



Геотермия (англ. geothermy) — раздел геофизики, изучающий тепловое состояние, распределение температуры, её источники в недрах Земли, а также тепловую историю Земли. Происходит от греческого Geo — Земля и Therme — тепло.

*Геотермия* – один из наиболее спекулятивных разделов глобальной геофизики, поскольку все наши знания о распределении источников тепла и механизмах теплопереноса в Земле базируются на измерениях, выполненных на ее поверхности или вблизи нее.

# ИСТОЧНИКИ ВНУТРЕННЕЙ ЭНЕРГИИ ЗЕМЛИ

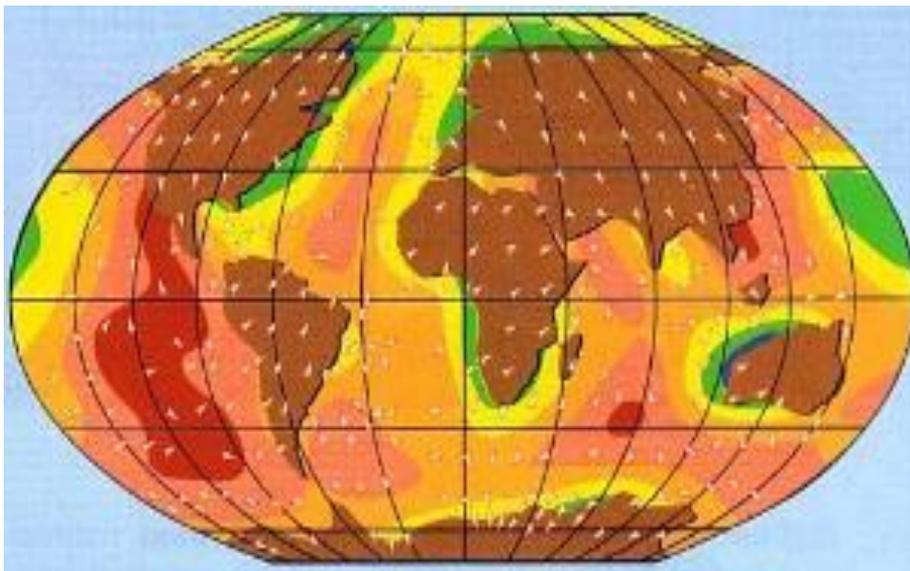


- распад радиоактивных изотопов U, Th, K;
- гравитационная дифференциация вещества;
- приливное трение;
- метаморфизм;
- фазовые переходы.

- **Радиоактивный распад долгоживущих изотопов  $^{40}\text{K}$ ,  $^{235}\text{U}$ ,  $^{238}\text{U}$  и  $^{232}\text{Th}$ . Но содержания указанных радиоактивных изотопов в глубинных оболочках современной Земли (мантии и ядре) ничтожно малы. Одного радиоактивного распада явно не хватает для обеспечения современной геотермальной энергии.**
- **Остаточное тепло, накопленное в недрах Земли еще с ранних стадий ее эволюции (в процессе начального разогрева, аккреционного, радиогенного и приливного)**
- **Гравитационная дифференциация ее недр (конвекция), начавшаяся на самых ранних стадиях эволюции Земли и продолжающаяся в настоящее время, часть энергии которой также переходит в тепло.**

**Под *тепловым полем Земли* понимаются температура в ее недрах, с одной стороны, и плотность теплового потока на ее поверхности – с другой. Тепловое поле связано как с термическим режимом недр, так и со способностью различных оболочек Земли передавать глубинное тепло и самостоятельно его генерировать.**

***Тепловой поток  $Q$*  – это то тепло, которое уходит из недр Земли через ее поверхность в атмосферу, а затем в космическое пространство (те самые ничтожные 0,02% от теплового бюджета земной поверхности). Современная скорость потери тепла Землей примерно равна  $4,3 \cdot 10^{13}$  Вт (Дж/с), или  $1,35 \cdot 10^{21}$  Дж/год.**



$4,3 \cdot 10^{13}$  Вт (Дж/с),

или

$1,35 \cdot 10^{21}$  Дж/год.



- Тепловой поток — количество теплоты, переданное через изотермическую поверхность в единицу времени. Тепловой поток измеряется в ваттах или ккал/ч ( $1 \text{ Вт} = 0,86 \text{ ккал/ч}$ ). Тепловой поток, отнесённый к единице изотермической поверхности, называется плотностью теплового потока или тепловой нагрузкой; обозначается обычно  $q$ , измеряется в  $\text{Вт/м}^2$  или  $\text{ккал}/(\text{м}^2 \times \text{ч})$ . Плотность теплового потока — вектор, любая компонента которого численно равна количеству теплоты, передаваемой в единицу времени через единицу площади, перпендикулярной к направлению взятой компоненты.

- Теплоперенос в Земле осуществляется преимущественно за счет двух механизмов – *молекулярного (кондуктивного)* и *конвективного*.
- Важнейшим процессом, обуславливающим динамику мантии и в конечном счете и земной коры, является *конвекция*, прежде всего тепловая. Если бы внутреннее тепло, накапливающееся в Земле в результате действия описанных факторов, поступало к поверхности лишь путем обычной теплопроводности, т.е. кондуктивного теплопереноса, Земля неминуемо довольно быстро разогрелась бы до полного плавления. Именно то обстоятельство, что в мантии Земли теплоперенос осуществляется не только кондуктивным, но и конвективным путем, гарантирует нашу планету от перегрева..

- Плотность кондуктивного теплового потока  $q$  на поверхности Земли описывается законом Фурье:

$$q = -k \, dT/dz$$

где  $k$  – коэффициент теплопроводности,  $T$  – температура, а  $z$  – координата в направлении изменения температуры.

- Коэффициент теплопроводности  $k$  (или *удельная теплопроводность*) измеряется в  $\text{Вт} \cdot \text{м}^{-1} \cdot ^\circ\text{С}^{-1}$  или  $\text{Дж} \cdot \text{м}^{-1} \cdot \text{с}^{-1} \cdot ^\circ\text{С}^{-1}$ ) и служит мерой того, насколько легко тепло распространяется через материал, или, более строго, сколько тепла нужно подвести к нижней границе слоя единичной толщины, чтобы за единицу времени температура на его верхней границе изменилась на  $1^\circ\text{С}$ .

- Зависимость распространения температурного возмущения от времени при нагревании или охлаждении материала определяется коэффициентом температуропроводности  $\chi$

$$\chi = k / C_p \cdot \rho$$

где  $\rho$  – плотность материала, а  $C_p$  – его удельная теплоемкость

- Температуропроводность литосферы, как уже отмечалось, чрезвычайно низка и составляет в среднем около  $10^{-6}$  м<sup>2</sup>/с, а для проникновения температурных возмущений на расстояние  $l$  требуется время  $l^2/\chi$ .

- Среднее по всем континентам значение плотности теплового потока ( $q_c$ ) составляет  $56,5 \text{ мВт/м}^2$ , по океанам ( $q_o$ ) –  $102,2 \text{ мВт/м}^2$ . Полный тепловой поток  $Q$  из недр Земли получается суммированием произведений континентального и океанского тепловых потоков на площади континентов (включая континентальные окраины)  $S_c = 2 \cdot 10^{14} \text{ м}^2$  и океанов  $S_o = 3,1 \cdot 10^{14} \text{ м}^2$ :

$$Q = S_c q_c + S_o q_o = Q_c + Q_o = 4,3 \cdot 10^{13} \text{ Вт} .$$

- Разделив глобальный тепловой поток  $Q$  на площадь поверхности Земли  $S = 5,1 \cdot 10^{14} \text{ м}^2$ , получаем среднее значение плотности глобального теплового потока  $q_{ср} = 84 \text{ мВт/м}^2$ .

- Плотность теплового потока, генерируемого только в коре  $q_{ср}$ , может быть рассчитана по формуле

$$q_{ср} = \rho_c h_c H_c$$

где  $\rho_c$  – плотность коры,  $h_c$  – ее мощность, а  $H_c$  – радиогенная теплогенерация на единицу массы.

- главным отличием океанского и континентального тепловых потоков является то, что первый в основном (на 99%) имеет мантийное происхождение и распространяется конвективным путем, тогда как второй в значительной степени радиогенного происхождения и распространяется, за исключением локальных областей, кондуктивным путем.

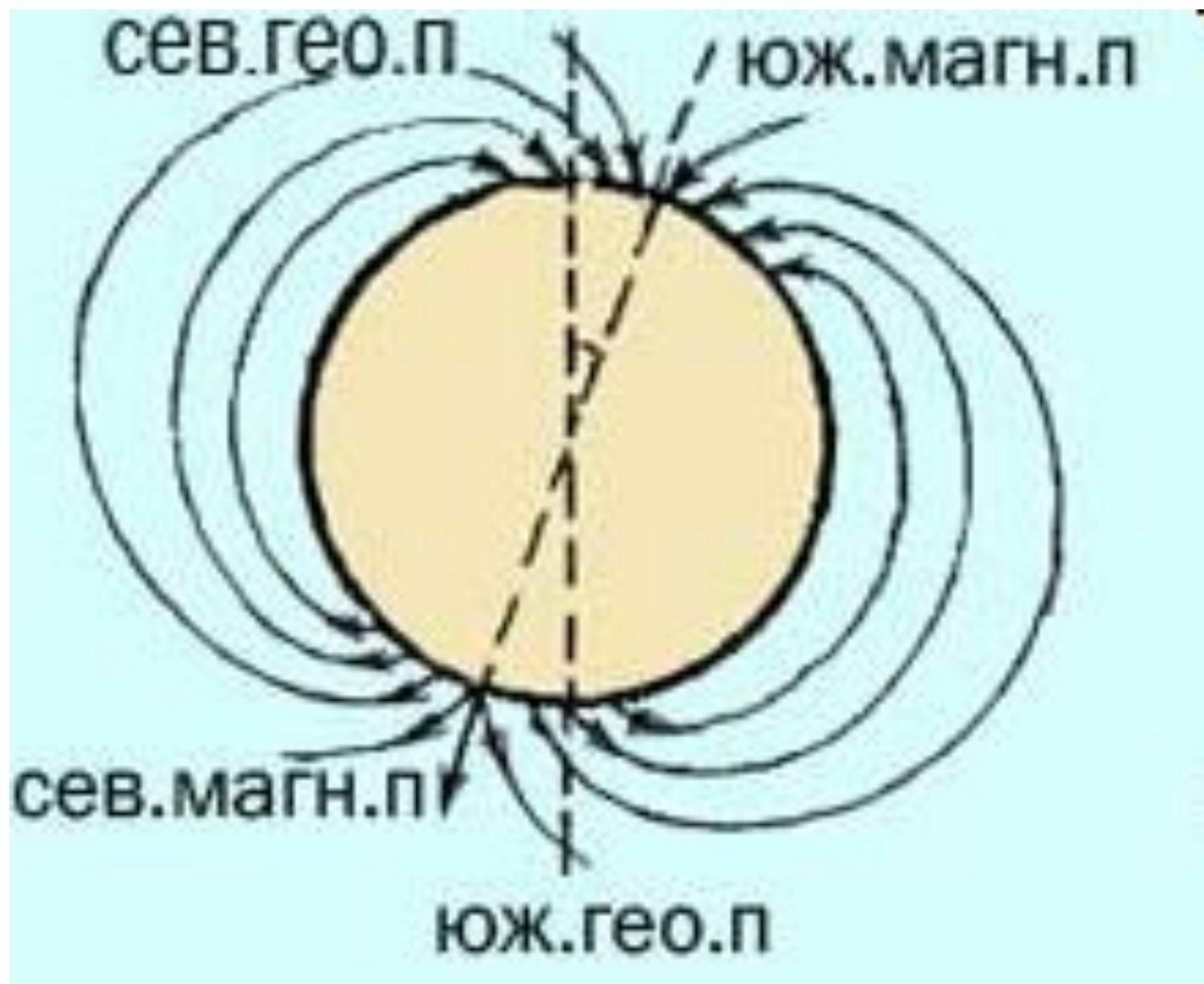
# Геомагнетизм

- Геомагнетизм — раздел геофизики, изучающий происхождение и природу магнитного поля Земли.

Геомагнетизм рассматривает вопросы:

- возникновение и эволюция основной, постоянной составляющей геомагнитного поля;
- природа переменной составляющей (примерно 1 % от основного поля);
- структура магнитосферы;
- изучение закономерностей вариаций геомагнитного поля.

- В 1600 году английский ученый Уильям Гильберт в своей книге «О магните, магнитных телах и большом магните - Земле». представил Землю, как гигантский постоянный магнит, ось которого не совпадает с осью вращения Земли (угол между этими осями называют магнитным склонением)



# Геомагнетизм

- *Магнитное поле Земли создается замкнутыми электрическими токами в ее недрах и намагниченностью горных пород. Оно характеризуется двумя векторными величинами – напряженностью **H** и магнитной индукцией **B**, связанными уравнением*

$$\mathbf{B} = \mu_0 (\mathbf{H} + \mathbf{J}), \quad (1.5.1)$$

- где  $\mu_0$  – магнитная проницаемость вакуума (скалярная величина), а **J** – намагниченность среды (векторная величина).

# Геомагнетизм

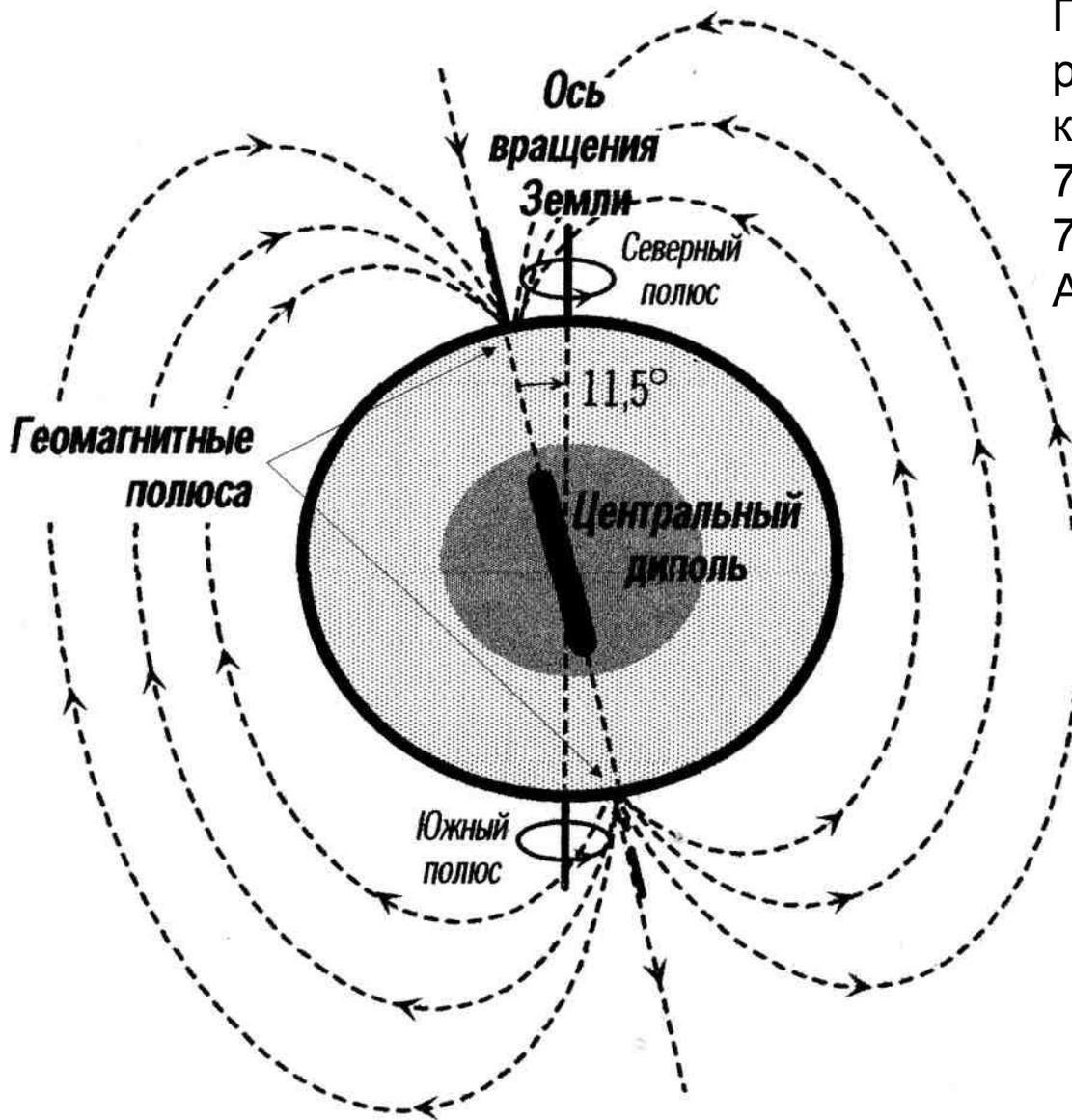
- *Магнитное поле Земли создается замкнутыми электрическими токами в ее недрах и намагниченностью горных пород. Оно характеризуется двумя векторными величинами – напряженностью  $\mathbf{H}$  и магнитной индукцией  $\mathbf{B}$ , связанными уравнением*

$$\mathbf{B} = \mu_0 (\mathbf{H} + \mathbf{J}), \quad (1.5.1)$$

- где  $\mu_0$  – магнитная проницаемость вакуума (скалярная величина), а  $\mathbf{J}$  – намагниченность среды (векторная величина).

# Геомагнетизм

- Тёсла (обозначение: Тл, Т) — единица измерения индукции магнитного поля в СИ, численно равная 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.



Геомагнитные полюса располагаются в точках с координатами  $79^\circ$  с.ш. и  $71^\circ$  з.д. (в Гренландии) и  $79^\circ$  ю.ш. и  $109^\circ$  в.д. (в Антарктиде).

Рис. 1.5.1. Аппроксимация магнитного поля Земли полем центрального осевого диполя.

# Геомагнетизм

- Тёсла (обозначение: Тл, Т) — единица измерения индукции магнитного поля в СИ, численно равная 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.

- Магнитные полюса Земли - это часть магнитного (геомагнитного) поля нашей планеты, которое генерируется потоками расплавленного железа и никеля, окружающего внутреннее ядро Земли (другими словами, турбулентная конвекция во внешнем ядре Земли генерирует геомагнитное поле). Поведение Магнитного поля Земли объясняют течением жидких металлов на границе земного ядра с мантией. Смена магнитных полюсов Земли (инверсия магнитного поля, англ. geomagnetic reversal) происходит каждые 11,5-12,5 тысяч лет. Называют и другие цифры - 13.000 лет и даже 500 тысяч лет, а последняя инверсия произошла 780.000 лет назад. По всей видимости, переполюсовка Магнитного Поля Земли - явление неперiodическое.

# Элементы магнитного поля

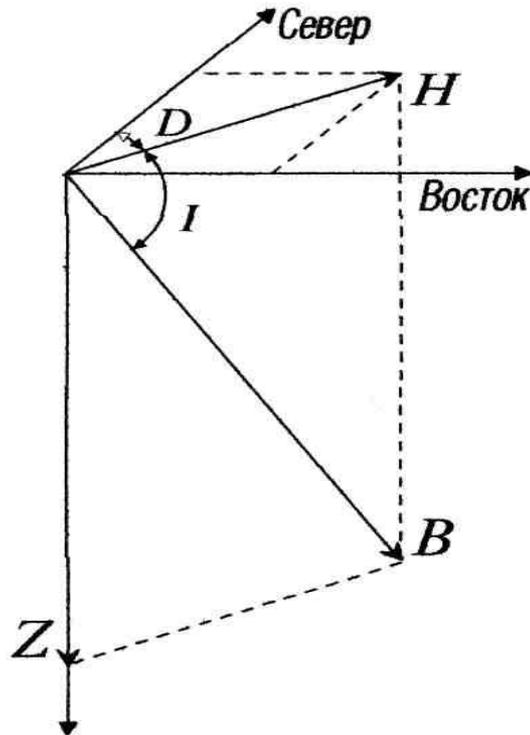
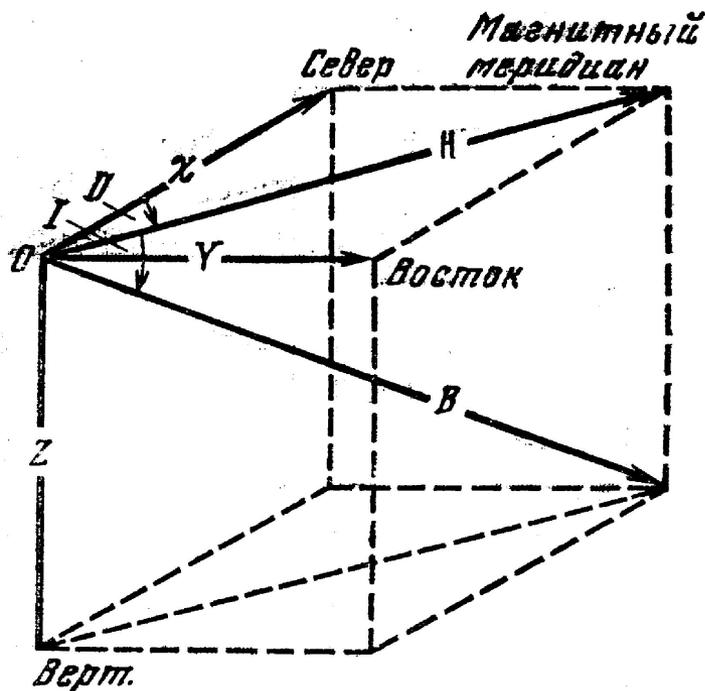
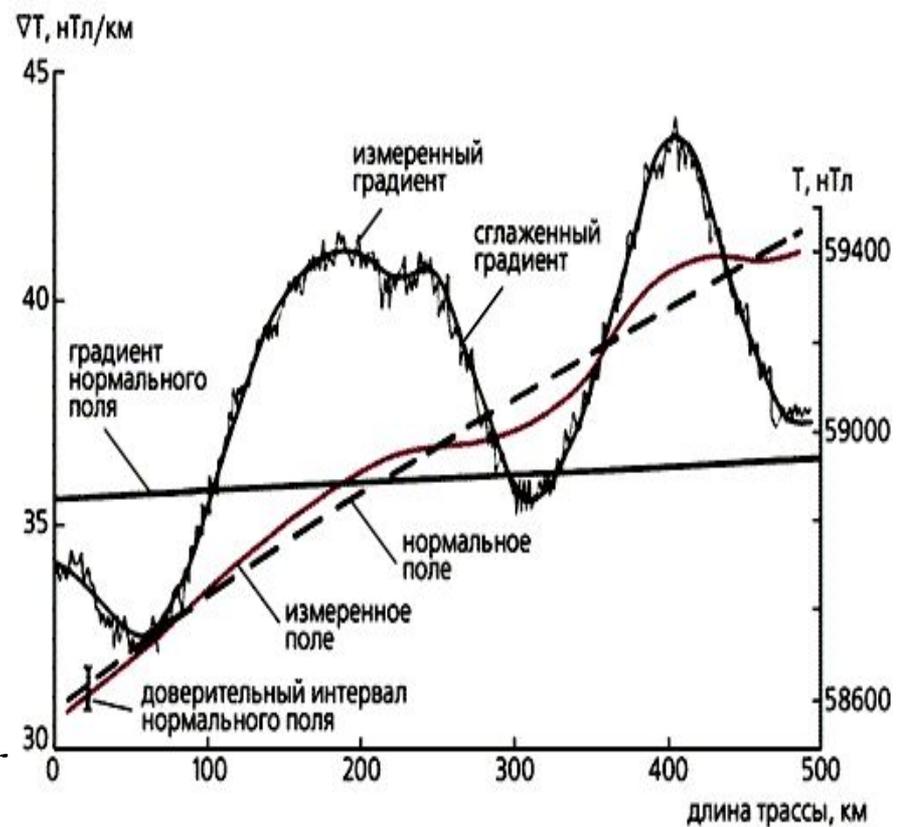


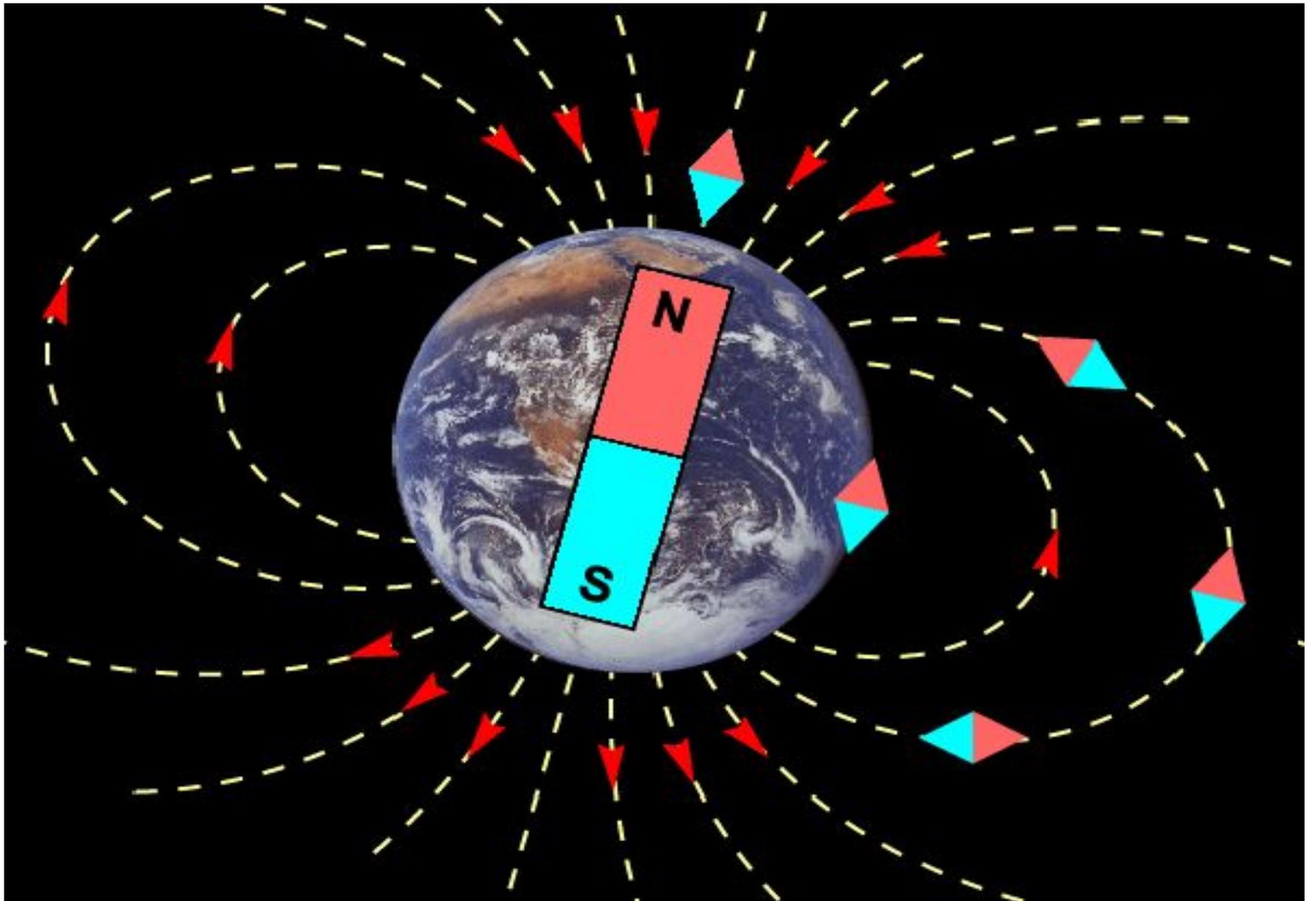
Рис. 1.5.2. Элементы геомагнитного поля.

Полный вектор индукции геомагнитного поля  $\mathbf{B}$  может быть разложен на составляющие: вертикальную  $Z$  и горизонтальную  $H$ . Угол между горизонтальной составляющей геомагнитного поля  $H$  и направлением на географический север называется **склонением**  $D$ , а угол между полным вектором  $\mathbf{B}$  и его горизонтальной составляющей  $H$  – **наклоном**  $I$ .



Напряженность геомагнитного поля  $\bar{B}$ , ее ортогональные компоненты  $X$ ,  $Y$  и  $Z$  и элементы  $H$ ,  $D$  и  $I$





- $\sin\Phi = \sin\phi \sin\phi_M + \cos\phi \cos\phi_M \cos D$   
,

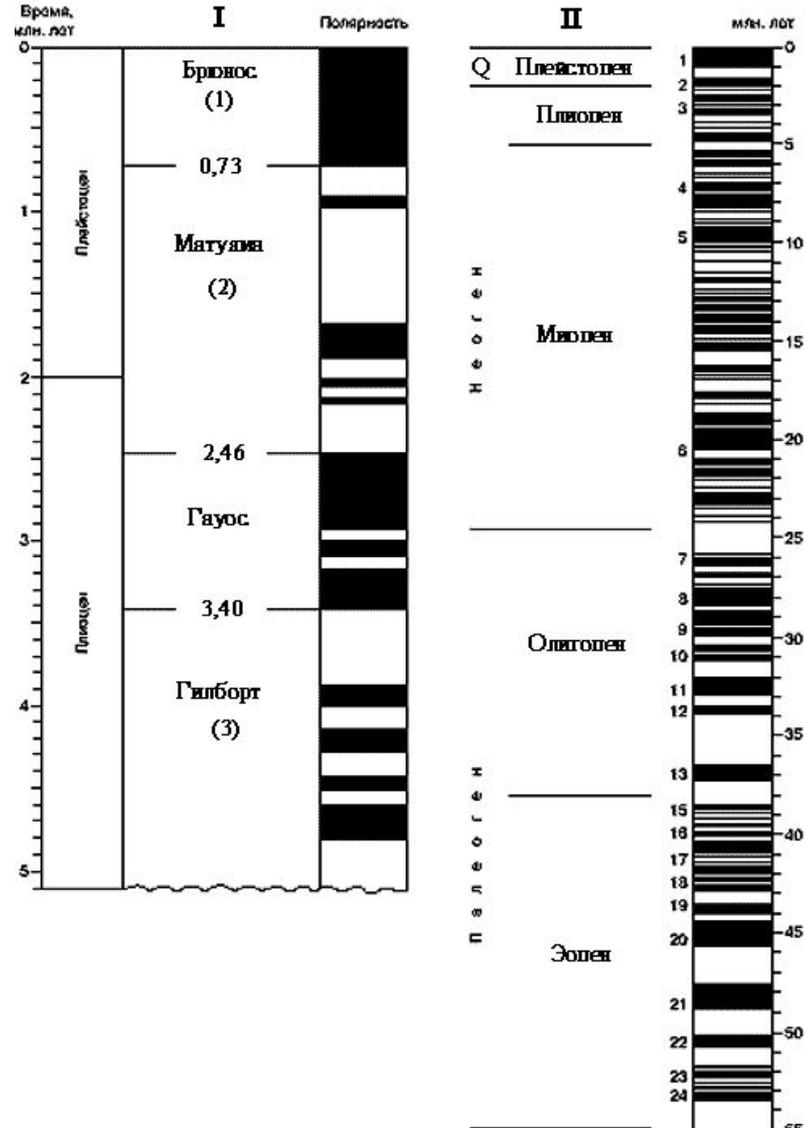
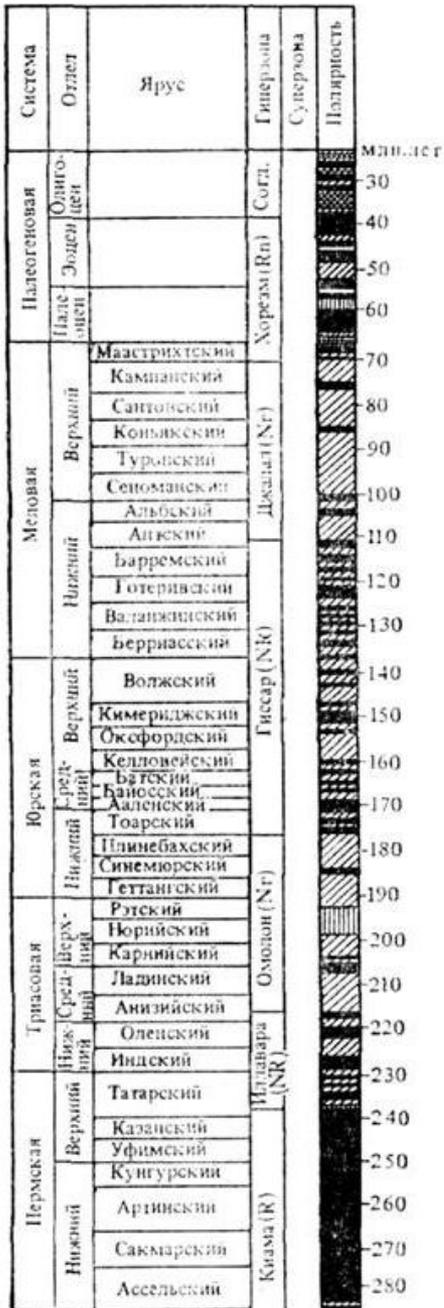
- $\sin(\Lambda - \lambda) = \cos\phi_M \sin D / \cos\Phi$  ,

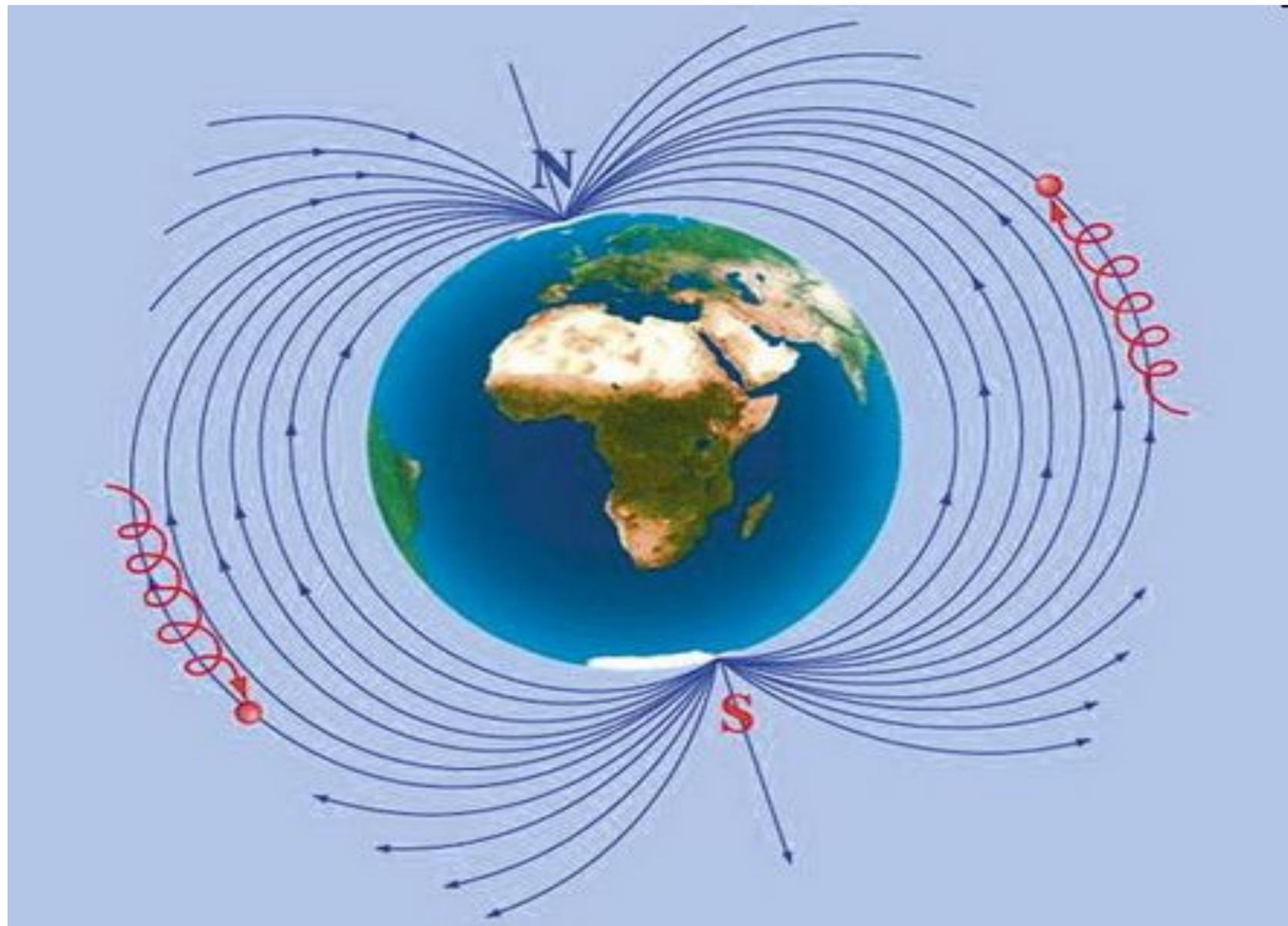
где  $\phi_m$  – геомагнитная широта в точке наблюдения:

Как дипольная, так и недипольная составляющие геомагнитного поля со временем меняются по направлению и интенсивности. Это явление получило название *вариаций геомагнитного поля*.

Периоды вариаций изменяются от миллионов лет до долей секунд. Причины длиннопериодных вариаций связывают с процессами, идущими в глубоких недрах Земли, а короткопериодных – с процессами, протекающими в ее магнитосфере.

# Инверсии магнитного поля





- Магнитное поле измеряют со спутника, выведенного на заданную орбиту, с которой, как считается, уже неощутимы эффекты неоднородной намагниченности земной коры. Это поле рассматривают в качестве нормального (главного) и вычитают из полного геомагнитного поля, измеряемого на земной поверхности. Полученное в остатке поле считают ***аномальным***.

- При работе с аномальным магнитным полем единица индукции в системе СИ – тесла (Тл), оказывается неудобной, поэтому на практике используют дробную единицу нанотесла,

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

Существуют три геомагнитных поля, образованных разными источниками.

- Первое - главное, или нормальное (в пределах  $20-60 \cdot 10^3$  нТл), генерируемое токами в жидкой части ядра Земли. Расположение именно его силовых линий фиксируют компасы.
- Второе - переменное, оно порождается токами в ионосфере и магнитосфере. Типичное его проявление - магнитные бури. Для умеренных широт значения солнечно-суточных вариаций  $\sim 30$  нТл, а возмущенных (магнитных бурь)  $100-1000$  нТл.
- И наконец - аномальное. Последнее существует благодаря намагниченности земной коры по всей ее толщине ( $\sim 40$  км),

Намагниченность, созданная современным геомагнитным полем, называется **индуцированной (или современной)** и обозначается  $J_i$ . Ее направление в любой точке Земли может быть определено обратным пересчетом по формулам (1.5.4) – (1.5.6). Интенсивность (амплитуда) индуцированной намагниченности целиком зависит от магнитной восприимчивости породы  $\chi$  - определяется содержанием в горной породе ферромагнитных минералов. Эмпирическим путем получены соотношения определяющие магнитную восприимчивость горных пород:

$$\chi = 1,185\rho$$

для магматических пород, где  $\rho$  – объемная доля ферромагнитных минералов, и ,

$$\chi = 0,033v^{1,33}$$

для метаморфических пород, где  $V$  – объемное содержание ферромагнитных минералов (в процентах).

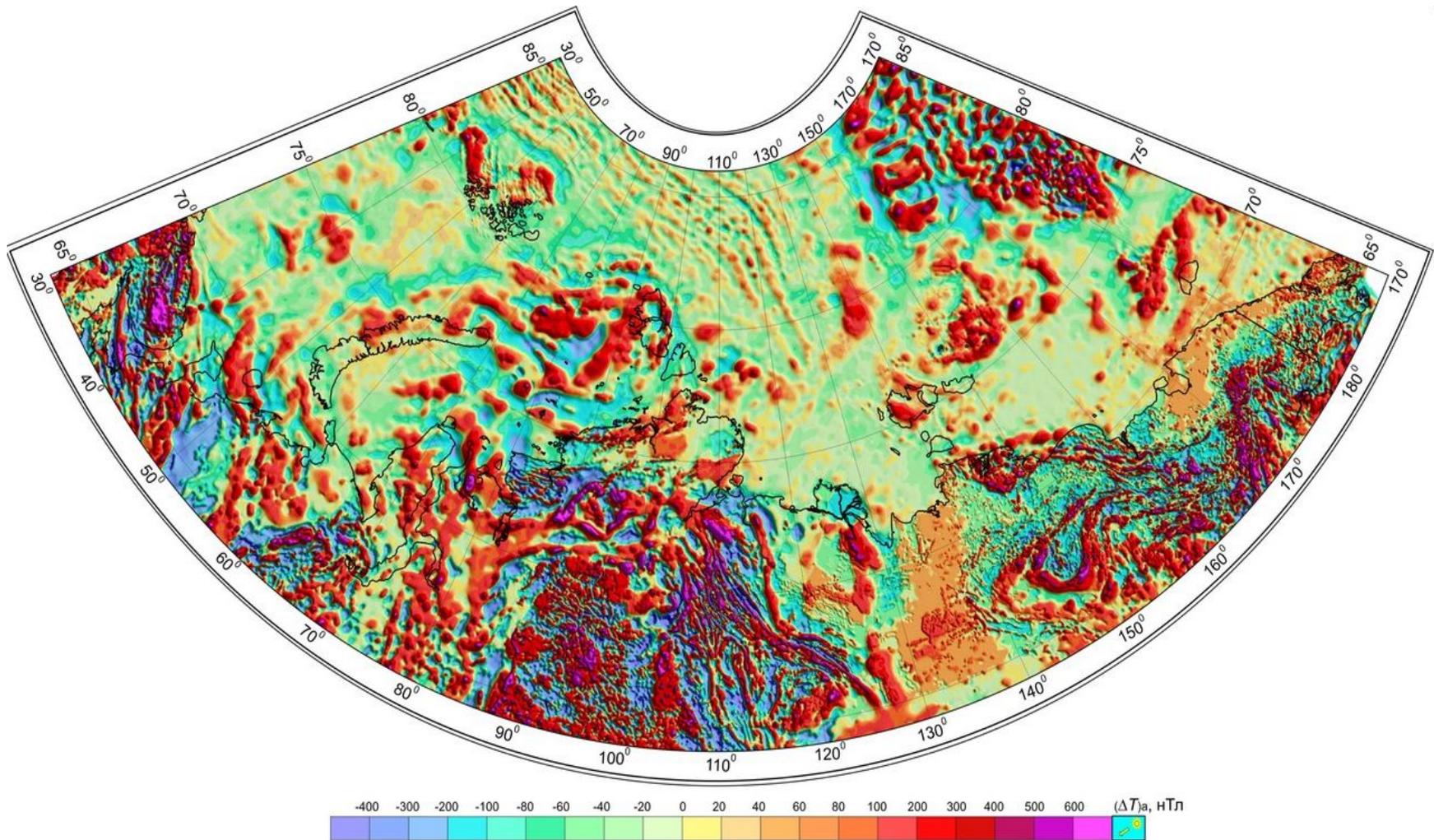


Рис. 2. Аномальное магнитное поле Российской Арктики.

- **Намагниченность** остаточная, намагниченность  $J_r$ , которую имеет ферромагнитный материал при напряжённости внешнего поля, равной нулю. Н. о. зависит как от магнитных свойств материала, так и от его магнитной предыстории — характера предыдущих воздействий на него магнитного поля

кристаллизации.

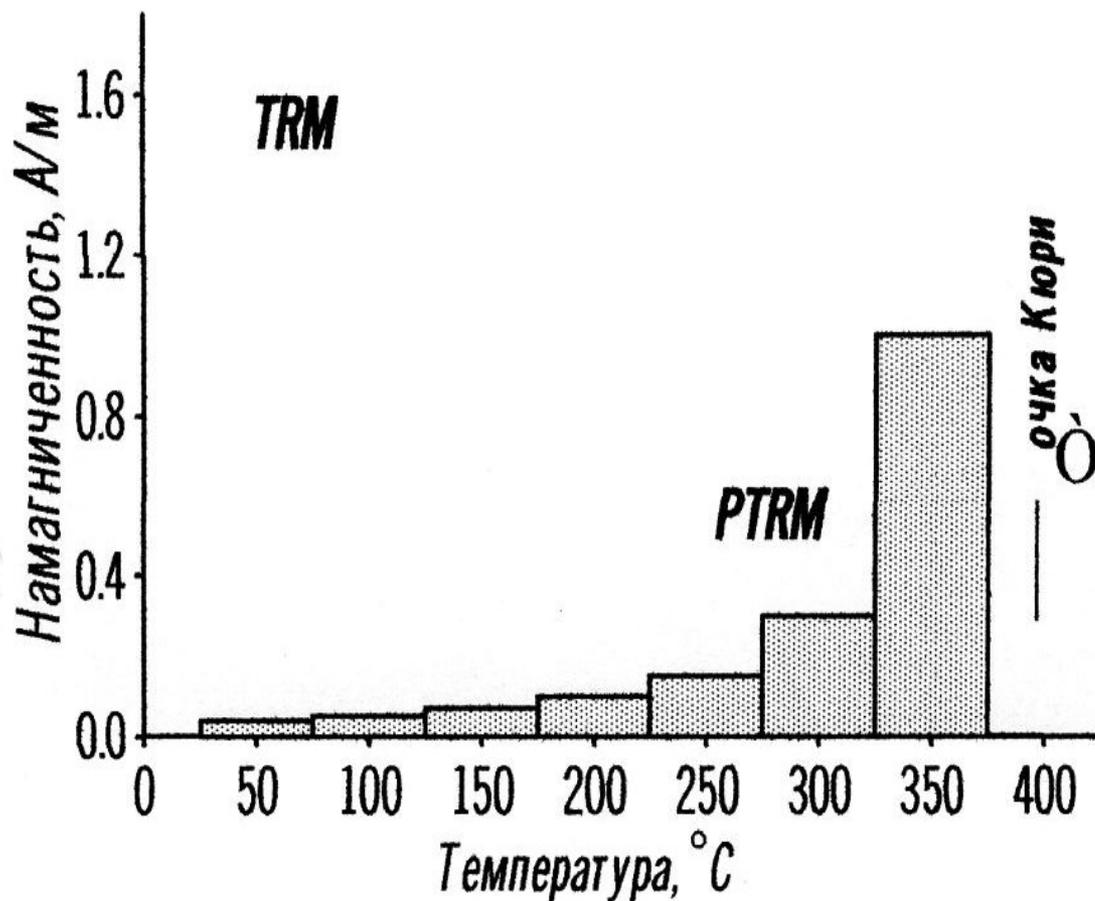
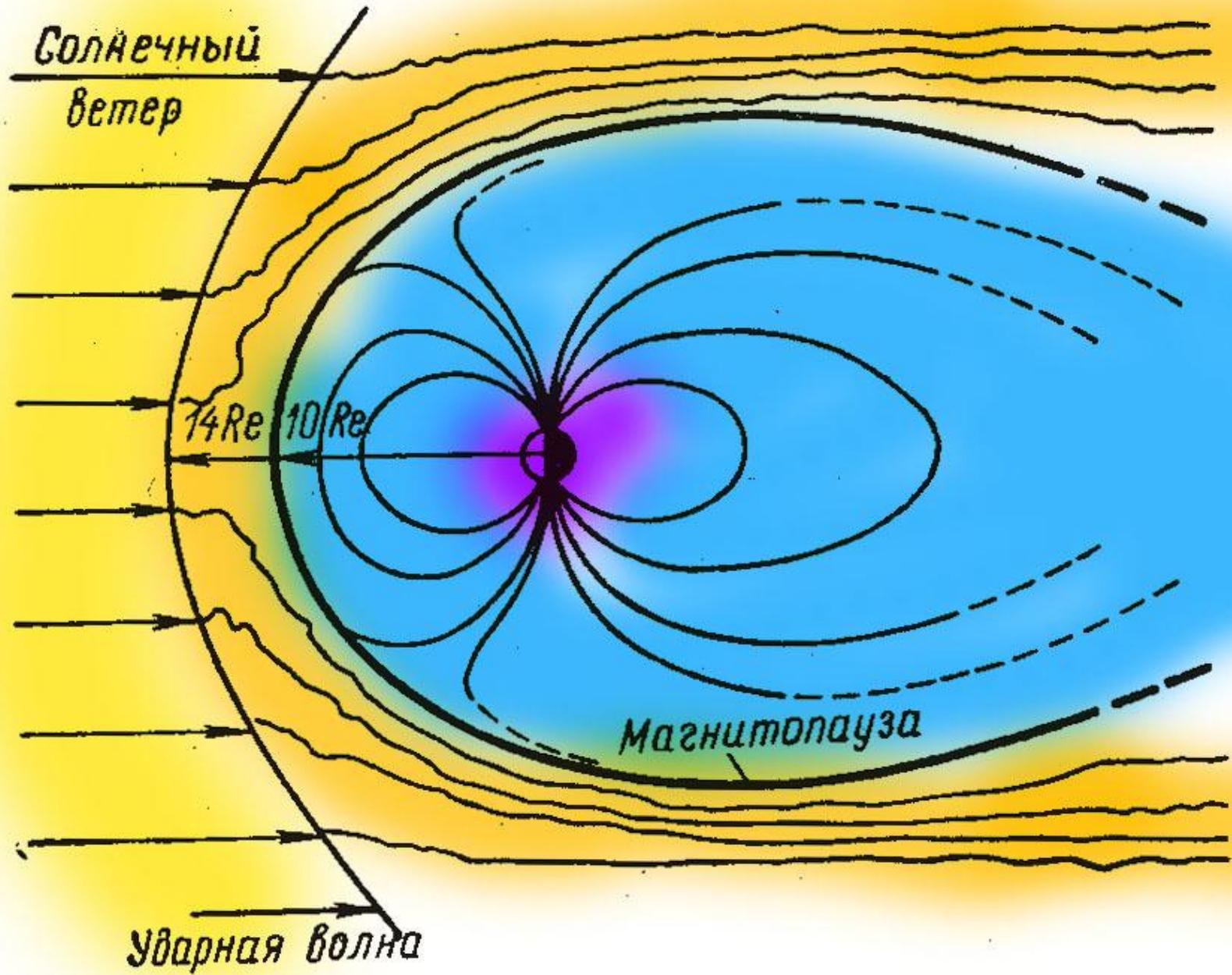
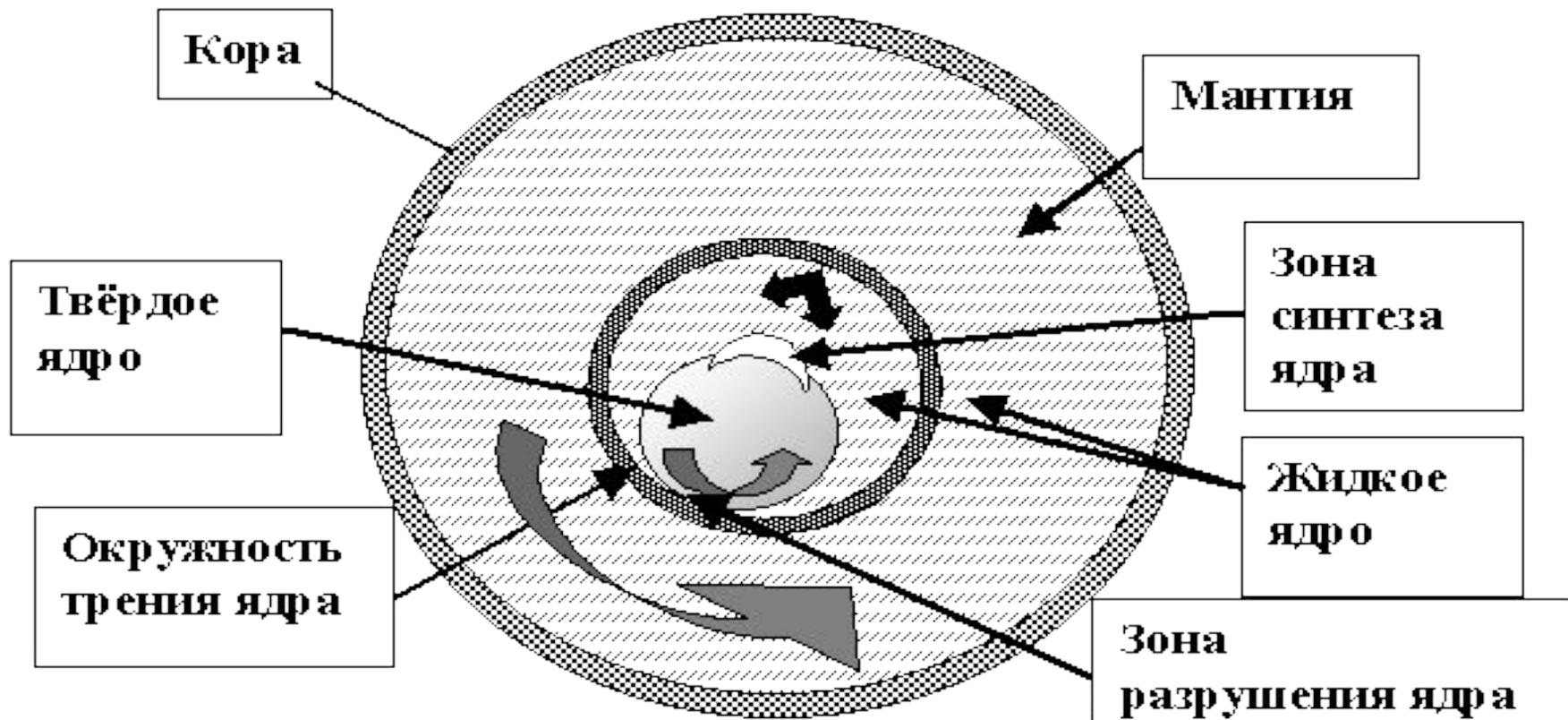


Рис. 1.5.3. Процесс приобретения горной породой термоостаточной намагниченности.





- В 1947 г. советский физик *Я. И. Френкель* совсем иначе объяснил образование магнитного поля в Земле. Он предположил, что вещество земного ядра обладает электрической проводимостью и совершает вихреобразные перемещения. Если имеется какое-то небольшое начальное магнитное поле, то земное ядро будет представлять собой некое подобие генератора электрического тока: движение проводника в магнитном поле приведет к возникновению электрического тока, а электрический ток вызовет магнитное поле, которое будет складываться с первоначальным и усилит его