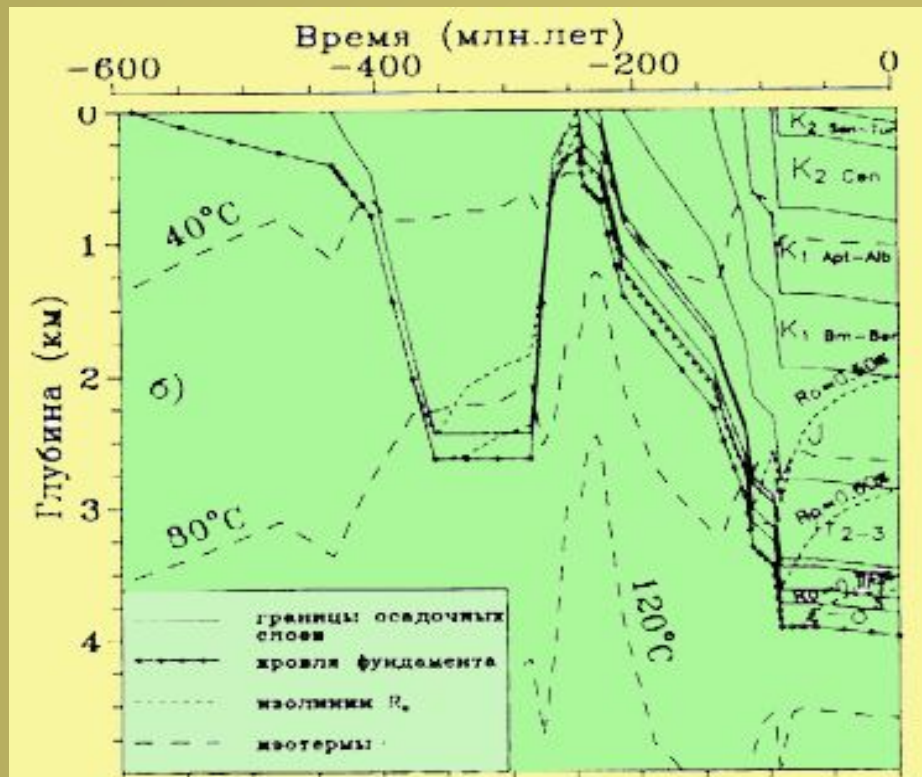


*Тектоническое погружение бассейна
Растяжение и термическая
активизация литосферы*

- **Тектоническим погружением бассейна называют положение (глубину) поверхности его фундамента после снятия нагрузки воды и осадков**

Как правило, тектоническое погружение в 2-3 раза меньше действительной глубины поверхности фундамента бассейна



Долгое время тектоническое погружение использовалось исключительно для анализа истории погружения рифтогенных бассейнов с относительно простой термической историей – монотонным остыванием литосферы после её прогрева на рифтовом этапе развития бассейна (McKenzie, 1978; Parson and Sclater, 1980 и др.).

Кривая тектонического погружения использовалась лишь для подтверждения такого хода развития бассейна.

Анализ около 2000 кривых погружения поверхности фундамента свидетельствует о том, что в истории многих бассейнов мира **этапы растяжения литосферы могли повторяться неоднократно** (Восточно-Баренцевоморская впадина, север норвежского шельфа, Северное море и другие; Newman and White, 1997). Вслед за первым событием растяжения, связанным с начальным эпизодом рифтогенеза, через 40-100 млн. лет могли следовать дополнительные этапы растяжения литосферы с амплитудой **1.03 - 1.3** (Huisman et al., 2001).

Имеются бассейны, в истории которых **рифтовая стадия оказывается промежуточной**, в результате чего рифтовые грабены оказываются наложенными на осадочные отложения предшествующих стадий и погребёнными под отложениями последующих формаций (верхнемеловой – миоценовый грабен Сирт в Ливийско-Египетском бассейне, юрско-нижнемеловые грабены Центральный и Вайкинг в Североморском бассейне; Кучерук, Ушаков, 1985).

Продолжительность процесса растяжения литосферы (Takeshita, Yamaji 1990).

Регион	Продолжительность, млн.лет	Тип деформации	Примечание
<i>КОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ РИФТЫ</i>			
Ю-Австралийская окраина	20 - 30	разрыв	
С-З Австралийская окраина	70	разрыв	а
Суэцкий залив	23		в
Красное море	16	разрыв	
Бискайский залив	30	разрыв	
Габонский уступ	15 - 19	разрыв	
Провинции Хребтов и Бассейнов	40		в
<i>ВНУТРИДУГОВЫЕ РИФТЫ</i>			
Тирренское море	4 - 9	разрыв	
Панонский бассейн	4 - 7		
Эгейское море	5 - 12		в, с
Сев.-Вост. Япония	3 - 6	разрыв	

Разрыв - с образованием рифтовой трещины. "а" - несколько этапов растяжения, "в" - растяжение литосферы продолжается и в современную эпоху, "с" – оценки по палеомагнитным полюсам.

Параметры формирования рифтогенных бассейнов (Huismans et al., 2001)

Бассейн	β	δ	t_1	t_2	t_3	t_4	t_5
			млн. лет				
Панонский бассейн	1.6-1.8	8-10	18-14	12-11	18-6	12-0	12-11
Байкальский рифт	1.4-1.6	3-4 (?)	24-6	4-0	?	20-14	0
грабен Осло	1.3-1.4	4-5	300-270	270-240	?	280-270	240-220
Северное море	1.3-1.6	5-5.5	248-219	166-118	?	176-163	183-156
Верхне-Рейнский грабен	1.1-1.2	3-5 (?)	40-23	18-0 (?)	?	12-0	10-0
Окраина залива Лион	1.2-2.0	3 (?)	23-16	?	36-30	12-0	нет
Валенсийский трог	1.2-2.0	4-5	23-16	?	23-18	10-0	15-0 (?)
Альборанское море	1.5-2.5	4-8	23-16	9-5	?	10-0	11
Днепровско-Донецкий бассейн	1.1-1.5	1.1-10	379-362	345-340	?	363	330

β - утонение коры; δ - утонение подкоровой литосферы; t_1 – время первой рифтовой фазы; t_2 – время второй рифтовой фазы; t_3 – время известково-щелочного вулканизма; t_4 – время щелочного вулканизма; t_5 – время пострифтового сводообразования.

Таким образом, моделирование бассейнов должно включать механизм, учитывающий неоднократные периоды тепловой реактивизации и растяжения его литосферы. Анализ тектонического погружения бассейна позволяет оценивать амплитуду и продолжительность этих событий.

Тектоническим погружением бассейна называют смещение поверхности его фундамента за вычетом влияния нагрузки воды и осадков

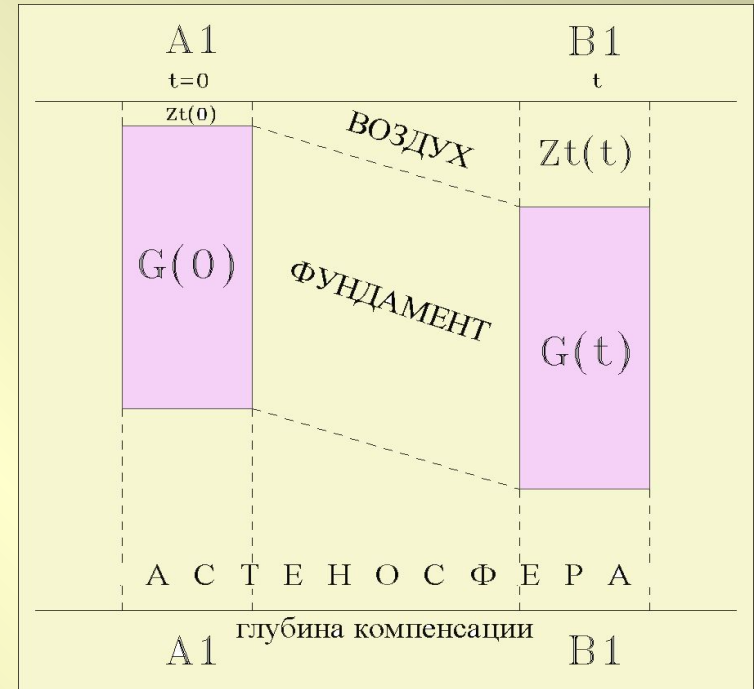
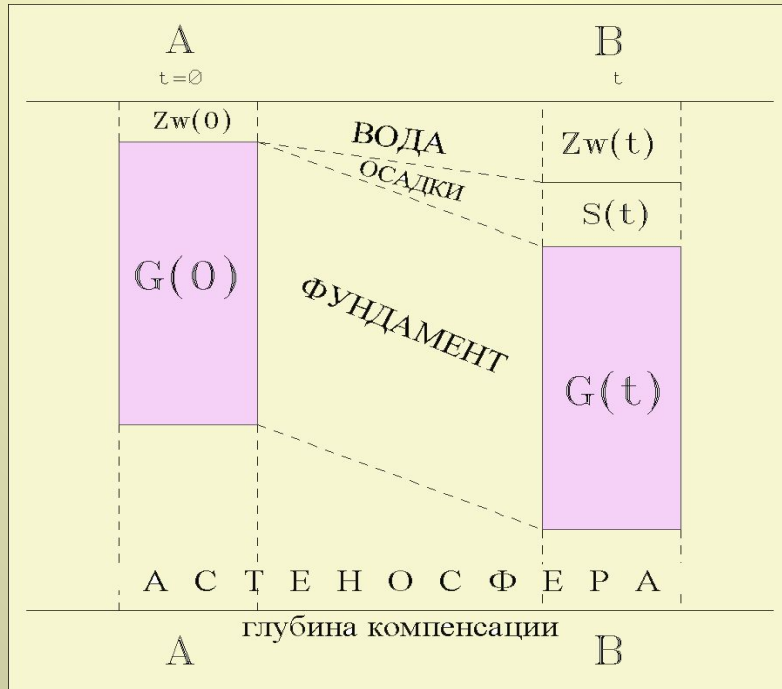
В состоянии локальной изостазии

два основных процесса определяют глубину поверхности фундамента бассейна:

- 1) нагрузка осадков и воды на поверхность фундамента (амплитуда смещения поверхности ZTs ,) и**
 - изменение в распределении плотности пород фундамента с глубиной (амплитуда смещения поверхности ZTb) (например, при нагревании, охлаждении и растяжении литосферы, смещении фазовых границ, преобразовании габбро в эклогит в основании коры и др.)**

Т.е. в отсутствии этих процессов глубина поверхности фундамента оставалась бы неизменной

Принцип вычисления вариаций амплитуды тектонического погружения



Из условия, что веса всех столбцов уравниваются на уровне компенсации (нижняя граница области счёта Z_k), получаются уравнения для расчёта вариаций составляющих тектонического погружения ZT_a и ZT_b .

Равенство веса столбцов AA и A1A1 приводит к уравнению:

$$\begin{aligned} & g \cdot \rho_w \cdot Z_w(0) + G(0) + g \cdot \rho_a \cdot (Z_k - Z_w(0) - l_0) \\ = & G(0) + g \cdot \rho_a \cdot (Z_k - Z_t(0) - l_0) \end{aligned}$$

из которого следует:

$$Z_t(0) = Z_w(0) \cdot \frac{\rho_a - \rho_w}{\rho_a}$$

В то же время из равенства веса столбцов BB и B1B1:

$$\begin{aligned} & g \cdot \rho_w \cdot Z_w(t) + G(t) + g \cdot \rho_s \cdot S(t) + g \cdot \rho_a \cdot (Z_k - Z_w(t) - S(t) - \\ & \quad l_0) = \\ = & G(t) + g \cdot \rho_a \cdot (Z_k - Z_t(t) - l_0) \end{aligned}$$

следует:

$$Z_t(t) = Z_w(t) \cdot \frac{\rho_a - \rho_w}{\rho_a} + S(t) \cdot \frac{\rho_a - \rho_s}{\rho_a}$$

Из (7) и (8) выводим формулу, определяющую относительн

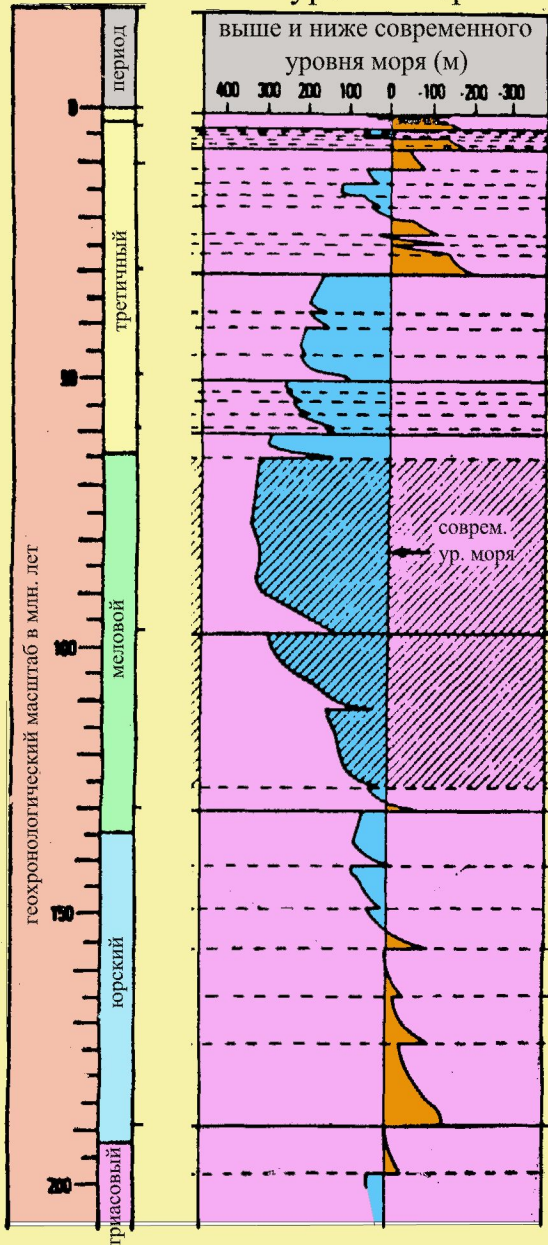
Тогда вариации тектонического погружения фундамента, вызванные изменением поверхностной нагрузки, можно выразить формулой:

$$ZTs(t) - ZTs(0) = \frac{\rho_a - \rho_s(t)}{\rho_a} \cdot S(t) + \frac{\rho_a - \rho_w}{\rho_a} \cdot [Z_w(t) - Z_w(0)].$$

Здесь t - время, $t = 0$ - начало формирования бассейна, $Z_w(t)$ - палеоглубины водной колонки на время t , $S(t)$ - толщина осадочного покрова, ρ_a и ρ_w - плотности астеносферы и воды. Средняя плотность пород в столбце осадков $\rho_s(t)$:

$$\rho_s(t) = \frac{\int_0^{S(t)} \rho_s(Z, t) \cdot dZ}{S(t)}.$$

эвстатические колебания
уровня моря

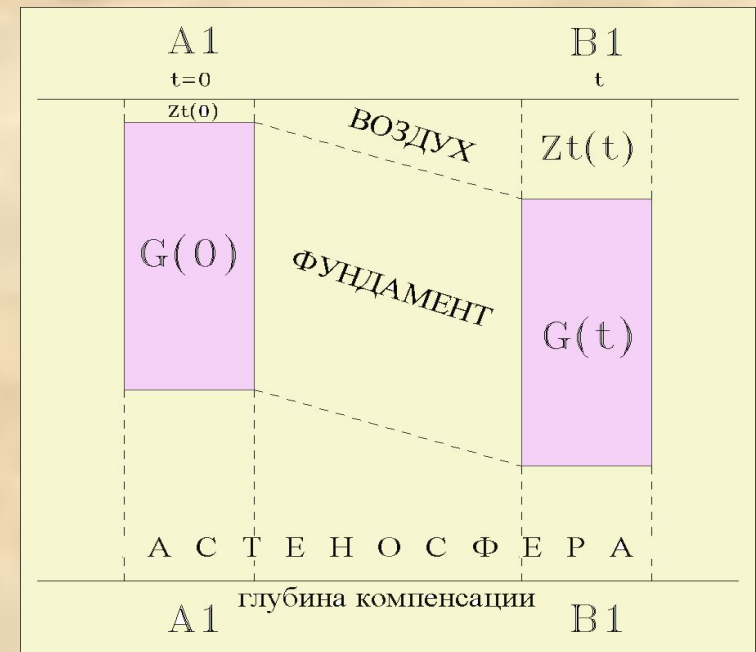
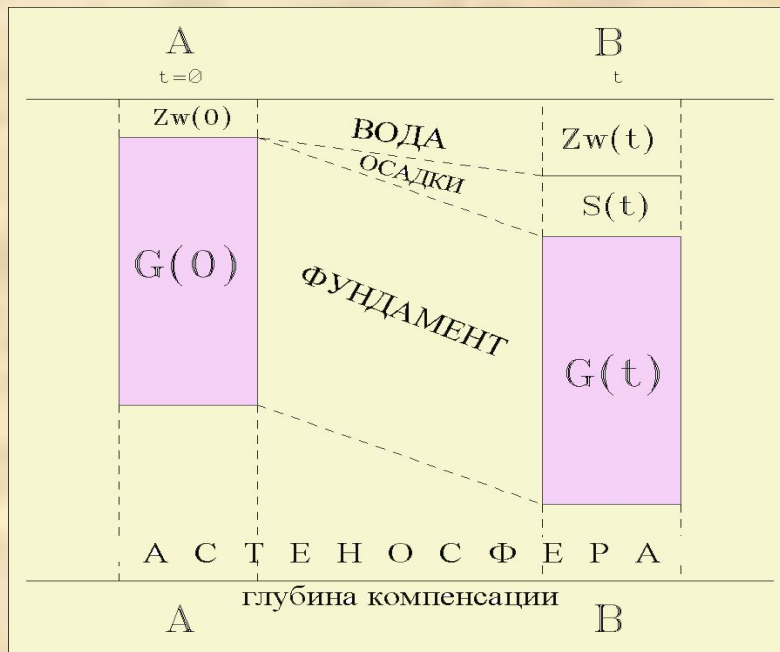


Существенно, что тектоническое погружение явно не зависит от эвстатических колебаний уровня мирового океана

Эвстатические колебания могли быть вызваны широкомасштабным таянием ледников, глобальными изменениями в картине спрединга, вытеснением воды при эрозии континентов, осушением или заполнением больших водных бассейнов. Используя три наиболее известных эвстатических кривых можно получить различие в оценках уровня океана в 100 - 250 м (Su et al. 1989) и эти вариации при умеренных скоростях осадконакопления могут затушёвывать эффект тектонических событий на реконструируемое положение поверхности фундамента. (Артюшков и др., 1998) - многие из быстрых флюктуаций глубины морских бассейнов на континентальной коре были обусловленными не эвстатическими колебаниями уровня мирового океана, а проявлением в отдельные эпохи относительно быстрых вертикальных тектонических движений коры с амплитудами 20-100 м.

Подстилающая литосфера и часть астеносферы включались в область расчёта температуры наряду с осадочной толщей.

И это позволяло вычислять амплитуду тектонического погружения, ZTb , из анализа изменений в глубинном распределении плотностей в фундаменте



Выражение для ZTb получаем, приравнивая веса столбцов $A1A$ и $B1B1$ на правом рисунке:

$$G(0) + \rho_a \cdot g \cdot (Z_k - Z_t(0) - l_0) = \\ = G(t) + \rho_a \cdot g \cdot (Z_k - Z_t(t) - l_0)$$

Из равенства веса столбцов A1A1 и B1B1 имеем:

$$ZT_b(t) - ZT_b(0) = \frac{G(t) - G(0)}{\rho_a \cdot g}$$

g - ускорение силы тяжести и G - вес столбца фундамента некоторой фиксированной высоты l_0 :

$$G(t) = g \cdot \int_0^{l_0} \rho_1(Z, t) \cdot dZ$$

Глубина изостатической компенсации приходится на реологически слабые породы астеносферы или низов литосферы.

Распределение плотности пород фундамента определяет ZT_b .

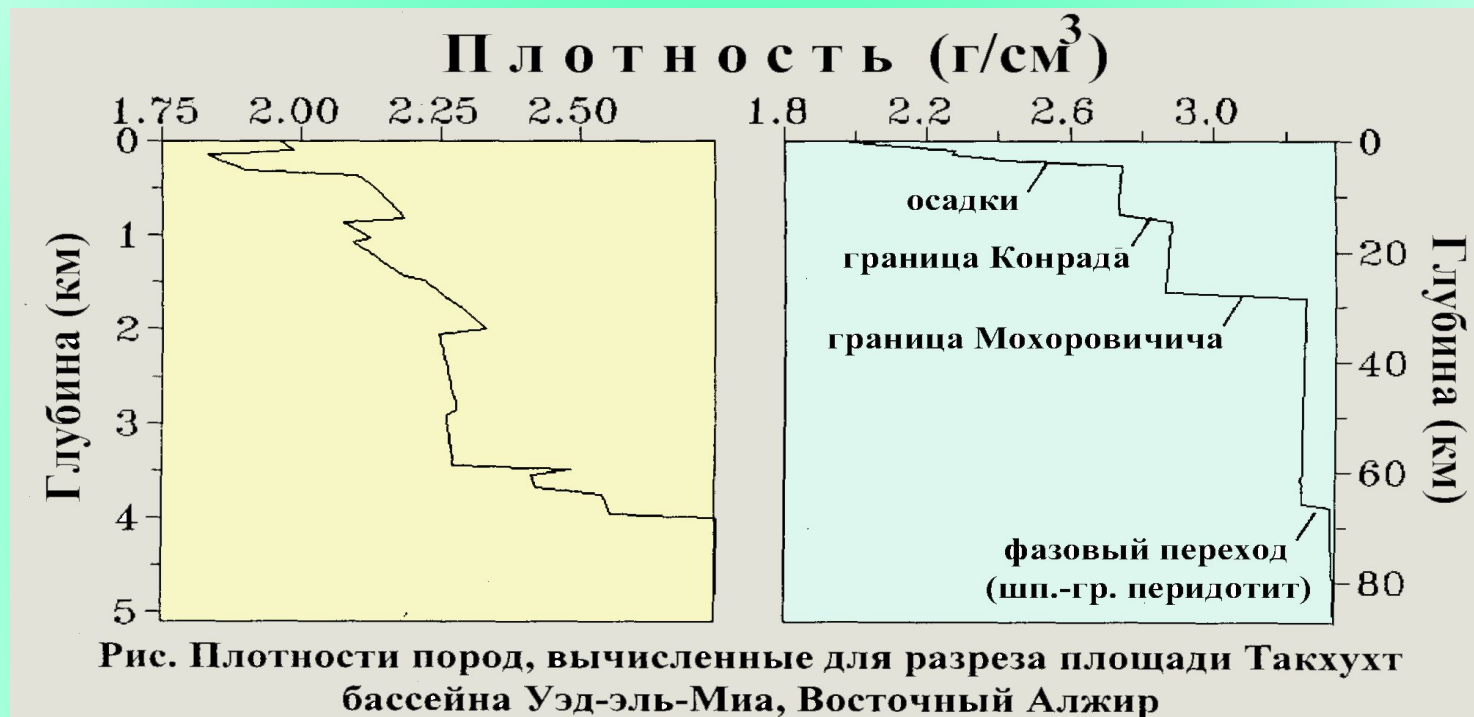
В качестве l_0 выбирается нижняя граница ZM области счёта температуры в начальный момент развития бассейна ($t = 0$).

При этом толщина столбца фундамента (l_0) остаётся неизменной во всё время моделирования бассейна, наращиваясь в периоды растяжения литосферы, в то время как ZM - нижняя граница области счёта температуры – может меняться на толщину отложенных или эродированных осадков.

В такой модели глубина изостатической компенсации лежит ниже или совпадает с максимальной глубиной ZM в процессе моделирования бассейна. Такая глубина изостатической компенсации приходится на реологически слабые породы астеносферы или низов литосферы.

Распределение плотности пород фундамента определяет ZТb.

Вариации плотностей



$$\rho(Z, t) = \rho_0(Z, t) \cdot [1 - \alpha \cdot T(Z, t) + \beta \cdot P(Z, t)].$$

$\alpha = 3.2 \cdot 10^{-5} \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$ - коэффициент термического расширения, $\beta = 0.00079 \text{ Кбар}^{-1}$ - изотермический коэффициент сжатия пород, $\rho_0(Z, t)$ - распределение ρ с глубиной при $P=1 \text{ атм.}$ и $T=20^\circ\text{C}$.

*Распределение плотности пород
фундамента с глубиной может
изменяться :*

- а) переходе от “гранитного” слоя коры к “базальтовому” и затем к мантии,**
- б) при фазовых переходах в мантии**
- в) при изменении мощности коры в периоды растяжения литосферы или эрозии коры снизу.**

Фазовые переходы в мантии :

(Forsyth, Press 1971; Wood, Yuen, 1983; Yamasaki, Nakada, 1997)

Плакиоглазовый перидотит в шпинелевый

$$(\rho_0 = 3.26 \rightarrow 3.30 \text{ г/см}^3)$$

$$P(\text{кбар}) = 0.00515 \times T(^{\circ}\text{C}) + 3.92$$

Шпинелевый перидотит в гранатовый

$$(\rho_0 = 3.30 \rightarrow 3.38 \text{ г/см}^3)$$

$$P(\text{Кбар}) = 0.000025 \times [T(^{\circ}\text{C}) - 900]^2 + 15$$

Первый переход приходится на глубины от 12 до 32 км и в континентальной литосфере не имеет места, так как приходится на кору.

Второй переход – на глубины от 40 до 70 км. Он объясняет от 200 до 400 м рельефа поверхности фундамента.

Изменение плотности пород мантии с температурой и давлением

Табл. 6-1. Изменение плотности пород мантии с ростом давления при постоянной температуре (20°C)

для значения коэффициента изотермического сжатия $\beta = \frac{1}{\rho_0} \cdot \frac{\partial \rho}{\partial P} = 0.00079 \text{ Кбар}^{-1}$, типичного для

оливиновых пород мантии (Touloukian and Ho 1981)

P(кбар)	1	10	20	30	40	50	60	70	80
Z (km)	3.1	31	62	93	124	154	185	216	247
β (кбар ⁻¹)	$7.9 \cdot 10^{-4}$	$7.9 \cdot 10^{-4}$	$7.8 \cdot 10^{-4}$	$7.7 \cdot 10^{-4}$	$7.6 \cdot 10^{-4}$	-	-	-	-
$\Delta\rho$ (г/см ³)	0.0026	0.026	0.052	0.078	0.104	0.130	0.156	0.182	0.208

Табл. 6-2. Изменение плотности пород мантии с ростом температуры при постоянном давлении (1

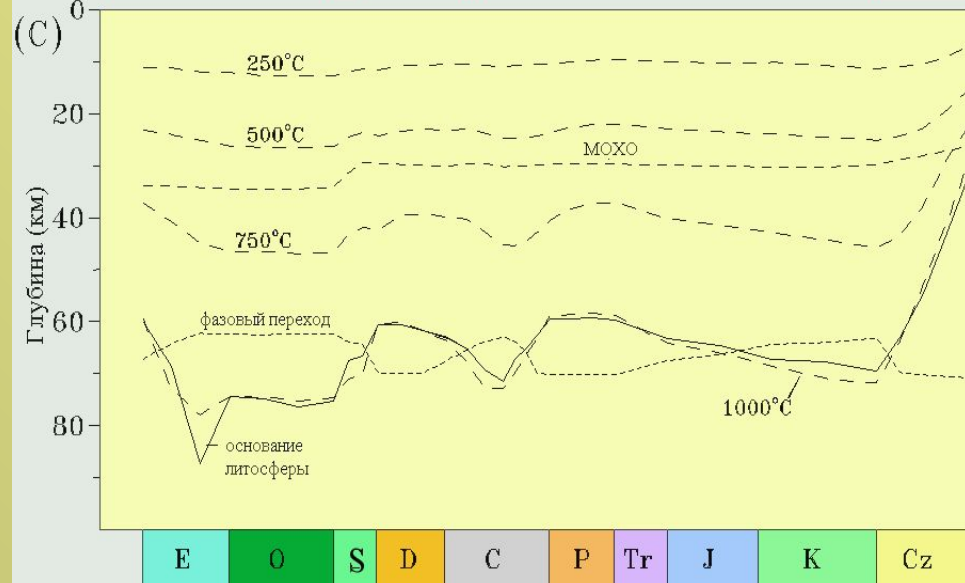
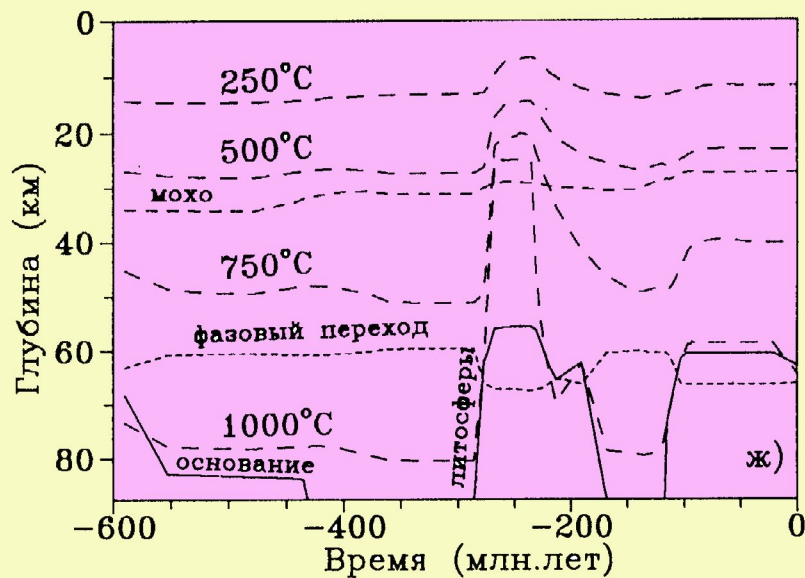
атм) со значением коэффициента изобарического расширения породы $\alpha = \frac{1}{\rho_0} \cdot \frac{\partial \rho}{\partial T} = 3.2 \cdot 10^{-5} \text{ }^\circ\text{C}^{-1}$,

типичного для оливиновых пород мантии (Touloukian and Ho 1981).

T°C	200	400	600	800	1000	1200	1400
$\Delta\rho$ (г/см ³)	0.021	0.042	0.063	0.094	0.106	0.127	0.148

Для P=30 кбар (z=93 км) и T=1000°C получим $\Delta\rho = 0.078 - 0.106 = - 0.028 \text{ г/см}^3$. При P=50 кбар (z=154 км) и T=1200°C - $\Delta\rho \approx 0$. Таким образом, температурный вклад в плотность пород в мантии будет преобладать на глубинах $z < 100 \text{ км}$, а вклад давления - при $z > 200 \text{ км}$.

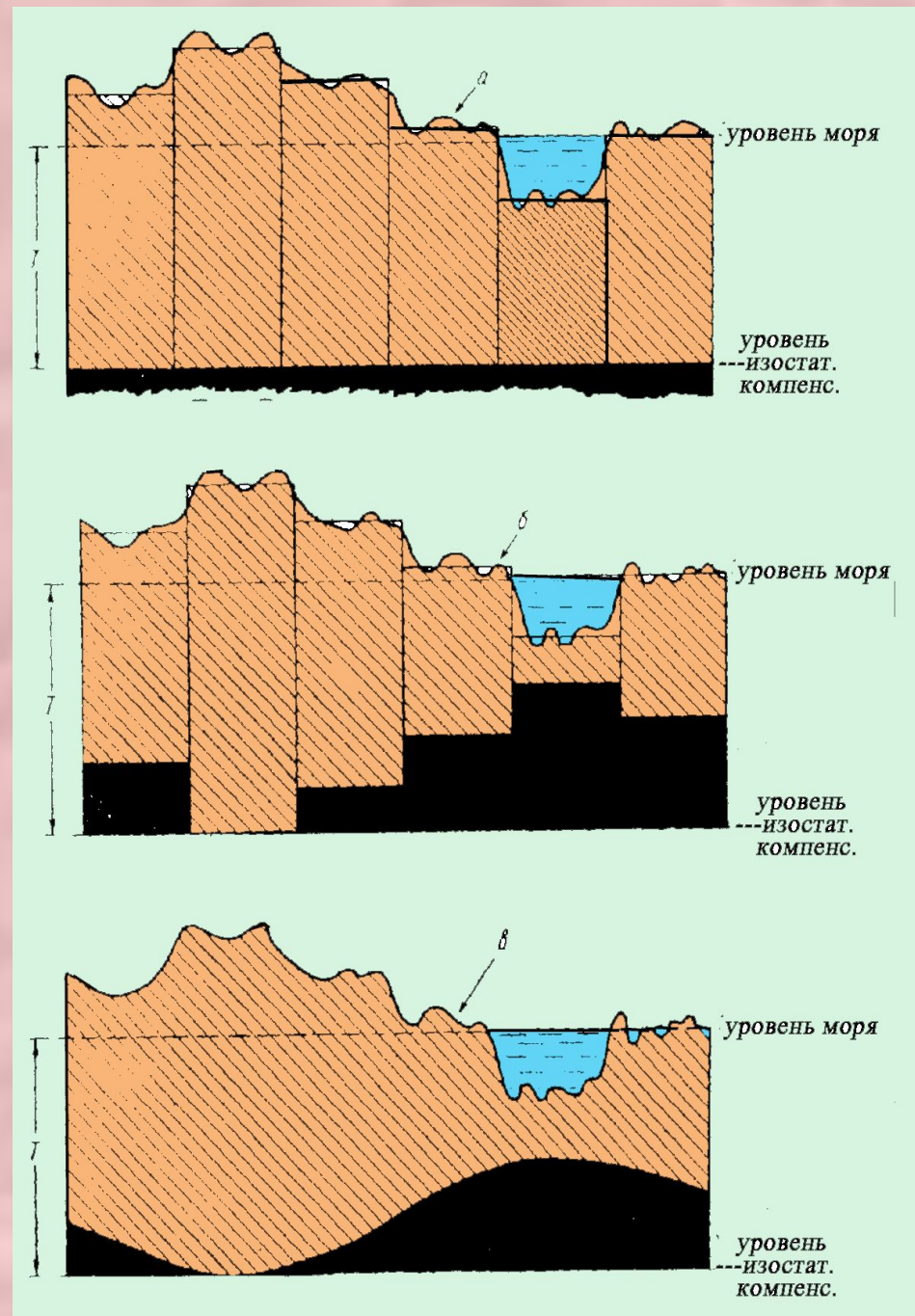
Продолжительность и амплитуда тектонических и термических событий, имевших место в истории развития литосферы бассейна, оцениваются из условия совпадения двух кривых тектонического погружения – рассчитанной удалением нагрузки воды и осадков и по изменениям плотности пород фундамента



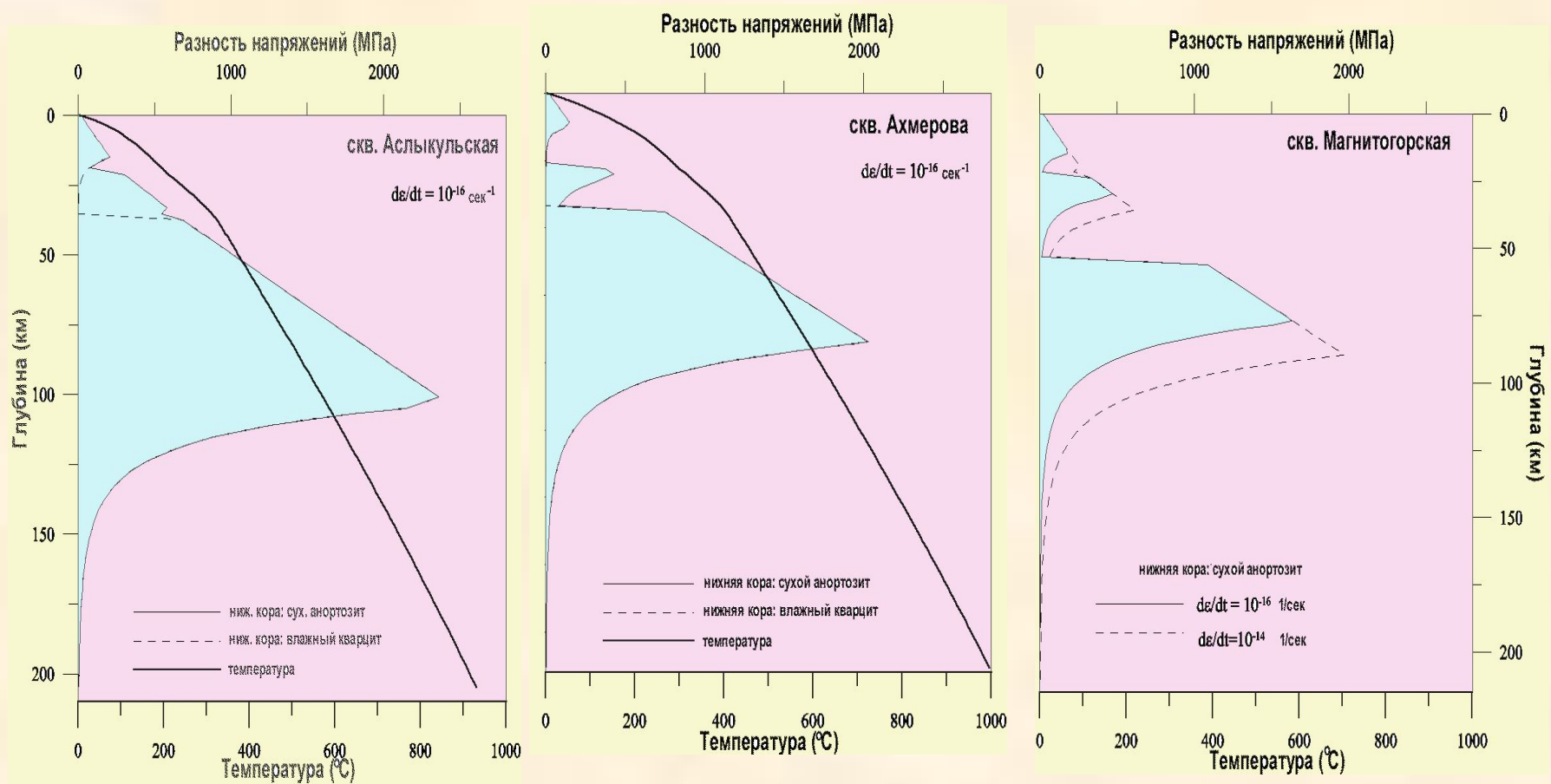
Изостазия

Локальная изостазия литосферы бассейна (Эйри - средний рис.) предполагается в расчётах двух кривых тектонического погружения.

Состояние локальной изостазии достигается, когда характерные горизонтальные размеры нагрузки заметно превышают эффективную упругую толщину литосферы. Значит сокращение последней способствует достижению этого состояния. Не вызывает сомнения локально-изостатический отклик литосферы на нагрузку в период рифтогенеза и реактивизаций с прогреванием и растяжением литосферы. Однако и в “нормальном” состоянии континентальная литосфера может быть достаточно слабой из-за низких энергий активации начала пластичных деформаций доминирующего материала нижней коры (кварца).

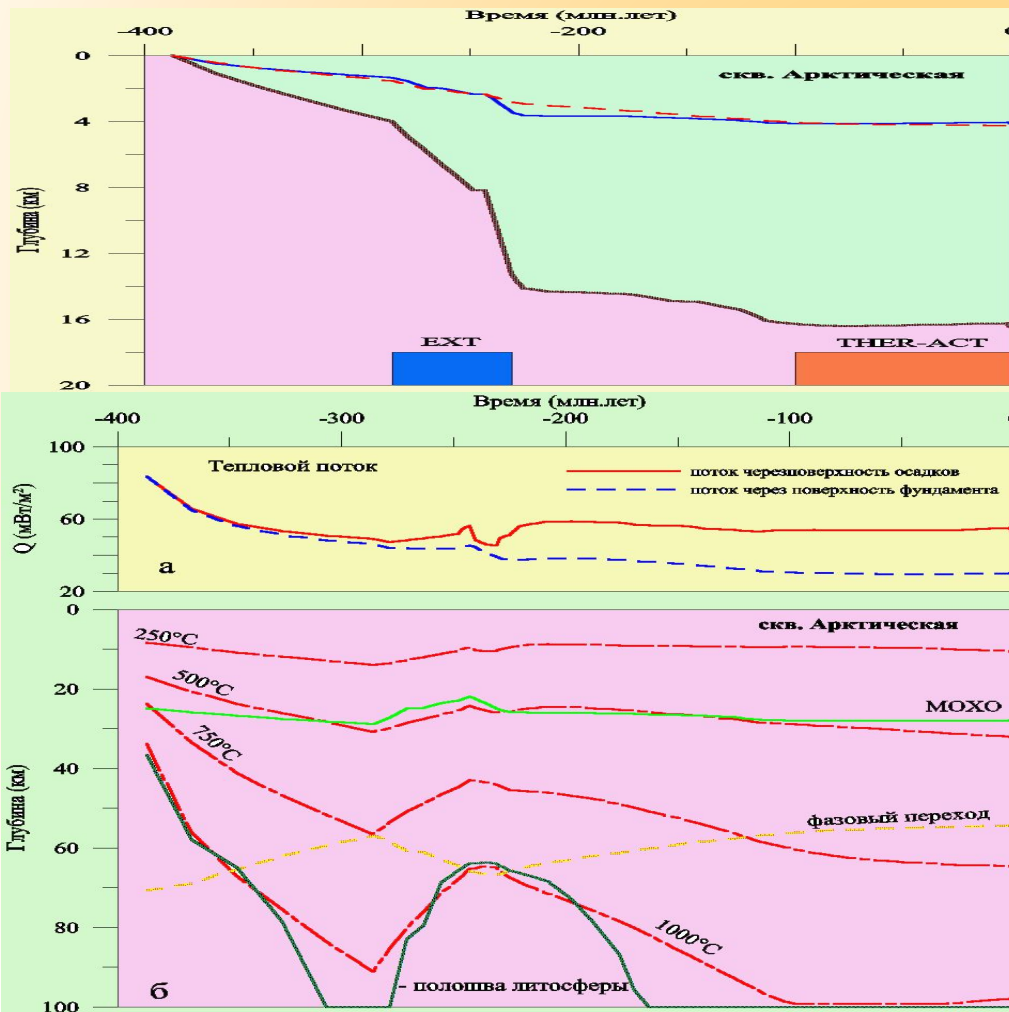


Ослабленные зоны континентальной литосферы



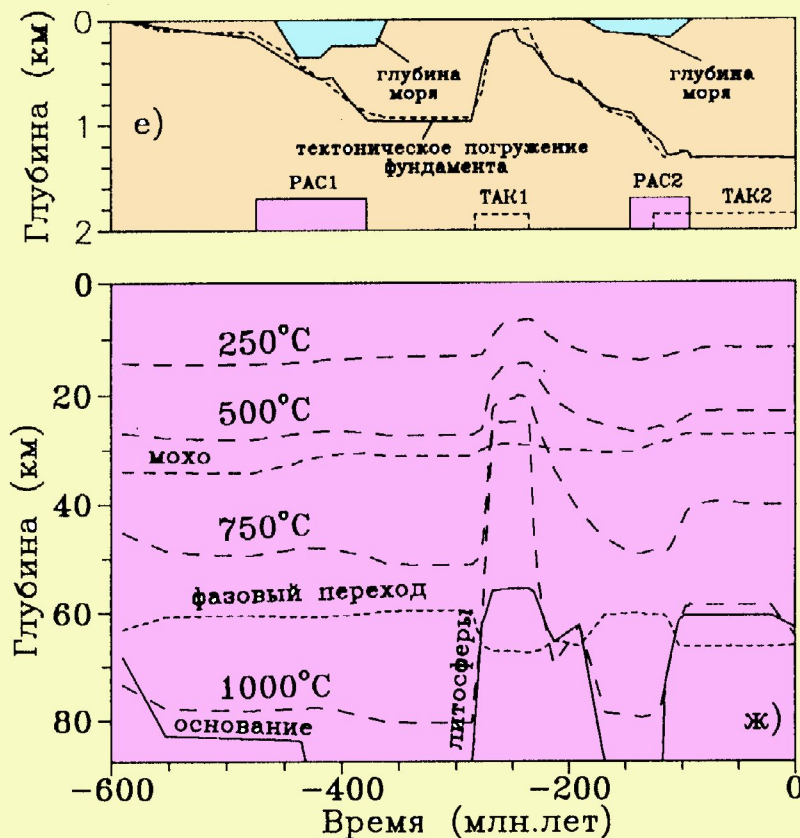
Во всех случаях в нижней коре континентальной литосферы за исключением очень тонкой коры ($H_c < 20\text{-}25 \text{ км}$) возникает ослабленная зона, позволяющая верхней коре вести себя независимо от мантии.

Оценки продолжительности и амплитуд тепловых и тектонических активизаций бассейнов из анализа тектонических кривых бассейна



Растяжение литосферы (или эрозия коры снизу) моделируется в виде последовательности слабых эпизодов растяжений с амплитудами $\Delta\beta_i$, отвечающих каждый своему интервалу времени Δt_i , так что полная амплитуда растяжения за время $\Delta t = \Delta t_1 + \Delta t_2 + \dots + \Delta t_n$ достигала $\beta = \Delta\beta_1 \cdot \Delta\beta_2 \cdot \dots \cdot \Delta\beta_n$. Как правило, Δt (раст.) $> 20-100$ млн.лет и тогда V (раст.) ≤ 0.1 мм/год – термический нагрев незначителен (слайд 14). Но для Баренцева моря ($\beta=2.12$) нагрев при растяжении заметен.

Тепловая активизации литосферы моделируется поднятием кровли термического диапира с температурой 1000-1200°C. При этом распределение температур в литосфере ниже кровли диапира переписывается на каждом шаге времени на распределение температур, линейно возрастающее от температуры кровли диапира до значения ТМ, поддерживаемое в основании области счета. Кровля диапира поднималась со скоростью 0.5 до 5 км/млн. лет в течение 5 - 50 млн.лет и затем поддерживается на той же глубине, либо частично релаксирует.

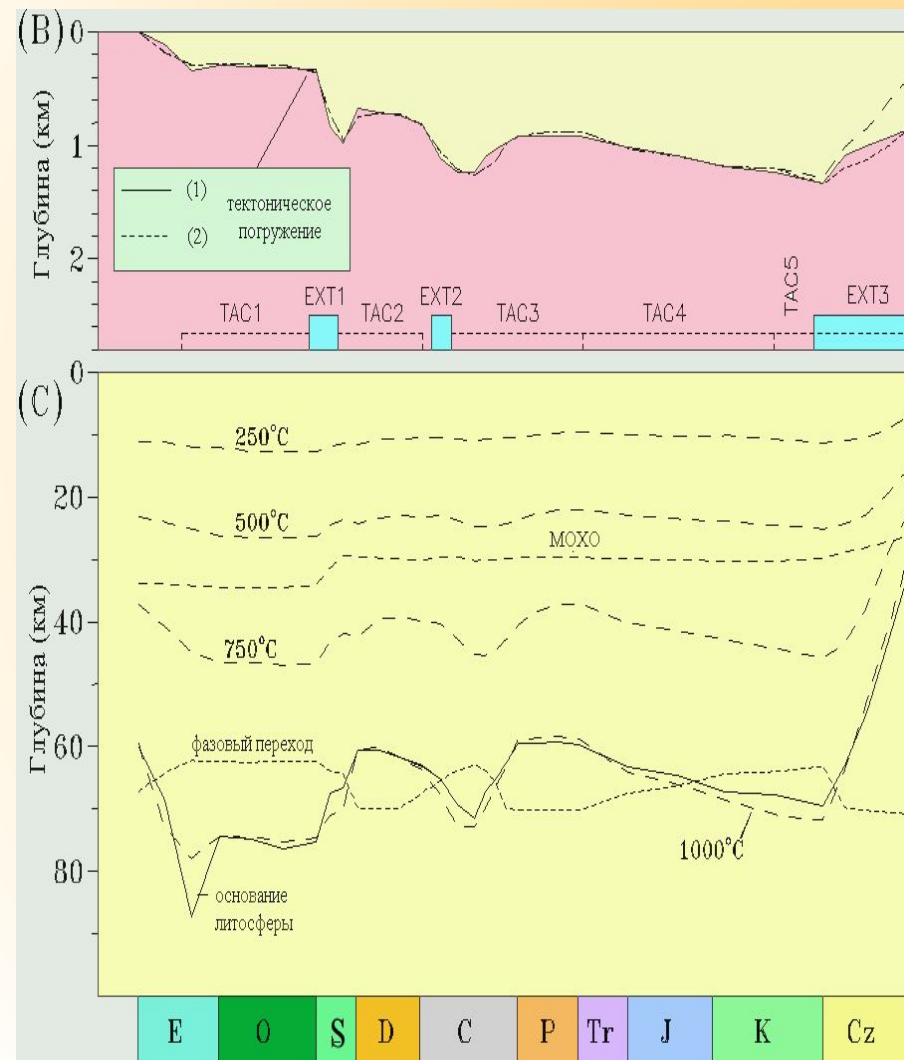


Пример: бассейн Уэд эль-Миа, пл. Такхухт.
1-ая тепловая активизация: кровля астеносферного диапира (1000°C) поднимается со скоростью 5.5 км/млн.лет от 280 до 270 млн. лет назад и держится на неизменной глубине ($q=100$ мВт/м²) следующие 35 млн.лет.
2-ая тепловая активизация: подъём кровли диапира со скоростью 1 км/млн.лет со 120 по 100 млн. лет и стагнация с эффективным тепловым потоком на поверхности около 60 мВт/м² по настоящее время.

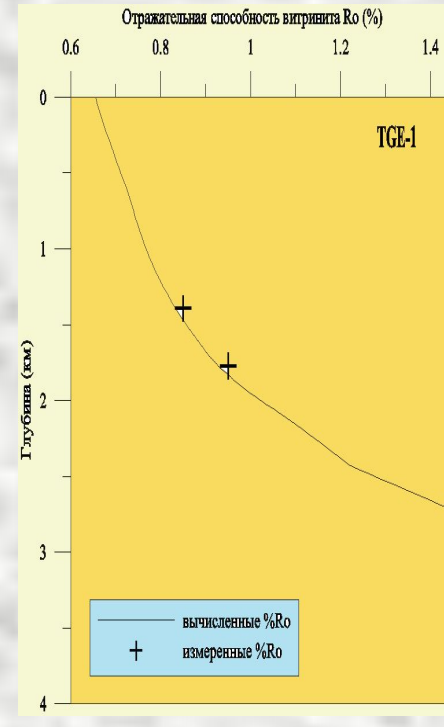
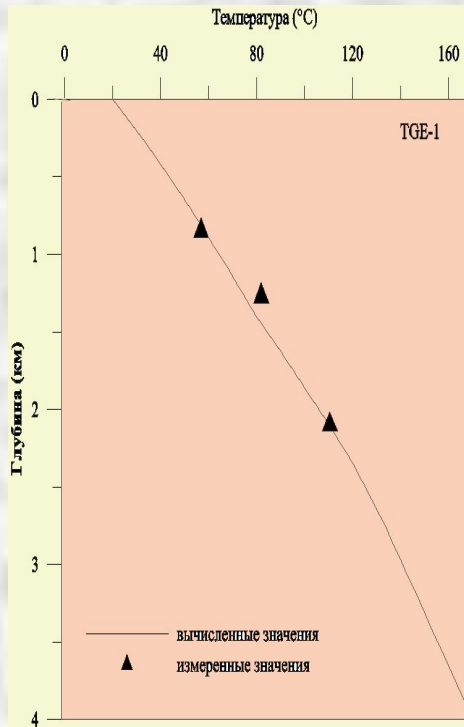
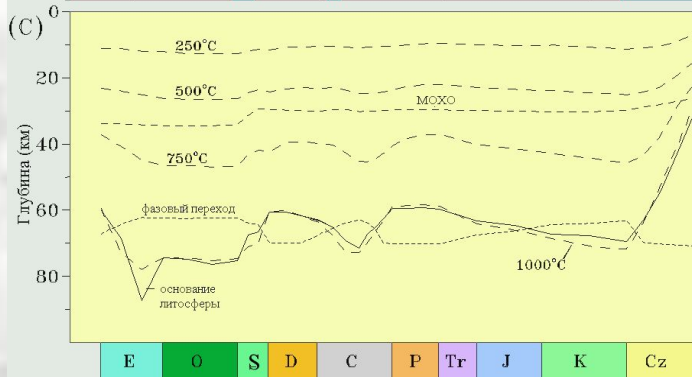
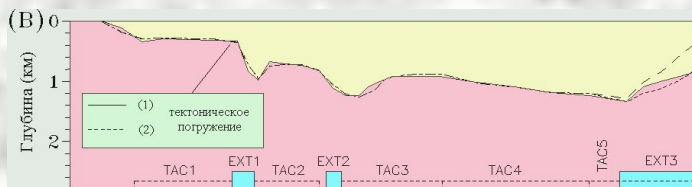
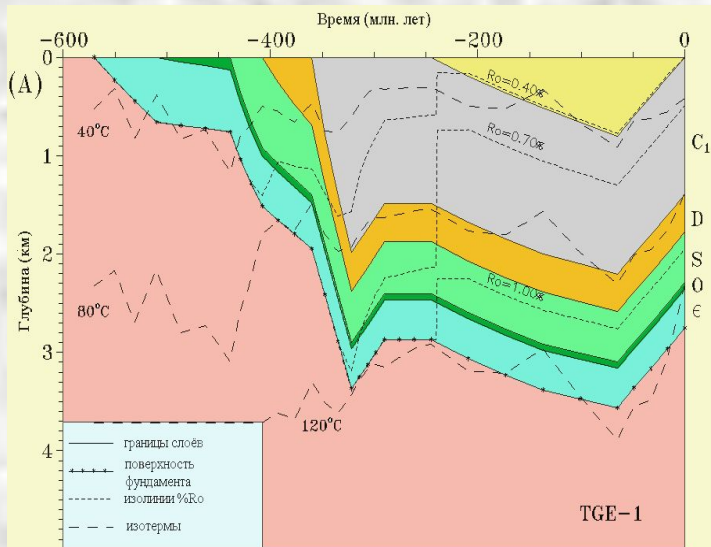
Одновременное действие тепловой активизации и растяжения литосферы

**Современные примеры:
все океанические и
континентальные рифтовые зоны,
Афар и др.**

Пример тепловой активизации и растяжения в кайнозое - бассейн Иллизи в Восточном Алжире. Высокие температуры, измеренные в современном разрезе (около 110°C на глубине 2 км) предполагают термическую активизацию в кайнозое, а низкий рельеф бассейна - одновременное растяжение бассейна с амплитудой $\beta \approx 1.16$ (из совпадения тектонических кривых).



История погружения и термического режима осадочной толщи и литосферы бассейна Иллизи, скв. TGE-1, Восточный Алжир



Пример иллюстрирует одновременное действие тепловой активизации и растяжения в кайнозое. Тепл. актив. предполагает высокие $T \approx 110^\circ\text{C}$ при $z=2$ км. Без растяжения тект. кривая (пунктир) пойдёт выше сплошной.