие магнитное поле).

# Ферромагнетики

## Магнитный гистерезис

Теория явления гистерезиса учитывает **МАГНИТНУЮ ДОМЕННУЮ СТРУКТУРУ** образца и её изменения в ходе намагничивания и перемагничивания. Эти изменения обусловлены смещением доменных границ и ростом одних доменов за счёт других, а также вращением вектора намагниченности в доменах под действием внешнего магнитного поля. Всё, что задерживает эти процессы и способствует попаданию магнетиков в метастабильные состояния, может служить причиной магнитного гистерезиса.

- Домен — макроскопическая область в магнитном кристалле, в которой ориентация вектора намагниченности определенным образом повернута или сдвинута относительно направлений соответствующего вектора в соседних доменах. Домены существуют в ферромагнитных кристаллах

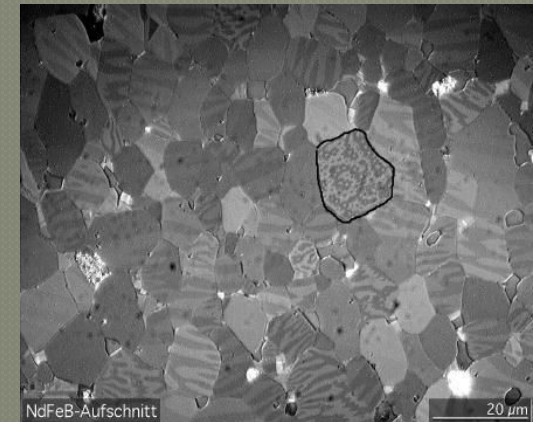


Схематическое изображение доменной структуры

# Ферромагнетики

## Магнитный гистерезис

Причина появления магнитных доменов в ферромагнетиках была предложена **Львом Ландау** и **Евгением Лившицем** в 1937 году. Они предположили, что их образование приводит к минимизации полной энергии магнетика и поля рассеивания (то есть магнитного поля, создаваемого спонтанной намагниченностью и выходящего за пределы магнетика). Действительно, наблюдаемое на практике направление намагниченности в доменах в обычных условиях формирует замкнутый **магнитный поток**.



Граница между доменами имеет название **доменной стенки**.

**Магнитный поток** — вектора магнитной индукции через конечную поверхность.

. В СИ единицей магнитного потока является Вебер (Вб, размерность —  $V \cdot c = \text{Кг м}^2 \text{ с}^{-2} \text{ А}^{-1}$ )

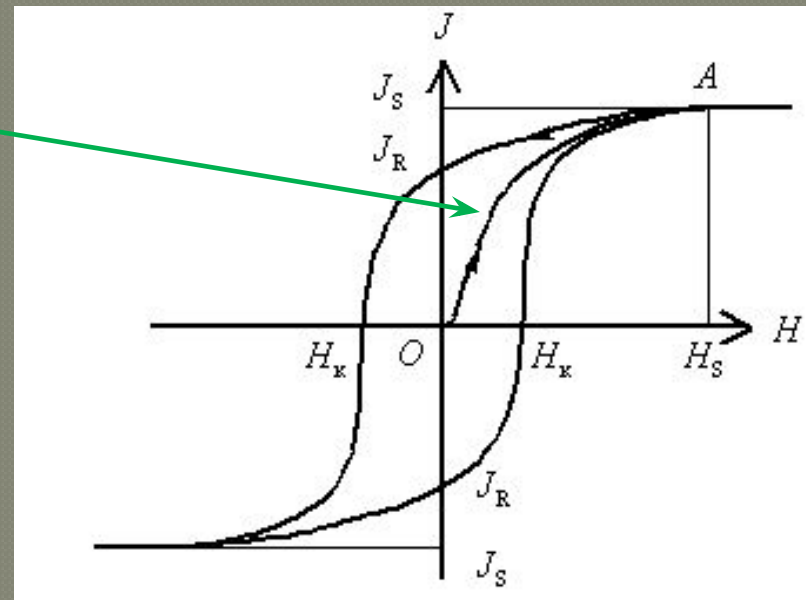
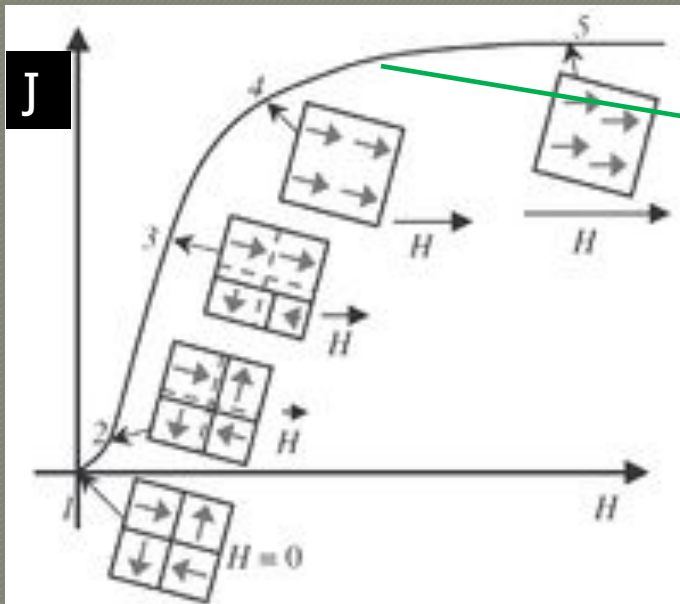
**В однодоменных ферромагнитных частицах**

(в частицах малых размеров, в которых образование доменов энергетически невыгодно) могут идти только процессы вращения  $M$ . Этим процессам препятствует магнитная анизотропия различного происхождения (анизотропия самого кристалла, анизотропия формы частиц и анизотропия упругих напряжений).

# Ферромагнетики

## Магнитный гистерезис

- Перемагничивание четырехдоменной частицы во внешнем поле. По осям отложены напряженность внешнего магнитного поля  $H$  и намагниченность  $J$ .

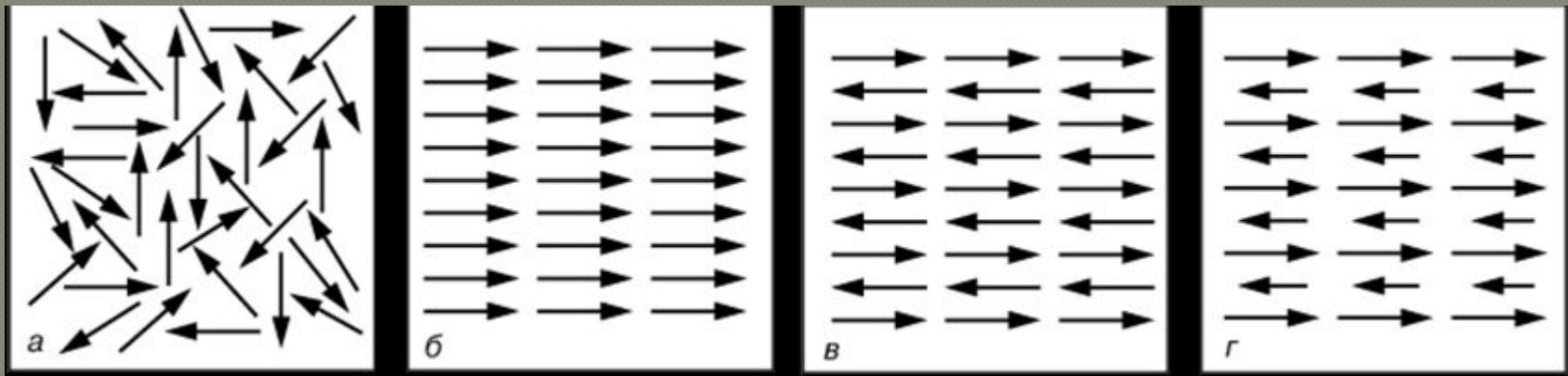




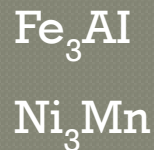
# Ферромагнетики

## Магнитный гистерезис

- Вещества, в которых ближайшие магнитные моменты выстраиваются параллельно, называются **ферромагнетиками (б)**, **антиферромагнетиками (в)** и **ферримагнетиками (г)** обладают двумя ферромагнитными решётками с противоположными направлениями магнитных моментов, вложенными одна в другую. Различие между ними состоит в том, что решётки в антиферромагнетиках компенсируют друг друга, а в ферримагнетиках магнитные моменты различных решёток различны и суммарный магнитный момент не равен нулю.



**а -**  
**парамагнетик**



Сидерит -  
 $\text{FeCO}_3$

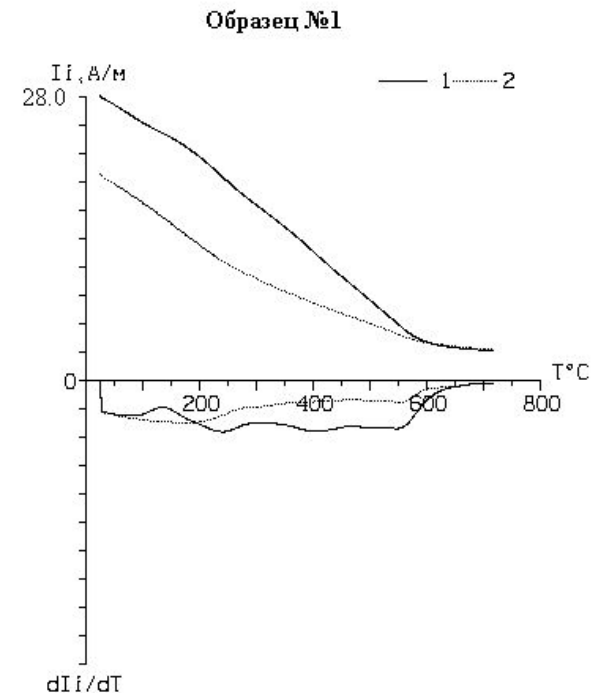
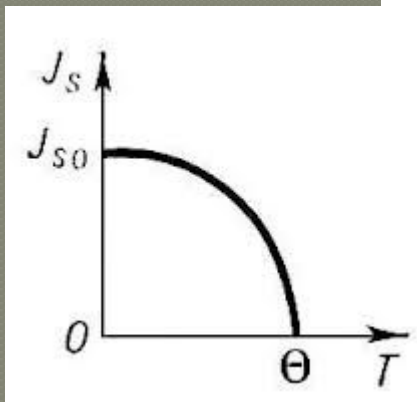
Гематит -  
 $\text{Fe}_2\text{O}_3$   
Магнетит -  
 $\text{FeO} \cdot \text{Fe}_2\text{O}_3$

# Ферромагнетики

## Точка (температура) Кюри

**Точка Кюри**, или **температура Кюри**, — температура **фазового перехода** II рода, связанного со скачкообразным изменением свойств симметрии вещества. Названа по имени **П. Кюри**. При температуре ниже точки Кюри ферромагнетики обладают самопроизвольной (спонтанной) намагниченностью и определённой магнитно-кристаллической симметрией. В точке Кюри ( $T_c$  или  $\theta$ ) интенсивность теплового движения атомов ферромагнетика оказывается достаточной для разрушения его самопроизвольной намагниченности («магнитного порядка») и изменения симметрии, в результате ферромагнетик становится **парамагнетиком**.

При температурах выше точки Кюри ферромагнетики теряют ферромагнитные свойства и становятся парамагнетиками.



Значение точки Кюри для магнетита 580 °C, пирротина 300 °C, гематита 675 °C

# Генезис намагниченности горных пород

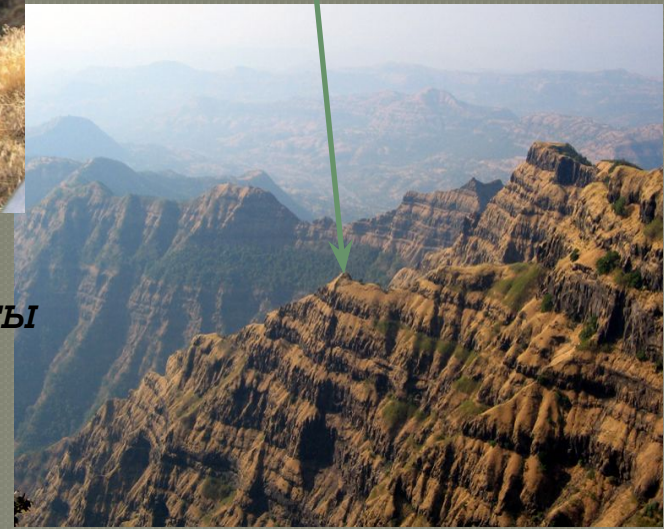
## Термоостаточная намагниченность

- Магматические горные породы, лавовые потоки, интрузивные массивы, застывающие либо на поверхности Земли, либо в земной коре на глубинах в километры, приобретут намагниченность после достижения ими точки Кюри, которая отличается для различных по составу магматических пород. Направление приобретенной намагниченности совпадает с направлением вектора напряженности магнитного поля данного времени в данной точке.



*Трапповые базальты в верховьях реки Колорадо.*

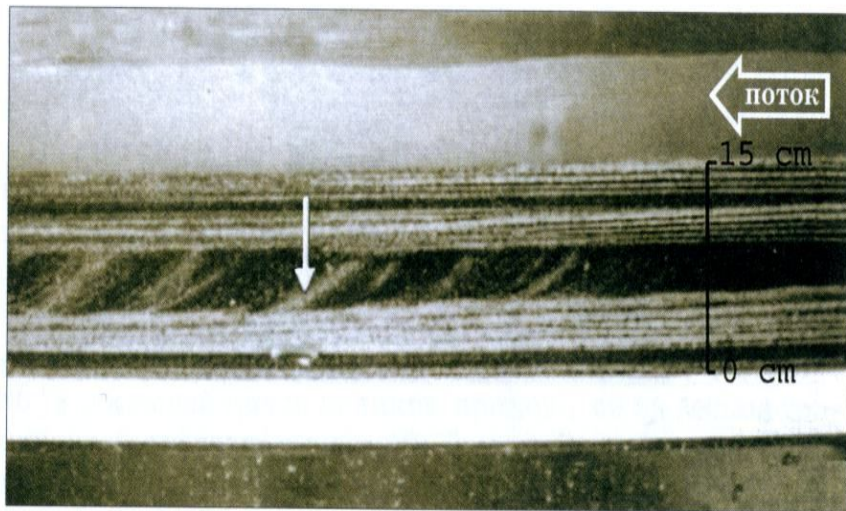
*Деканское Плато (Плато Декан или Южное Плато), которое занимает территорию почти всей Южной Индии*



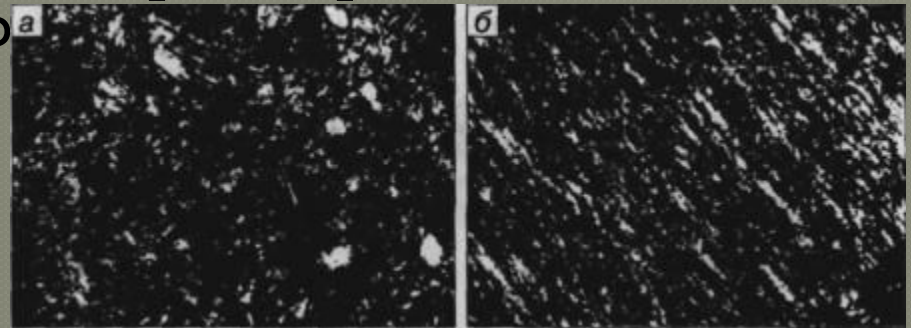
# Генезис намагниченности горных пород

## Ориентационная намагниченность

- Магнитные частицы, оседая на дно озера, моря или океана, будут ориентироваться по направлению силовых линий геомагнитного поля, существующего в это время и в этом месте. Направление приобретенной намагниченности совпадает с направлением вектора напряженности магнитного поля данного времени.



Лабораторный эксперимент. Образование слоистых структур в потоках, несущих разноматериальный материал. Характерны наклонные полосы грубодисперсных составляющих. Фото Ги Берто



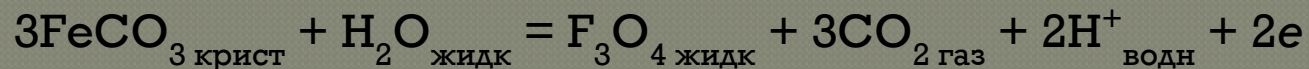
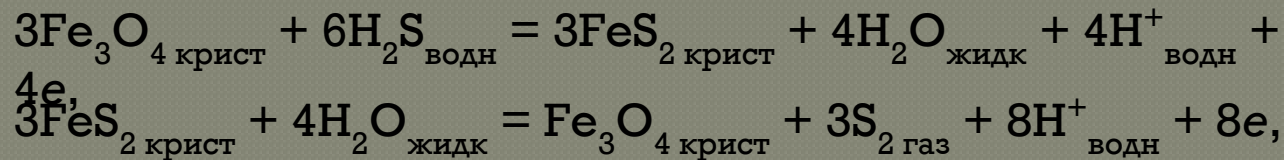
Микростроение осадка Са-каолиновой глины, сформировавшегося в нулевом (а) и горизонтальном магнитном поле напряжённостью в  $\sim 800$  А/м (б).

Поверхность напластования (фото Ю. Б. Осипова).

# Генезис намагниченности горных пород

## Химическая намагниченность

- Химическая остаточная намагниченность появляется при воздействии внешнего поля в процессе образования магнитных минералов из растворов или при их химическом преобразовании. Направление приобретенной намагниченности совпадает с направлением вектора напряженности магнитного поля данного времени в данной точке.

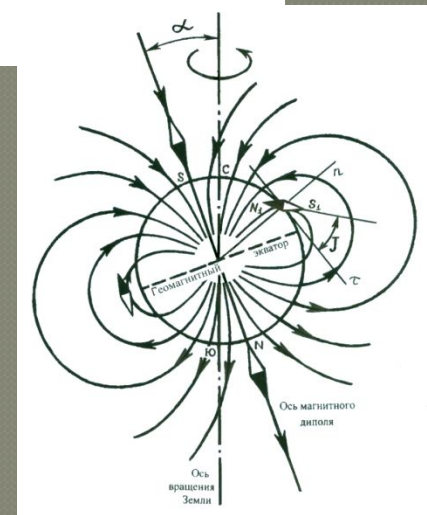
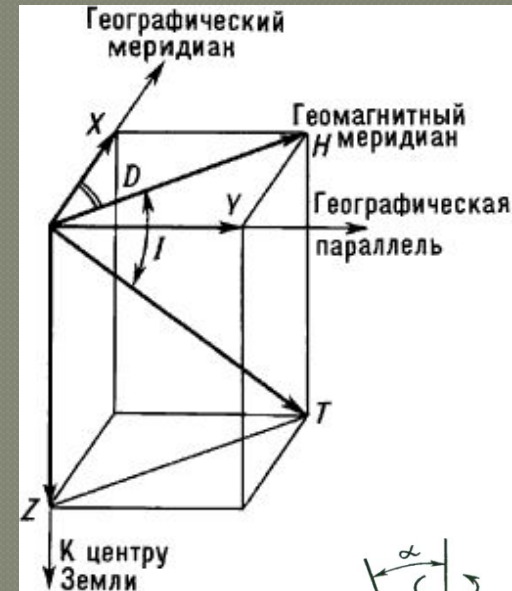


Псевдоморфоза лимонита ( $\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$ ) по пириту ( $\text{FeS}_2$ ) - продукт процессов окисления (окрестности г. Кап, Южная Африка)

# Магнитное поле Земли

## Элементы земного магнетизма

- Проекция вектора  $\mathbf{T}$  на ось  $x$  носит название *северной составляющей*, проекция на ось  $y$  - *восточной составляющей* и проекция на ось  $z$  - *вертикальной составляющей*, и обозначаются они через  $\mathbf{X}$ ,  $\mathbf{Y}$ ,  $\mathbf{Z}$  соответственно. Проекцию  $\mathbf{T}$  на горизонтальную плоскость называют *горизонтальной составляющей* -  $\mathbf{H}$ . Вертикальная плоскость, в которой лежит вектор  $\mathbf{T}$ , называется *плоскостью магнитного меридиана*, а угол между географическим и магнитным меридианами - *магнитным склонением*, которое обозначается через  $\mathbf{D}$ . Наконец, угол между горизонтальной плоскостью и направлением вектора  $\mathbf{T}$  носит название *магнитного склонения*  $\mathbf{I}$ .
- Как показывают наблюдения, ни один из элементов земного магнетизма не остается постоянным во времени, а непрерывно меняет свою величину от часа к часу и от года к году. Такие изменения получили название *вариаций элементов земного магнетизма*.



# Магнитное поле Земли

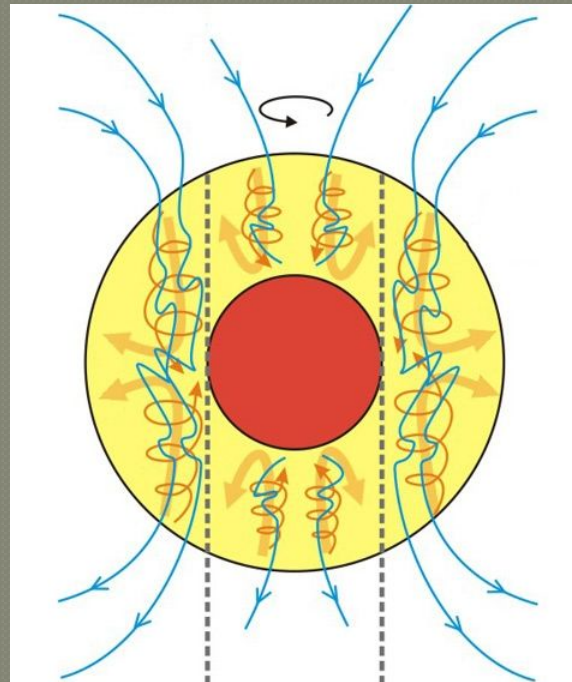
## Генезис. Дипольное поле.

В последнее время получила развитие гипотеза (гипотеза Булларда или гипотеза «гидромагнитного динамо»), связывающая возникновение магнитного поля Земли с протеканием токов в жидком металлическом ядре. Аналогичный механизм генерации поля может иметь место и на других планетах, в частности, в ядрах Юпитера и Сатурна (по некоторым предположениям, состоящих из жидкого металлического водорода).

Динамо — одна из моделей, претендующая на объяснение магнитного поля планет.

Модель представляет собой жидкий шар, с горячим, твёрдым, тепловыделяющим металлическим ядром, которое вращается в восточном направлении.

Магнитное поле возникает в результате переноса веществом вмороженных магнитных линий и в результате конвекции.

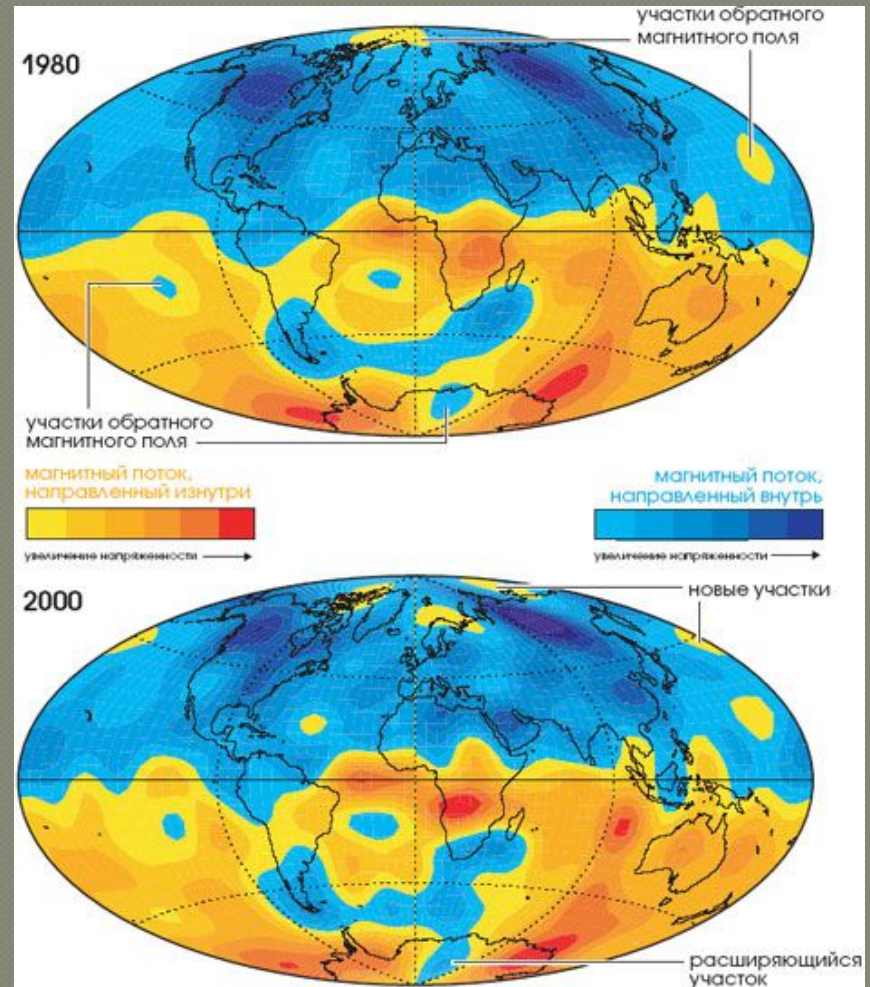


На рисунке показаны внутреннее (красный цвет) и внешнее (жёлтый) ядро Земли, линии магнитного поля (синие), потоки металлов (коричневые линии), вызванные вращением ядра (чёрная стрелка), и конвективные потоки (светло-коричневые стрелки) (иллюстрация с сайта [qwickstep.com](http://qwickstep.com))

# Магнитное поле Земли

## Генезис

- Контурные карты магнитного поля Земли на границе ядро-мантия, составленные по измерениям, сделанным со спутника, показывают, что большая часть магнитного потока направлена от центра Земли в Южном полушарии и к центру в Северном. Но в некоторых районах складывается обратная картина.

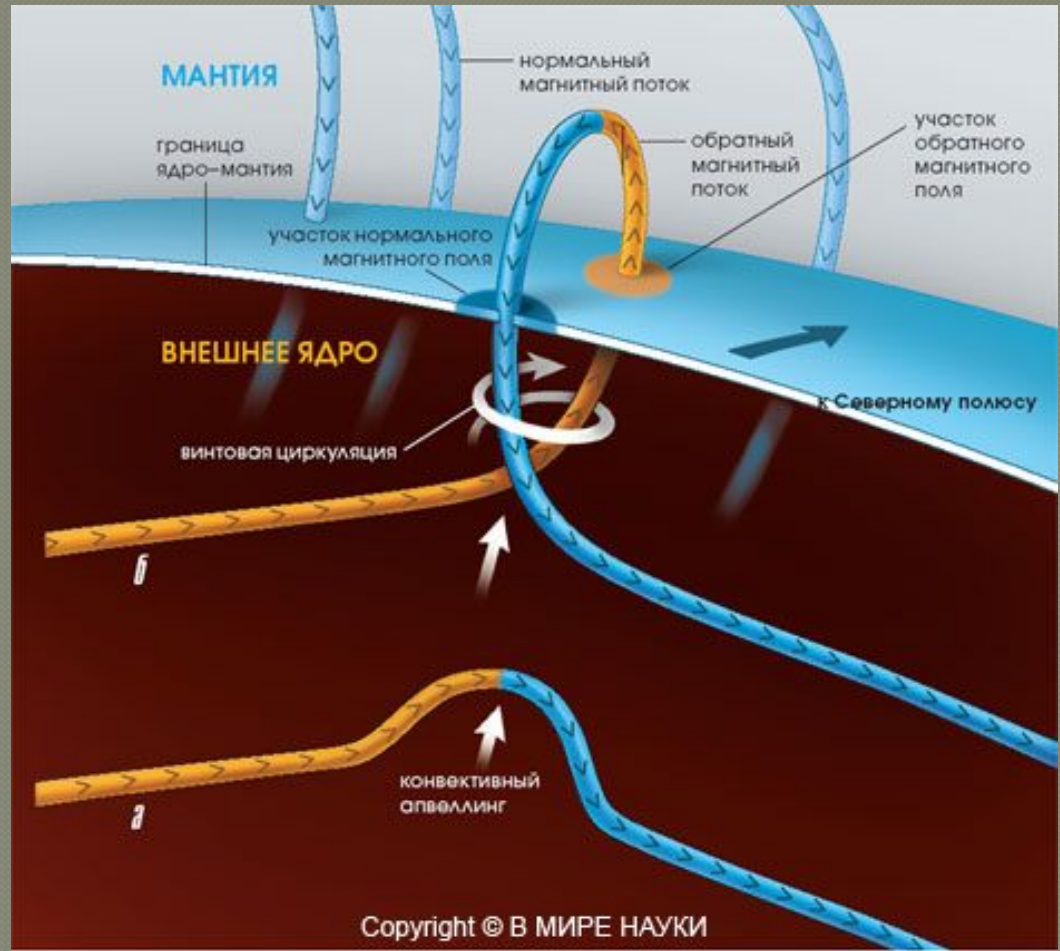




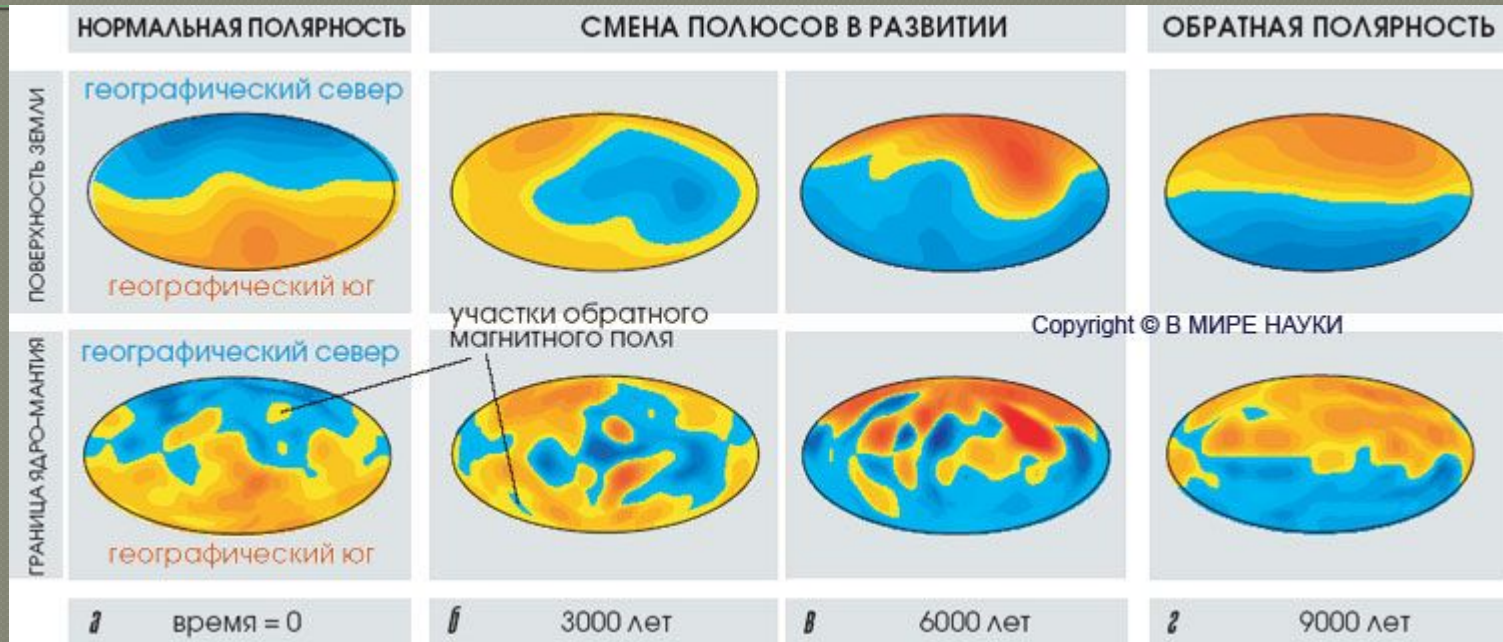
# Магнитное поле Земли

## Генезис

- Районы, где магнитное поле направлено в противоположную для данного полушария сторону, возникают при случайном прорыве закрученных и петляющих линий магнитного поля за пределы ядра Земли. Участки обратного магнитного поля могут существенно ослабить магнитное поле на поверхности Земли, называемое диполем.



# Генезис. Инверсия магнитного поля Земли.



На картах магнитного поля представлено, как при нормальной полярности большая часть магнитного потока направлена от центра Земли (желтый цвет) в Южном полушарии и к ее центру (голубой цвет) в Северном (а). **Начало переполаризации отмечается появлением нескольких ареалов обратного магнитного поля (голубой цвет в Южном полушарии и желтый в Северном), напоминающих об образовании его участков на границе ядро-мантии.** Приблизительно за 3 тыс. лет они уменьшили напряженность поля диполя, которое сменилось более слабым, но более сложным переходным полем на границе ядро-мантия (б). Смена полюсов стала частым явлением через 6 тыс. лет, когда на границе ядро-мантия стали преобладать участки обратного магнитного поля (в). К этому времени полная смена полюсов проявилась и на поверхности Земли. Но только еще через 3 тыс. лет произошла полная замена диполя, включая ядро Земли (г).

# Магнитное поле Земли

## Генезис. Недипольное (материковое) поле

- **Мировые аномалии** – отклонения от эквивалентного диполя до 20% напряженности отдельных областей с характерными размерами до 10 000 км. Эти аномальные поля испытывают вековые вариации, приводящие к изменениям со временем в течение многих лет и столетий. Примеры аномалий: Бразильская, Канадская, Сибирская. В ходе вековых вариаций мировые аномалии смещаются, распадаются и возникают вновь. На низких широтах имеется западный дрейф по долготе со скоростью  $0,2^\circ$  в год.
- Наиболее вероятными источниками этих аномалий являются процессы происходящие в мантии Земли.

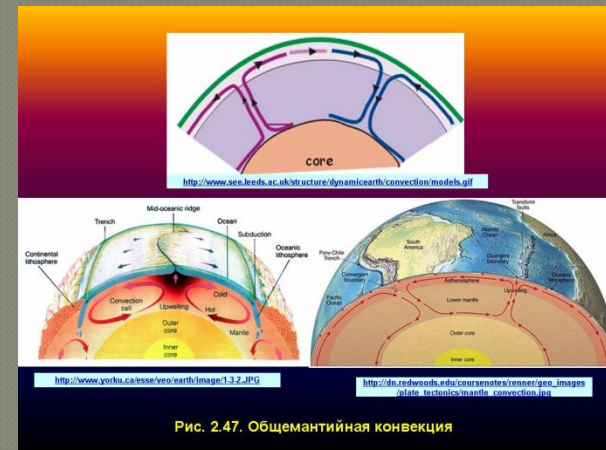
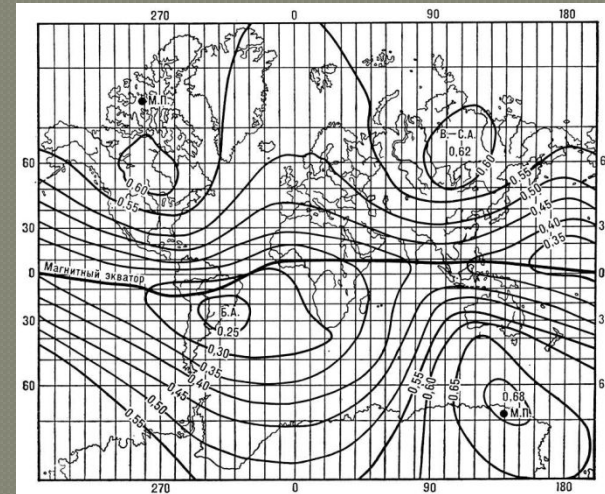
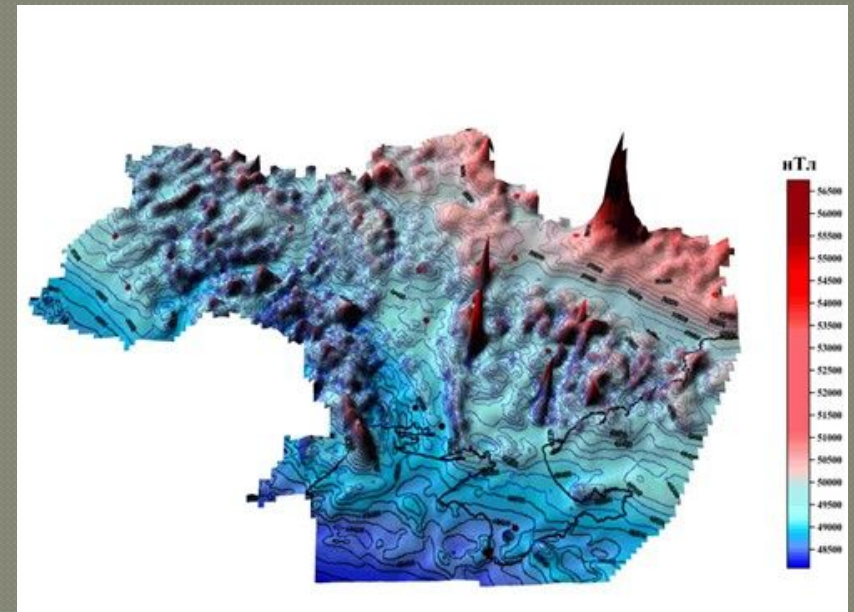
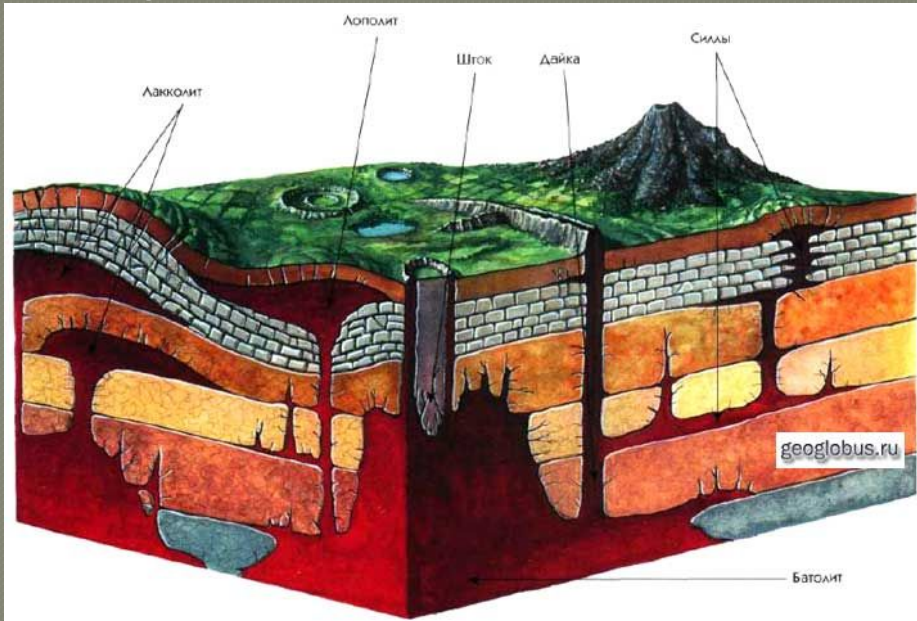


Рис. 2.47. Общемантийная конвекция

# Магнитное поле Земли

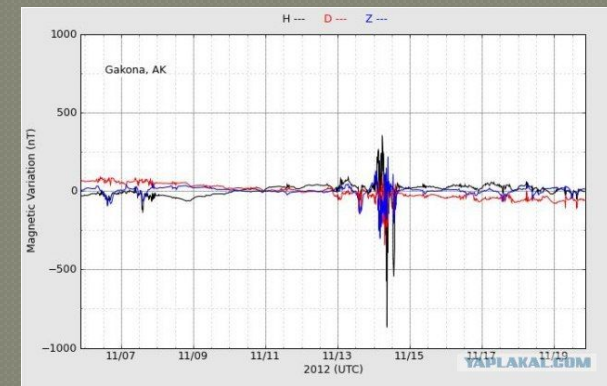
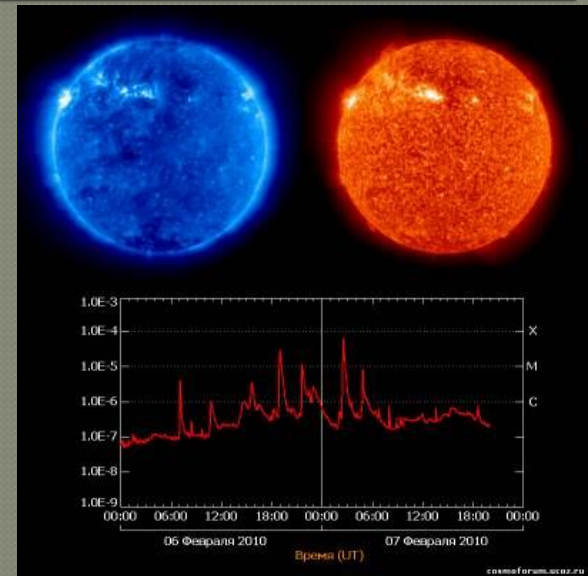
## Генезис. Локальное магнитное поле

- Магнитные поля локальных областей внешних оболочек с протяженностью от нескольких до сотен км. Они обусловлены намагниченностью горных пород в верхнем слое Земли, слагающих земную кору и расположенных близко к поверхности. Одна из наиболее мощных – Курская магнитная аномалия.



# Вариации элементов земного магнетизма

- Медленные вариации элементов земного магнетизма получили название **вековых вариаций**, их величина обычно составляет десятки гамм в год. **Вековые вариации** элементов связаны с источниками, лежащими внутри земного шара, и вызываются теми же причинами, что и магнитное поле Земли. Изменение среднегодовых значений того или иного элемента в течение года называется **вековым ходом**.
- **Быстрые вариации** периодического характера, весьма различные по амплитуде, имеют своим источником электрические токи в высоких слоях атмосферы.



# Структура магнитного поля Земли

**Структура геомагнитного поля.** Магнитное поле Земли по своей структуре неоднородно. Оно складывается из двух частей: постоянного и переменного полей. Постоянное поле вызвано внутренними источниками магнетизма; источниками переменного поля являются электрические токи в верхних слоях атмосферы – ионосфере и магнитосфере. В свою очередь постоянное магнитное поле по своей природе неоднородно и состоит из нескольких частей. Поэтому в целом магнитное поле Земли состоит из следующих полей:

$$\mathbf{B}_T = \mathbf{B}_{\text{дип}} + \mathbf{B}_M + \mathbf{B}_A + \mathbf{B}_{\text{ВВ}} + \delta\mathbf{B},$$

где  $B_T$  – напряженность магнитного поля Земли;  $B_{\text{дип}}$  – напряженность дипольного поля, создаваемая однородной намагниченностью земного шара;  $B_M$  – напряженность недипольного, или материкового, поля, создаваемая внутренними причинами, обусловленными неоднородностью глубоких слоев Земли;  $B_A$  – напряженность аномального поля, создаваемая различной намагниченностью верхних частей земной коры;  $B_{\text{ВВ}}$  – напряженность поля, источник которого связан с внешними причинами;  $\delta B$  – напряженность поля магнитных вариаций, вызванных внешними причинами.

Сумма полей  $B_{\text{дип}} + B_M = B_{\text{гмпз}}$  образует главное магнитное поле Земли. Аномальное поле складывается из двух частей: поля регионального характера  $B_{\text{рег}}$  и поля местного (локального) характера  $B_{\text{лок}}$ . На региональную аномалию может накладываться локальная, и тогда  $B_A = B_{\text{рег}} + B_{\text{лок}}$ .

Сумму полей  $B_{\text{дип}} + B_M + B_{\text{ВВ}}$  обычно называют нормальным полем. Однако поле  $B_{\text{ВВ}}$  вносит очень небольшой вклад в общее геомагнитное поле  $B_T$ . Систематическое изучение геомагнитного поля, по данным магнитных обсерваторий и магнитных съемок, показывает, что внешнее поле по отношению к внутреннему составляет менее 1% и поэтому им можно пренебречь. В этом случае нормальное поле совпадает с главным магнитным полем Земли.

# Магнитное поле Земли в аналитическом выражении

- У. Гильберт в 1600 г. показал, что магнитное поле Земли подобно полю намагниченной сферы. Первым этот подход к анализу геомагнитного поля, фактически, применил наш соотечественник профессор Казанского университета И.М. Симонов в 1835 г. Полную теорию представления магнитного поля как функции координат широты и долготы на поверхности Земли дал через четыре года, в 1839 г., К. Гаусс. Он исходил из предположения, что магнитное поле потенциально и потенциал главного магнитного поля можно представить в виде разложе

$$V(r, \theta, \lambda, t) = \sum_{n=1}^N \left(\frac{R}{r}\right)^{n+1} \sum_{m=0}^n (g_n^m(t) \cos m\lambda + h_n^m(t) \sin m\lambda) P_n^m(\cos\theta)$$

где:

$r$  — расстояние от центра Земли,

$\theta$  — дополнение географической широты, то есть полярный угол,

$\lambda$  — долгота,

$R$  — стандартный радиус Земли (6371,2 км),

$g_n^m(t)$   $h_n^m(t)$  — коэффициенты Гаусса, зависящие от времени  $t$

$P_n^m$  — присоединённые функции Лежандра степени  $n$ , порядка  $m$ .

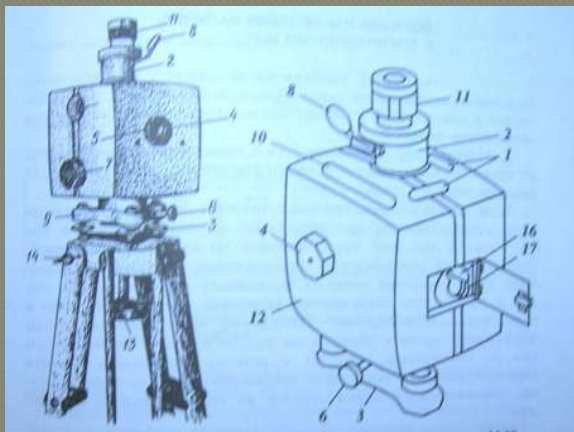
# Магниторазведочная аппаратура

**Магнитометр** — (от греч. magnetis — магнит и... метр), прибор для измерения характеристик магнитного поля и магнитных свойств материалов. В зависимости от определяемой величины различают приборы для измерения: напряжённости поля (эрстедметры), направления поля (инclinаторы и деклинаторы), градиента поля (градиентометры), магнитной индукции (тесламетры), магнитного потока (веберметры, или флюксметры), коэрцитивной силы (коэрцитиметры), магнитной проницаемости (мю-метры), магнитной восприимчивости (каппа-метры), магнитного момента. Магнитометры градуируются в единицах напряжённости магнитного поля СГС системы единиц (Эрстед, мЭ, мкЭ, гамма =  $10^5$  Э) и в единицах магнитной индукции СИ (Тесла, мкТл, нТл).

- Приборы применяемые в полевой магниторазведке также носят название магнетометров или магнитометров-градиентометров. По принципу измерения магнитометры подразделяются на:
  - Оптико-механические (в настоящий момент практически не используются);
  - Феррозондовые;
  - Протонные;
  - Квантовые.



# Опτικο-механические магнитометры



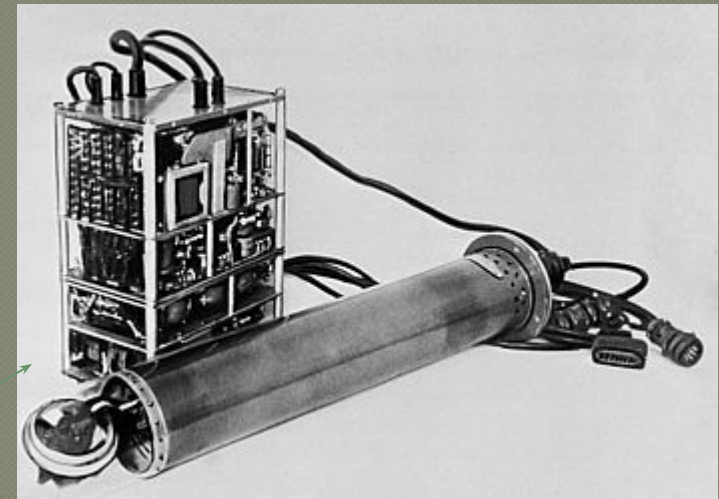
Эти приборы называют торсионными, что характеризует принцип их действия: вращение постоянного магнита при изменении элементов магнитного поля. Они применяются для съемок относительных значений (приращений) вертикальной  $Z$  или горизонтальной  $H$  компонент геомагнитного поля. Принцип действия торсионных магнитометров – равновесие или движение в измеряемом поле постоянного магнита, подвешенного на вертикальной или горизонтальной крутильной нити, кварцевой или металлической. Постоянный магнит на вертикальной нити подвеса используется для измерений горизонтальной составляющей ( $H$ ) и склонения ( $D$ ) магнитного поля в кварцевых  $H$ -магнитометрах (QHМ). Магниты на горизонтальной нити используются в относительных измерениях вертикальной  $Z$  и горизонтальной  $H$  составляющих магнитного поля в большом числе типов магнитометров (М-2, М-27, «Фанзелау» и др.).



- Погрешность измерения, нТл 1
- Время одного измерения, с 20-60
- Масса рабочего комплекта, кг 14

# Феррозондовые магнитометры

- Простейший **феррозондовый магнитометр** состоит из генератора, питающего переменным током феррозондовый датчик, откуда сигнал поступает в ячейку фильтров на усилительно-преобразовательный канал и в регистратор. В датчик также поступает ток компенсации из устройства начальной компенсации. Число феррозондовых датчиков определяется назначением и конструкцией прибора.
- Конструктивно феррозондовый датчик может находиться в одной упаковке с электронной схемой или составлять отдельный блок, соединённый кабелем с электронным блоком. Феррозондовые датчики в наземных и скважинных магнитометрах – самоустанавливающиеся. Для этого используют карданные подвесы либо эксцентрические устройства. В **магнитных градиентометрах** датчики укрепляют на поворотной штанге.
- На этом принципе были построены **аэромагнитометры** ММ-13, АММ-13, некоторые виды отечественных **пешеходных магнитометров** и зарубежных градиентометров.



# Квантовые протонные магнитометры

- **Протонные магнитометры** основаны на принципе свободной прецессии ядер атомов водорода в магнитном поле. Протоны, имея собственный спин и магнитный момент, прецессируют (вращаются) в магнитном поле Земли вокруг его направления с частотой, определяемым соотношением Лармора {Larmor}:  
$$f = (\gamma/2\pi)T$$
где  $f$  - частота прецессии протона [Гц],  
 $\gamma$  - гиромангнетное отношение ядра (атомная константа)  
 $T$  - полный вектор напряженности геомагнитного поля. Следовательно, измерив частоту прецессии можно определить модуль магнитного поля. В качестве рабочего вещества для наблюдения
- **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. При воздействии на него радиочастотного поля порядка 60 МГц создаются условия электронного парамагнитного резонанса, т.е. максимального поглощения энергии переменного поля.



# Квантовые оптические магнитометры

- В 1896 г. Питер Зееман наблюдал расщепление спектра линий поглощения атомов натрия в магнитном поле. Впоследствии этот экспериментальный факт получил название Эффект Зеемана и обусловлен он тем, что в присутствии магнитного поля атом приобретает дополнительную энергию  $\Delta E = \mu B$  пропорциональную его магнитному моменту  $\mu$ .
- У оптического магнитометра датчиком прибора служит стеклянная колба, наполненная парами щелочного металла, атомы которого являются парамагнитными, так как содержат один неспаренный электрон. При пропускании через колбу, которая помещена в измеряемое магнитное поле, циркулярно поляризованного света, частота которого соответствует частоте оптического квантового перехода между обычным состоянием атома и его возбужденным состоянием, осуществляется резонансное рассеяние света. При этом момент количества движения квантов рассеиваемого света посылается атомам, которые подобным образом «оптически ориентируются», центрируясь на одном из магнитных подуровней обычного состояния. Если в объеме колбы датчика возбудить переменное магнитное поле, частота которого соответствует частоте квантового перехода между магнитными подуровнями обычного состояния, то на магнитных подуровнях населенность атомов выравнивается, атомы теряют накопленную преимущественную ориентацию магнитных моментов и возвращаются в начальное состояние. При этом пары металла, которые наполняют колбу, опять начинают сильно рассеивать и поглощать свет. Измеряя частоту переменного поля, можно найти напряженность магнитного поля, в котором расположена колба датчика.
- Квантовый магнитометр *Geometrics G-859* появился на рынке 2005 г. Цезиевый датчик практически идентичен раннему образцу (масса 0,34 кг, диаметр 6 см, длина 15 см), чувствительность также не претерпела изменений. В 2 раза уменьшена собственная масса, снижено энергопотребление, время непрерывной работы составляет 6 ч совместно с новым GPS-модулем *Novatel Smart (WAAS/EGNOS)*. GPS-модуль потребляет 1,4 Вт, точность определения местоположения – 0,75 м. Конструкция предполагает ранцевое размещение БЭ и источника питания (гелевый аккумулятор), ЧМ и GPS-антенна вынесены на немагнитных штангах



# Основные характеристики приборов

Модель	Тип прибора	Чувств. нТл	Ошибка, нТл	Автомат изм./сек>	Память, отчетов	Дополнительные возможности	Дисплей	Питание	Вес, кг
GSM-19T	Протонный	0.2	1	1	8 000	GPS, VLF	240x60	12В / 2А	4.1
GSM-19(F)	Оверхаузера	0.02	0.2	до 2 (5)	8 000 >	GPS, VLF	240x60	12В / 2А	4.1
GSMP-30(-40)	Квантовый (K)	0.002-0.01 4	0.2	1-10 (20)	(524 000)	int.GPS, VLF	8x30знак.	24В - 8Вт	5.5
G-856(AX)	Протонный	0.1	± 0.5	цикл-3сек	5700	-	цифр. табло	13.5В	4.5
G-858	Квантовый (Cs)	0.01-0.05	± 1	1, 2, 5, 10	32 000(?)	GPS	320x200	24В/ 0.5А	<4
ENVI	Протонный	0.1	± 1	1, 2	28 000	VLF, аналог.выход	240x64	12В/0.65 А	4.5
SmartMag	Квантовый (Cs)	0.01	< ± 1	до 10	190 000	GPS, аналог.выход	240x64	2x12В	8.7
NavMag	Квантовый (Cs)	0.01	< ± 1	1, 2, 5, 10	>800000 0	int.GPS, USB-Flash	VGA-color	2x12В	6.6
MMPOS-1	Оверхаузера	0.01	1	до 2	80 000	GPS	240x128	2x12В	6.5

# Наземная магнитная съемка

- Полевые магнитные съемки бывают профильными, площадными или маршрутными. Съемки по отдельным профилям используются при рекогносцировочных исследованиях для выявления общих закономерностей аномальных полей. Однако иногда интерпретационные профили задаются вкрест выявленных площадной съемкой аномалий. Основным же видом съемок являются площадные, выполненные по системам параллельных профилей.
- Подходы к выбору сети наблюдений такие же, как и в гравиразведке. Однако при магнитной съемке менее жесткие требования к топопривязке, отсутствует опорная сеть, а густота рядовых пунктов наблюдения несколько больше.
- Сеть наблюдений разбивается как инструментально (в том числе и с помощью спутниковой навигации), так и визуально с измерением шагами расстояний между пунктами и инструментальной привязкой начала и конца профилей, а также исходной точки. Последняя выбирается на базе экспедиции. Здесь же желательно установить магнитометр или магнитовариационную станцию для непрерывной записи вариаций магнитного поля. Эти приборы служат для расчета вариаций геомагнитного поля в любое время. Вариации можно получить и из ближайших обсерваторий, удаленных от десятков до первых сот километров по мере уменьшения требований к точности съемки.
- Расстояния между профилями берут в 3 - 5 раз меньше длины, а между точками съемки (шаг наблюдений) - в 3 - 5 раз меньше ширины предполагаемых аномалосоздающих объектов. Для стандартизации методики рекомендуют шаг съемки делать равным 1, 5, 20, 25, 50 или 100 м. Расстояния между профилями, направленными всегда вкрест предполагаемого простирания разведываемых структур или рудных тел, могут быть равны шагу или в 2 - 3 раза превышать его.
- Требования к точности наблюдений при наземной съемке устанавливаются в зависимости от масштаба съемок и напряженности магнитного поля. В слабых полях точность наблюдений должна быть высокой: среднеквадратическая погрешность съемки не больше 5 нТл при мелкомасштабных съемках и не больше 2 нТл при крупномасштабных. При наличии интенсивных магнитных аномалий (сотни и тысячи гамм) среднеквадратическая погрешность не должна превышать (20 - 30) нТл.

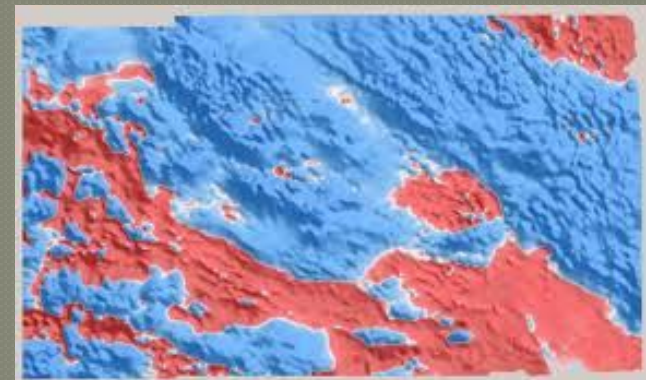
# Аэромагнитная и гидромагнитная съемка

Аэромагнитная съемка проводится по системе профилей при непрерывной записи или на каждом профиле (маршруте). Направления профилей выбираются вкрест предполагаемого простирания структур или тектонических нарушений. Расстояние между профилями зависит от масштаба съемки: при миллионном масштабе расстояния между маршрутами устанавливаются 10 км, при масштабе 1 : 500 000 - 5 км, при масштабе 1 : 100 000 - 1 км, при масштабе 1 : 50 000 - 500 м. Чем крупнее масштаб, тем меньшей должна быть высота полета аэромагнитной станции. Обычно она меняется от 50 до 500 м. Скорость полета 100 - 200 км. Привязка профилей при аэромагнитной съемке осуществляется разными способами: по аэрофотоснимкам, радиogeодезическая и др. и должна быть тем точнее, чем крупнее масштаб съемки.

Для учета вариаций и сползания нуля-пункта прибора перед началом рабочего дня и после его окончания делается специальный залет на опорный (контрольный) маршрут длиной до 10 км. Все рабочие маршруты "привязываются" к контрольным маршрутам.

Для оценки погрешности измерений и увязки между собой маршрутов выбирается несколько профилей, перпендикулярных рабочим маршрутам. На этих профилях проводятся повторные залеты. По результатам повторных измерений вычисляется среднеквадратическая погрешность измерений. Точность съемки считается хорошей, если погрешность не превышает 10 нТл или 20% от амплитуд выявленных аномалий. В результате аэромагнитной съемки строятся карты, графики, а также карты графиков или Гидромагнитная съемка в океанах, морях и на озерах ведется как на специальных судах, так и попутно на кораблях любого назначения.

Для исключения влияния металлического корпуса судна применяются специальные приемы, а датчик поля буксируется за ним на кабеле длиной свыше 100 м в специальной немагнитной гондоле либо вблизи дна, либо на некоторой глубине. Профили (галсы) привязываются по штурманским картам. Съемки бывают профильными, реже площадными.



# Камеральные работы

- **Создание единой базы данных измерения магнитного поля на объекте (объектах).**
- База данных должна включать в себя следующие параметры:
- - значения полного вектора магнитной индукции на рядовых пунктах наблюдения;
- - значения полного вектора магнитной индукции на контрольных пунктах наблюдения (не менее 5% от общего количества пунктов наблюдения);
- - данные измерения вариаций магнитного поля;
- - в случае проведения градиентных съемок – значения вертикального или горизонтального градиента полного вектора магнитной индукции на рядовых и контрольных пунктах наблюдения;
- - значения абсолютных географических координат всех пунктов наблюдения;
- - даты всех проведенных измерений в формате год-месяц-день-часы-минуты-секунды;
- - данные визуальных наблюдений за объектами - потенциальными источниками техногенных помех (линии электропередач, трубопроводы, высоковольтные кабели и т.д.);
- введение поправки за вариации магнитного поля и за главное магнитное поле Земли;
- расчет среднеквадратической (или абсолютной) погрешности измерений;
- построение и оценка качества карт и графиков полного вектора магнитной индукции;
- выделение и исключение аномалий техногенного характера.



# Количественная интерпретация

---

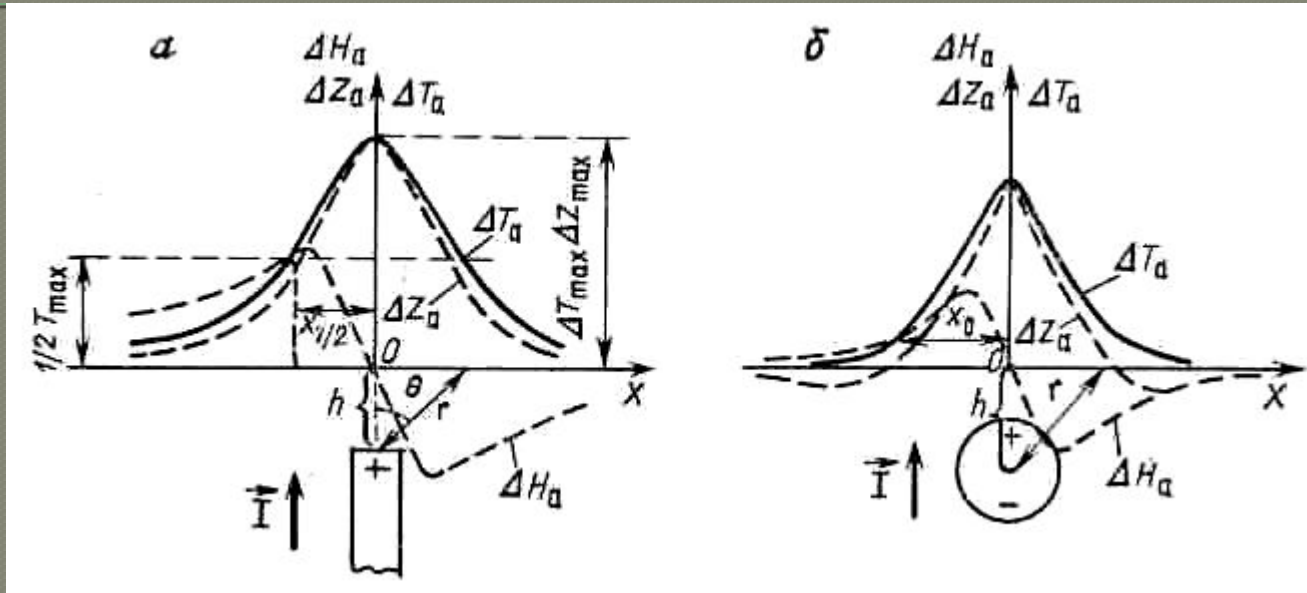
Теория интерпретации результатов магниторазведки основана на решении двух главнейших задач:

1. Определение магнитного поля, создаваемого намагниченным телом заданной формы, объема и характера намагничения – *прямая задача*.
2. Определение формы, размеров и положения тела по данным измерений магнитного поля, связанного с намагниченностью – *обратная задача*.

# интерпретация. Обратная задача

Группа методов	Физико-математические основы	Интерпретация сложных полей	Необходимость априорной информации
1	2	3	4
характерных точек, касательных, интегральные	Наличие простых алгебраических соотношений между абсциссами точек графика магнитного поля или площадями, ограниченными кривой и элементами залегания возмущающего тела	Нет	Есть
подбора	Подбор возмущающих масс на основе последовательных приближений, путем решения прямой задачи	Да	Есть
статистические	Наличие статистических взаимосвязей между параметрами геологической среды и наблюдаемыми физическими полями	Да	Есть
линейного программирования	Линеаризация функциональных зависимостей значений поля от параметров возмущающего объекта	Да	Есть
аналитического продолжения поля	Наличие критериев пересчета поля в область существования источников, характеризующих исследуемый объект	Да	Нет
локализации особенностей поля	Разрывность функций в особых точках исследуемого поля	Да	Нет

# интерпретация. Метод характерных точек



Для точки графика  $Z$ , в которой  $Z_{1/2} = Z_{\max} / 2$ , получаем следующее уравнение:

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

При его решении получаем  $|x_{1/2}| = 0.7h$ . Аналогично можно доказать, что абсцисса точки, в которой  $T_{1/2} = T_{\max} / 2$ ,  $|x_{1/2}| = h$ .

Половины максимальных аномалий ( $0,5Z_{\max}$  и  $0,5T_{\max}$ ) будут соответственно при

$$XZ_{1/2} = \pm 0,55h \text{ и } XT_{1/2} = \pm 0,68h.$$

---

**На этом все!**  
**До встречи на зачете.**

