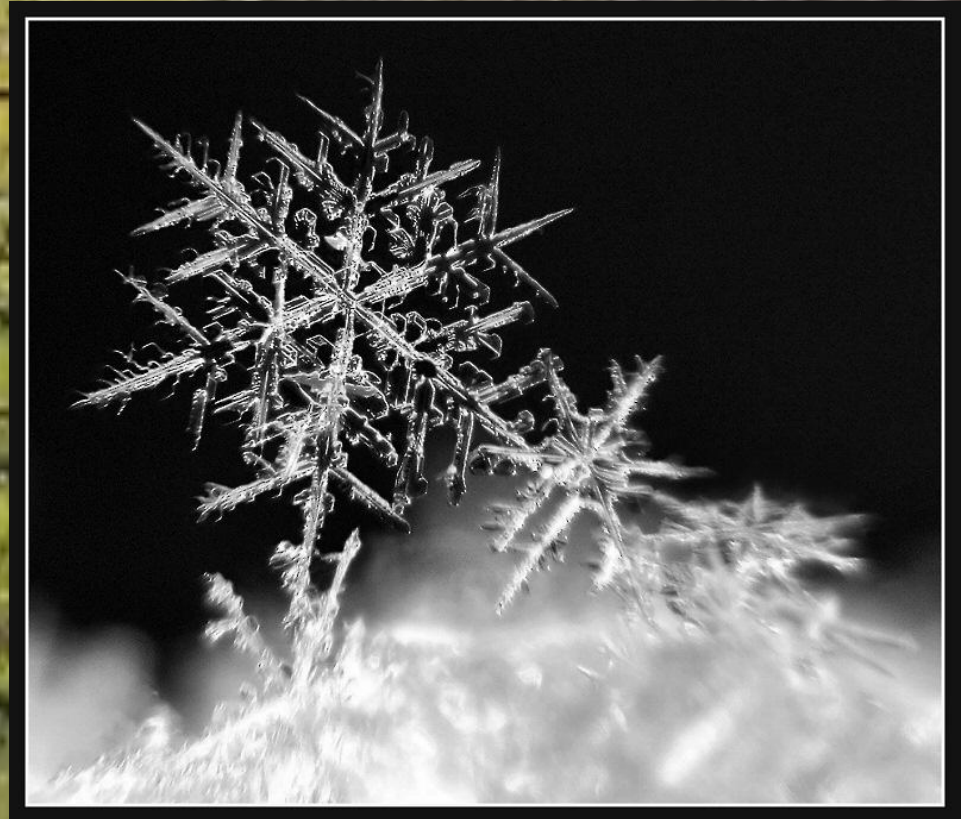


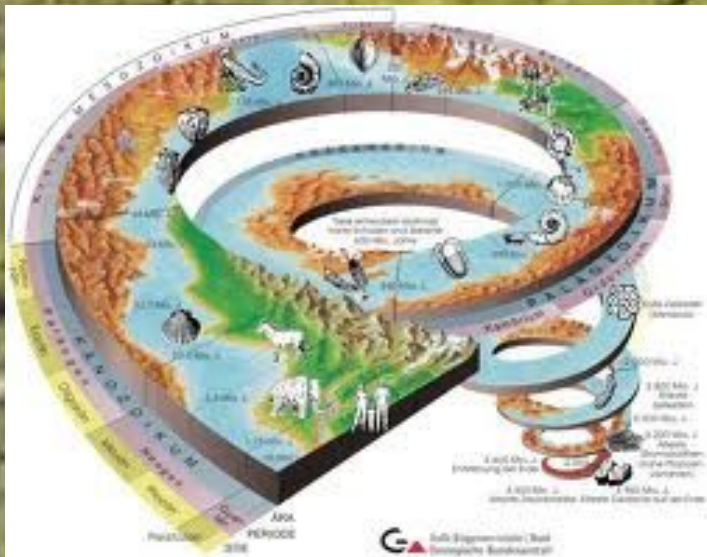
A photograph of a large, layered rock formation in a desert landscape. The rock is light-colored with distinct horizontal strata. The sky is a gradient of orange and red, suggesting a sunset or sunrise. The foreground is a sandy, undulating desert floor with some smaller rock fragments.

Общая геокриология

Геокриология среди других наук



Геокриология как наука геологического цикла связана со всеми разделами геологии — исторической, динамической и четвертичной геологией, тектоникой, гидрогеологией, грунтоведением, геохимией и др. В то же время развитие ММП определяется изменениями теплового состояния поверхности Земли, зависящими, в свою очередь, от сложного комплекса природных условий. Поэтому геокриология тесно связана с науками географического цикла — климатологией, метеорологией, геоморфологией, гидрологией, геоботаникой, палеогеографией и др.



Практическая направленность геокриологии связана с запросами практики в промышленном, гражданском и линейном наземном и подземном строительстве, с поисками, разведкой и разработкой полезных ископаемых, в сельском хозяйстве. Поэтому геокриология тесно связана с инженерной геологией, агробиологией, геоэкологией и др. Геокриология в развитии теории и практики базируется на достижениях таких наук, как физика, химия, математика, механика, астрономия и др.



Геокриология исследует практически все аспекты формирования, развития и существования горных пород, но в новом качестве — мерзлом их состоянии. Поэтому естественно, что сформировавшаяся структура этой науки в значительной степени повторяет структуру геологии. Однако криолитозона существует не только на Земле, но и на других планетах Солнечной системы. Поэтому к настоящему времени устойчиво формируется более общая наука — криология планет, частью которой и является геокриология.

Криология планет изучает криогенные особенности планет и их спутников по аналогии с Землей. При этом успешно используются знания о мерзлых породах Земли и происходящих в них и на поверхности криогенных процессах.





В геокриологии в виде самостоятельных дисциплин

выступают такие научные направления, как

- 1) физика, химия и механика мерзлых пород,
- 2) динамическая геокриология,
- 3) литогенетическая геокриология,
- 4) региональная и историческая геокриология,
- 5) инженерная геокриология,
- 6) геокриологический прогноз и геоэкология криолитозоны.

Физика, химия и механика мерзлых пород занимается исследованием природы и закономерностей протекания физико-химических, механических и теплофизических процессов в промерзающих, мерзлых и оттаивающих породах. Мерзлая порода представляет собой сложную, чрезвычайно динамичную физико-химическую систему, включающую в себя все три фазы влаги (незамерзшую воду, лед и пар), которые находятся в равновесном состоянии и способны к взаимным переходам. В ходе промерзания, существования при отрицательной температуре и протаивания этой системы развиваются термодинамические, тепломассообменные, химические, физико-химические, механические процессы.



Динамическая геокриология изучает тепловое состояние поверхности Земли и верхних слоев литосферы и факторы, влияющие на его изменение. Прямой задачей динамической геокриологии является рассмотрение процессов промерзания-протаивания, охлаждения-нагрева, приводящих к формированию сезонномерзлых, сезонноталых и многолетнемерзлых горных пород. Такой анализ выполняется с помощью аналитических решений и применения вычислительной техники, позволяющих моделировать вероятные ситуации развития процессов промерзания — оттаивания в верхних горизонтах литосферы.

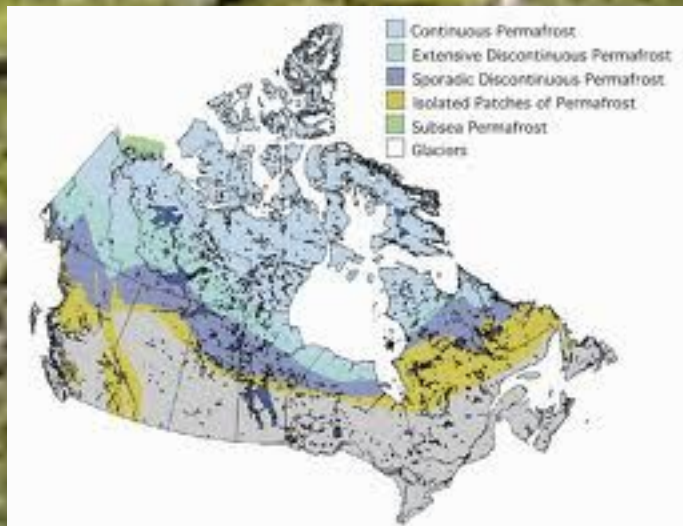


Литогенетическая геокриология (криолитология) исследует особенности и закономерности формирования дисперсности, химико-минерального состава, строения и свойств мерзлых дисперсных пород и льдов на основе химических, физико-химических и физико-механических процессов, развивающихся в осадочных породах криолитозоны. Основная цель - установление механизма и условий образования и промерзания осадков в криолитозоне.

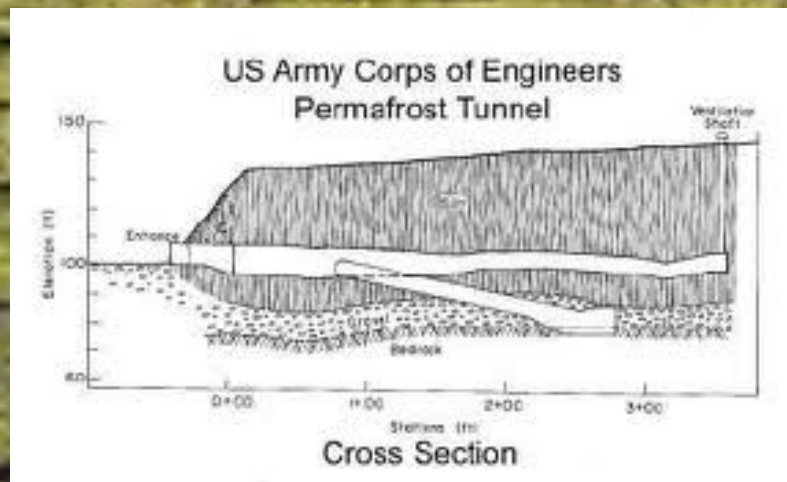


Региональная и историческая геокриология исследует широтно-зональные, высотно-поясные, региональные и исторические закономерности формирования и развития геокриологических условий.

Под **геокриологическими (мерзлотными) условиями** мы понимаем комплекс параметров, характеризующих криолитозону. Это – распространение мерзлых пород по площади, условия их залегания в разрезе, состав, криогенное строение и мощность криолитозоны, среднегодовая температура пород, криогенные процессы и явления и другие характеристики.



Инженерная геокриология представляет собой раздел практической геокриологии и занята инженерно-геологическим обеспечением проектирования, строительства и эксплуатации инженерных сооружений в криолитозоне для обоснования и выбора наиболее надежных и экономичных способов хозяйственного освоения территорий.



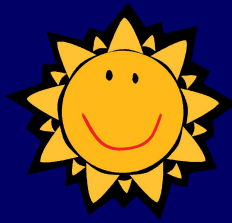
Геокриологический прогноз и геоэкология криолитозоны

направлены на решение таких задач, которые имеют, с одной стороны, социальное и практическое значение для изучения условий жизни людей и в целом живой природы в криолитозоне, а с другой — естественно-историческое значение, объясняющее объективные законы развития Земли, устойчивость изменения отдельных компонентов природной среды в криолитозоне к влиянию естественных и антропогенных факторов.



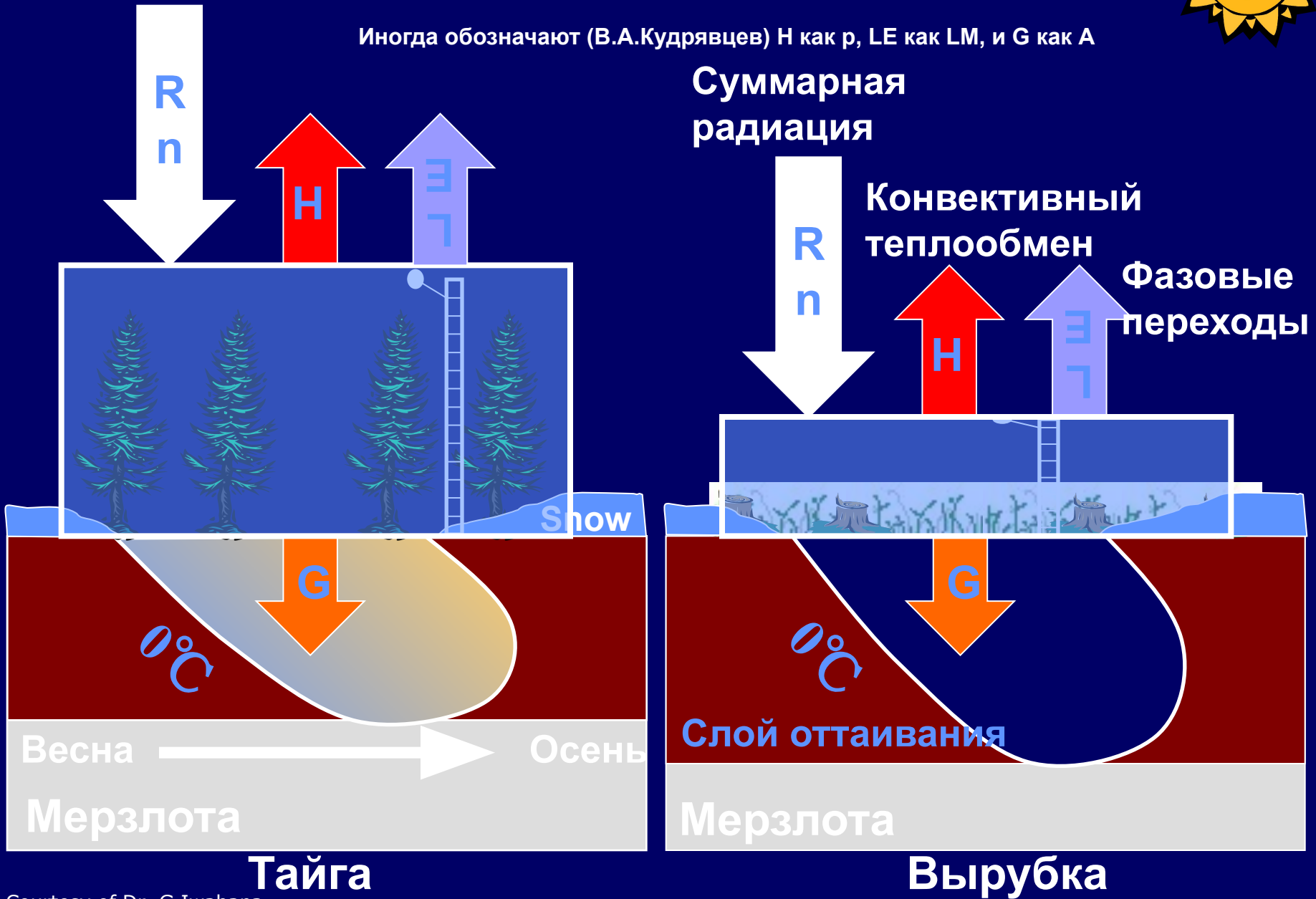
The image shows an aerial view of a landscape. The upper portion is a dark, granular, and highly textured surface, possibly a volcanic ash field or a dense forest. The lower portion consists of a green, vegetated area with a prominent pattern of dark, irregular cracks or fissures, suggesting soil erosion or a specific geological formation. The text is overlaid on the dark upper section.

**Тепловой (температурный)
режим горных пород**



$$R_n = H + LE + G$$

Иногда обозначают (В.А.Кудрявцев) H как r , LE как LM , и G как A



Необходимо определение температур поверхности горных пород

Существует несколько способов нахождения функциональной связи $t_{\text{дп}}$ с отдельными составляющими радиационно-теплого баланса.

- 1) Определением разности среднегодовой температуры дневной поверхности и воздуха - Δt_{R} - посредством использования величины турбулентной составляющей p радиационно-теплого баланса. При известном коэффициенте теплоотдачи k с поверхности искомая связь может быть выражена уравнением:

$$H = k\Delta t_{\text{R}} = R - LE - G,$$

откуда $\Delta t_{\text{R}} = (R - LE - G) / k$

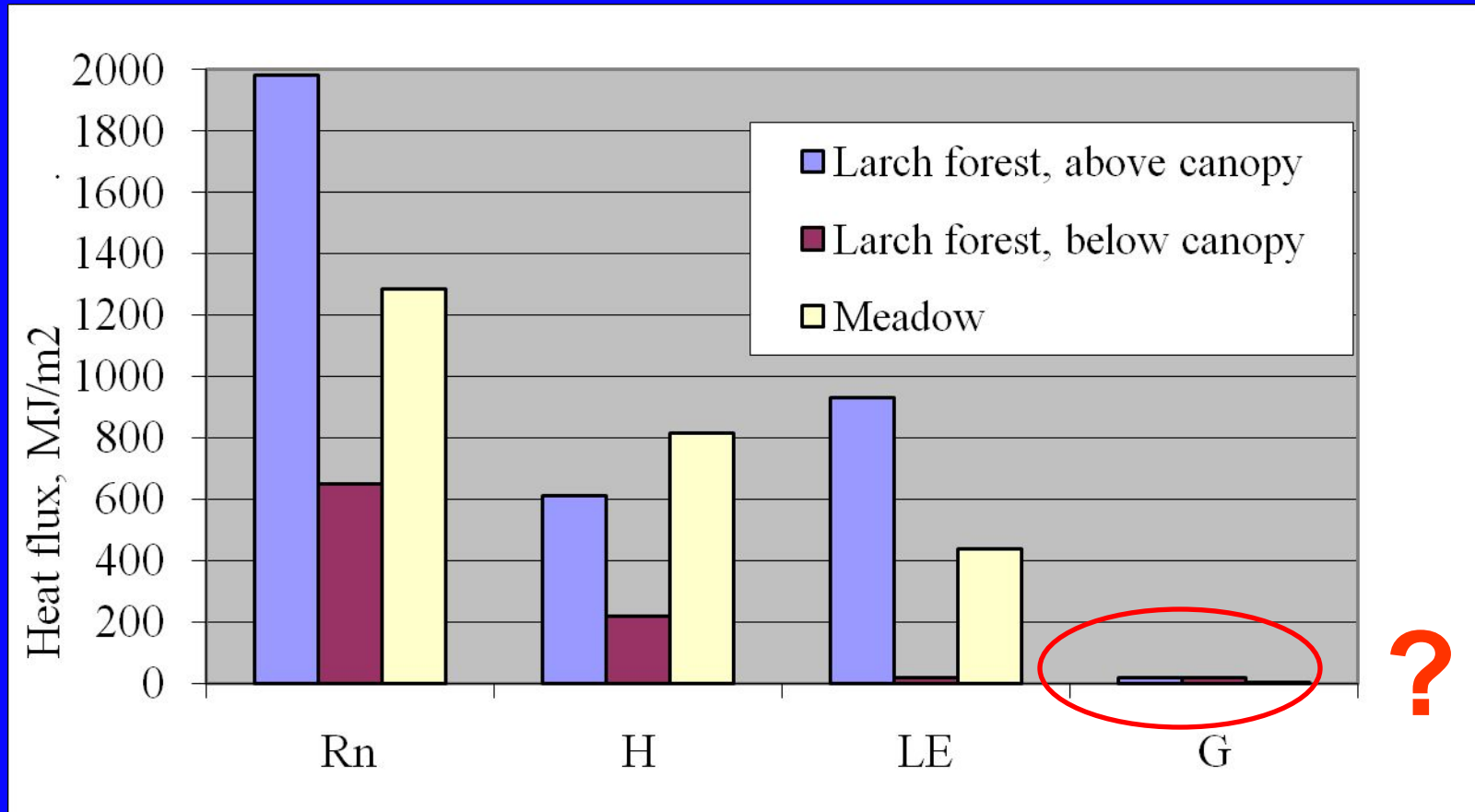
Второй способ нахождения зависимости температуры поверхности от составляющих радиационно-теплого баланса основан на решении балансового уравнения относительно энергии излучения $I_{эф}$:

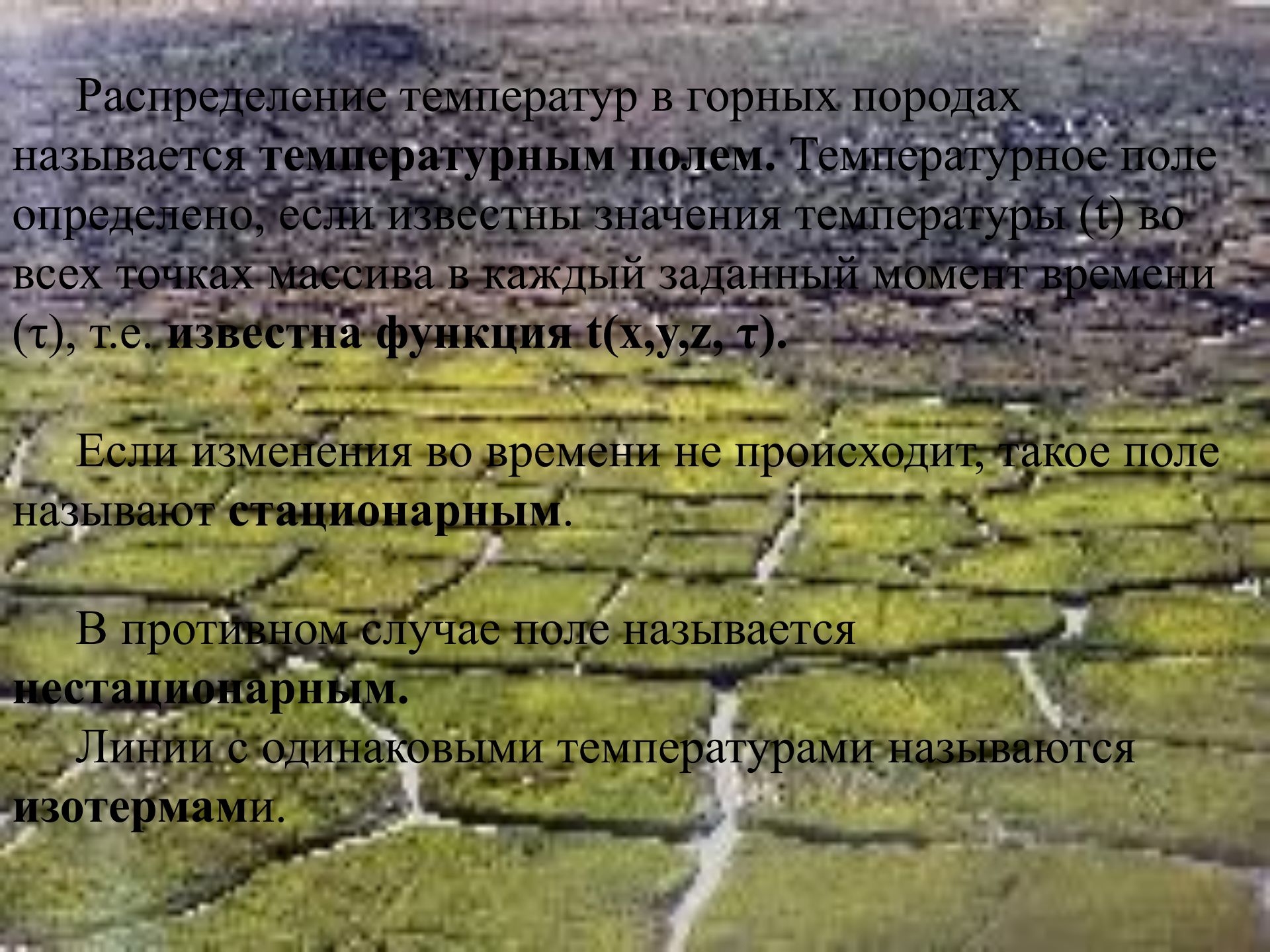
$$I_{эф} = R(1 - \alpha) - LE - H - G$$
$$= \sigma s T^4 (0,4 - 0,06 \sqrt{e}) (1 - cn^2)$$

где σ — постоянная Стефана — Больцмана (5.67×10^{-8} Вт/м²К⁴); s — излучательная способность поверхности по сравнению с абсолютно черным телом (0,85—1,0); T — абсолютная температура излучающей поверхности; e — абсолютная влажность воздуха; n — облачность в долях единицы; c — коэффициент изменения облачности по широте.

Можем ли мы подсчитать тепловой поток в горные породы из уравнения теплового баланса?

$$G = R_n - H - LE$$






Распределение температур в горных породах называется температурным полем. Температурное поле определено, если известны значения температуры (t) во всех точках массива в каждый заданный момент времени (τ), т.е. известна функция $t(x,y,z, \tau)$.

Если изменения во времени не происходит, такое поле называют **стационарным**.

В противном случае поле называется **нестационарным**.

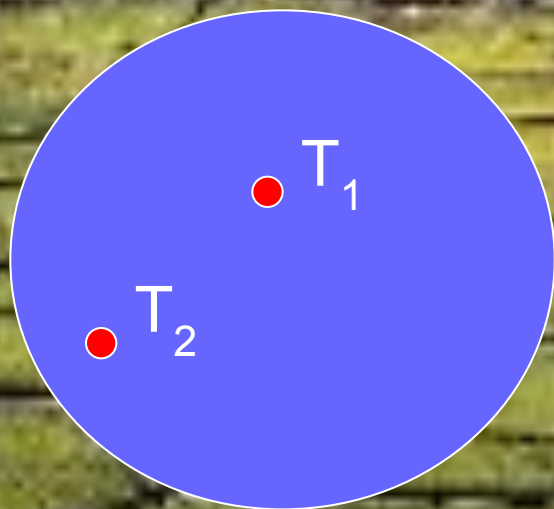
Линии с одинаковыми температурами называются **изотермами**.



Процессы теплопроводности (диффузии, фильтрации) описываются уравнениями с частными производными 2-го порядка параболического типа – **уравнение Фурье**.

Чтобы его определить, рассмотрим физические закономерности при распространении тепла.

Попробуем вывести уравнение передачи
тепла...





x

y

z

x

Теплопроводность

Плотность теплового потока $q(z, \tau)$, т.е. количество тепла, проходящее в единицу времени через единицу площади (дж/м²*с, или вт/м²), зависит от коэффициента теплопроводности λ (вт/м*град) и градиента температуры dt/dz (град/м):

$$q(z, \tau) = -\lambda(z) \frac{\partial t}{\partial z}$$

Теплоемкость

Количество тепла, необходимое для нагрева единицы объема тела (горной породы) на Δt (дж/м³), зависит от коэффициента теплоемкости C (дж/кг*град) и плотности ρ (кг/м³):

$$q = C\rho\Delta t$$

Уравнение Фурье для одномерной задачи теплопроводности

Разность плотности теплового потока на границах элементарного объема в единицу времени приводит к нагреву (или охлаждению), заменяя $a^2 = \lambda / C\rho$ – коэффициент температуропроводности:

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(-\lambda \frac{\partial t}{\partial x} \right) = C\rho \frac{\partial t}{\partial \tau}$$

$$\frac{\partial t}{\partial \tau} = a^2 \frac{\partial^2 t}{\partial x^2}$$

Уравнение Фурье для трехмерной задачи теплопроводности (Δ – оператор Лапласа)

$$\frac{\partial t}{\partial \tau} = a^2 \Delta t$$

$$\Delta = \frac{\partial^2}{\partial x^2} + \frac{\partial^2}{\partial y^2} + \frac{\partial^2}{\partial z^2}$$



Для решения уравнения теплопроводности необходимы **краевые (начальные и граничные) условия**

Начальное условие задается функцией $t(x, \tau)$ в **начальный момент τ_0**

Рассматриваются три вида граничных условий:

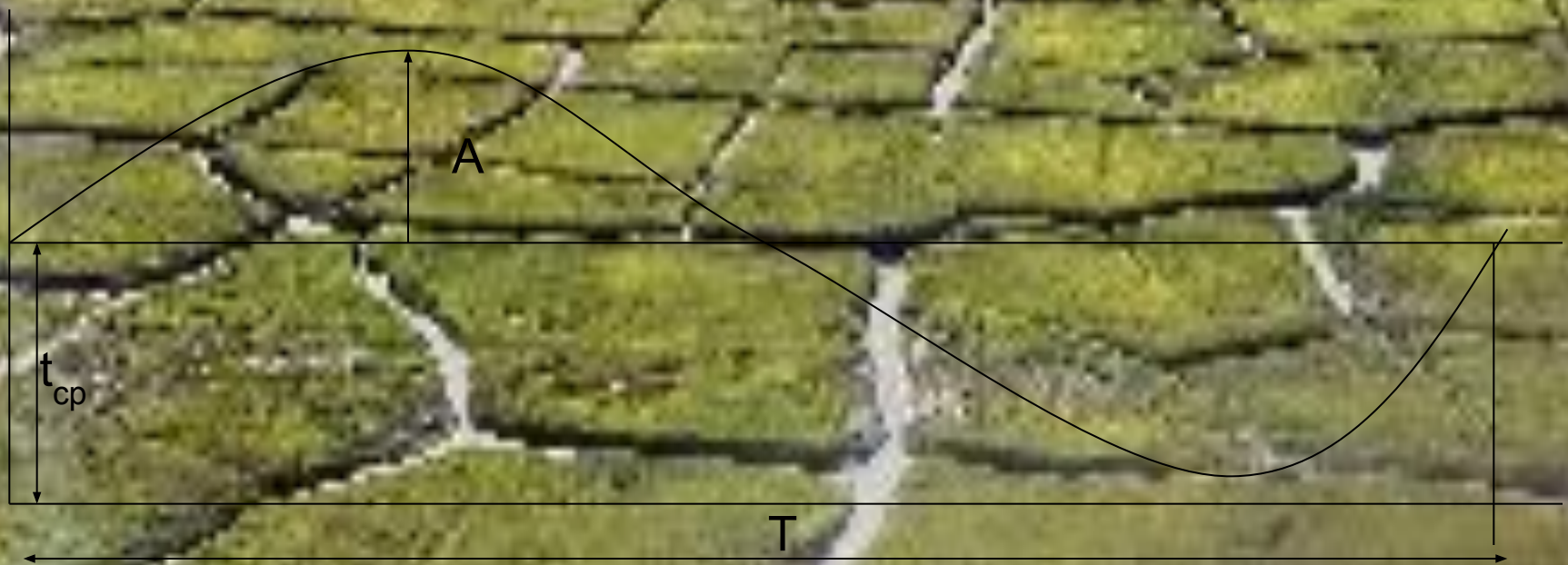
1 рода – задана температура на границах $t(0, \tau) = \varphi(\tau)$

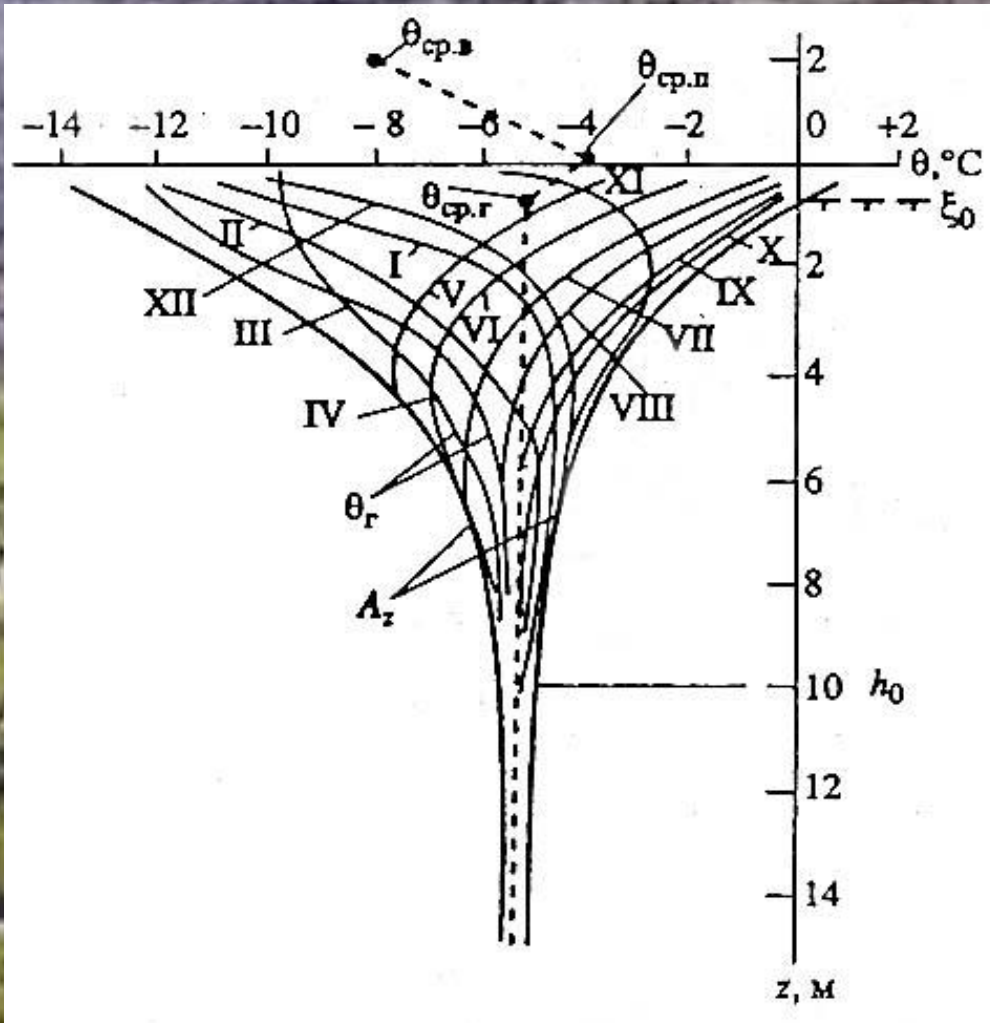
2 рода – задана производная dt/dx (поток тепла)

3 рода – задана комбинация функции и производной $dt/dx + \alpha t = \varphi(\tau)$ (условия теплообмена по закону Ньютона на поверхности тела с окружающей средой)

Температурные волны

Колебания температуры на поверхности носят периодический характер – суточные, сезонные, многолетние и другие





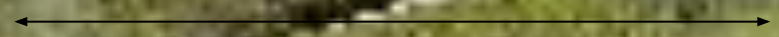
Физическая амплитуда – разность максимальной (минимальной) и средней температуры.

Метеорологическая амплитуда – разность максимальной и минимальной температур.

Физическая амплитуда = Метеорологическая амплитуда / 2



Физическая амплитуда



Метеорологическая амплитуда

Для однородного полуограниченного стержня при условии, что на поверхности задана средняя температура t_0 , частота $\omega=2\pi/T$, их период T , амплитуда колебаний A

$$t(0, \tau) = t_0 + A \cos \omega \tau$$

Решение уравнения Фурье для температурных волн имеет вид

$$t(z, \tau) = t_0 + Ae^{-\sqrt{\frac{\omega}{2a^2}}z} \cos\left(\omega\tau - \sqrt{\frac{\omega}{2a^2}}z\right)$$

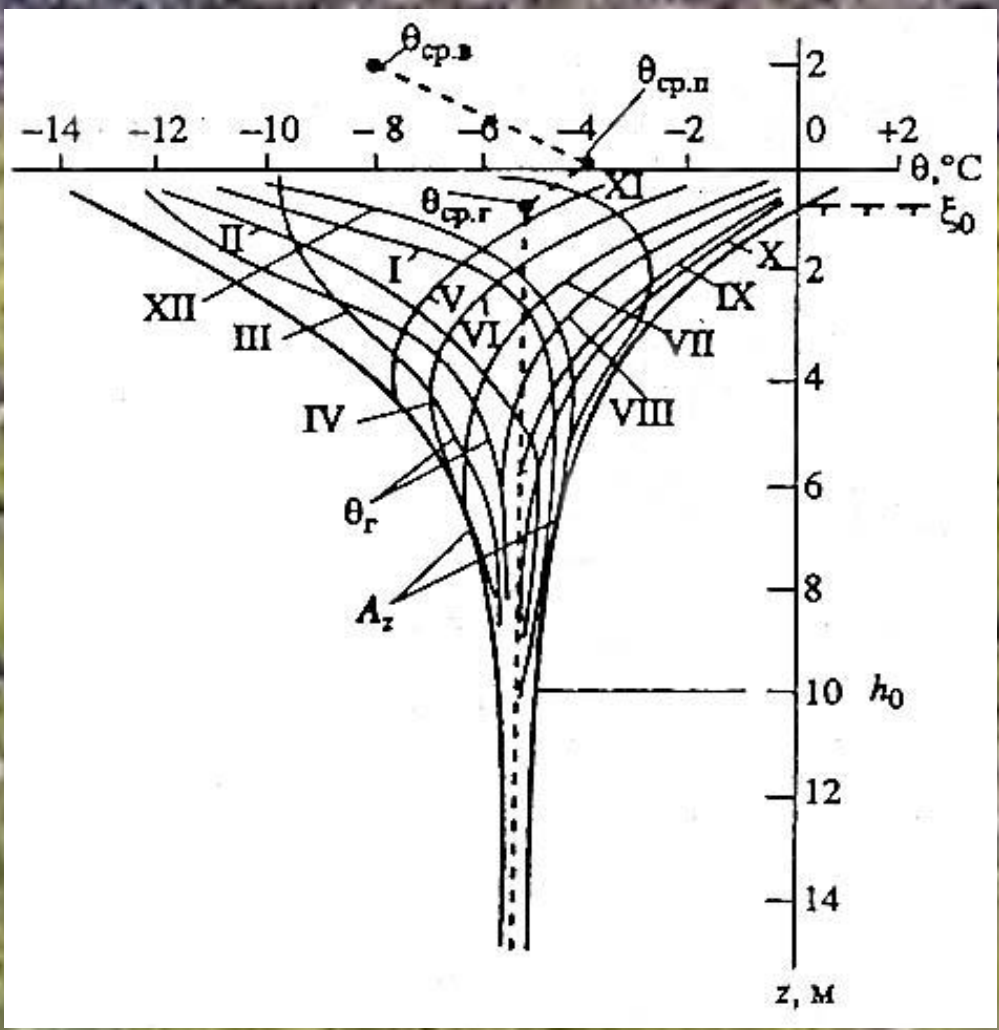
Для установившихся периодических колебаний с периодом T Фурье вывел следующие зависимости:

Первый закон Фурье – экспоненциальное убывание амплитуды с глубиной:

$$A(z) = A e^{-\sqrt{\frac{\pi C}{\lambda T}} z}$$

$$t(z, \tau) = t_0 + A e^{-\sqrt{\frac{\omega}{2a^2}} z} \cos(\omega \tau - \sqrt{\frac{\omega}{2a^2}} z)$$

За слой нулевых годовых колебаний температур принимают слой, на подошве которого годовые изменения температур находятся в пределах точности измерения (обычно 0.1 градуса С). Его называют также **слоем сезонных колебаний температуры (15-25 м)**. Суточные колебания – около метра.



Второй закон Фурье – колебания происходят со сдвигом фаз, пропорциональным глубине:

$$\delta = \frac{1}{2} \sqrt{\frac{cT}{\pi\lambda}} z$$

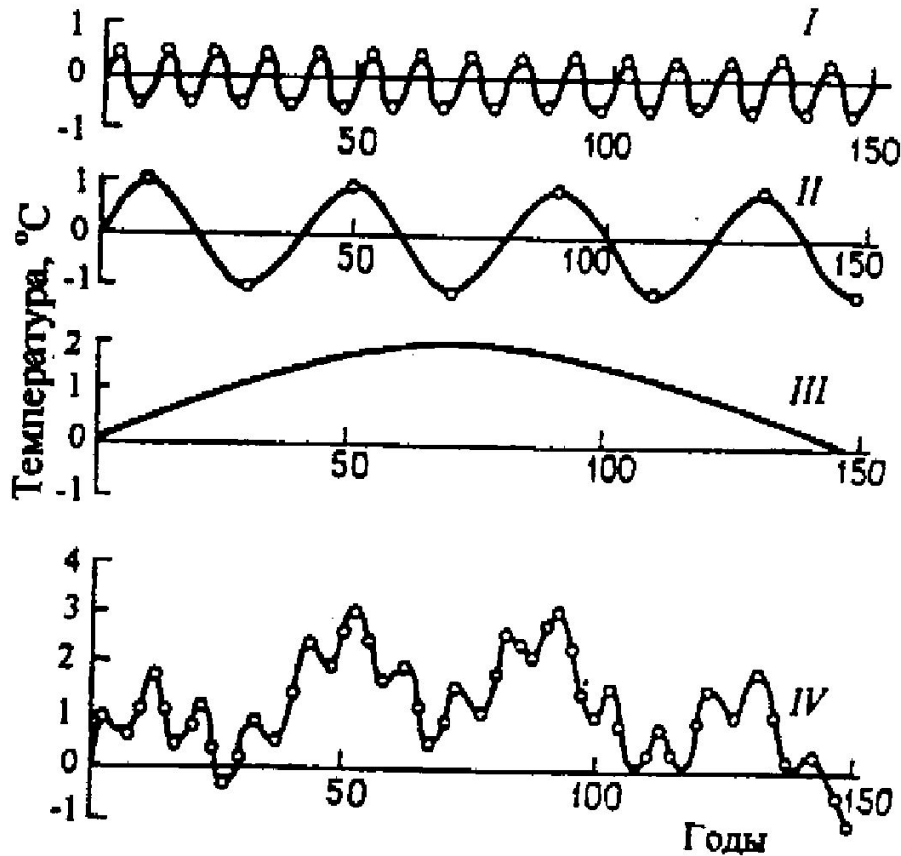
$$t(z, \tau) = t_0 + Ae^{-\sqrt{\frac{\omega}{2a^2}}z} \cos(\omega\tau - \sqrt{\frac{\omega}{2a^2}}z)$$

Третий закон Фурье – глубина проникновения температур зависит от периода колебаний на поверхности:

$$\frac{z_2}{z_1} = \sqrt{\frac{T_2}{T_1}}$$

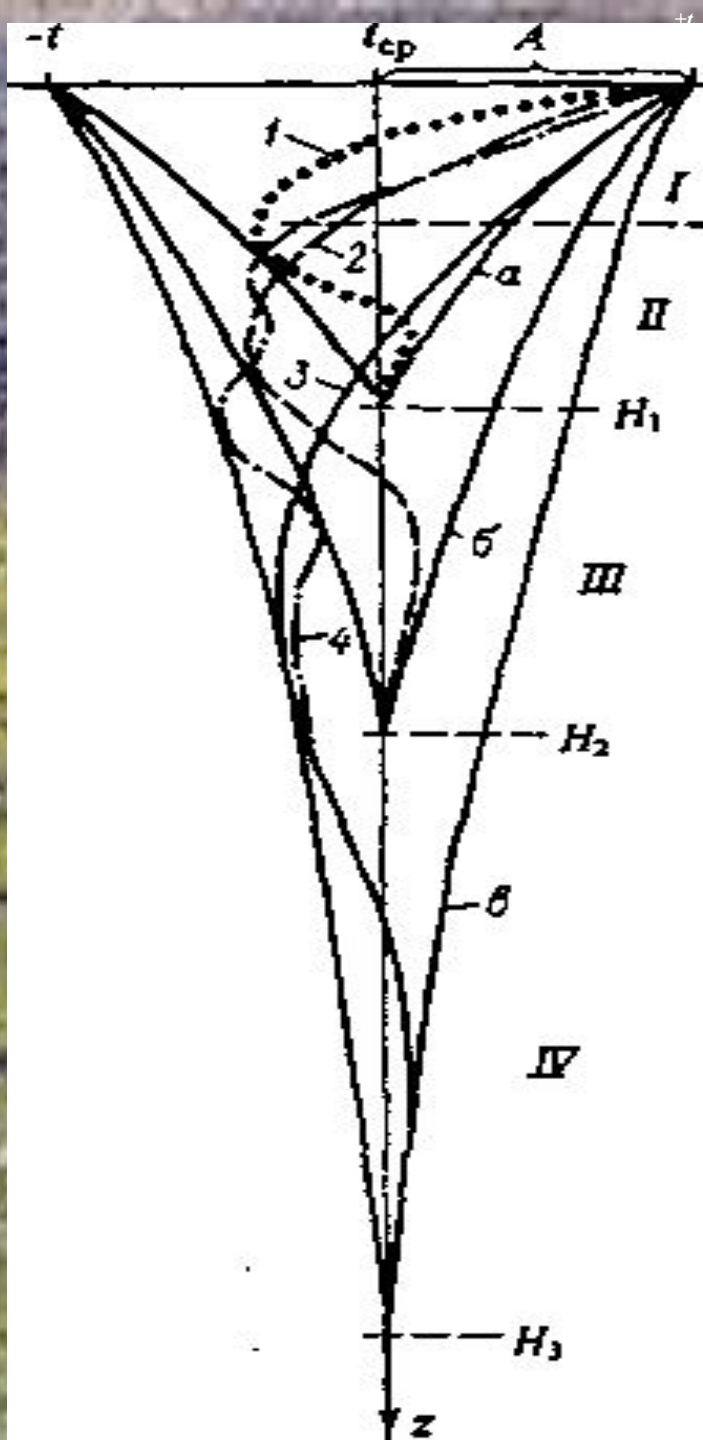
$$t(z, \tau) = t_0 + Ae^{-\sqrt{\frac{\omega}{2a^2}}z} \cos(\omega\tau - \sqrt{\frac{\omega}{2a^2}}z)$$

Колебания температуры поверхности с периодами и амплитудами (по В.А. Кудрявцеву):



I - $T_1 = 10$ лет, $A_1 = 0,5^\circ\text{C}$;
II - $T_2 = 40$ лет, $A_2 = 10^\circ\text{C}$;
III - $T_3 = 300$ лет, $A_3 = 2$
 0°C ;

IV - результирующая кривая при их наложении друг на друга



**Затухание амплитуд с
глубиной в зависимости от
периода**

колебаний температур:

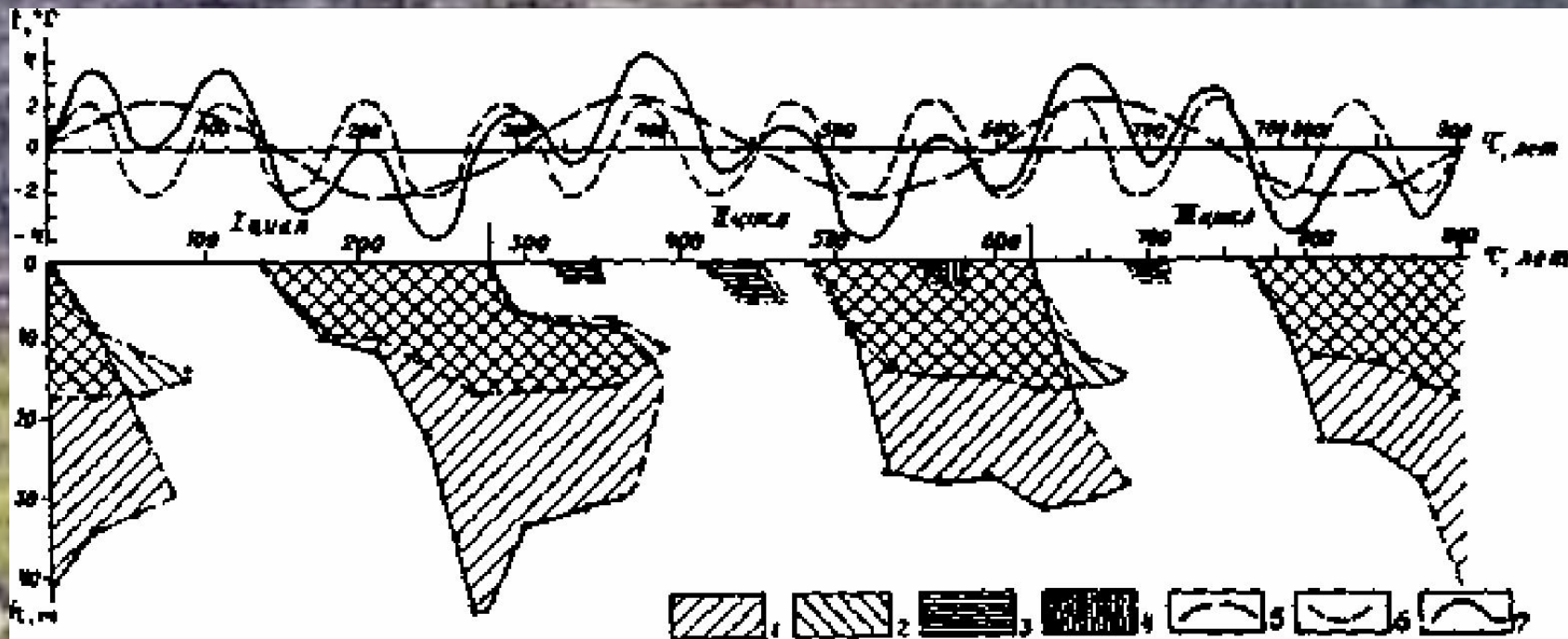
1 — $T_1 = 10$ лет;

2 — $T_2 = 40$ лет;

3 — $T_3 = 300$ лет;

**4 — суммарная
температура пород;**

**а, б, в — огибающие
колебаний температур с
различными
периодами**



Динамика промерзания и оттаивания горных пород при наложении 300- и 90-летних колебаний температуры воздуха: 1 — промерзание и оттаивание пород в блоке с мощностью рыхлых отложений 10 м; 2 — то же в блоке с мощностью рыхлых отложений 50 м; 3 — перелетки мерзлых пород; 4 — несквозные талики; 5 — 300-летние колебания температуры воздуха (верхний график); 6 — 90-летние температурные колебания; 7 — суммарная температурная кривая

Из первого закона Фурье следует, что мощность зоны ξ , где происходят колебания с амплитудой A_ξ составляет:

$$A(z) = A e^{-\sqrt{\frac{\pi C}{\lambda T}} z}$$




$$\xi = \sqrt{\frac{\lambda T}{\pi C}} \ln \frac{A_0}{A_\xi}$$

Задача промерзания (оттаивания) –
задача Стефана:

$$\frac{\partial t_f}{\partial \tau} = a_f \frac{\partial^2 t_f}{\partial x^2}$$

$$\lambda_f \frac{\partial t_f}{\partial z_{(z=\xi)}} - \lambda_{uf} \frac{\partial t_{uf}}{\partial z_{(z=\xi)}} = Q \frac{d\xi}{d\tau}$$

$$\frac{\partial t_{uf}}{\partial \tau} = a_{uf} \frac{\partial^2 t_{uf}}{\partial x^2}$$

An aerial photograph of a river delta, likely the Danube Delta, showing a complex network of waterways and green agricultural fields. The river winds through the landscape, creating a maze-like pattern of channels and islands.

Задача Стефана является одной из наиболее сложных задач уравнений в частных производных.

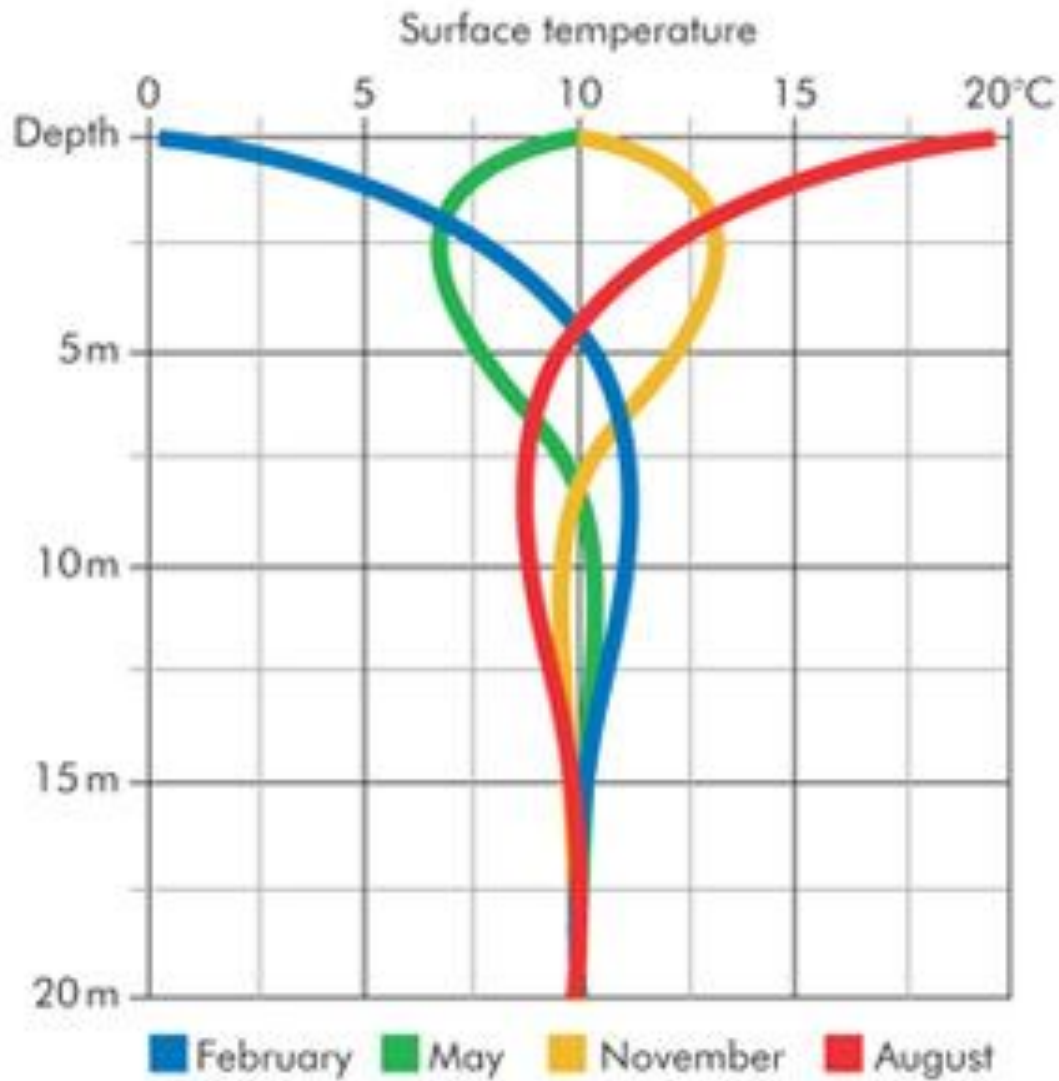
Попытки ее решения осуществлялись Ляме и Клапейроном (1831), Заальшютцом (1862), и самим Стефаном (1889), а в позднее время Рубинштейном (1947), Меламедом (1957), Будаком (1964).

Сегодня применяются численные методы.

Упрощенное решение приписывается самому Стефану:

$$\xi(\tau) = \sqrt{\frac{2\lambda_f \Omega}{Q}}$$

$$\Omega = \tau |t_f|$$



Три вида

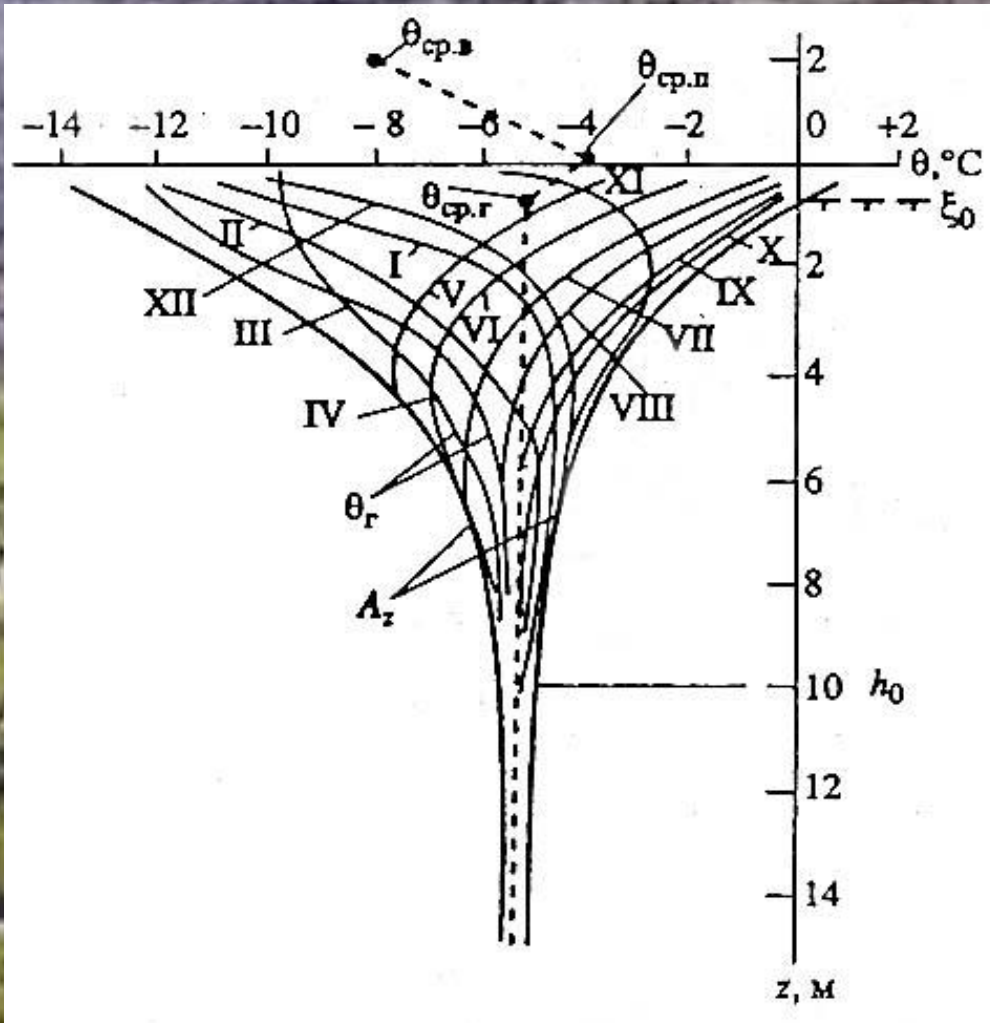
кривых:

**1) $t=f(z)$, $\tau - \text{const}$
(на рисунке)**

2) $t=f(\tau)$, $z - \text{const}$

3) $z=f(\tau)$, $t - \text{const}$

(термоизоплеты)



Первый закон Фурье (изменение амплитуды с глубиной по огибающим температурных колебаний) позволяет определить годовые теплообороты в слое грунта мощностью ξ . Если температура изменяется от минимальной до максимальной, тогда теплообороты (количество тепло, проходящее через единицу площади поверхности)

$$Q_0 = 2 \int_0^{\xi} CA(z) dz$$

Подставляя первый закон Фурье:

$$Q_0 = 2 \int_0^{\xi} CA(z) dz = 2(A_0 - A_{\xi}) \sqrt{\frac{\lambda TC}{\pi}}$$

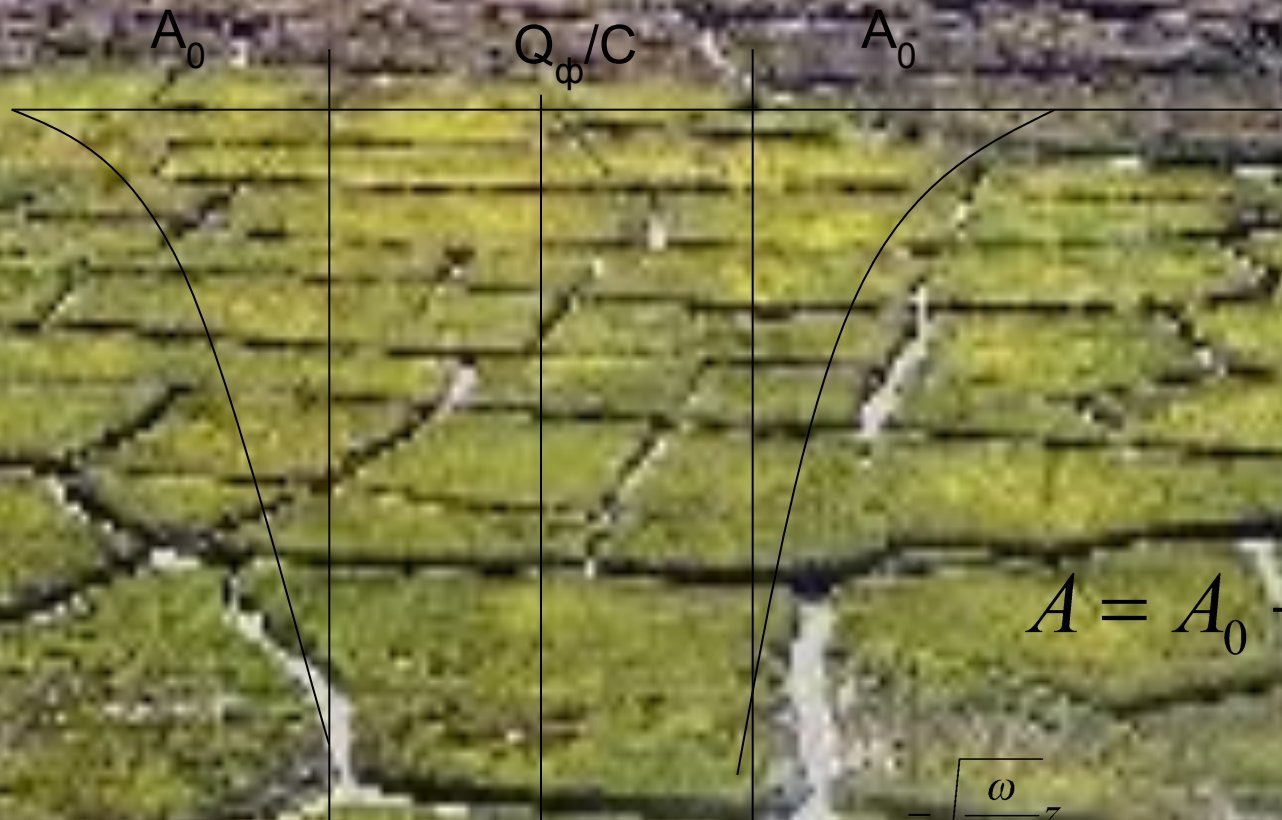
Вводя понятие средней амплитуды A_{cp} :

$$Q = 2CA_{cp}\xi$$

Теплообороты в слое мощностью ξ . При выводе принималось, что температуры изменялись по огибающим. Фактические кривые другие, достигая минимума и максимума в разное время, поэтому фактические теплообороты меньше в $\sqrt{2}$

$$Q = \sqrt{2}CA_{cp}\xi$$

Можно перевести
теплообороты фазовых
переходов в колебания
температур:



$$A = A_0 + \frac{Q_\phi}{2C}$$

$$t(z, \tau) = t_0 + A e^{-\sqrt{\frac{\omega}{2a^2}}z} \cos(\omega\tau - \sqrt{\frac{\omega}{2a^2}}z)$$

И наконец, зависимость температуры пород от составляющих радиационно-теплогового баланса может быть определена из его уравнения, решаемого относительно годовых теплооборотов в породах G . Известна зависимость теплооборотов в горных породах от температурного режима пород, их теплопроводности, теплоемкости и теплоты фазовых превращений воды.

$$G = \xi(nA_{cp}C + Q_{\phi}) + \sqrt{2} t_{\xi} \sqrt{\lambda TC/\pi}.$$

Зная, что $G = R - LE - H$, получаем, что:

$$t_{\xi} = [R - LE - H - \xi(nA_{cp}C + Q_{\phi})] / \sqrt{2 \lambda TC/\pi},$$

где ξ — глубина сезонного промерзания или протаивания пород; A_{cp} — средняя в слое ξ амплитуда годовых колебаний температуры; C — объемная теплоемкость; λ — коэффициент теплопроводности пород Q_{ϕ} — теплота фазовых переходов воды в породах t_{ξ} — среднегодовая температура на подошве ξ ; T — период, равный одному году; n — коэффициент, равный примерно 2 при малых значениях Q_{ϕ} и $\sqrt{2}$ при возрастании Q_{ϕ} и λ .

Среднегодовая температура пород на поверхности

$$t_{\text{дп}} \neq$$

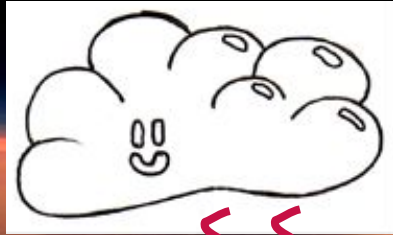
Среднегодовая температура пород на подошве
слоя сезонного промерзания или протаивания t_{ξ}



Среднегодовая $t_{дп}$ может существенно отличаться от среднегодовой температуры пород на подошве слоя сезонного промерзания или протаивания t_{ξ} за счет воздействия снежного и растительного покровов, инфильтрующихся летних осадков и других факторов, термодинамическое условие образования и существования многолетнемерзлых толщ горных пород должно быть представлено в следующем виде:

$$t_{\xi} = t_{дп} + \Delta t_{сн} \pm \Delta t_{раст} + \Delta t_{инф} - \Delta t_{\lambda} \leq 0^{\circ}\text{C}$$

Тепловой баланс на поверхности Земли



Коротковолновая
солнечная радиация -
поглощаемая
 R

Длинноволновая
(инфракрасная)
радиация -
испускаемая E

H
Теплый
воздух

LE
Испарение

Разность $R-E=R_n=$
Суммарная радиация=
Радиационный баланс

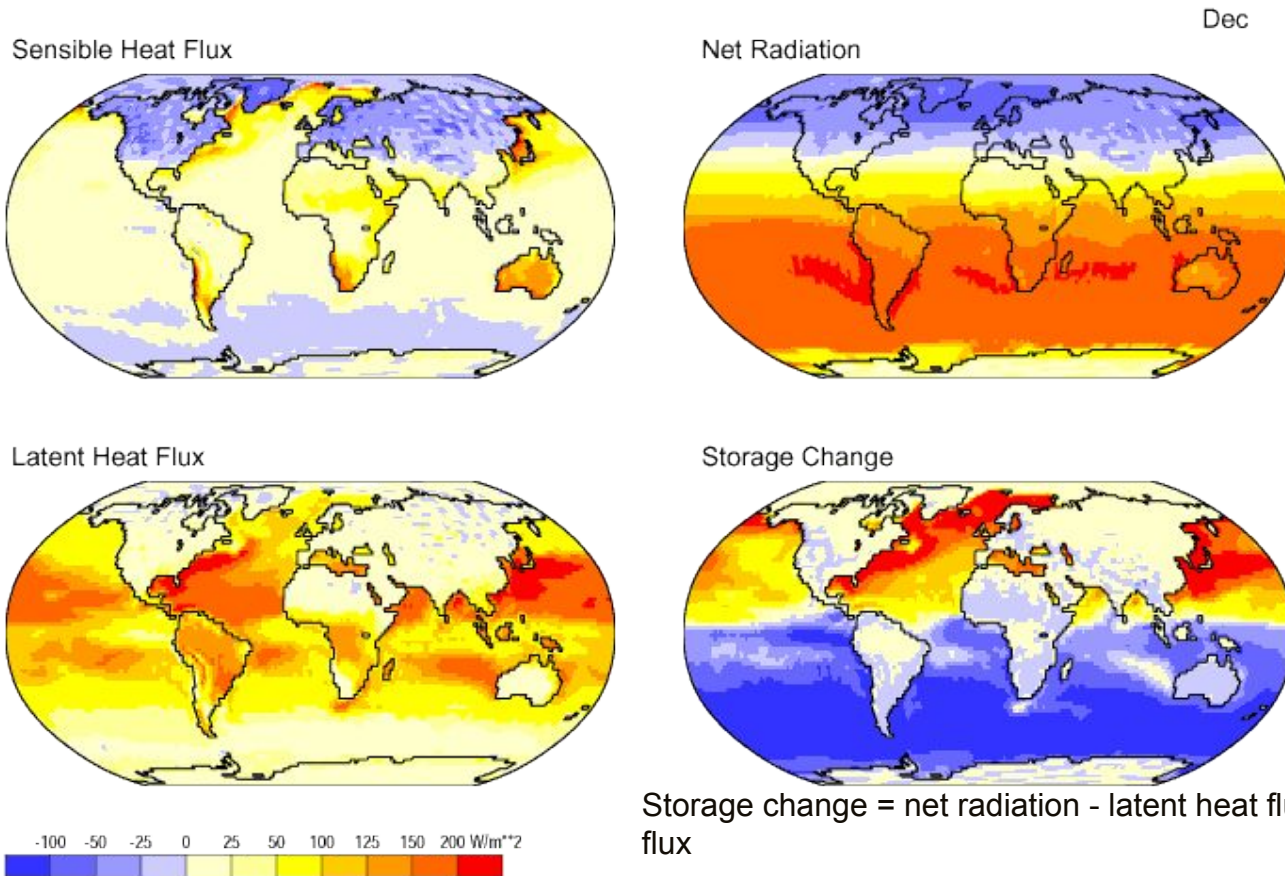


Конвективный
теплообмен

Фазовые
переходы

Тепловой поток в недра

Глобальный тепловой баланс поверхности Земли



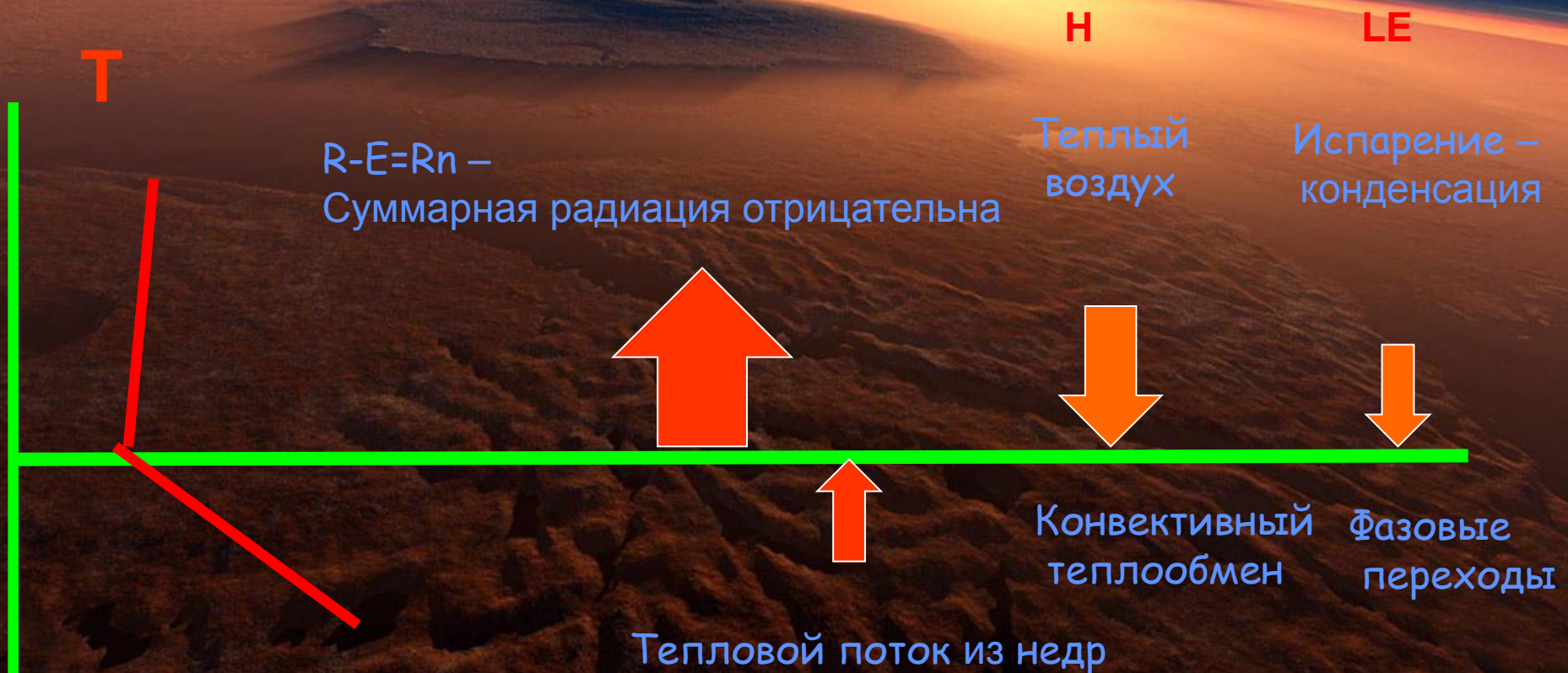
Data: NCEP/NCAR Reanalysis Project, 1959-1997 Climatologies
Animation: Department of Geography, University of Oregon, March 2000

Storage change = net radiation - latent heat flux - sensible heat flux

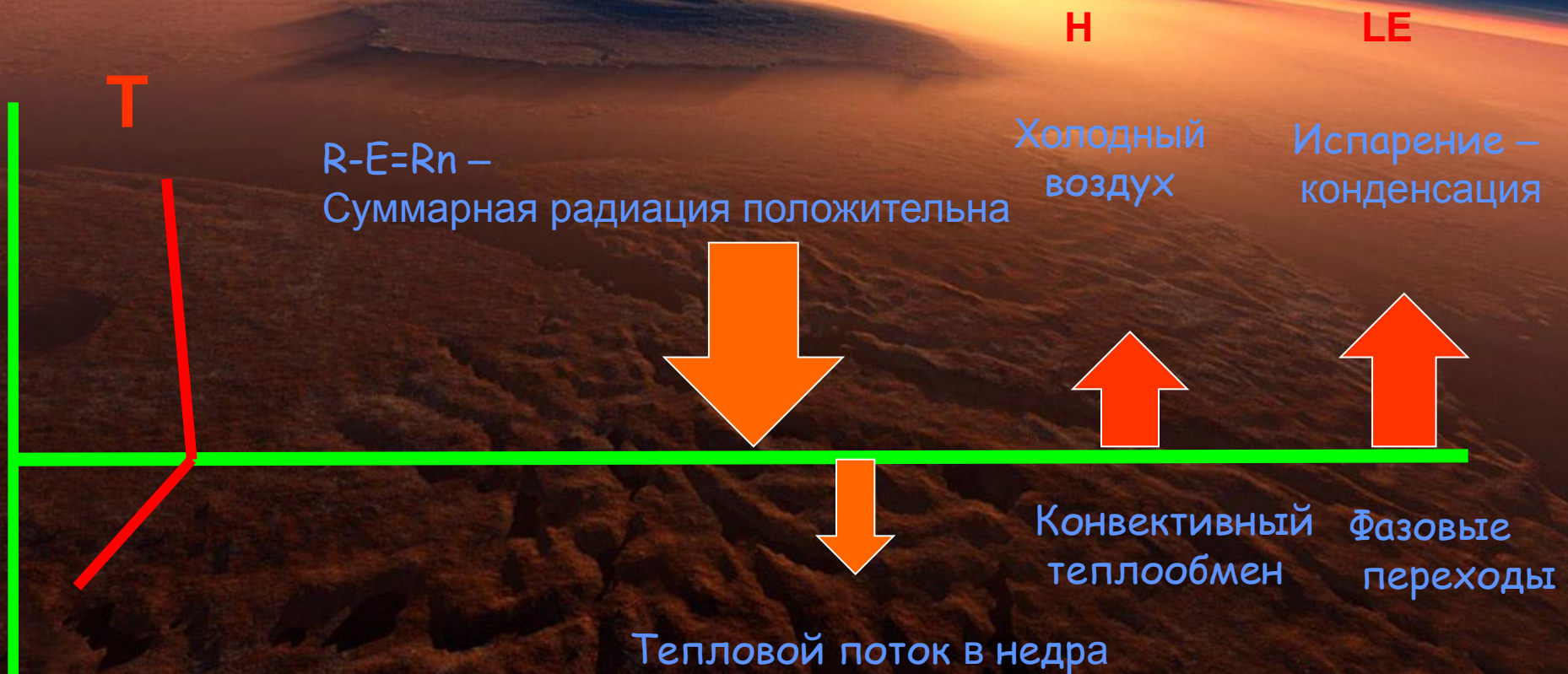
$$G = R_n - LE - H$$

Тепловой поток в горные породы (океан) G =
суммарная радиация R_n – фазовые переходы LE
- конвективный теплообмен на границе с
атмосферой H

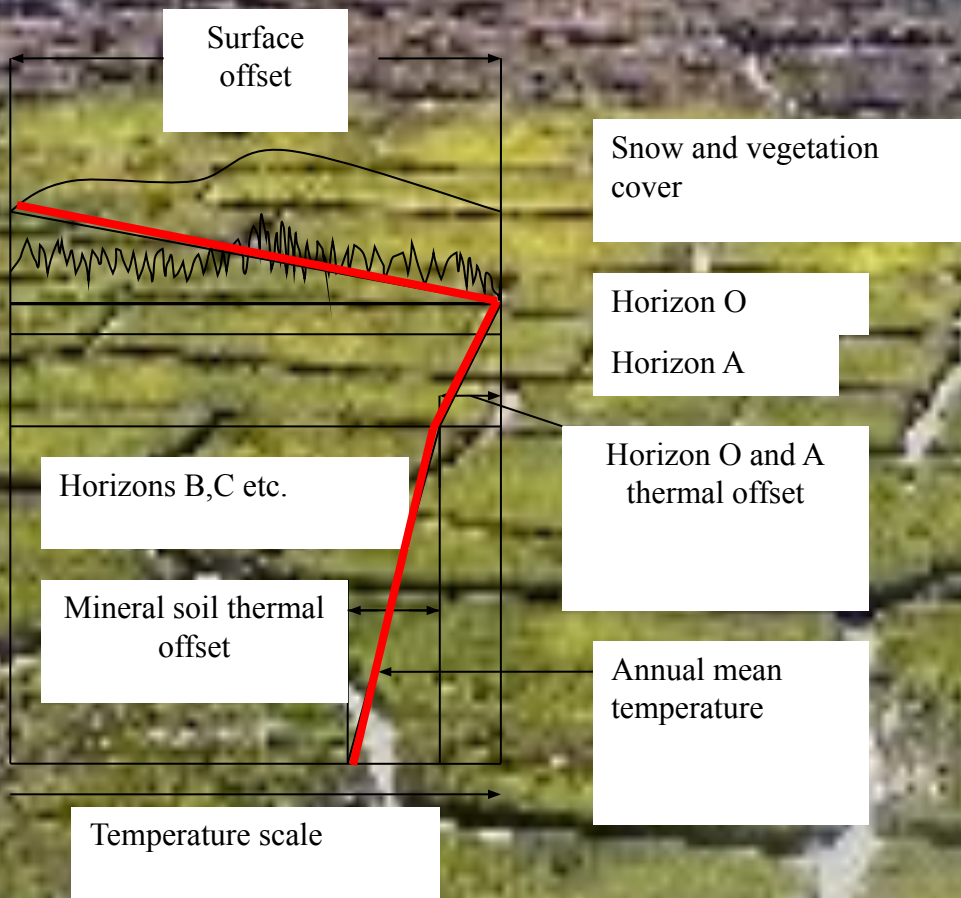
Распределение температур зимой



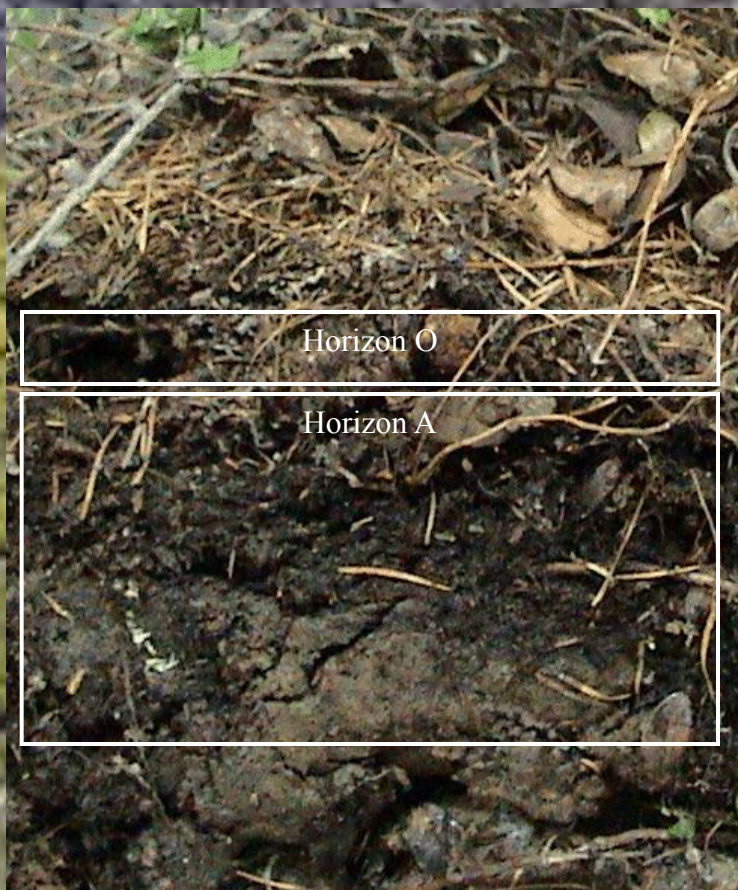
Распределение температур летом



Изменения среднегодовой температуры в слое сезонного оттаивания



Почвенные горизонты O и A

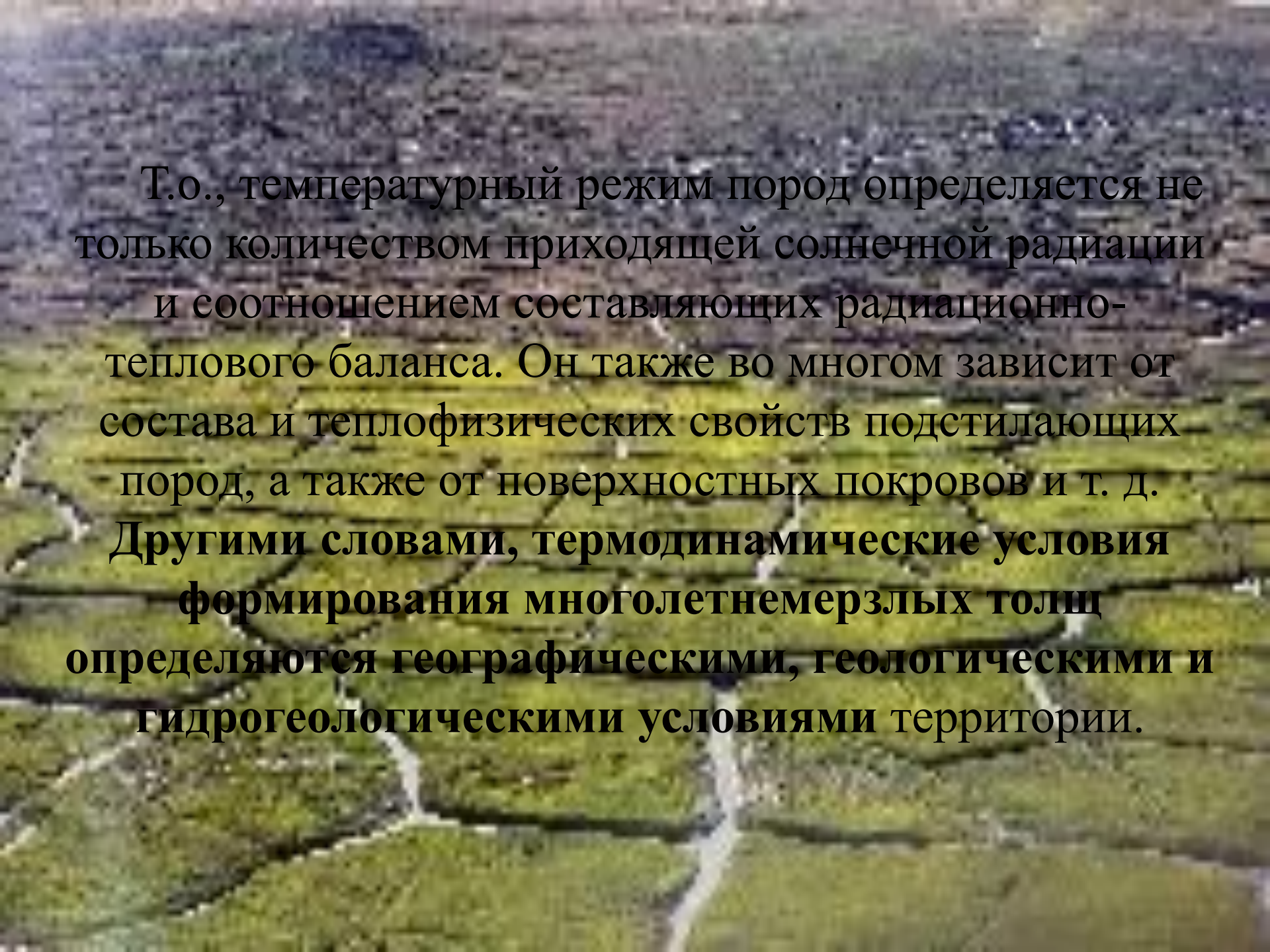


Теплопроводность почвенного горизонта А (W/m*K)

Landscape	Depth: 5 cm	30 cm
Larch forest	0.08	0.57
Birch forest	0.07	0.37
Cut forest 7 years	0.2	0.88
Cut forest 12 years	0.1	0.46
Slope of alas	0.1	0.7
Alas	0.09	0.98

Влияние содержания органического вещества на теплопроводность почвы

Samples	1	2	3	4
Thermal conductivity, W/m*K	0.30	0.91	0.53	0.04
Thermal resistivity, mm ² /c	0.10	0.23	0.11	0.19
Water content volumetric	0.57	0.65	0.53	0.18
Density, g/cm ³	1.15	1.75	1.22	0.14
Total organic content	0.13	0.05	0.09	0.66

An aerial photograph of a tundra landscape. The terrain is covered in dense, low-lying green vegetation, likely mosses and lichens. A narrow, winding stream or streamlet flows through the center of the image, creating a network of channels. The overall scene is a natural, undisturbed environment.

Т.о., температурный режим пород определяется не только количеством приходящей солнечной радиации и соотношением составляющих радиационно-теплого баланса. Он также во многом зависит от состава и теплофизических свойств подстилающих пород, а также от поверхностных покровов и т. д. Другими словами, термодинамические условия формирования многолетнемерзлых толщ определяются географическими, геологическими и гидрогеологическими условиями территории.

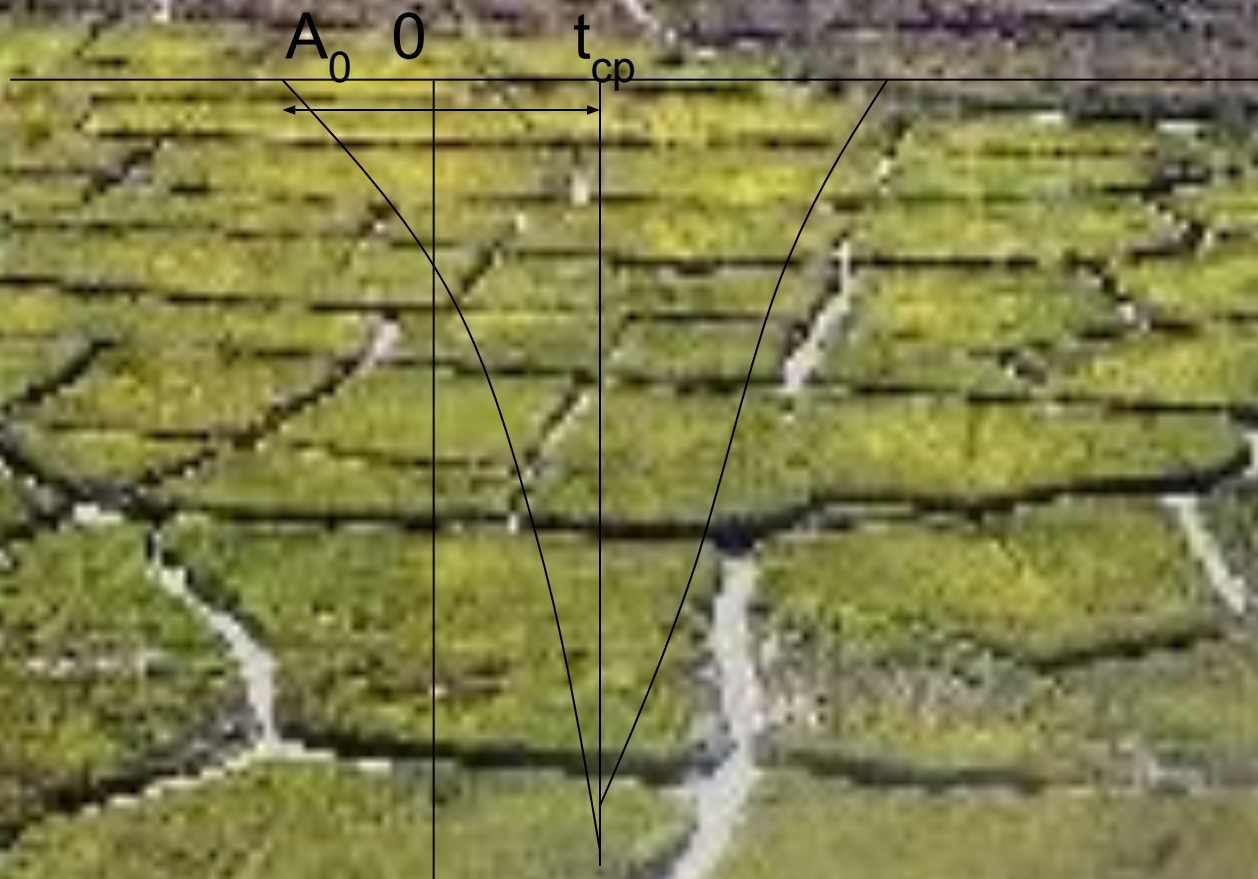
При этом необходимо будет учитывать как **среднюю температуру поверхности пород**, так и отклонение температуры в течение года от этого среднего значения, т. е. **физическую амплитуду колебания температуры** на поверхности пород A_0 .

Представляется возможным проанализировать 4 принципиально отличающихся друг от друга варианта возникновения и существования сезонно- и ММП.

При условии $t_{cp} > 0$, а $A_0 < t_{cp}$, могут существовать только **немерзлые (или талые) породы** (вариант I), поскольку в течение всего года температура поверхности пород не переходит через $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ в область отрицательных температур.



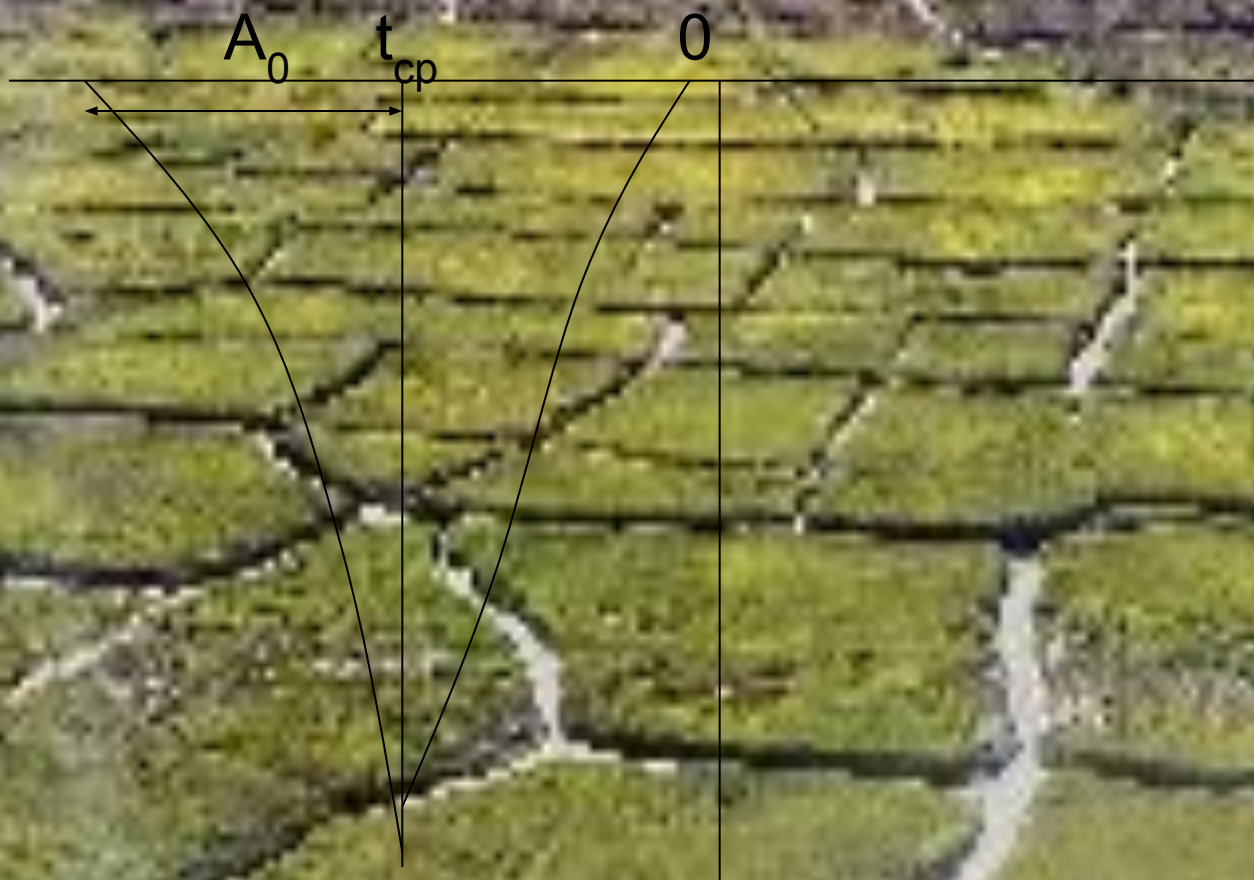
В случае, если $t_{cp} > 0$, но какое-то время (в холодный период года) температура поверхности и подстилающих пород оказывается отрицательной,, вследствие того, что $A_0 > t_{cp}$, происходят **сезонное промерзание пород** (вариант II).



В случае, если $t_{cp} < 0$, то в теплый период года поверхность и часть подстилающих ее пород приобретают положительную температуру (за счет того, что $A_0 > |t_{cp}|$). В результате происходит частичное протаивание с поверхности многолетнемерзлых пород и формирование **слоя сезонного протаивания** (вариант Ш).



И наконец, когда в течение всего года средняя температура поверхности пород не бывает выше $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ ($t_{\text{ср}} < 0$, $A_0 < |t_{\text{ср}}|$), существует **многолетнемерзлая толща горных пород** без сезонного протаивания их с поверхности (вариант IV).





Таким образом, **необходимым условием существования многолетнемерзлых пород является $t_{cp} < 0$.**

Наличие же или отсутствие процессов сезонного промерзания и протаивания и соответственно существование в течение части года сезонномерзлого или сезонноталого слоя определяются соотношением среднегодовой температуры и амплитуды колебаний температуры на поверхности пород. Они существуют, если $|t_{cp}| < A_0$, и отсутствуют, если $|t_{cp}| > A_0$.

Чрезвычайно важным в геокриологии является понятие **потенциального протаивания или промерзания**. О потенциальном протаивании говорят, когда $t_{cp} > 0$, т. е. в случае сезонного промерзания пород. Под этим термином понимают глубину протаявшего грунта за лето, если бы к началу протаивания весь массив пород находился бы в мерзлом состоянии. Пояснить это можно на таком примере: допустим, на участке распространения талых пород ($t_{cp} > 0$) в зимнее время производили отсыпку некоторой насыпи достаточно большой мощности. Грунт, используемый для отсыпки, находился в мерзлом состоянии. Тогда в летнее время эта насыпь будет протаивать с поверхности, и если толщина насыпи достаточно велика, то за лето она не протает полностью. Мощность оттаявшего за лето слоя насыпи приблизительно будет отвечать потенциальному сезонному протаиванию. Аналогичный пример и для случая потенциального сезонного промерзания ($t_{cp} < 0$).

При температурах пород, близких к 0°C , эпизодические увеличения глубины сезонного промерзания, превышающие глубину потенциального протаивания для данного соотношения t_{cp} и A_0 , могут вызвать формирование маломощных мерзлых толщ, существующих более одного года. Такие мерзлые толщи называются **перелетками**.

