

Aula 09

Isostasia



Plano da Aula

Introdução

- Histórico e Princípio de Arquímedes

Isostasia:

- Isostasia; profundidade dos oceanos, formação de bacias sedimentares.

Isostasia local e regional:

- Modelos de Airy e Pratt, equilíbrio isostático, teste de Bloom.
- Modelo de Vening-Meinesz, rebote glacial.

Introdução

Isostasia é um termo derivado das palavras gregas "iso" (igual) e "stasis", (estabilidade).

- É uma condição à qual a crosta e o manto terrestres tendem, na ausência de forças perturbadoras.
- Na sua forma mais simples formula que a crosta flutua sobre o manto.

É um estado idealizado: uma condição de descanso e tranquilidade!!

Histórico

O conceito de isostasia foi desenvolvido após duas expedições que envolveram a medição da vertical:

- 1735 - 1745 (Pierre de Bouguer):
Medir o comprimento de 1 grau de longitude em Quito e Paris para determinar a forma da Terra.
- 1840 - 1859 (Sir George Everest):
Fazer o mapeamento do subcontinente indiano.

Histórico

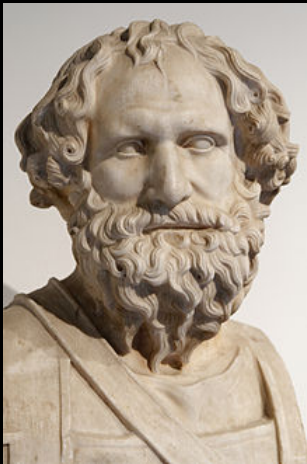
Ambas as expedições perceberam que o desvio da vertical devido à atração gravitacional dos Andes e do Himalaia era muito menor do esperado.

Em 1885, J.H. Pratt e G. Airy fizeram a proposta que:

Deve haver uma deficiência de massa sob ambas as montanhas, aproximadamente igual à massa das mesmas.

Princípio de Arquímedes

Qualquer objeto, total ou parcialmente imerso em um fluido, é impulsionado para cima por uma força igual ao peso do fluido deslocado pelo objeto.

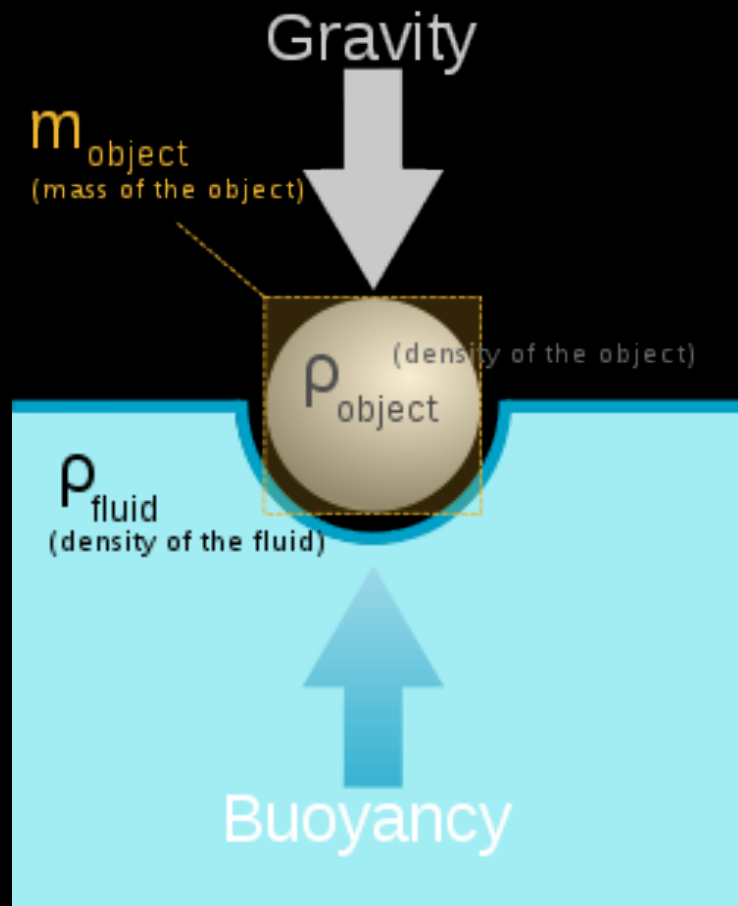


Arquimedes
(287 - 212 a.C.)



Princípio de Arquímedes

Flutuabilidade = Peso do fluido deslocado



$$\cancel{mg} = \rho_f \cancel{V_{\text{des}} g}$$

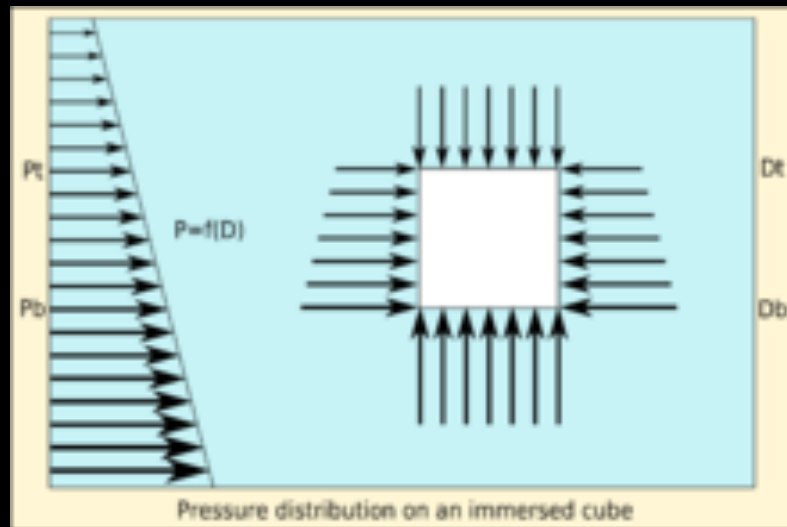
$$m = \frac{4}{3} \pi r^3 \rho_{\text{obj}}$$

$$V_{\text{des}} = \frac{1}{3} \pi h^2 (3r - h)$$

$$h^2 (3R - h) \rho_f - 4r^3 \rho_{\text{obj}} = 0$$

Pressão hidrostática

A explicação para o Princípio de Arquimedes pode ser dada através da pressão hidrostática.



$$F = F_b - F_t$$

$$F_t = \rho_f g D_t S$$

$$F_b = \rho_f g D_b S$$

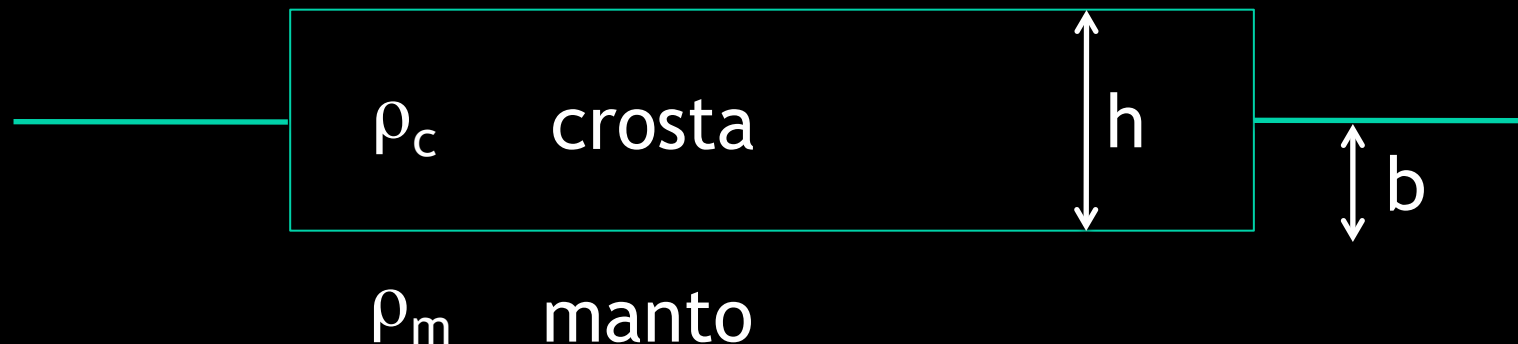


$$F = (D_b - D_t) S \rho_f g$$

$$F = V_{obj} \rho_f g$$

Isostasia

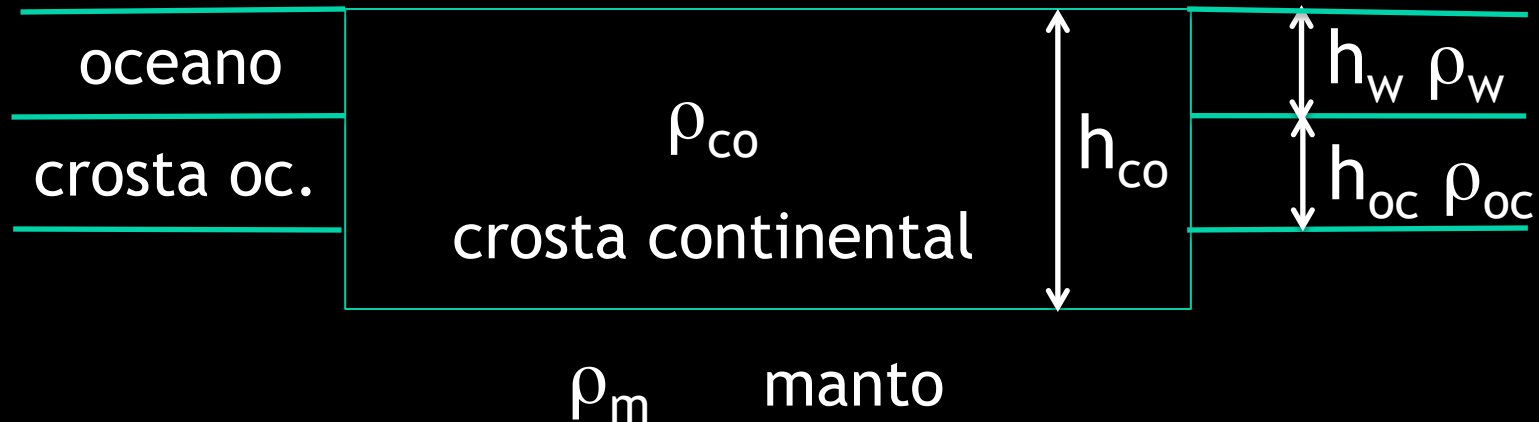
Pensamos nos continentes como blocos de rocha da crosta flutuando num mar de rocha do manto.



$$\cancel{\rho_c}gh = \cancel{\rho_m}gb \longrightarrow h-b = h(1-\rho_c/\rho_m)$$

(Para $h = 35$ km, $\rho_c = 2.75$ g/cm³, $\rho_m = 3.3$ g/cm³
temos que **$h-b = 5.8$ km**)

Qual a profundidade dos oceanos?



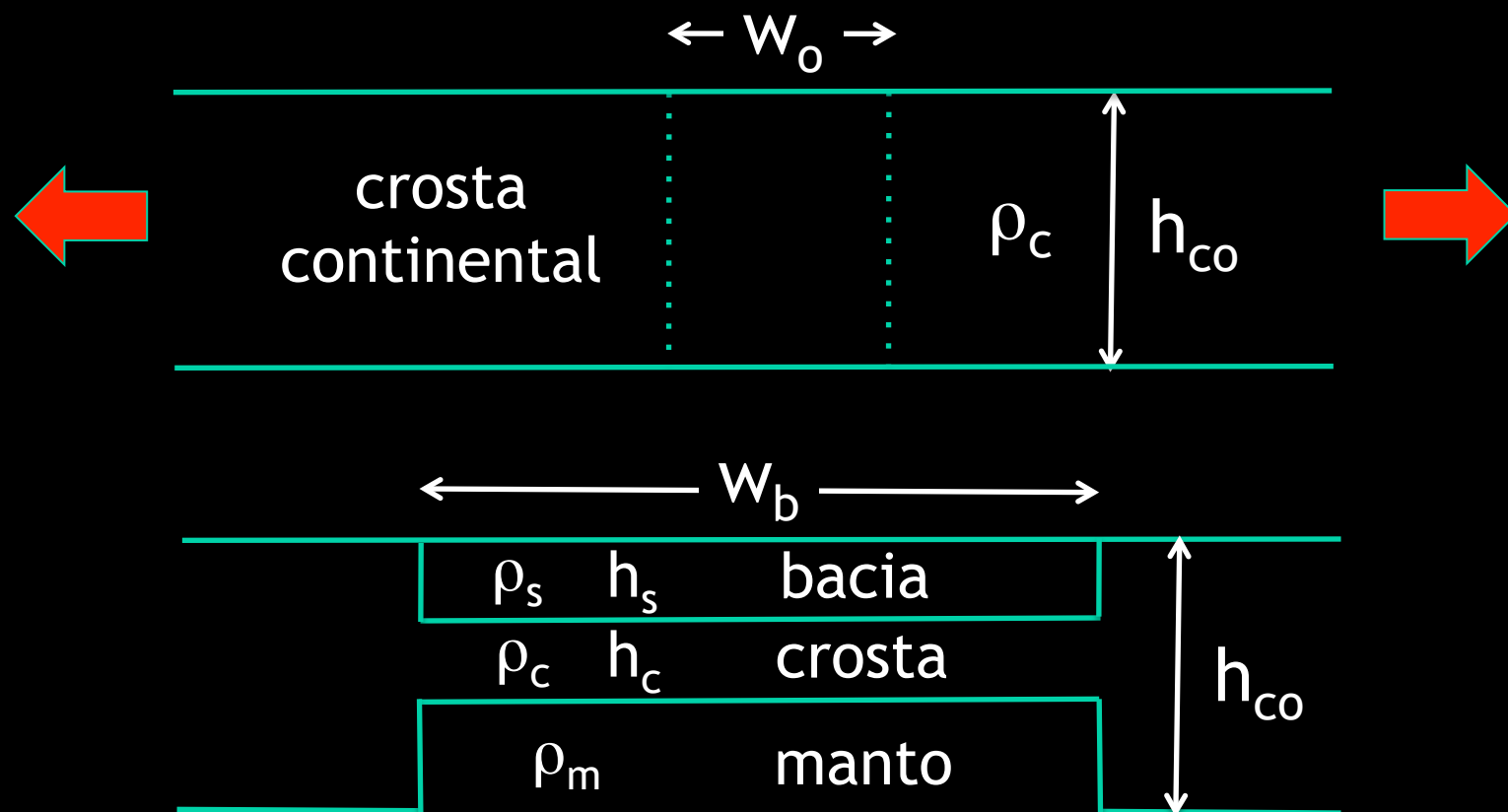
$$\rho_{co} h_{co} = \rho_w h_w + \rho_{oc} h_{oc} + \rho_m (h_{co} - h_w - h_{oc})$$

$$h_w = \frac{\rho_m - \rho_{co}}{\rho_m - \rho_w} h_{co} - \frac{\rho_m - \rho_{oc}}{\rho_m - \rho_w} h_{oc}$$

(Para $h_{co} = 35$ km, $h_{oc} = 6$ km, $\rho_{co} = 2.75$ g/cm³, $\rho_{oc} = 2.9$ g/cm³, $\rho_m = 3.3$ g/cm³, $\rho_w = 1$ g/cm³, **$h_w = 6.6$ km**)

Formação de bacias sedimentares

Assumimos uma crosta continental que é afinada por forças tectônicas



Formação de bacias sedimentares

As equações para resolver o problema são dadas por:

$$w_b h_c = w_o h_{co} \quad (\text{conservação volume})$$

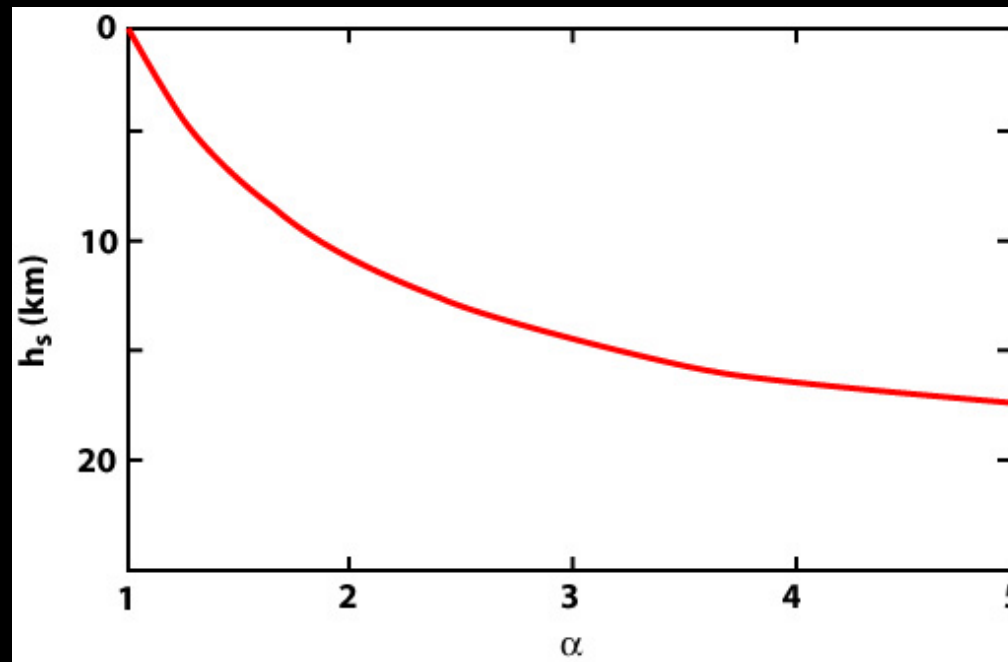
$$\rho_c h_{co} = \rho_s h_s + \rho_c h_c + \rho_m (h_{co} - h_s - h_c)$$

Definindo o “fator de alongamento” (α) como w_b/w_o , obtemos

$$h_s = h_{co} \left(\frac{\rho_m - \rho_c}{\rho_m - \rho_s} \right) \left(1 - \frac{1}{\alpha} \right)$$

Formação de bacias sedimentares

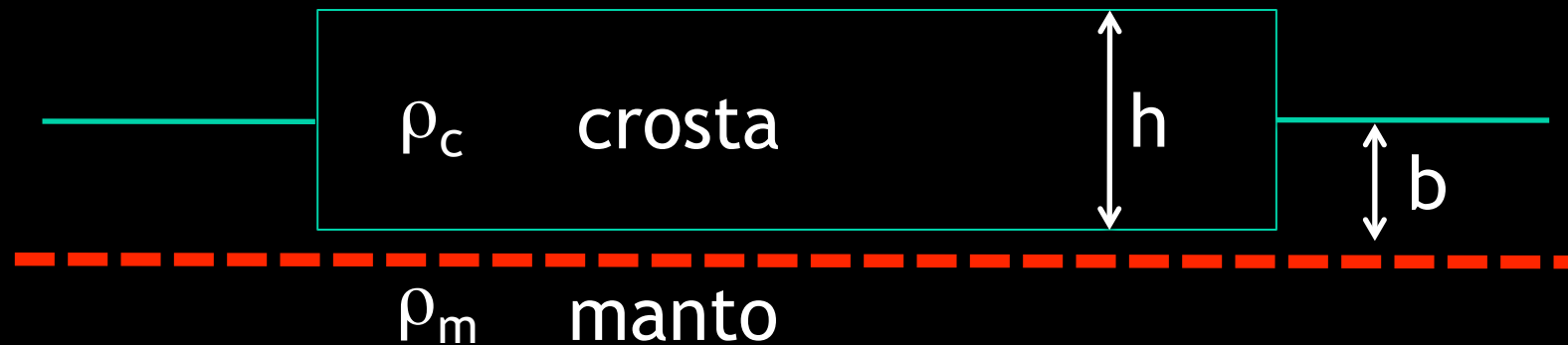
(Para $h_{co} = 35$ km, $\rho_{co} = 2.8$ g/cm³, $\rho_s = 2.5$ g/cm³,
 $\rho_m = 3.3$ g/cm³)



A espessura máxima ($\alpha \rightarrow \infty$) para uma bacia sedimentar é de **22 km**.

Isostasia local e regional

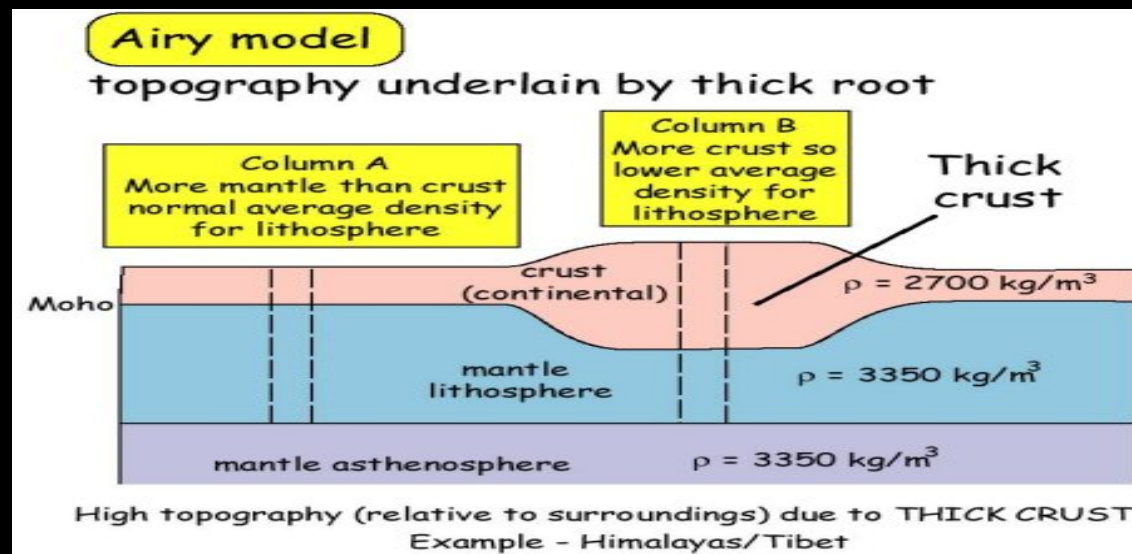
A profundidade abaixo da qual todas as pressões são hidrostáticas é denominada **profundidade de compensação**.



Essa profundidade pode ficar na litosfera ou na astenosfera.

Modelo de Airy

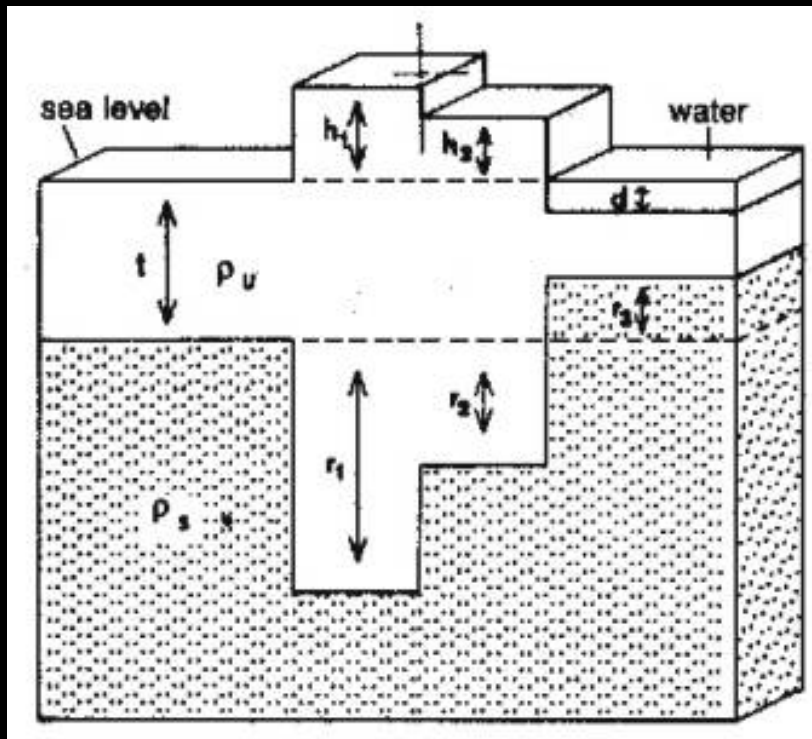
O equilíbrio isostático é atingido através de mudanças na **espessura**.



Assim, uma montanha é compensada através de uma deficiência de massa devida a uma raiz crustal.

Compensação de Airy

Tomamos uma profundidade de compensação arbitrária, por baixo da raiz mais profunda.

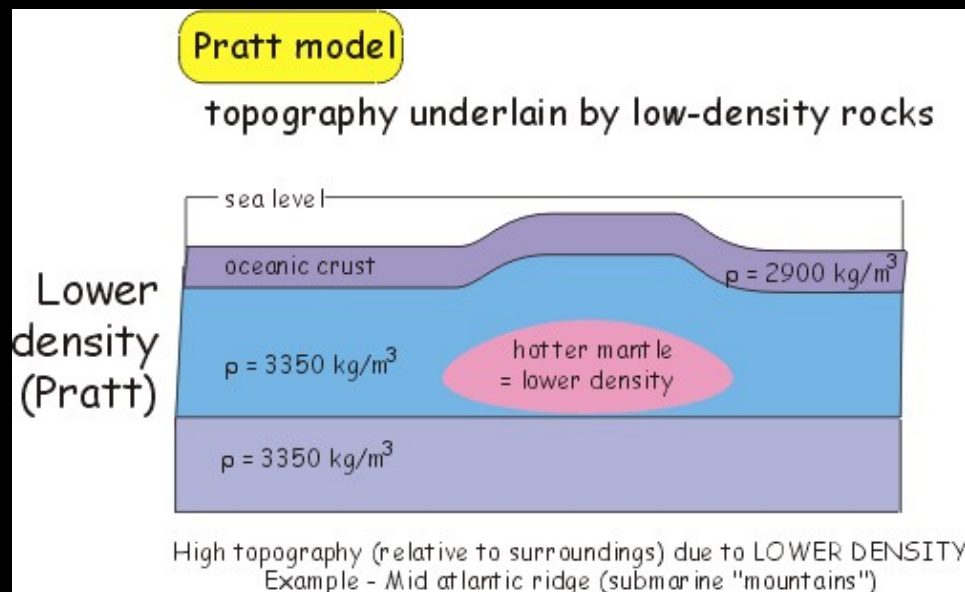


$$r_1 = \frac{h_1 \rho_u}{\rho_s - \rho_u}$$

$$r_3 = \frac{d(\rho_u - \rho_w)}{\rho_s - \rho_u}$$

Modelo de Pratt

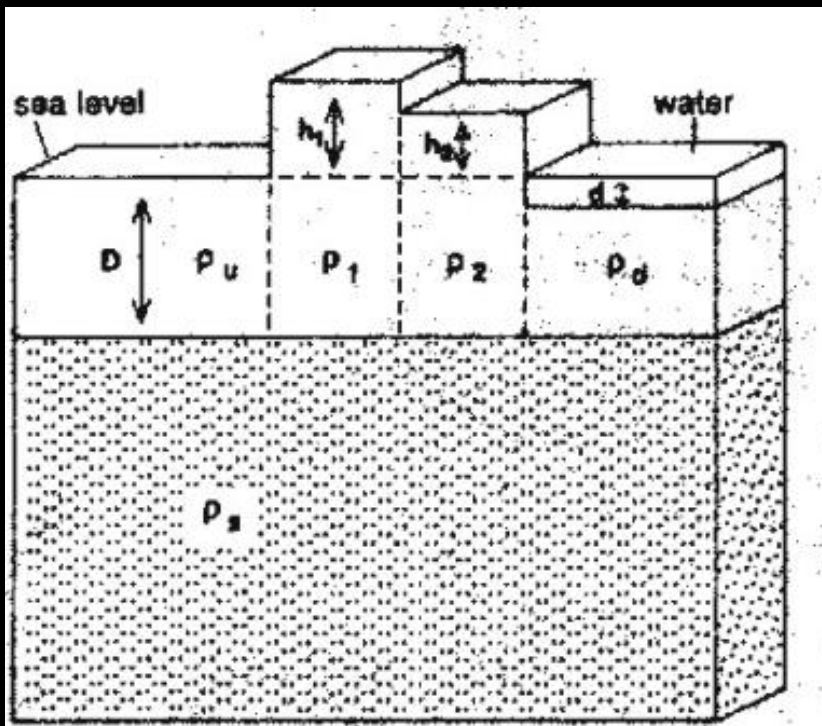
O equilíbrio isostático é atingido através de mudanças na **densidade**.



Assim, uma dorsal é compensada por uma deficiência de massa devido a uma densidade menor.

Compensação de Pratt

Tomamos uma profundidade de compensação arbitrária, por baixo da base da camada superior.

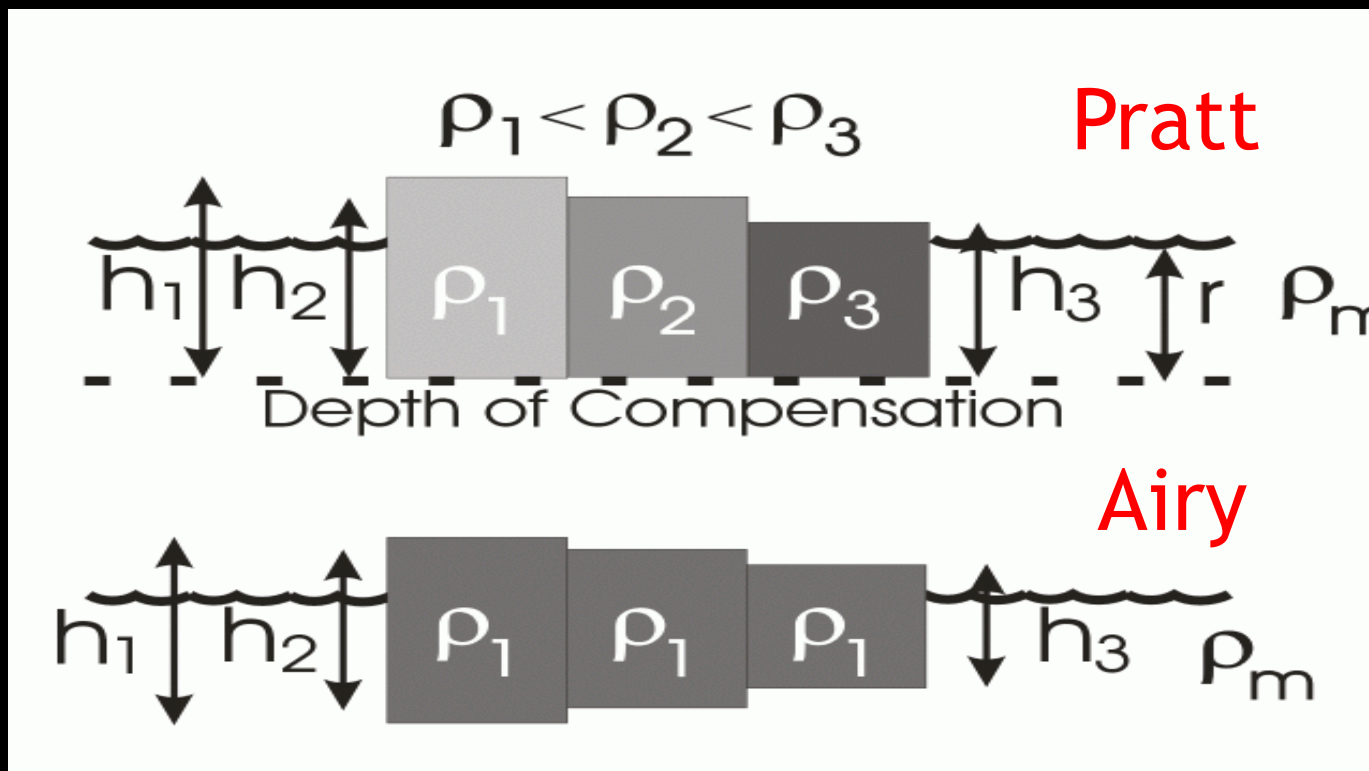


$$\rho_1 = \rho_u \frac{D}{h_1 + D}$$

$$\rho_d = \frac{\rho_u D - \rho_w d}{D - d}$$

Airy vs Pratt

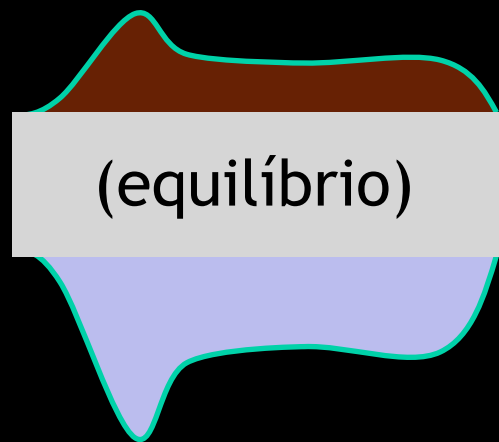
A comparação é geralmente feita através de um modelo de blocos



Equilíbrio isostático

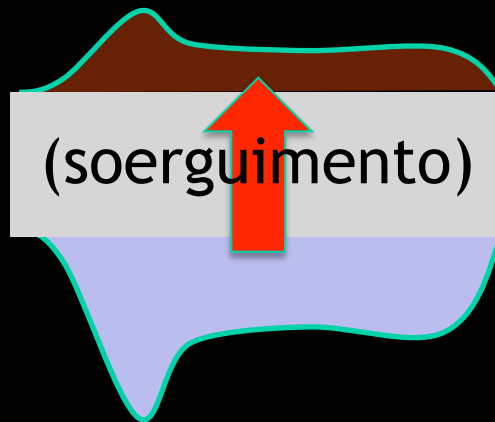
A compensação isostática é um estado de equilíbrio.

estacionário



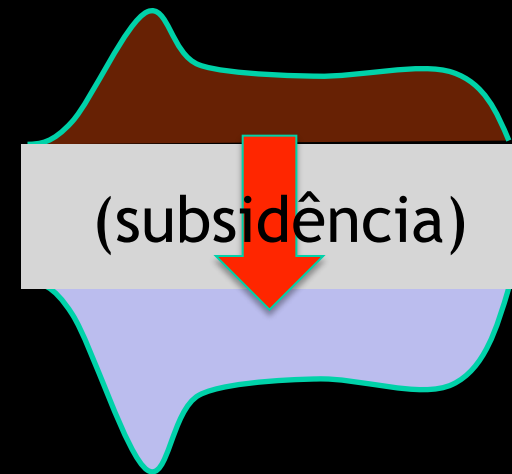
compensado

erosão



sobrecompensado

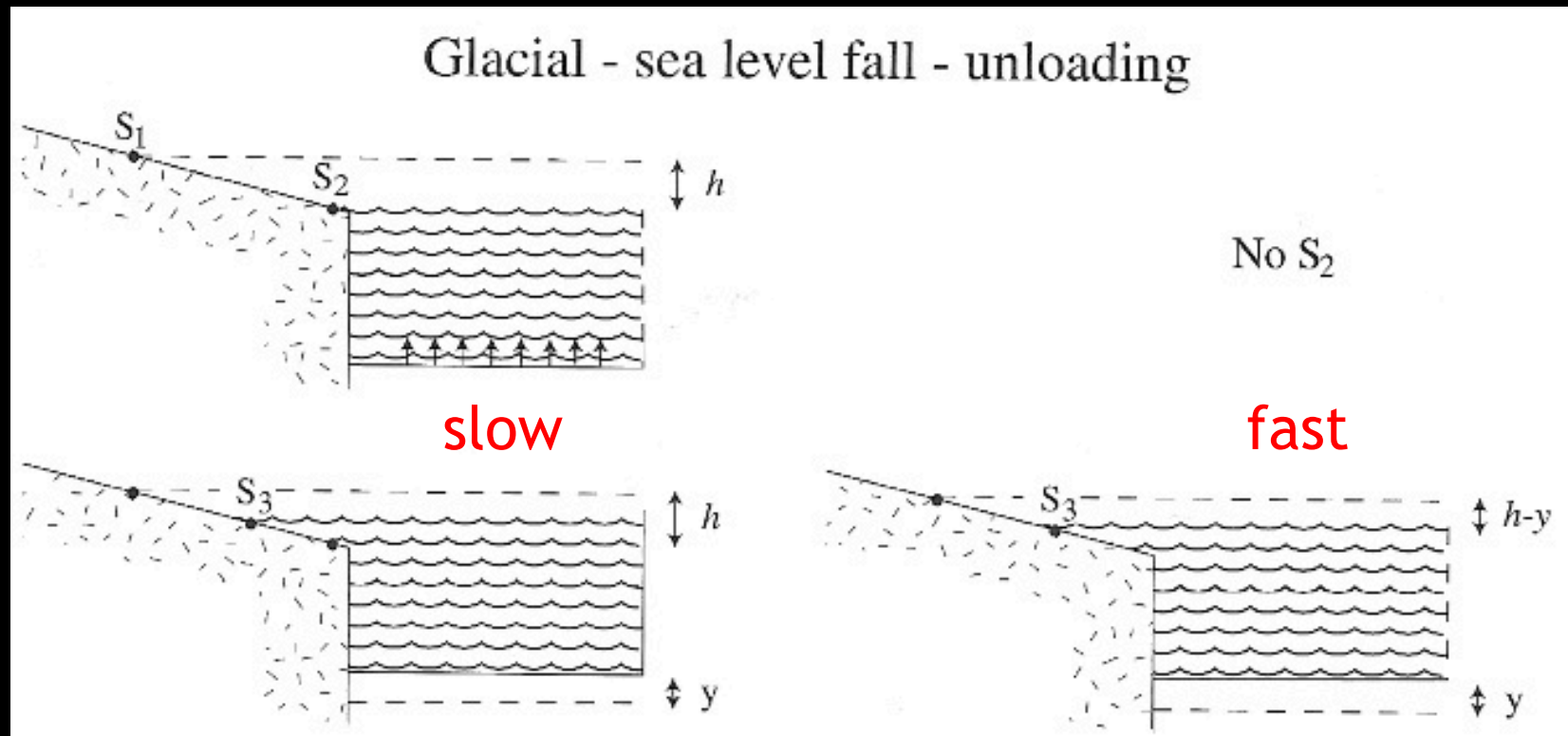
carga



subcompensado

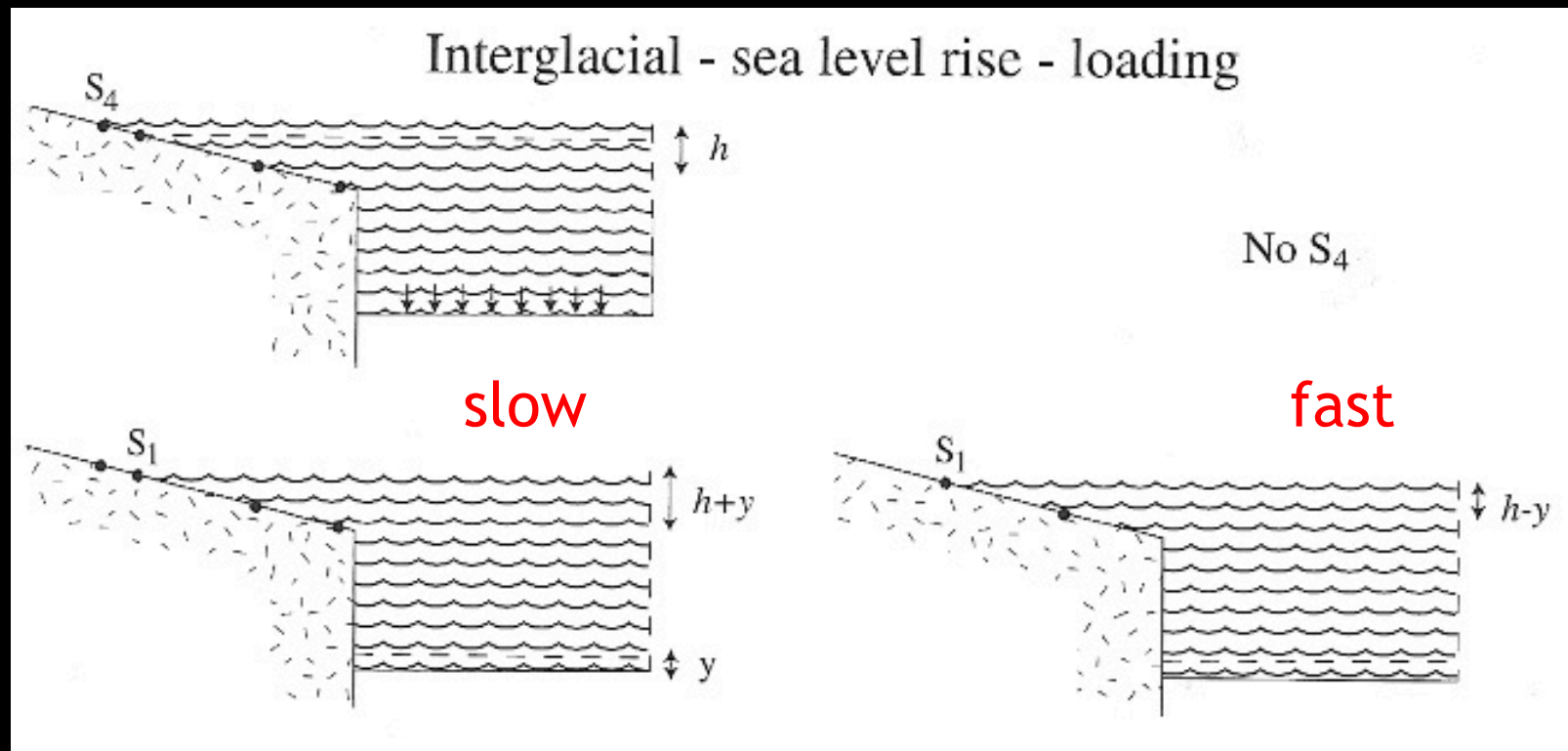
Teste de Bloom

Em 1967 A. Bloom propôs um teste de isostasia com base nas mudanças do nível do mar devido às glaciações.



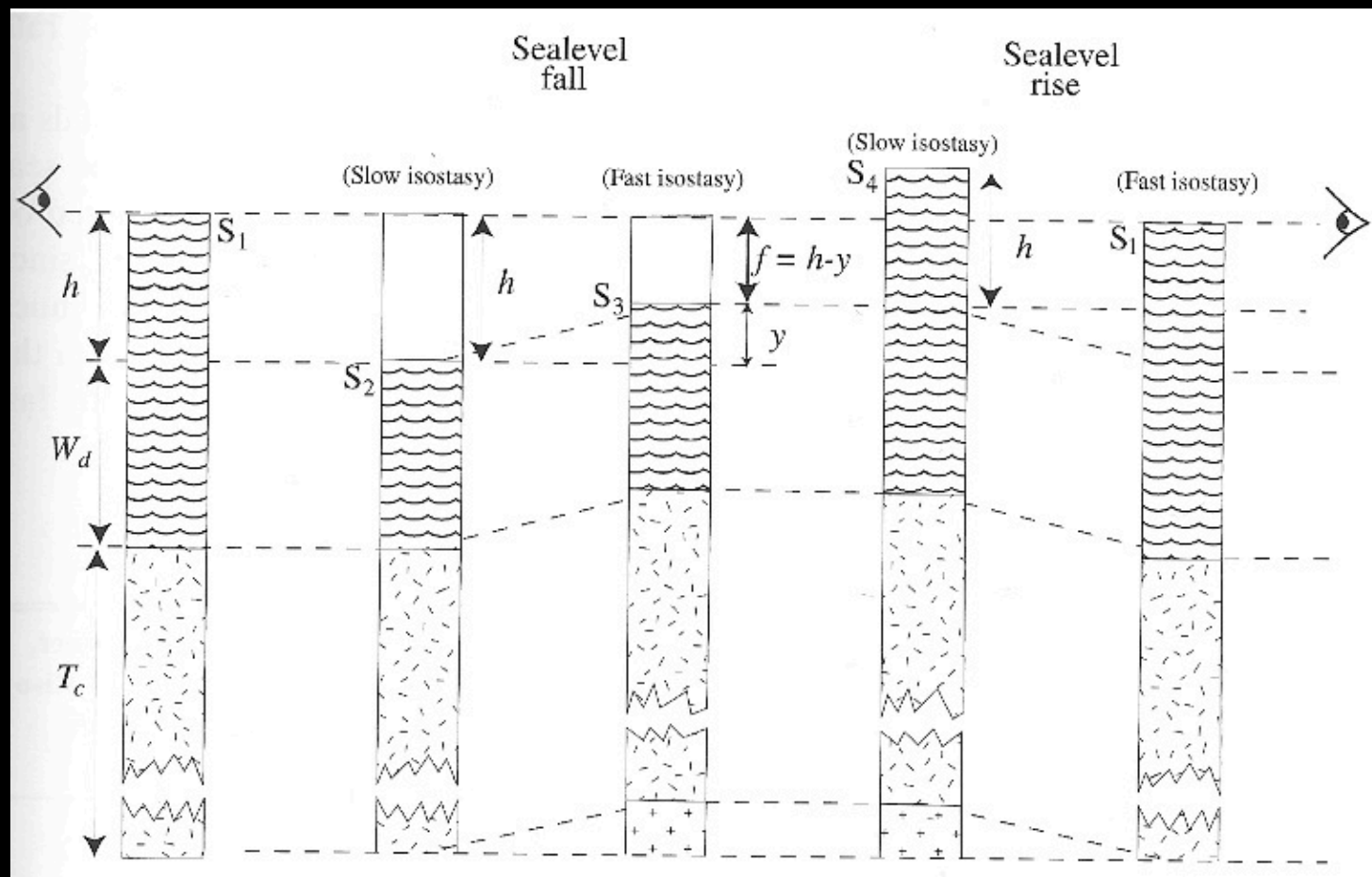
Teste de Bloom

Em 1967 A. Bloom propôs um teste de isostasia com base nas mudanças do nível do mar devido às glaciações.



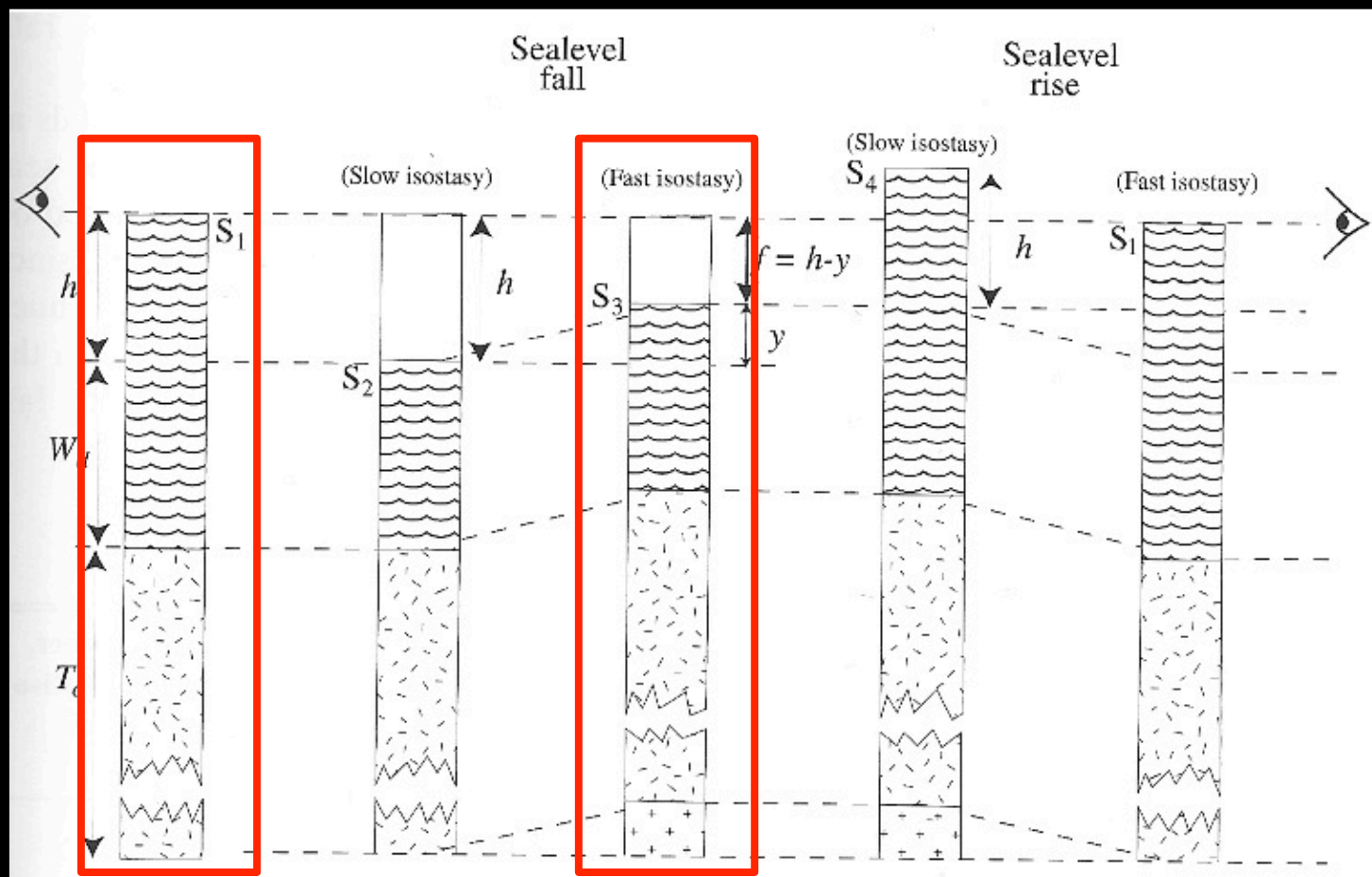
Teste de Bloom

Usando o nível inicial do mar como referência



Teste de Bloom

Usando o nível inicial do mar como referência



Teste de Bloom

As equações para o equilíbrio isostático são dadas por

$$\rho_w h g + \rho_w w_d g + \rho_c T_c g = \rho_w w_d g + \rho_c T_c g + \rho_m y g$$

pelo que

$$y = h \rho_w / \rho_m$$

Assumindo $h=108$ m, $\rho_w=1030$ kg/m³ e $\rho_m=3330$ kg/m³, obtemos **$y=33$ m**.

Se a compensação é rápida a mudança é 75 m (S_1-S_3), se divagar é 141 m (S_4-S_2)

Teste de Bloom

Como as ilhas oceânicas se movimentam com a crosta oceânica, a mudança real do nível do mar 'h' pode ser obtida das marcações deixadas nelas pelo oceano.

Table 1.5. *Comparison of Sea Level on the Continents and Oceanic Islands*

Glacial Maximum	Observed (Cathles, 1975) Sea-Level Rise on Oceanic Islands h (m)	Predicted* Sea-Level Rise on Continents Based on <i>Fast</i> Isostasy $h - y$ (m)	Observed (Morner, 1969) Sea-Level Rise on Continents (m)
Late Wisconsin	109	77	70–90
Early Wisconsin	130	91	85–90

* Assumes $\rho_w = 1030$ and $\rho_m = 3330 \text{ kg m}^{-3}$.

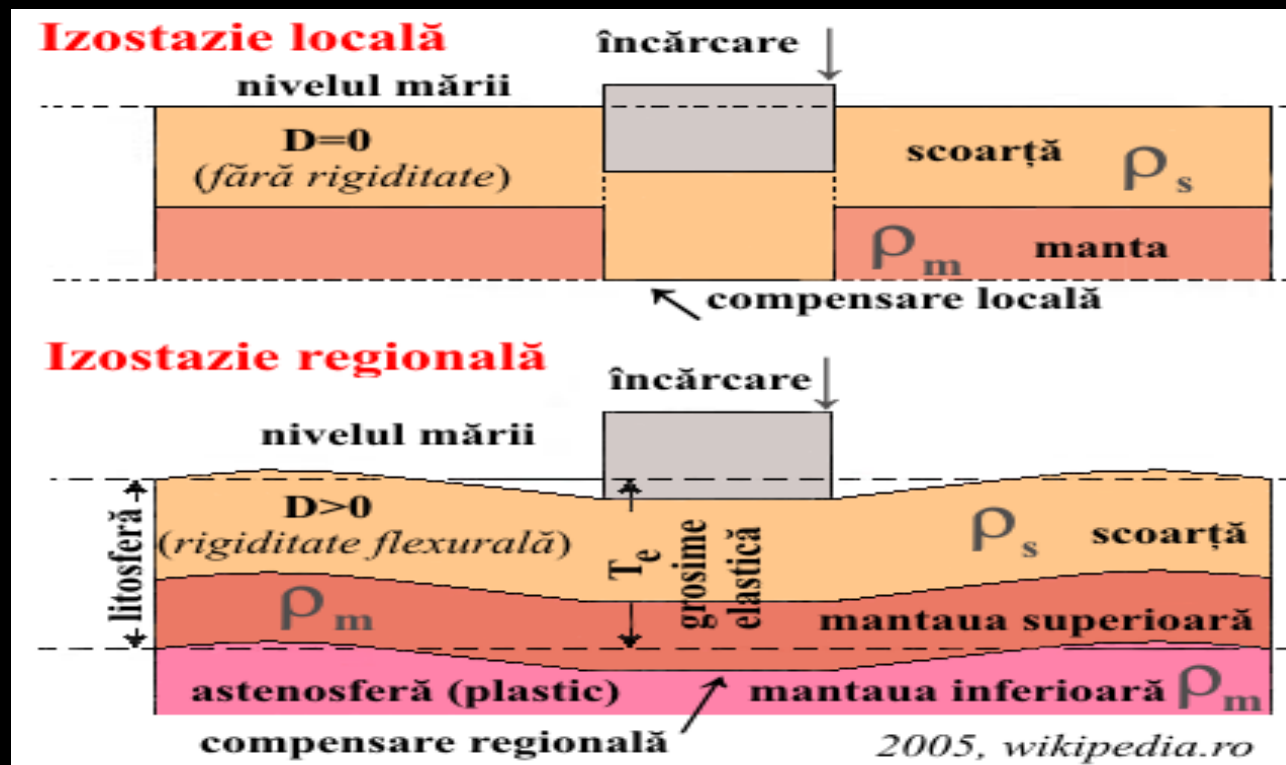
Modelo de Vening-Meinesz

A camada superior não é rígida, mas elástica e espalha a carga topográfica em escala regional.

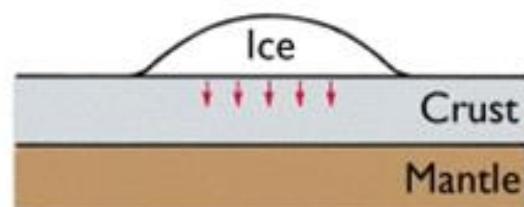
- A carga topográfica dobra a placa para baixo no substrato líquido, que é deslocado lateralmente.
- A flutuabilidade do fluido deslocado faz força para cima, dando suporte para a placa dobrada em distâncias bem longe da depressão central.

Modelo de Vening-Meinesz

A crosta não é rígida, mas elástica e espalha a carga topográfica em escala regional.

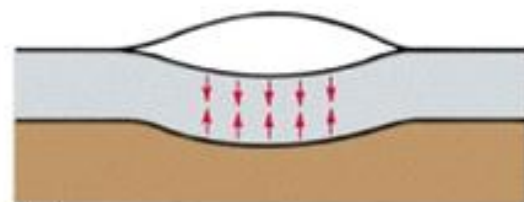


Rebote glacial



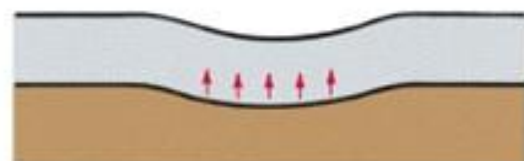
(a)

Gelo Continental acumula-se na crosta...



(b)

...causando subsidência isostática



(c)

**O derretimento do gelo gera
Soerguimento por reajuste isostático**



(d)

Retornando ao equilíbrio isostático

Rebote glacial no Canadá

