

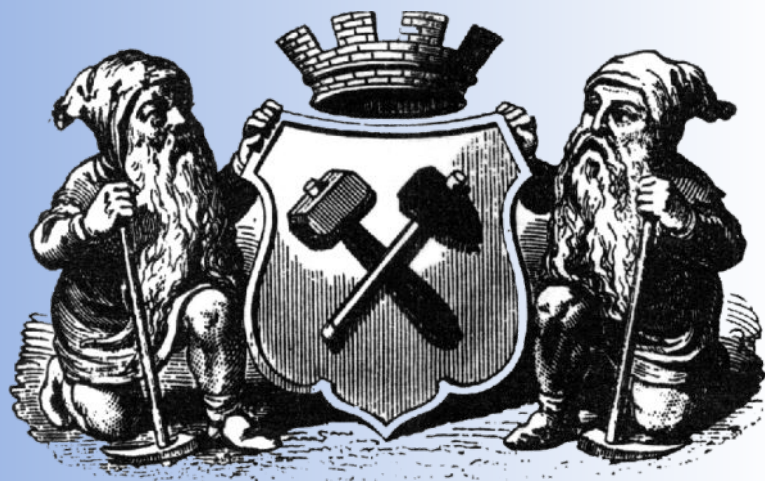


НАЦИОНАЛЬНЫЙ
МИНЕРАЛЬНО-СЫРЬЕВОЙ УНИВЕРСИТЕТ
“ГОРНЫЙ”

ОСНОВЫ ГЕОФИЗИКИ

ЗАНЯТИЕ №7

Геотермия



ЛАЛОМОВ Дмитрий Александрович

Геотермия - раздел геофизики, изучающий тепловое состояние, распределение температуры, её источники в недрах Земли, а также тепловую историю Земли.



История развития геотермии

- 73 год до н.э. Плиний наблюдал за извержением Везувия
- Начало XVII века Галилей изобрел термометр
- Р.Бойль и М.В. Ломоносов производили измерения температуры в шахтах. Ломоносов писал “О вольном движении воздуха в рудниках примеченном”
- XVIII век. Академик Гмелин обнаружил вечную мерзлоту. Паланс нашел экзогенную геотермическую аномалию на Южном Урале. Лаксман измерил температуру горячих источников на Байкале.
- 1868 г. Британская научная ассоциация организовала сбор и систематизацию данных исследований геотермического градиента и теплового потока.
- XIX век. Развитие геотермии в шахтном строительстве.
- XX исследование альтернативных источников энергии



Теоретическая геотермия рассматривает проблемы связанные с происхождением источников тепла, условиями теплопередачи в недрах Земли, фазовым состоянием отдельных геосфер, геодинамической эволюцией литосферы и астеносферы, соотношением между тепловым и другими геофизическими полями.

Региональные геотермические исследования.

- Измерение температурных режимов различных территорий.
- Составление геотермических карт.

Прикладные геотермические исследования.

- Терморазведка рудных, нефтегазовых, геотермальных месторождений
- Возможность использование глубинного тепла для энергетики, коммунального и сельского хозяйства



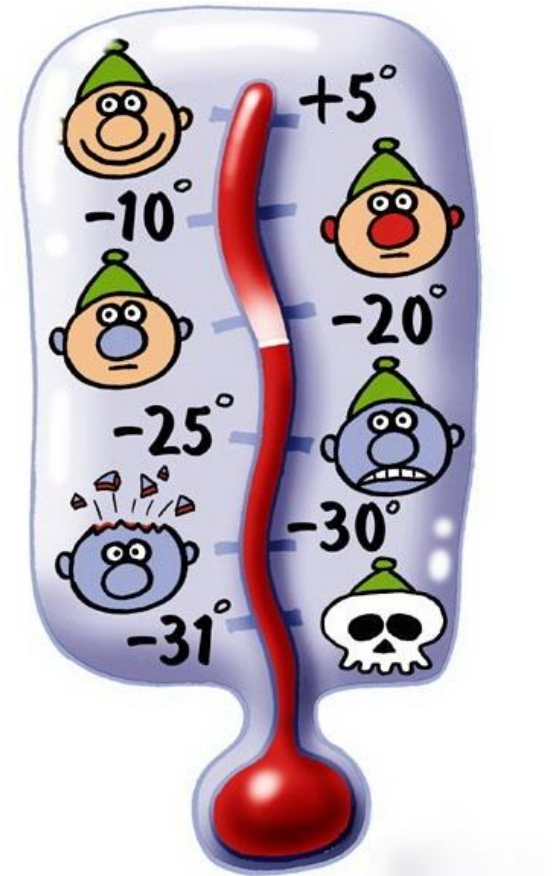
Температура

Молекулярно-кинетическая

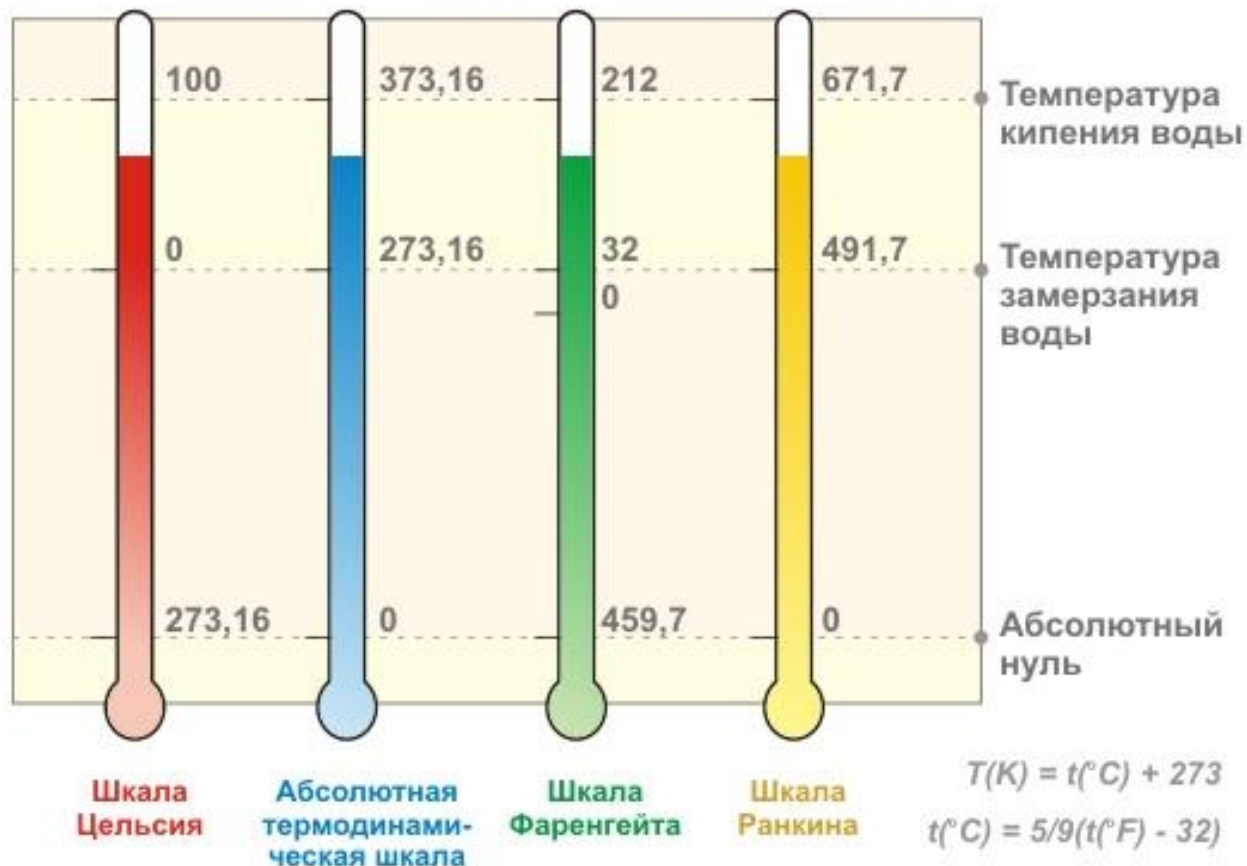
- это физическая величина, характеризующая интенсивность хаотического теплового движения молекул

Термодинамическая

- это величина, обратная изменению энтропии (степени беспорядка) системы при добавлении в нее единичного количества теплоты



Температура. Единицы измерения.



Тепло

- Это одна из форм энергии.
- В системе СИ измеряется в Джоулях [Дж].
- Чтобы нагреть 1 литр воды от 0 до 100 градусов С требуется 420 000 Дж тепловой энергии.
- Всегда распространяется от нагретых областей к холодным.



Теплоперенос в Земле

- Если разные участки Земли имеют разную температуру, то между этими участками происходит теплоперенос. И наоборот.

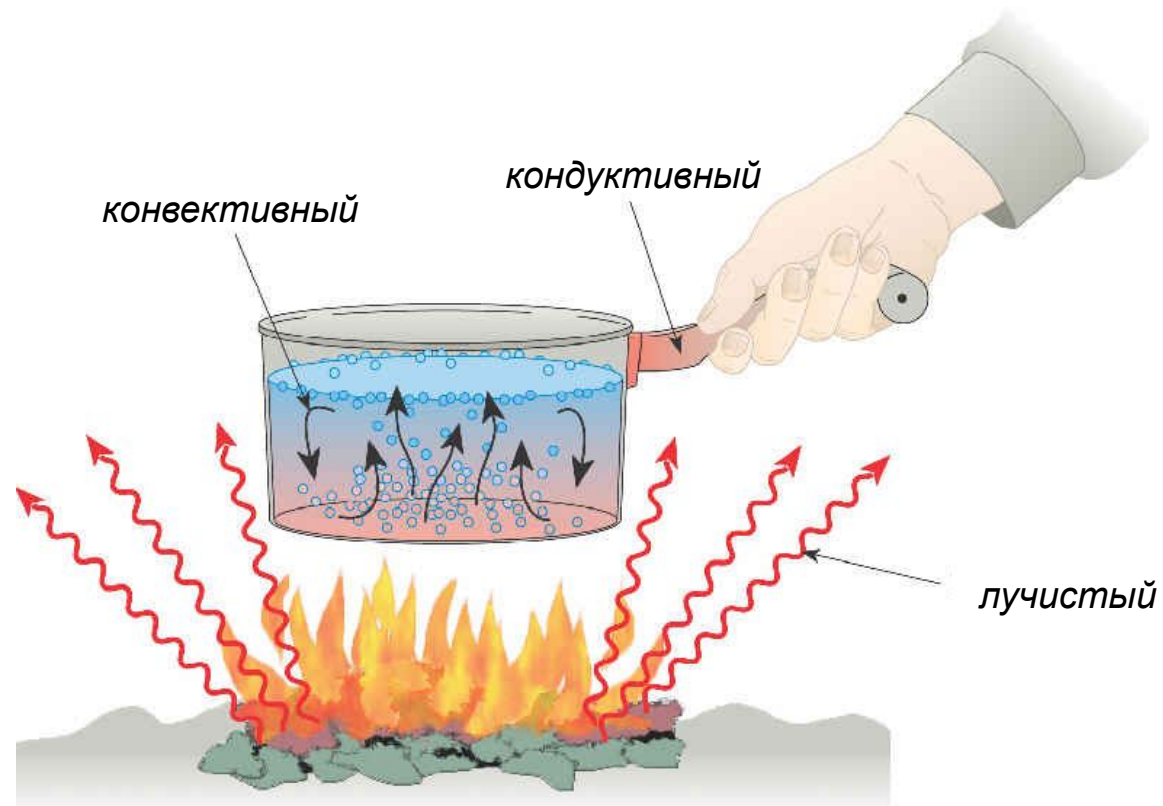
Геотермический градиент – это скорость увеличения температуры с глубиной.

- Для земной коры геотермический градиент составляет 25-30 °C на 1 километр.
- Однако, этот градиент не справедлив на больших глубинах, иначе на глубине 100 км мы бы имели температуру 25000C, что выше температуры плавления всех известных пород. По сейсмическим данным Земля на этих глубинах твердая. Т.о. температурный градиент уменьшается с глубиной.



Три механизма теплопереноса

- Лучистый
- Кондуктивный
- Конвективный

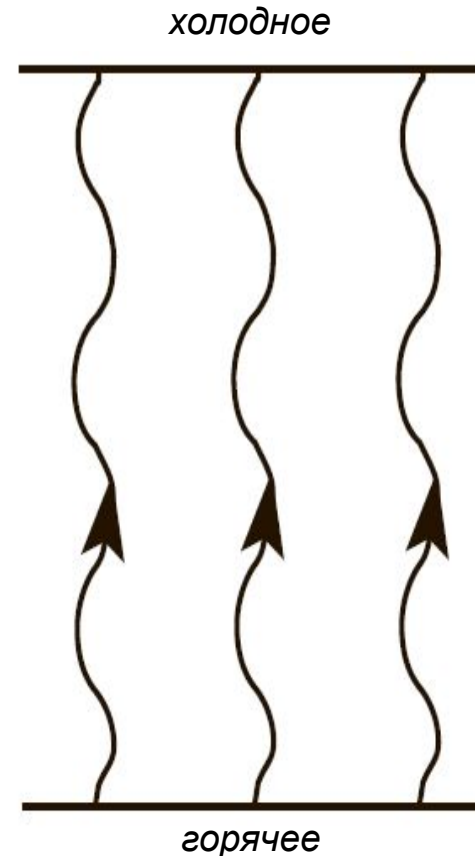


Лучистый теплоперенос

Перенос энергии электромагнитным излучением.

Пример - перенос энергии от Солнца

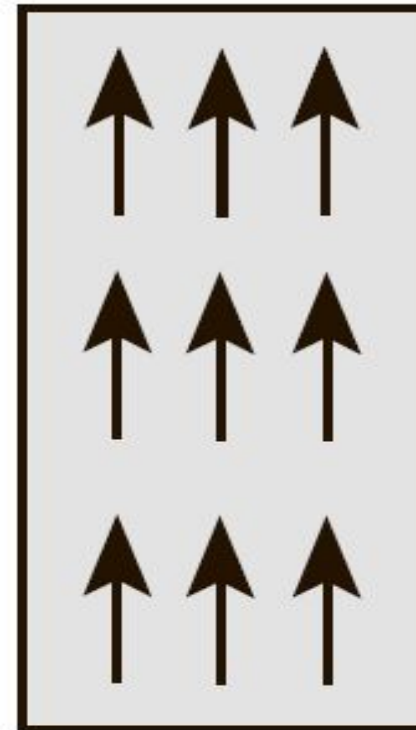
В вакууме теплопередача только через излучение. В звездах, где температура достигает десятки – сотни млн. $^{\circ}\text{C}$ преобладает этот механизм передачи энергии. Для Земли механизм не актуален, хотя при температурах 2000-30000 $^{\circ}\text{C}$ в некоторых силикатах процесс, возможно, имеет не меньшее значение, чем кондуктивный перенос.



Кондуктивный теплоперенос

- Передача энергии при столкновении между молекулами.
- Молекулы нагретого участка среды движутся чаще.
- Они передают кинетическую энергию более медленным молекулам холодного участка.
- Которые начинают двигаться быстрее и участок среды нагревается.

холодное



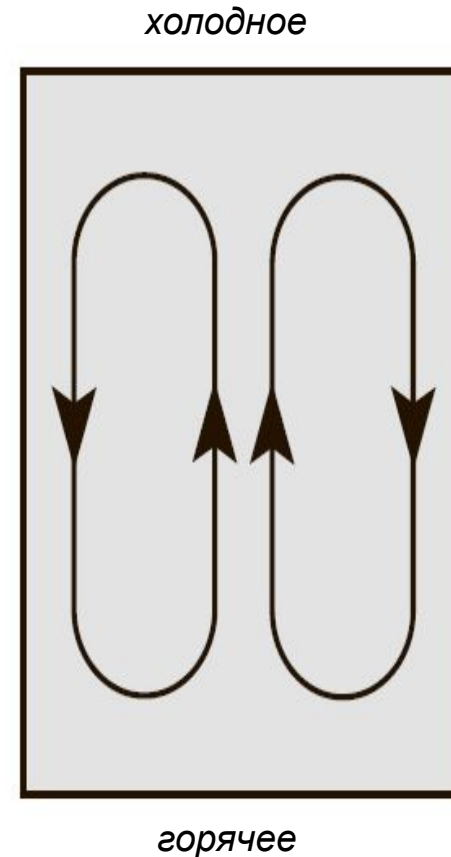
горячее



Конвективный теплоперенос

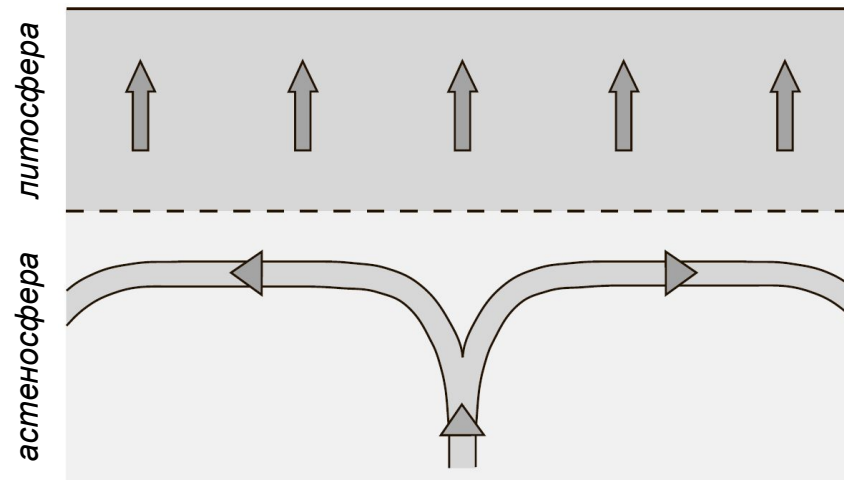
- Связан с движением среды как целого.
- Горячая жидкость втекает в холодную, нагревает ее, и, наоборот, холодная жидкость, втекающая в горячую, охлаждает последнюю

При кондуктивном механизме тепло передается, а при конвективном переносится.



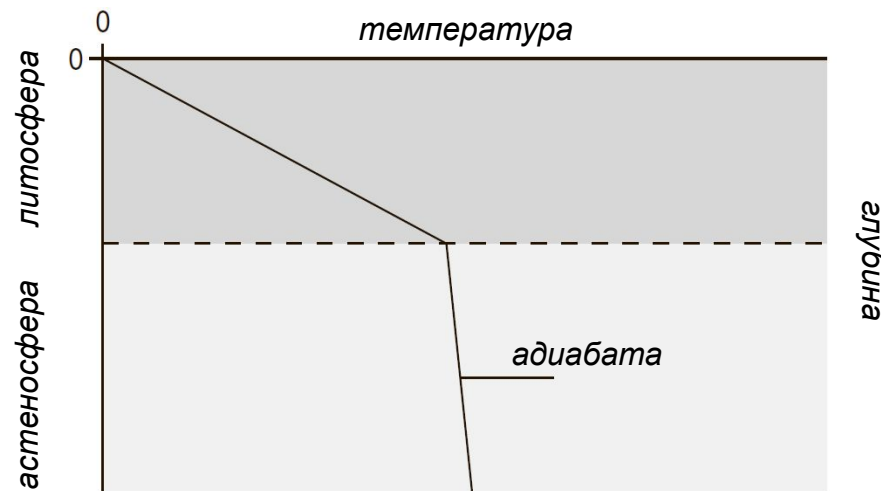
Конвекция и кондукция внутри Земли

- В составе верхних оболочек Земли выделяется твердая **литосфера** и горячая **астеносфера**, которая медленно течет.
- Тепло, поступающее из глубины Земли, в астеносфере транспортируется главным образом конвективным путем.
- Достигая литосферы тепло перемещается путем кондукции.
- В пределах астеносферы температурный градиент резко падает до $1-2\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{км}$.
- Конвекция локально проявляется в литосфере – т.н. диапиры – подъемы менее плотной магмы.
- Термальная конвекция проявляется при нагреве подземных вод горячими интрузиями.



Изменение температуры с глубиной

- При подъеме мантийного вещества происходит снижение давления вышележащих пород
- Разогретые участки мантии при снижении давления увеличиваются в объеме, что ведет к их охлаждению.
- Такой процесс в физике называется **адиабатическим**, т.к. среда не получает и не отдает тепловой энергии.
- Геотермический градиент в мантии является адиабатическим и составляет $0.5^{\circ}\text{C}/\text{км}$.
- Кривая изменения температуры с глубиной называется **геотермой**.



Тепловой поток и его плотность

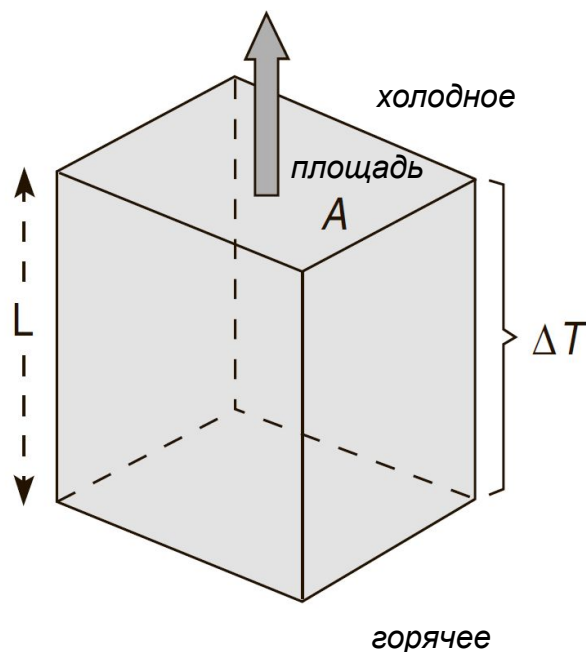
Тепловой поток Q – это количество тепла, уходящего из Земли через ее поверхность за единицу времени.

Плотность теплового потока – тепловой поток, проходящий через 1 квадратный метр (Вт/м²).



Измерение теплового потока

- Количество тепла (тепловой поток - Q), переносимое через блок пород рассчитывается по разнице температур (T) подошвы и кровли, длине блока (L), площади его сечения (A) и значению теплопроводности (λ) с использованием уравнения тепловой кондукции.



Уравнение
тепловой кондукции

$$Q = A \times \frac{\Delta T}{L} \times \lambda$$



Плотность теплового потока

- Из закона Фурье - количество тепла, проходящее через единичную площадь за единицу времени, прямо пропорционально геотермическому градиенту:

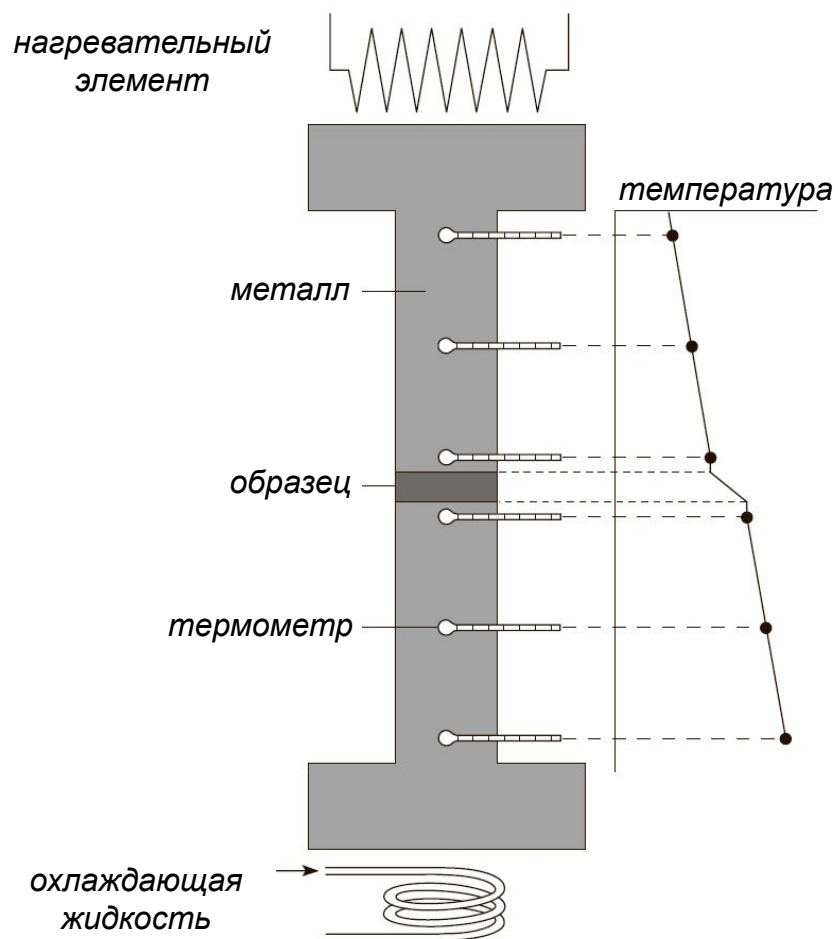
$$q = -\lambda \frac{dT}{dz}$$

где λ коэффициент теплопроводности (характеризует легкость, с которой тепло переносится через материал), а z – координата в направлении изменения температуры (ось z направлена к центру Земли). Знак “минус” отражает тот факт, что поток тепла направлен в сторону убывания температуры, из недр Земли к ее поверхности.

- dT измеряется на двух глубинах с использованием термометров
- λ измеряется в лабораторных условиях
- плотность теплового потока на поверхности Земли изменяется в пределах от 40 до 200 мВт/м²



Измерение теплопроводности в лабораторных условиях



Коэффициенты теплопроводности (удельная теплопроводность) некоторых пород

<i>Порода</i>	<i>Удельная теплопроводность (Вт/(м*°С))</i>
Глина	1.2-3
Песчаник	1.5-4.2
Известняк	2-3.4
Базальт	1.3-2.9
Гранит	2.4-3.8
Габбро	1.9-2.3
Перидотит	2.3-3
Пироксенит	4.1-5
Гнейс	2.1-4.2
<i>Железо</i>	<i>80</i>



Структура теплового потока на континентах и в океанах

- q_c по континентам составляет 56.5 мВт/м² (площадь $S=2 \cdot 10^{14}$ м²)
- q_o по океанам составляет 102.2 мВт/м² (площадь $S=3.1 \cdot 10^{14}$ м²)

Полный тепловой поток Q из недр Земли получается суммированием плотности континентального и океанического тепловых потоков на площади континентов и океанов:

$$Q = S_c q_c + S_o q_o = Q_c + Q_o = 4.3 \cdot 10^{13} \text{ Вт}$$

Среднее значение плотности глобального теплового потока $q_{\text{ср}}=84 \text{ мВт/м}^2$

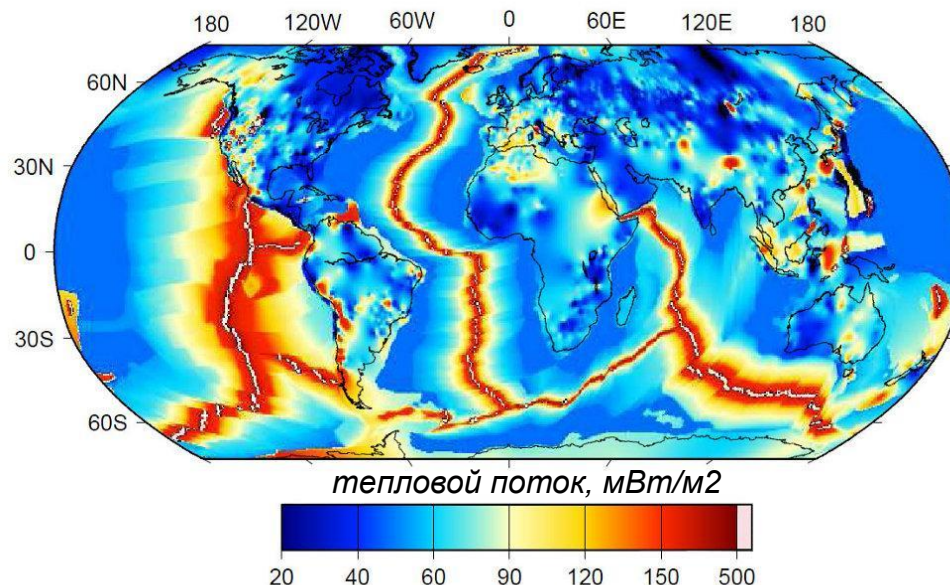
На континентах и в океанах средняя величина и структура теплового потока резко отличаются.



Континентальный тепловой поток

- 40-50% - радиогенное тепло
- 0-30% - остаточное тепло (в зависимости от возраста коры)
- 20-50% - мантийное тепло (гравитационная дифференциация в мантии и ядре Земли)

Распространяется преимущественно кондуктивным путем



Океанический тепловой поток

- 99% - мантийное происхождение

Распространяется конвективным путем через рифтовые зоны СОХ



Плотность теплового потока в Земной коре

$$q_{cr} = \rho_c \cdot h_c \cdot H_c$$

где ρ_c – плотность коры, h_c – мощность коры, H_c – радиогенная теплогенерация на единицу массы (тепловая энергия, производимая единичной массой горной породы за единицу времени).



Для океанской коры :

ρ_c – 2900 кг/м³;

h_c – 6км;

H_c – 2.6E-11 Вт/кг (низкое содержание радиоактивных элементов)

$$q_{cr} = \rho_c \cdot h_c \cdot H_c$$

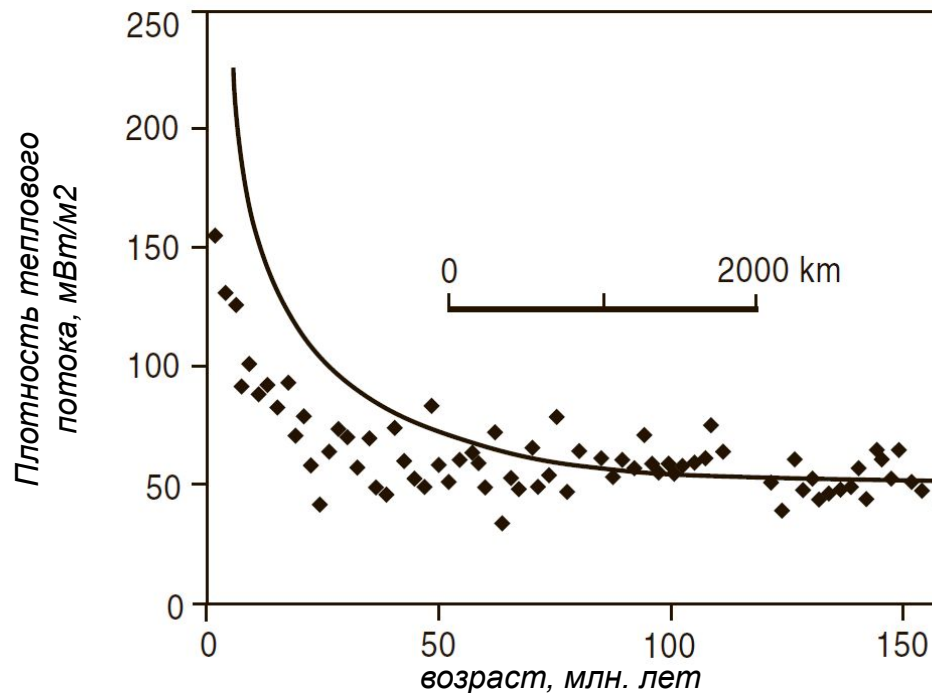
$q_{cr} = 0.45 \text{ мВт/м}^2$ - полученная величина мала по сравнению со средней плотностью океанского теплового потока **102.2 мВт/м²**

Это значит что собственные источники тепла не дают заметного вклада в океанский поверхностный тепловой поток. Его источником является глубинное тепло из мантии.



Тепловой поток в срединно-океанических хребтах (СОХ)

- В океанах основной вынос тепла происходит через рифтовые зоны СОХ, где горячая астеносфера наиболее близко подходит к поверхности
- При удалении от рифтовой зоны СОХ и увеличении возраста океанской литосферы происходит снижение плотности океанского теплового потока



Для континентальной коры :

ρ_c – 2700 кг/м³;

h_c – 35км;

H_c – 9.6E-10 Вт/кг (высокое содержание радиоактивных элементов)

$$q_{cr} = \rho_c \cdot h_c \cdot H_c$$

$q_{cr} = 91 \text{ мВт/м}^2$ - полученная величина значительно превышает среднюю плотностью континентального теплового потока **56.6 мВт/м²**

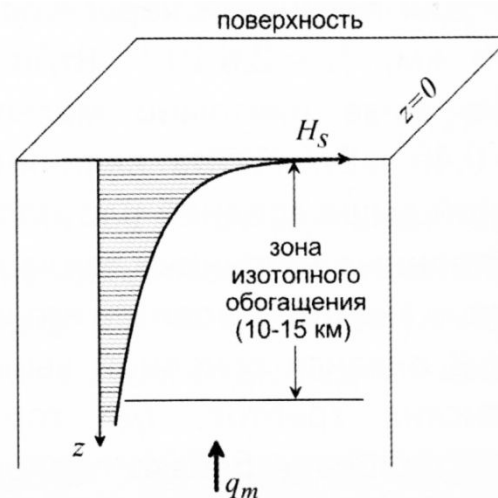
Это значит что концентрация радиоактивных элементов в континентальной коре должна понижаться с глубиной



Уменьшение радиогенного тепловыделения с глубиной

Радиогенное тепловыделение в континентальной коре уменьшается с глубиной по экспоненциальному закону

$$H_c = H_s e^{-(z/h_r)}$$



где H_s – радиогенное тепловыделение на поверхности ($z=0$), а h_r – характерный вертикальный масштаб убывания величины H с глубиной.

Мощность зоны изотопного обогащения в континентальной коре составляет в среднем 10-15 км. Ниже зоны изотопного обогащения тепловой поток обусловлен теплом из мантии.



Тепловой поток через поверхность континентальной коры

$$q_c = q_m + \rho H_s h_r$$

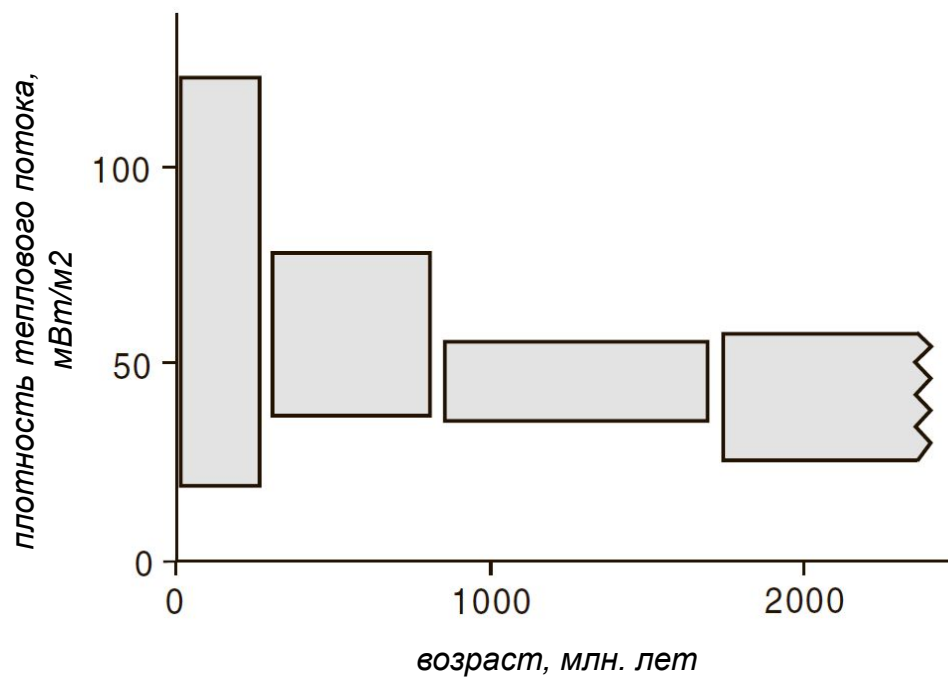
где q_m – тепловой поток через основание коры(зоны изотопного обогащения) из мантии

Таким образом, при экспоненциальном убывании содержания радиоактивных элементов в коре поверхностный тепловой поток является линейной функцией тепловыделения радиоактивных источников вблизи ее поверхности



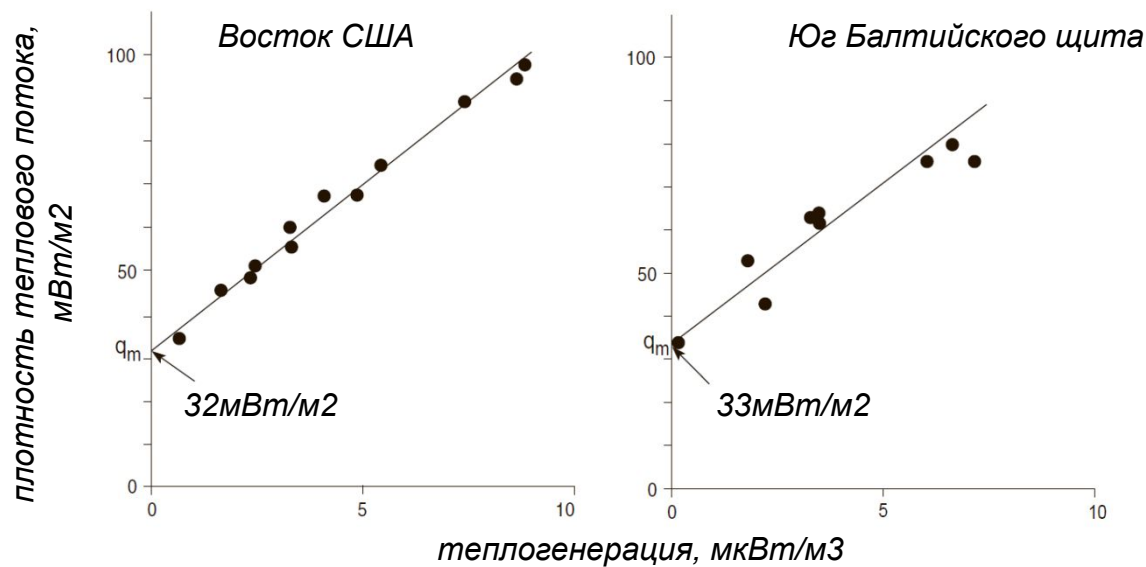
Плотность теплового потока и возраст континентальной коры

- **Остаточное тепло** – тепло от последних по времени термических возмущений.
- Наблюдается уменьшение средних значений плотности суммарного теплового потока с увеличением возраста континентальной коры.



Разделение корового и мантийного тепловых потоков

- Экспериментальные оценки плотности теплового потока лежат вблизи прямой
- Параметры этой прямой позволяют разделить вклад коровой и мантийной составляющих в суммарный тепловой поток континентов.

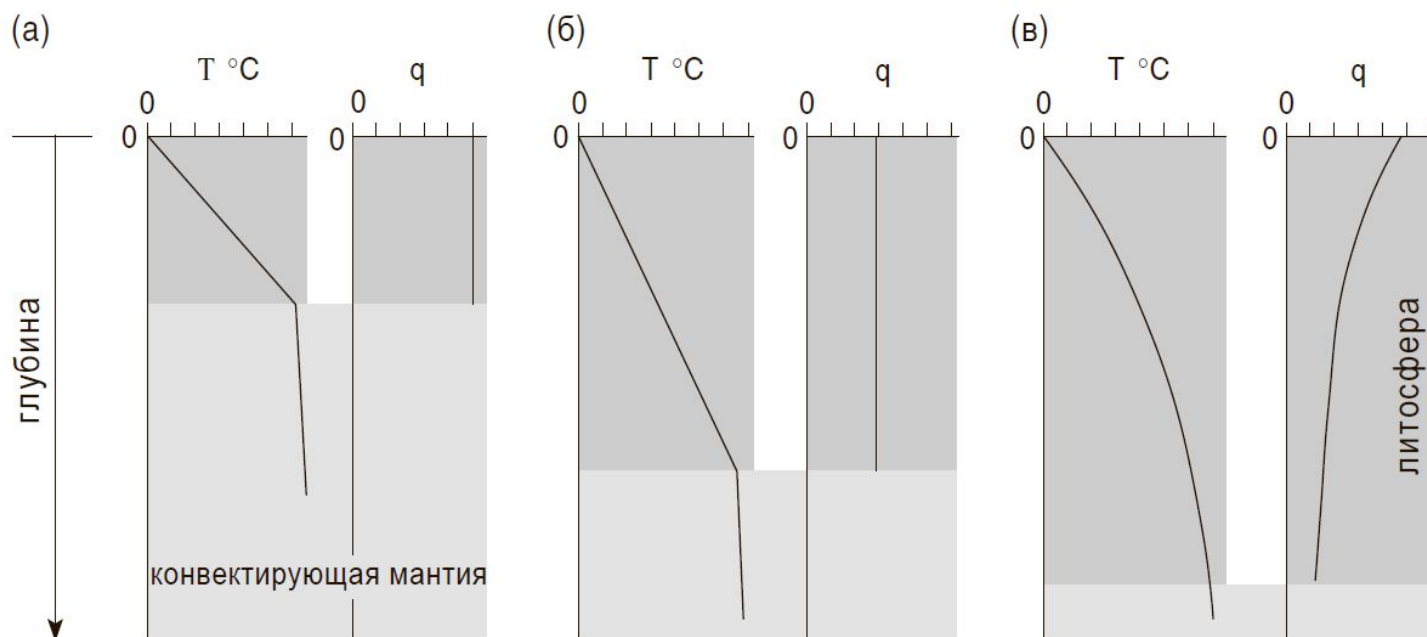
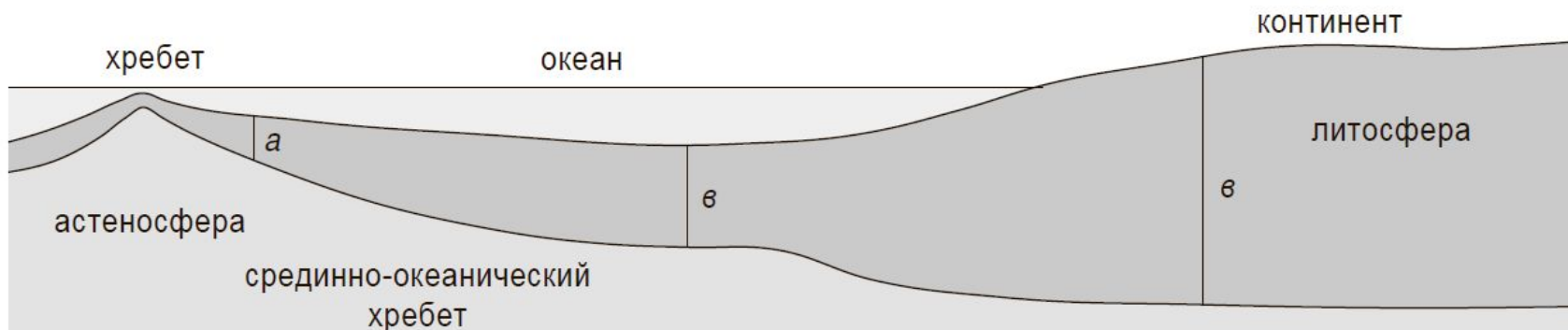


q_m – постоянный коэффициент (величина мантийного теплового потока)

Угол наклона - плотность теплового потока зоны изотопного обогащения



Сравнение геотермических режимов для разных областей Земли



Радиогенное тепло в Земле

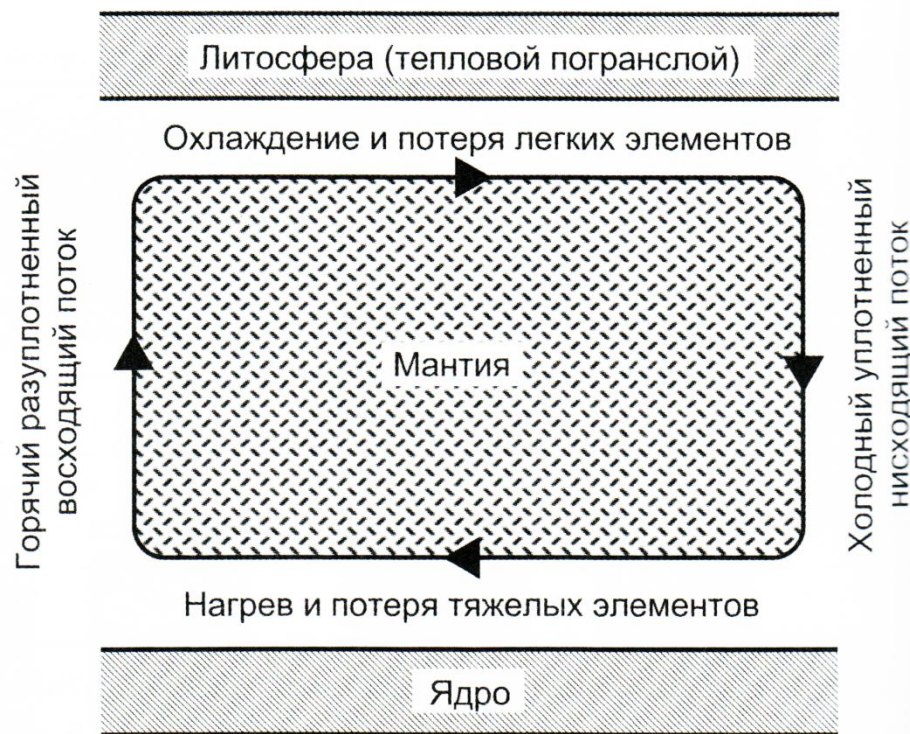
- **Кора** - в зоне изотопного обогащения содержатся долгоживущие радиоактивные изотопы ^{40}K , ^{235}U , ^{238}U , и ^{232}Th
- **Мантия** - в 200 раз обеднена радиоактивными изотопами по сравнению с корой. Однако объем мантии значительно превышает объем коры и поэтому она производит гораздо больше радиогенного тепла.
- **Ядро** - изотопы отсутствуют

<i>Оболочка</i>	<i>% объема Земли</i>	<i>Тип породы</i>	<i>Удельная теплогенерация, мВт/м²</i>	<i>% суммарного теплового потока Земли</i>
континентальная кора	0.7%	гранит и т.п.	0.55	10%
океаническая кора	0.2%	базальт и т.п.	0.03	0.15%
мантия	84%	перидотит	0.014	30%
ядро	16%	в основном железо	пренебрежимо мал	пренебрежимо мал
ВСЕГО				40%



Мантийная конвекция как основной источник земного тепла

Конвекция – движение вещества в поле силы тяжести, при котором относительно легкие участки мантии всплывают, а тяжелые и холодные – тонут.



Конвекция в мантии Земли генерирует 60% ее внутреннего тепла



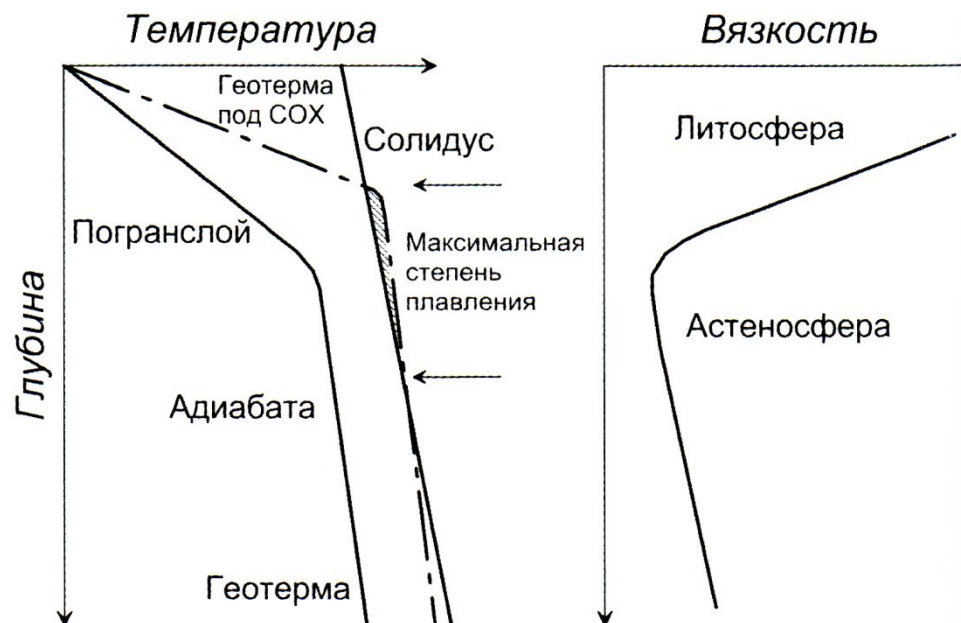
Историческая справка

- В 1862 году британский физик лорд Кельвин начал одно из выступлений на заседании Эдинбургского королевского общества с выпадов в адрес геологов и их методов определения возраста Земли.
- Кельвин утверждал, что Земля первоначально находилась в расплавленном состоянии, и считал «очевидным», что, если известны температура, при которой плавятся горные породы, и скорость, с которой они охлаждаются, можно рассчитать время, за которое образуется земная кора. По расчетам Кельвина возраст нашей планеты составил примерно 65 млн. лет.



Температура солидуса

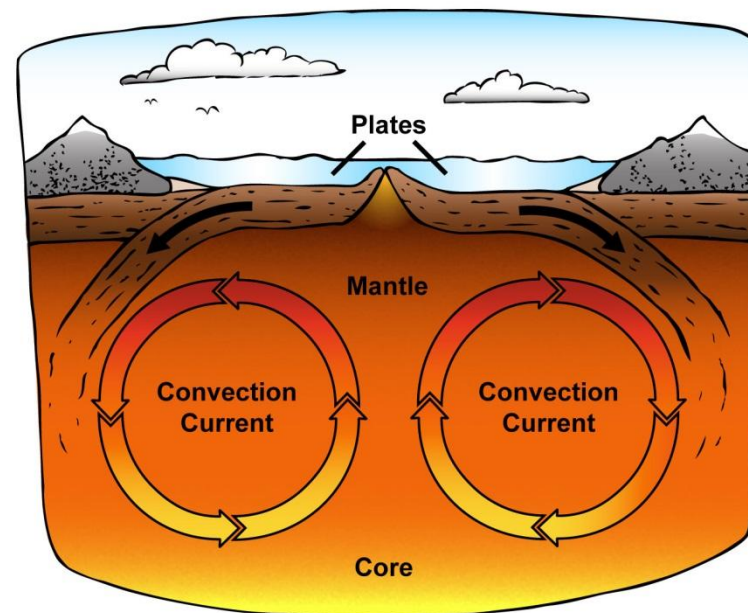
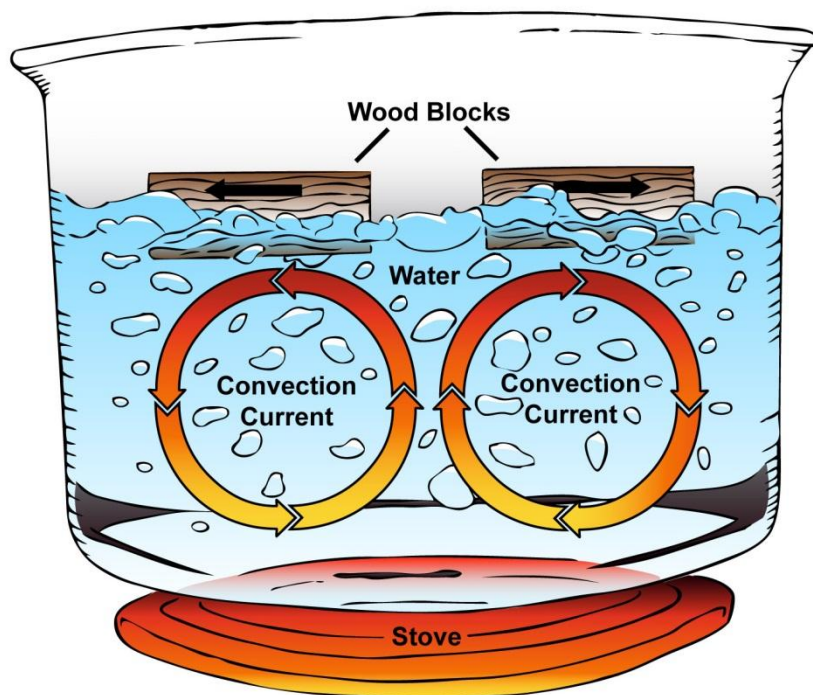
Температура перехода ультраосновных пород, из которых состоит мантия, в жесткое состояние (примерно 1300°C)



Минимум вязкости верхней мантии соответствует глубине максимального приближения мантийной геотермы к температуре солидуса



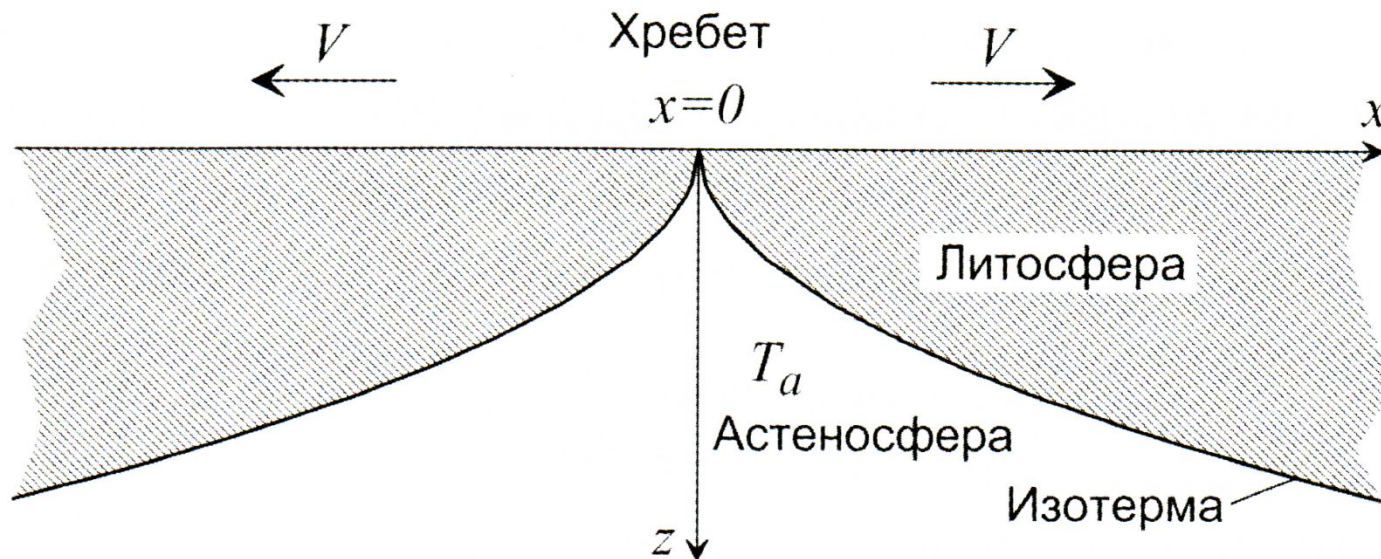
Механизм движения плит



литосферные плиты движутся по горизонтали в обе стороны от срединно-океанического хребта. По мере отодвигания от хребта литосфера утолщается, так как время ее остывания при этом увеличивается



Схема охлаждения и возраст океанской литосферы



Возрастом океанской литосферы принято считать количество времени t , которое требуется данному участку литосферы для того, чтобы отодвинуться с некоторой скоростью V от хребта на расстояние x , то есть $t=x/V$



Распределение температуры в океанской литосфере

Распределение температуры может быть найдено путем решения уравнения теплопроводности в двухмерном варианте:

$$V \frac{\partial T}{\partial x} = \frac{k}{\rho C_p} \frac{\partial^2 T}{\partial z^2}$$

$$T \rightarrow 0 \quad \text{при} \quad z \rightarrow 0$$

$$T \rightarrow T_a \quad \text{при} \quad z \rightarrow \infty \quad \text{и} \quad x \rightarrow 0$$

где:

k – коэффициент теплопроводности океанской литосферы

ρ – плотность океанской литосферы

C_p – теплоемкость океанской литосферы

T_a – температура астеносферы (является постоянной и равна 1500 °C)



Определение мощности океанской литосферы исходя из ее возраста

$$T(x, z) = T_a \operatorname{erf} \left[\frac{z}{2} \left(\frac{\rho C_p V}{kx} \right)^{\frac{1}{2}} \right] \quad \text{где} \quad \operatorname{erf}(y) \approx \frac{2}{\sqrt{\pi}} y \quad (\text{функция ошибок})$$

Для определения мощности литосферы ($z=H_l$) примем, что ее подошва соответствует солидусу мантийного вещества $T(x, y)=T_l=1300^\circ\text{C}$, а $t=x/V$

$$T_l = T_a \operatorname{erf} \left(\frac{H_l}{2\sqrt{\chi t}} \right) \quad \text{где} \quad \chi = \frac{k}{\rho C_p} \approx 10^{-6} \text{ м/с} \quad \begin{array}{l} \text{коэффициент} \\ \text{температуропроводности для} \\ \text{ультраосновных пород мантии} \end{array}$$

$$\frac{T_l}{T_a} = \operatorname{erf} \left(\frac{H_l}{2\sqrt{\chi t}} \right) = \frac{H_l}{\sqrt{\pi \chi t}} \Rightarrow H_l = \frac{T_l}{T_a} \sqrt{\pi \chi t}$$

$$H_l \approx 8.5 \sqrt{t}$$

Зная возраст литосферы легко определить ее мощность



Определение мощности океанской литосферы исходя из ее возраста

Поскольку океанская литосфера однородная по составу и почти не генерирует собственного тепла, ее можно считать тепловым погранслоем в мантии Земли. Мощность океанской литосферы пропорциональна квадратному корню ее возраста

с учетом мощности коры, которая примерно постоянна и составляет 6.5 км

$$H_l \approx 6.5 + 8.5\sqrt{t}$$

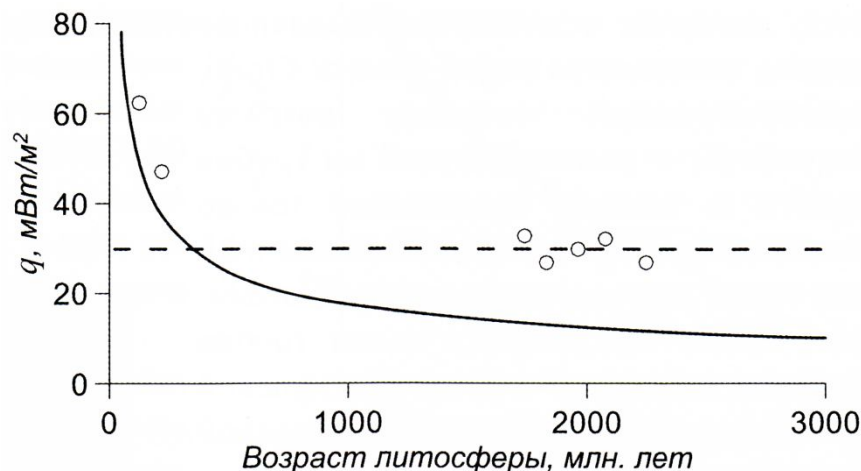
$$H_l \approx 6.5 + 8.5\sqrt{t}$$

Сопоставление геотермических расчетов с сейсмическими данными, позволяющими экспериментально определять мощность литосферы, показало их хорошую сходимость



Связь теплового потока с возрастом континентальной литосферы

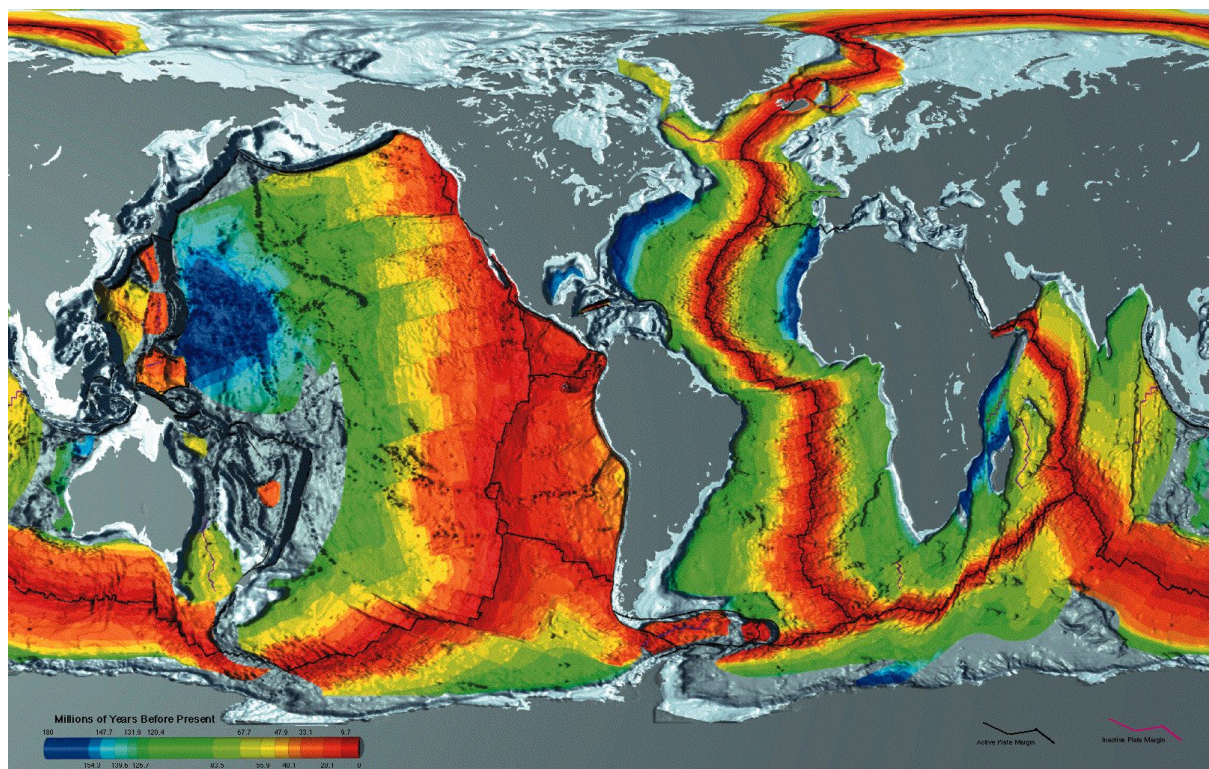
Значения приведенного теплового потока, полученные экспериментальным путем, для древней континентальной литосферы значительно выше, чем предсказывает теория охлаждения за счет кондуктивной теплопроводности



Этот факт свидетельствует о том, что к подошве континентальной литосферы подводится дополнительное тепло, выделившееся за счет радиоактивного распада и конвекции в мантии Земли. Именно это и не учитывал в своих расчетах лорд Кельвин.

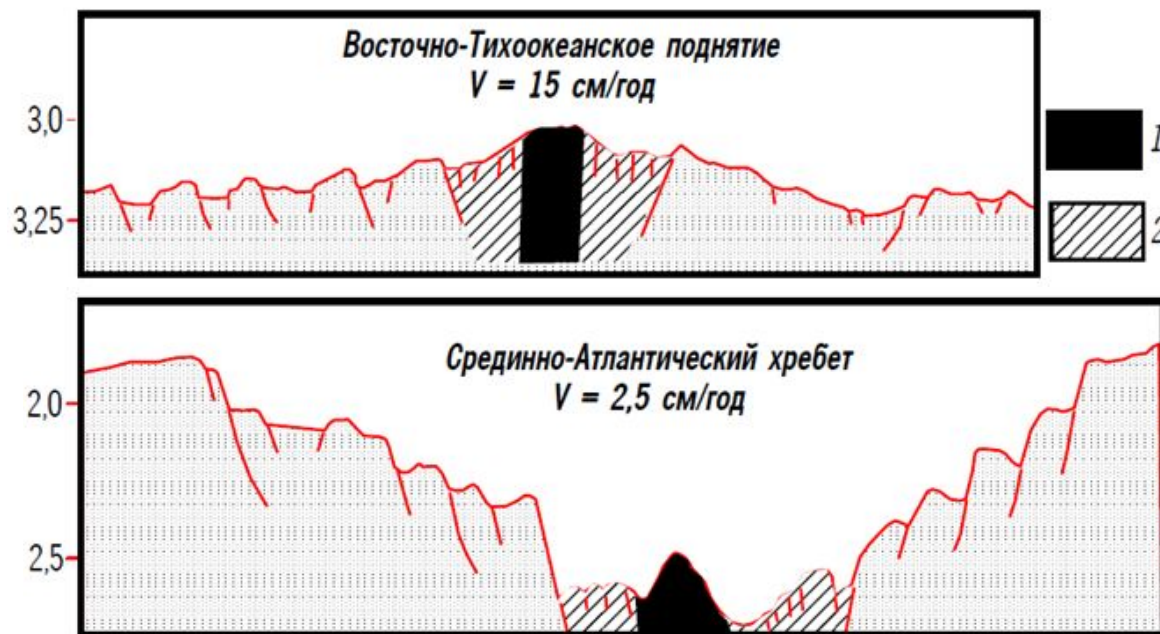


Срединно-океанический хребет (СОХ) - сеть хребтов, расположенных в центральных частях всех океанов. Возвышаются над абиссальными равнинами на 2—3 км. Общая протяжённость хребтов более 70 тыс. км. В этих структурах происходит образование новой океанической коры и процесс спрединга.



Морфология рифтовой зоны СОХ с различной скоростью спрединга

1 – область магматической активности; 2 – область тектонической активности.

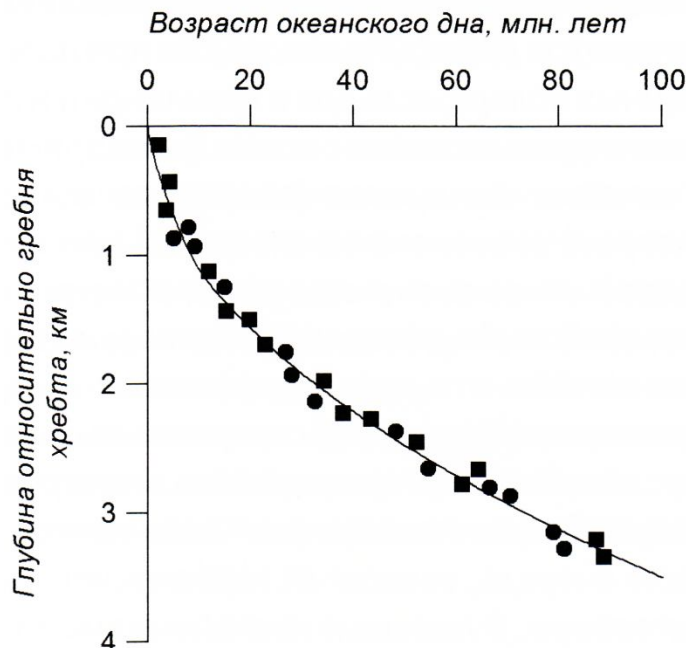


$$H \approx 0.35\sqrt{t}$$

где H увеличение глубины по сравнению с осью хребта, а t возраст океанической коры



Зависимость глубины океана относительно гребня СОХ



- Атлантический океан
- Тихий океан
- теоретический расчет по формуле

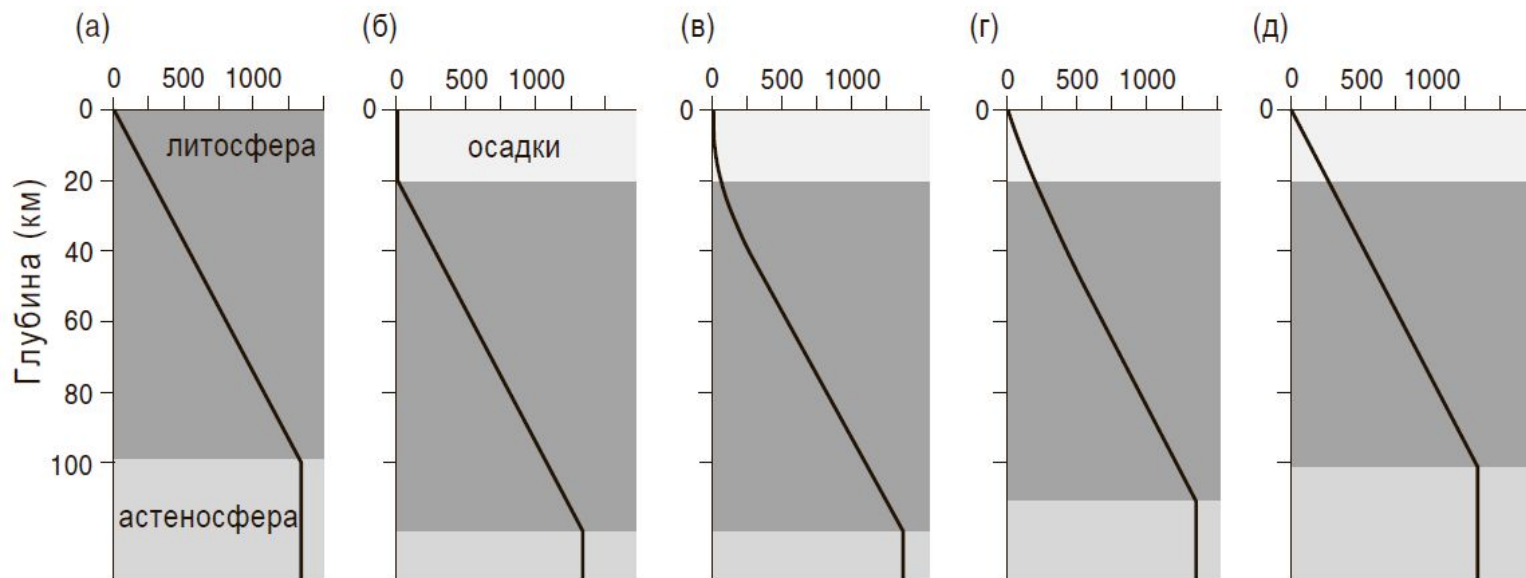
$$H \approx 0.35\sqrt{t}$$

Тепловой поток через океанское дно зависит от его возраста.

Следовательно прошлым геологическим периодам с относительно высокой скоростью спрединга и повышенным уровнем Мирового океана соответствовал больший средний тепловой поток через океанское дно



Изменение геотермического режима при формировании осадочного бассейна



а - в литосфере постоянный геотермический градиент

б - градиент в осадочном слое равен нулю, градиент в литосфере неизменен

в - повышение температуры нижней части осадочного слоя

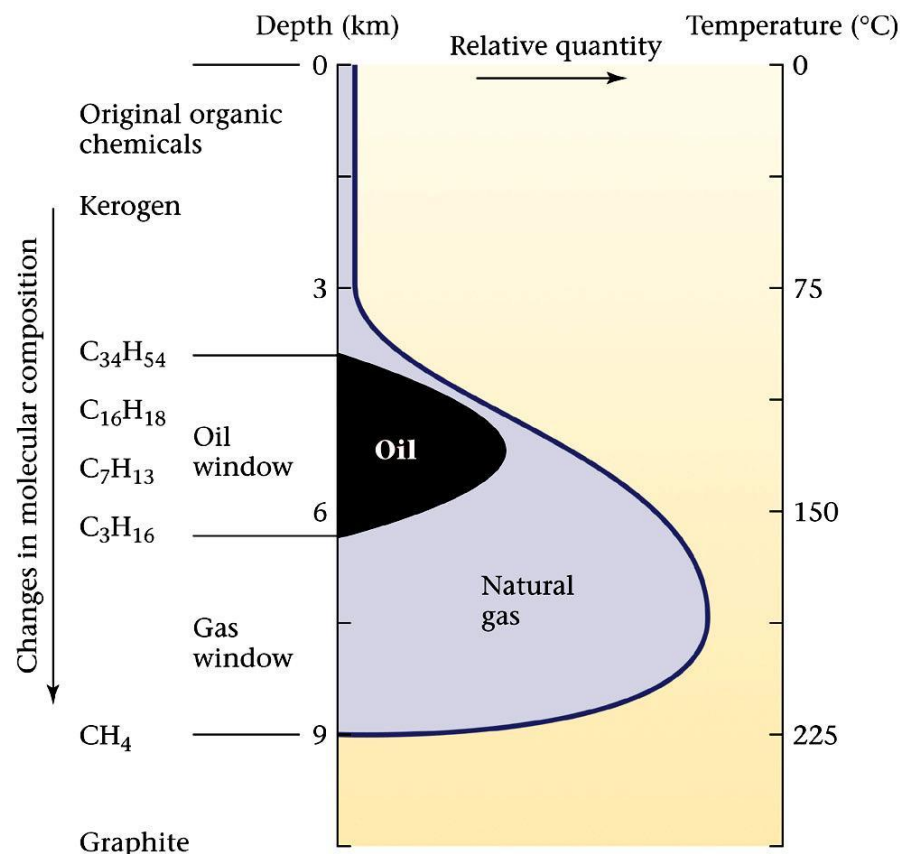
г - прогревание осадочного слоя (осадочный слой экранирует глубинное тепло)

д - термическое равновесие достигается поднятием подошвы литосферы



Температурный режим образования нефти и газа

- Осадочные бассейны формируются над областями растяжения и утонения литосферы (рифтами).
- Определив тепловую историю осадочного бассейна, можно получить такие важные для практики оценки, как масштабы нефтегазогенерации в осадочном бассейне и преобладающий в нем состав углеводородов.
- Нефть образуется из рассеянного в осадочных породах органического вещества при температурах 100-150°C, а газ – при более высоких температурах. Это так называемые “нефтяное окно” и “газовое окно”.



- Геотермальная энергия может обеспечить нужды человечества, но большая ее часть приурочена к океанам.



- Средний тепловой поток на континентах – 50 мВт/м^2 . Но этот энергетический ресурс, достигающий поверхности Земли, к сожалению очень мал. Он примерно в 1 000 000 раз меньше тепла, получаемого кастрюлей на газовой плите. Однако, имеются особые условия, когда тепло Земли используется в хозяйственных целях.



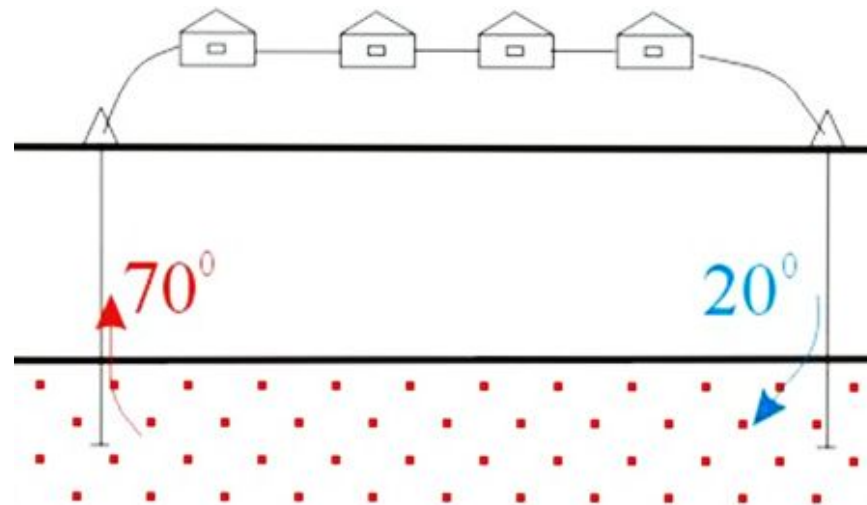
Натуральный пар

- Используется в областях, где горячая вода достигает поверхности достигает поверхности Земли – областях современного вулканизма (Камчатка, Калифорния, Италия, Япония, Китай, Филиппины и др).
- Большинство электростанций производит пар, сжигая энергоносители, который двигает турбины генератора. В геотермальных энергетических установках пар непосредственно извлекается из недр Земли.



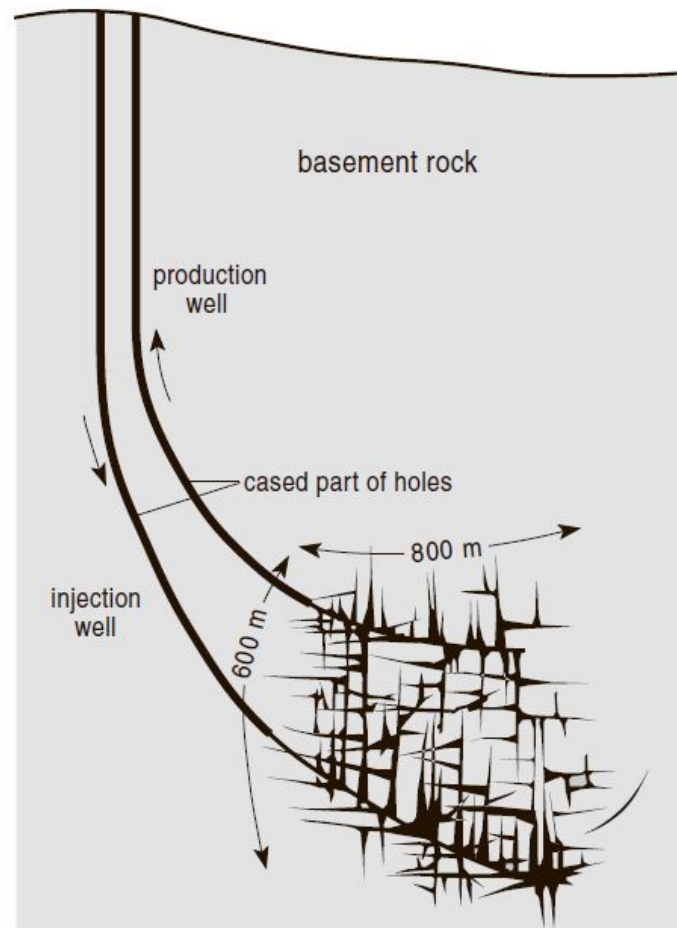
Горячая вода

- Природные горячие воды используются для теплоснабжения городов и поселков на основе организации циркуляционных систем.
- г. Саусхэмптон (Англия) вода при температуре 70°C забирается из песчаников на глубине 1.7 км и используется для отопления домов центра города в радиусе 2 км. Аналогично используется тепло в Парижском бассейне.

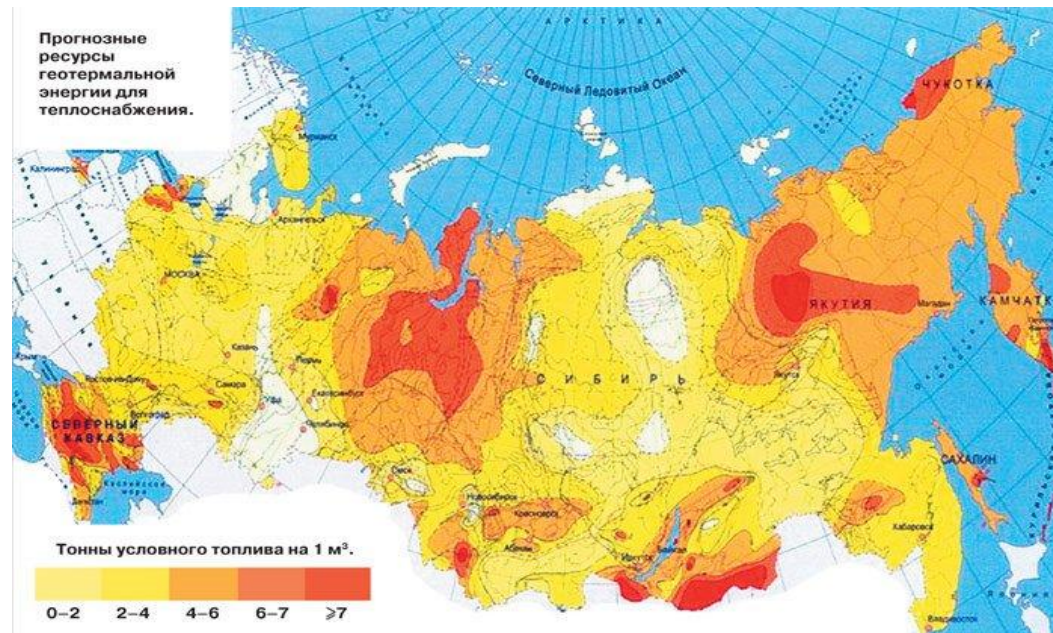


Горячие сухие породы

- Температуры, необходимые для создания циркуляционных систем, достигаются на доступных для бурения глубинах, но отсутствуют пористые отложения (юг Санкт-Петербурга).
- В этих условиях главная проблема – создание искусственной трещиноватости



- На территории РФ выполнено несколько тысяч геотермических измерений. Проведены обобщения геотермических данных в форме:
 - - Карта теплового потока территории СССР (1989, 1992),
 - - Серия расчетных температурных разрезов литосферы вдоль геотраверсов.
 - - Региональные геотермические карты.
 - - Карта геотермальных ресурсов территории РФ. (оценка ресурсов в тоннах условного топлива).
- БД «Геотермика» ВСЕГЕИ.
- БД по Мировому океану -ВНИИОкеангеология



1. Аплонов С.В., Титов К.В. Геофизика для геологов: Учебник. – СПб.: Изд-во С.-Петербург. ун-та, 2012
2. Знаменский В.В. Полевая геофизика. М., Недра, 1980.
3. Миронов В.С. Курс гравиразведки. Л., Недра, 1972.
4. Логачев А.А. Захаров В.П. Магниторазведка. // Ленинград, «Недра», 1979 г.
5. Заборовский А.И. Электроразведка. Москва: Государственное научно-техническое издательство нефтяной и горно-топливной литературы, 1963. 429с.
6. Боганик Г.Н., Гурвич И.И. Сейсморазведка. Учебник для вузов. - Тверь: Изд-во АИС, 2006. - 744 с. , 204 ил.
7. Ларионов В.В., Резванов Р.А. Ядерная геофизика и радиометрическая разведка: Учебник для вузов. - М.: Недра, 1988. -325 с.
8. Хуторской М.Д. Введение в геотермию. М.: РУДН, 1996. – 155 с.



СПАСИБО ЗА ВНИМАНИЕ



НАЦИОНАЛЬНЫЙ
МИНЕРАЛЬНО-СЫРЬЕВОЙ УНИВЕРСИТЕТ
"ГОРНЫЙ"

