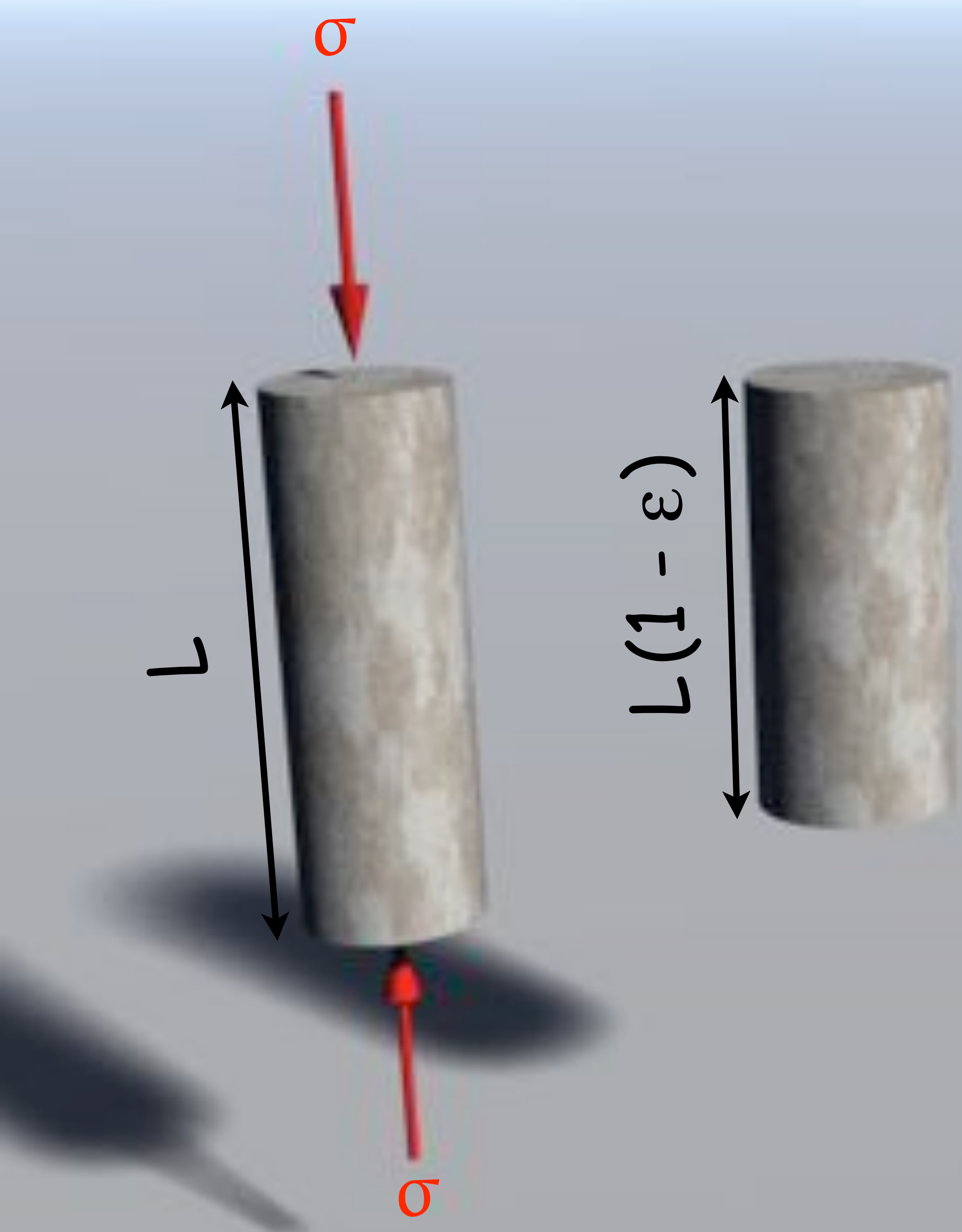
Comportements mécaniques

La contrainte et la déformation sont proportionnelles :



$$\sigma = E\varepsilon$$

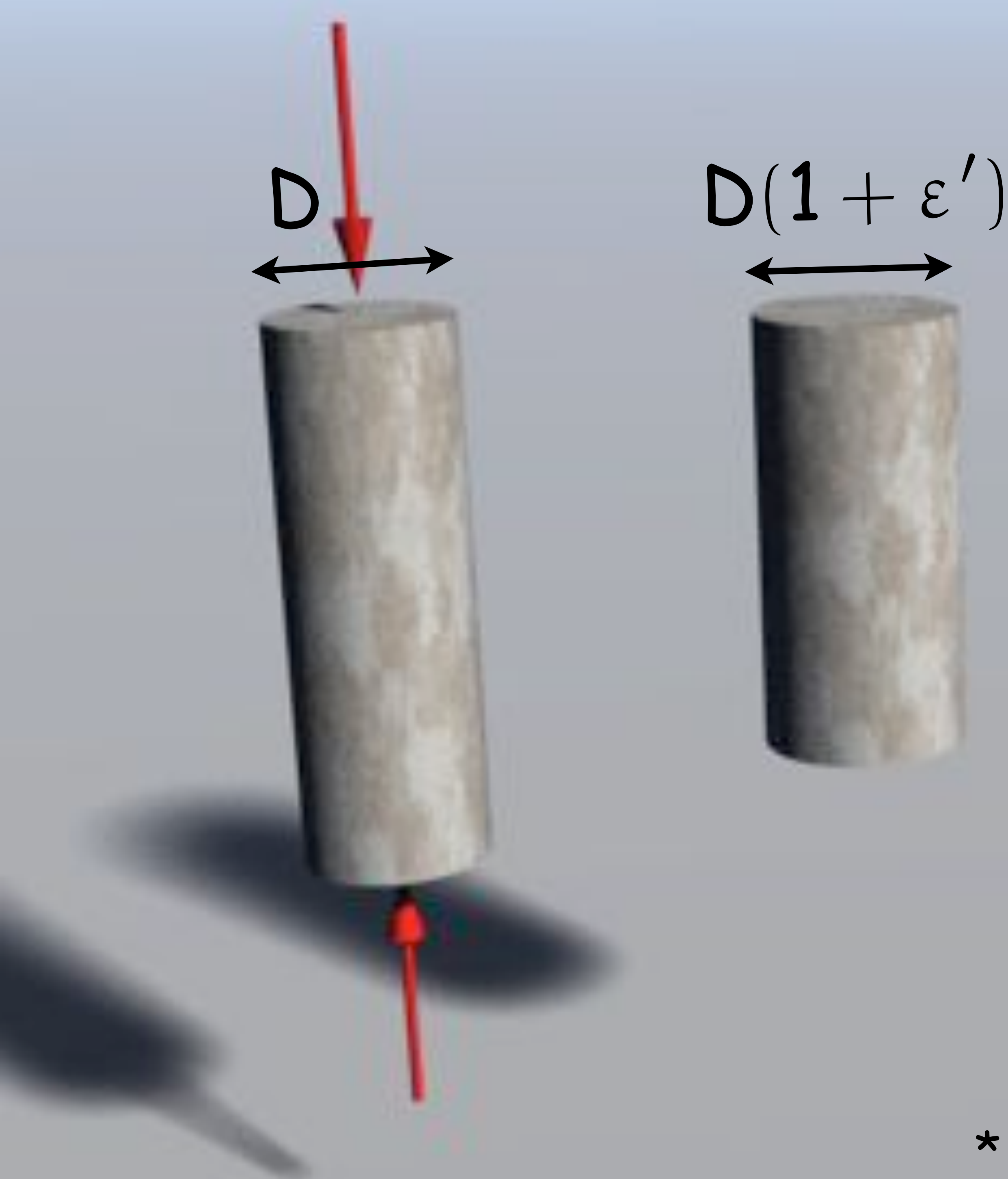
- Le coefficient E est appelé module d'Young (équivalent de k, la raideur du ressort)

- L'unité de E est la même que celle de σ : Pascal

- E varie entre 0,1 et 1,5 10^{11} Pa

Quand on supprime la contrainte, la déformation s'annule

Mais ce n'est pas tout :



• Le raccourcissement dans la direction longitudinale s'accompagne d'un allongement dans les directions perpendiculaires* :

$$\varepsilon' = \nu\varepsilon$$

• Le coefficient ν est appelé coefficient de Poisson. Il dépend du matériau. Il n'a pas d'unité.

• Si le matériau est incompressible, ν vaut exactement 0,5.

* Si on étire dans la direction longitudinale, il y a un raccourcissement dans les directions perpendiculaires.

Il faut 2 paramètres pour caractériser un solide élastique :

E module d'Young et ν coefficient de Poisson

λ et μ (G) coefficients de Lamé : interviennent dans le calcul de la vitesse de propagation des ondes P et S

$$\lambda = \frac{E\nu}{(1+\nu)(1-2\nu)} \qquad \mu = \frac{E}{2(1+\nu)}$$

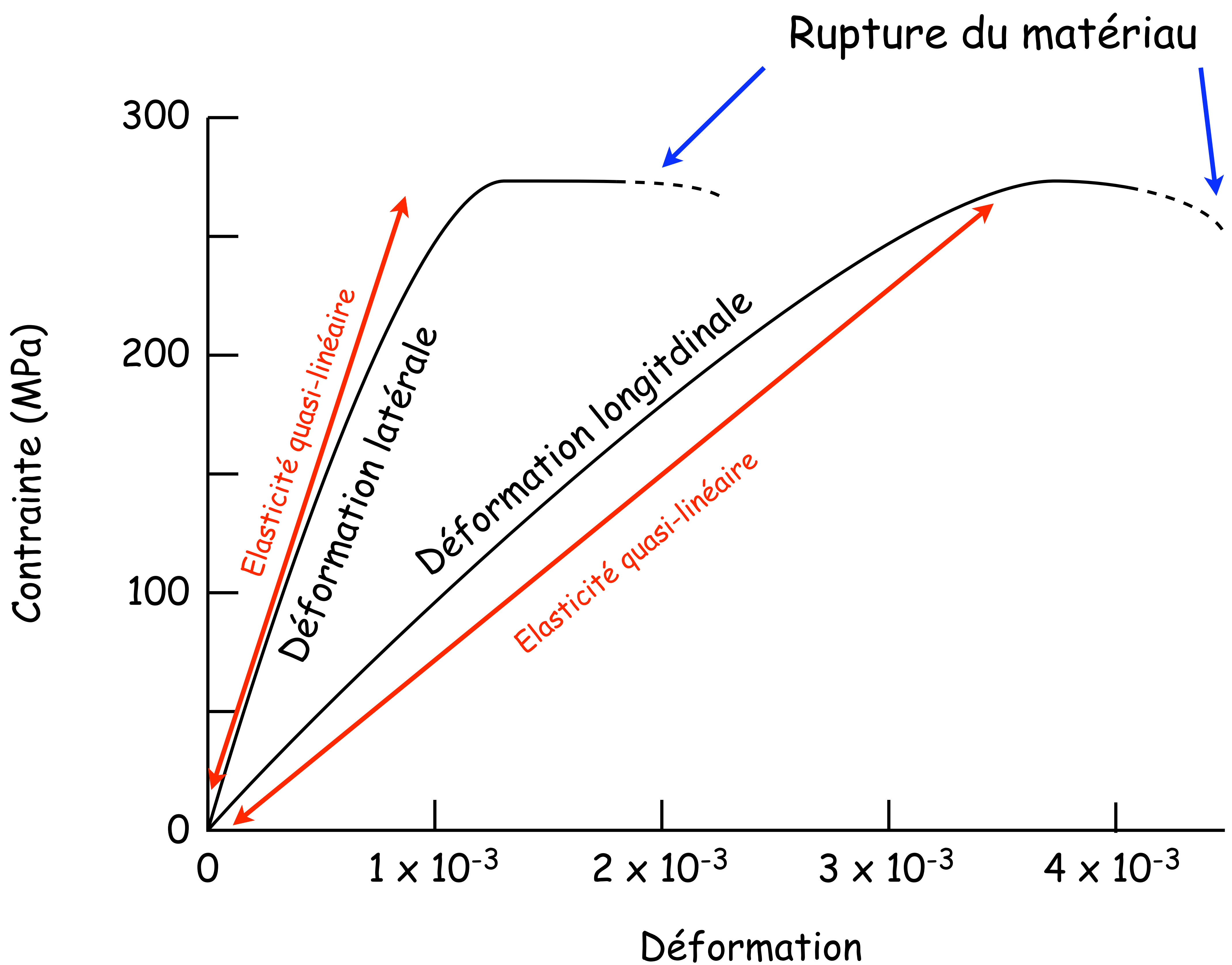
Mais les valeurs des paramètres élastiques mesurées sont très inférieures aux valeurs prédites

Material	Theoretical strength from equation (6.1)/MN m^{-2}	Practical strength/MN m^{-2}
Diamond	200 000	$\sim$1800
Graphite	1400	$\sim$15
Tungsten	86 000	3000 (hard-drawn wire)
Iron	40 000	2000 (high-tensile steel wire)
MgO	37 000	100
NaCl	4300	$\sim$10 (polycrystalline samples)
Silica glass	16 000	50 (ordinary samples)

Table 6.1. Theoretical and observed strengths.

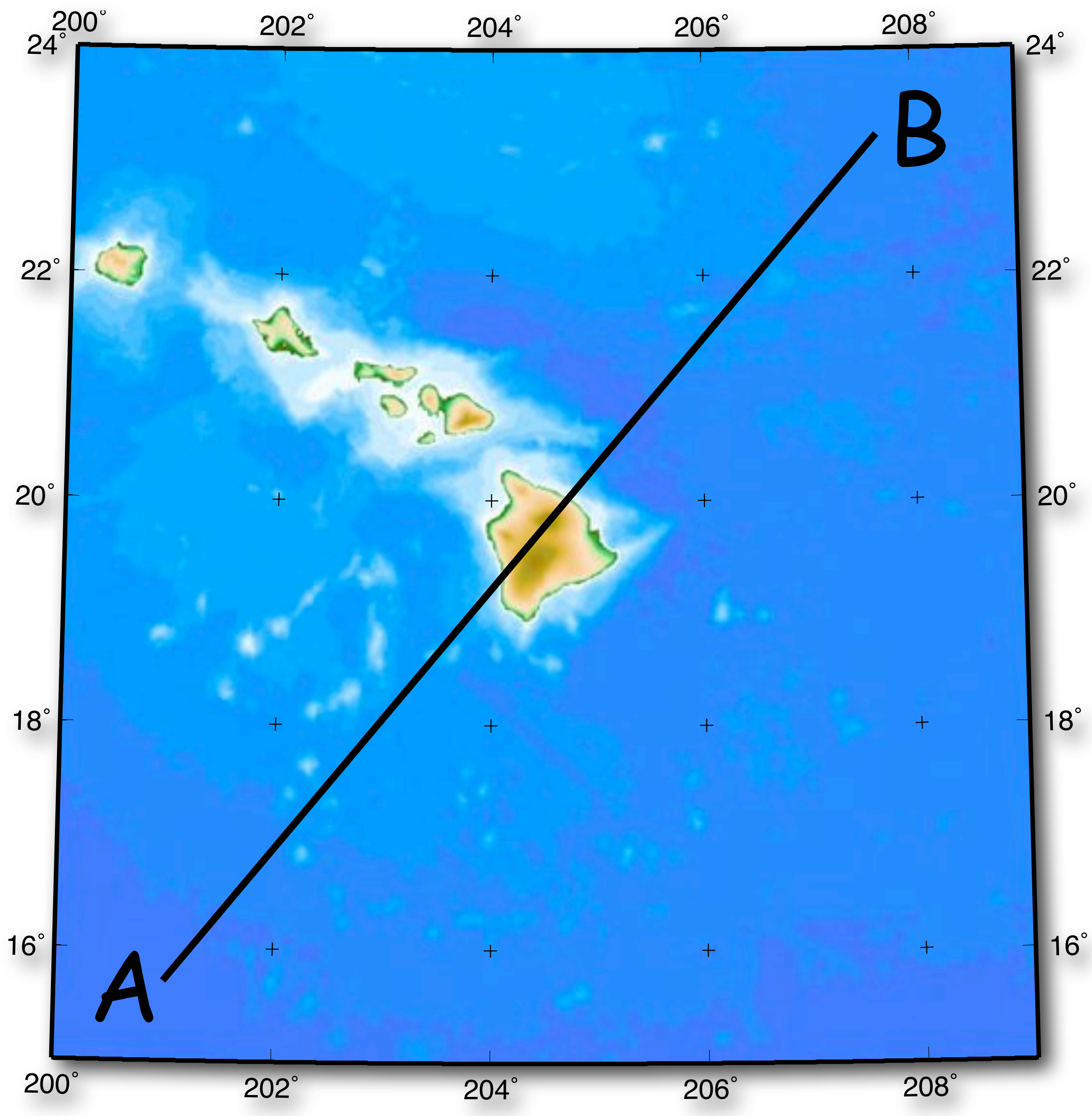
Présence de défauts : joints de grains, dislocations

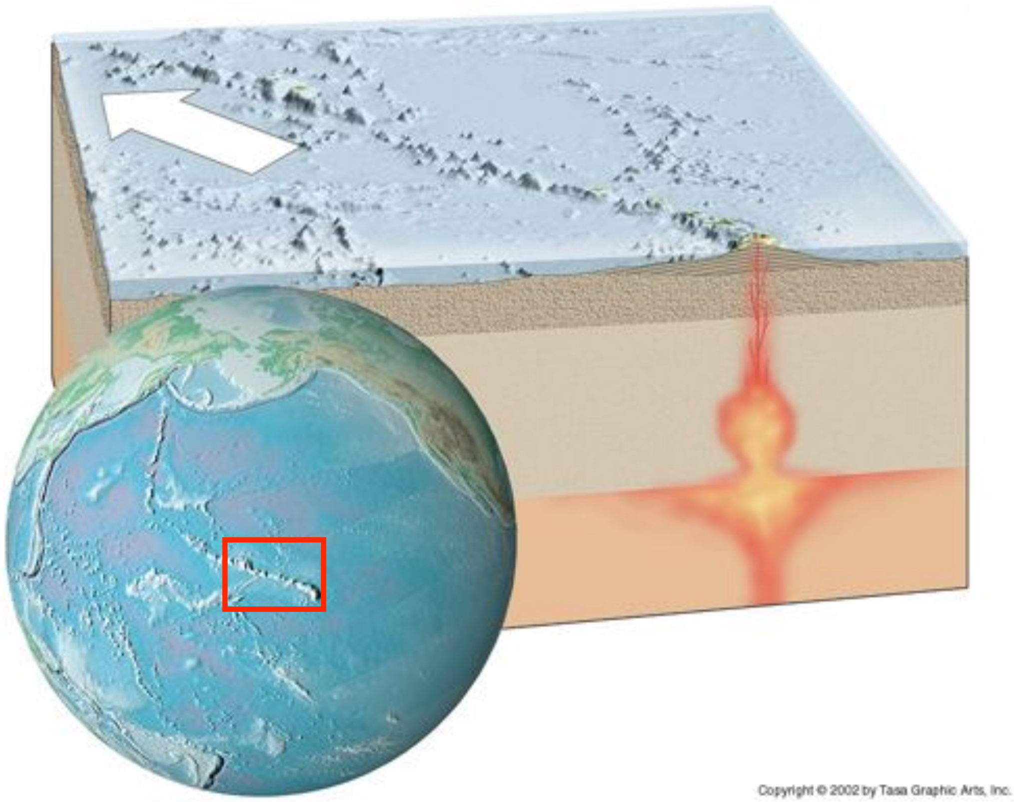
Exemple de courbe contrainte — déformation (quartzite)



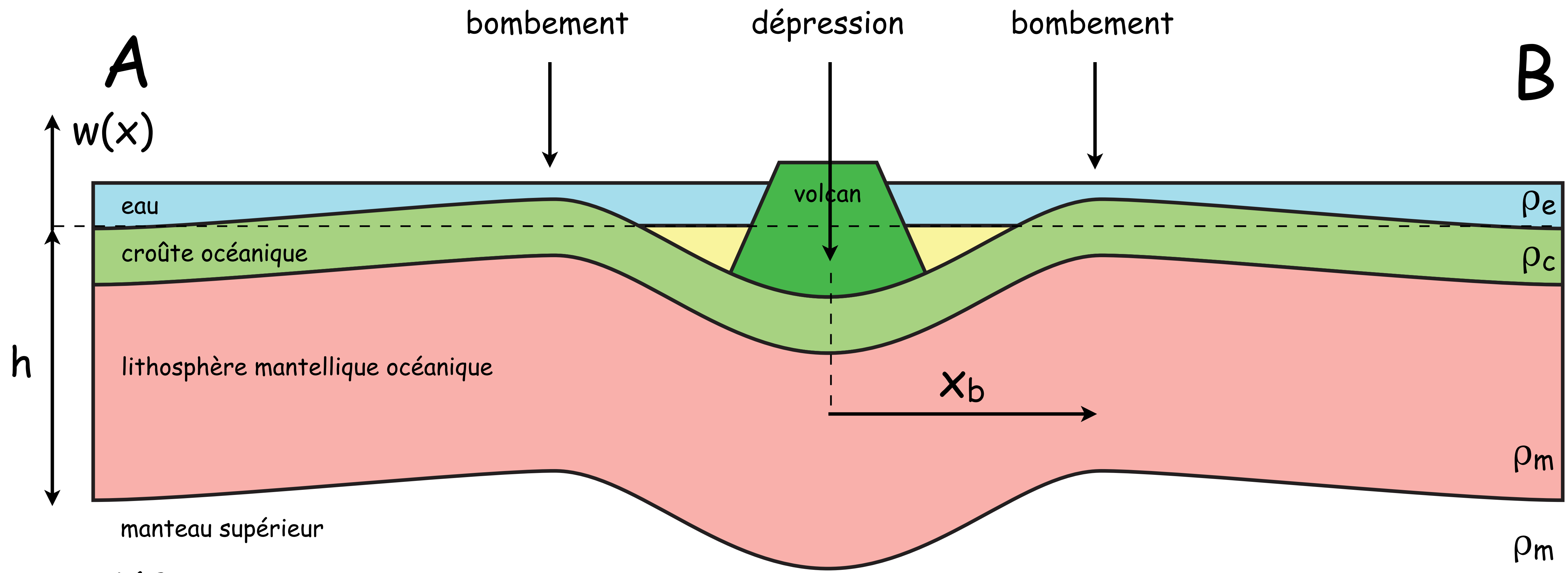
Turcotte et Schubert (2002, p. 108)

L'exemple d'Hawaii





L'amplitude de la dépression, la distance entre le volcan et le bombement latéral permettent de calculer l'épaisseur "élastique" de la plaque et sa rigidité.



On définit :

$$D = \frac{Eh^3}{12(1-\nu^2)}$$ qu'on appelle rigidité flexurale

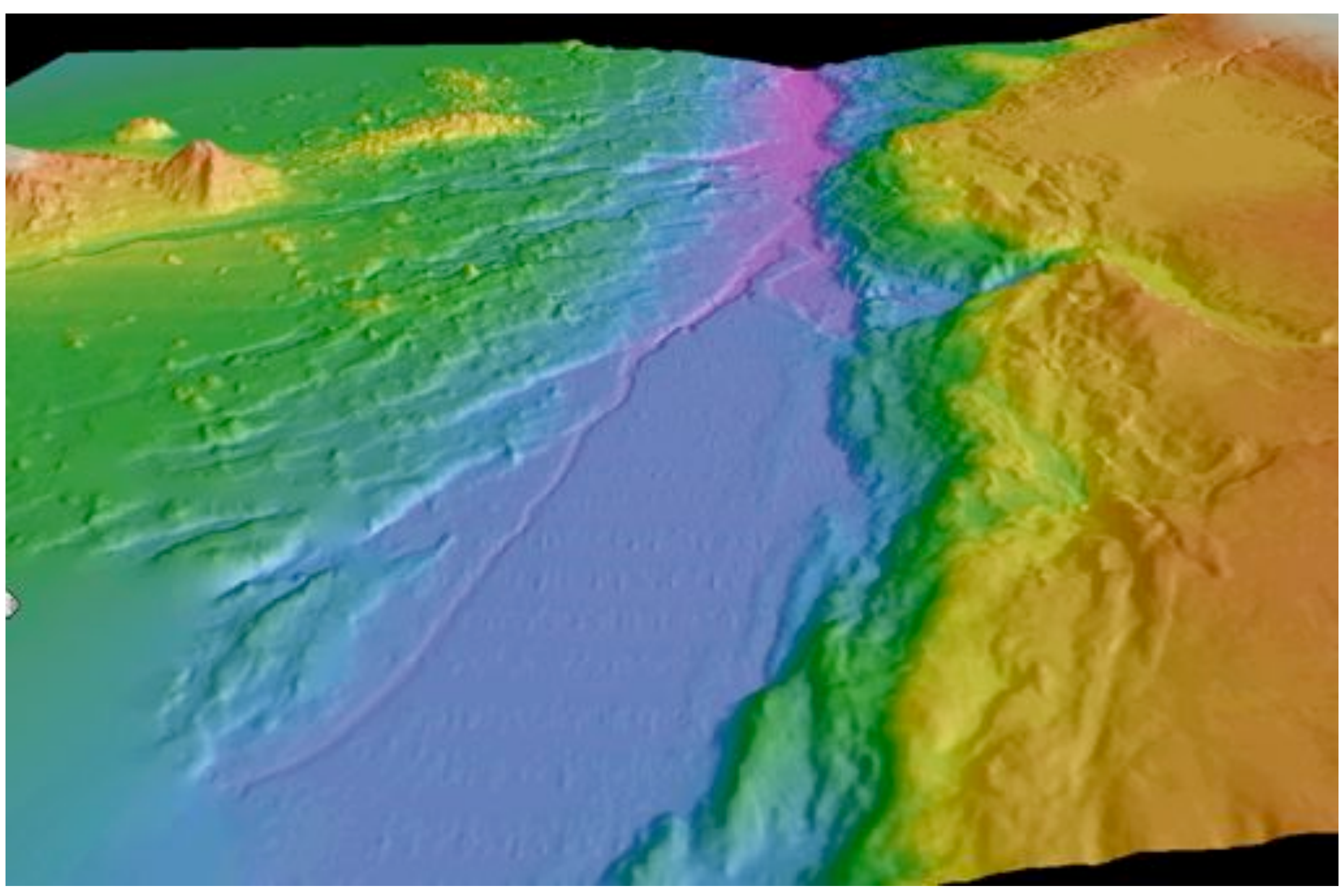
$$\alpha = \left[\frac{4D}{(\rho_m - \rho_e)g}\right]^{1/4}$$ qu'on appelle paramètre flexural

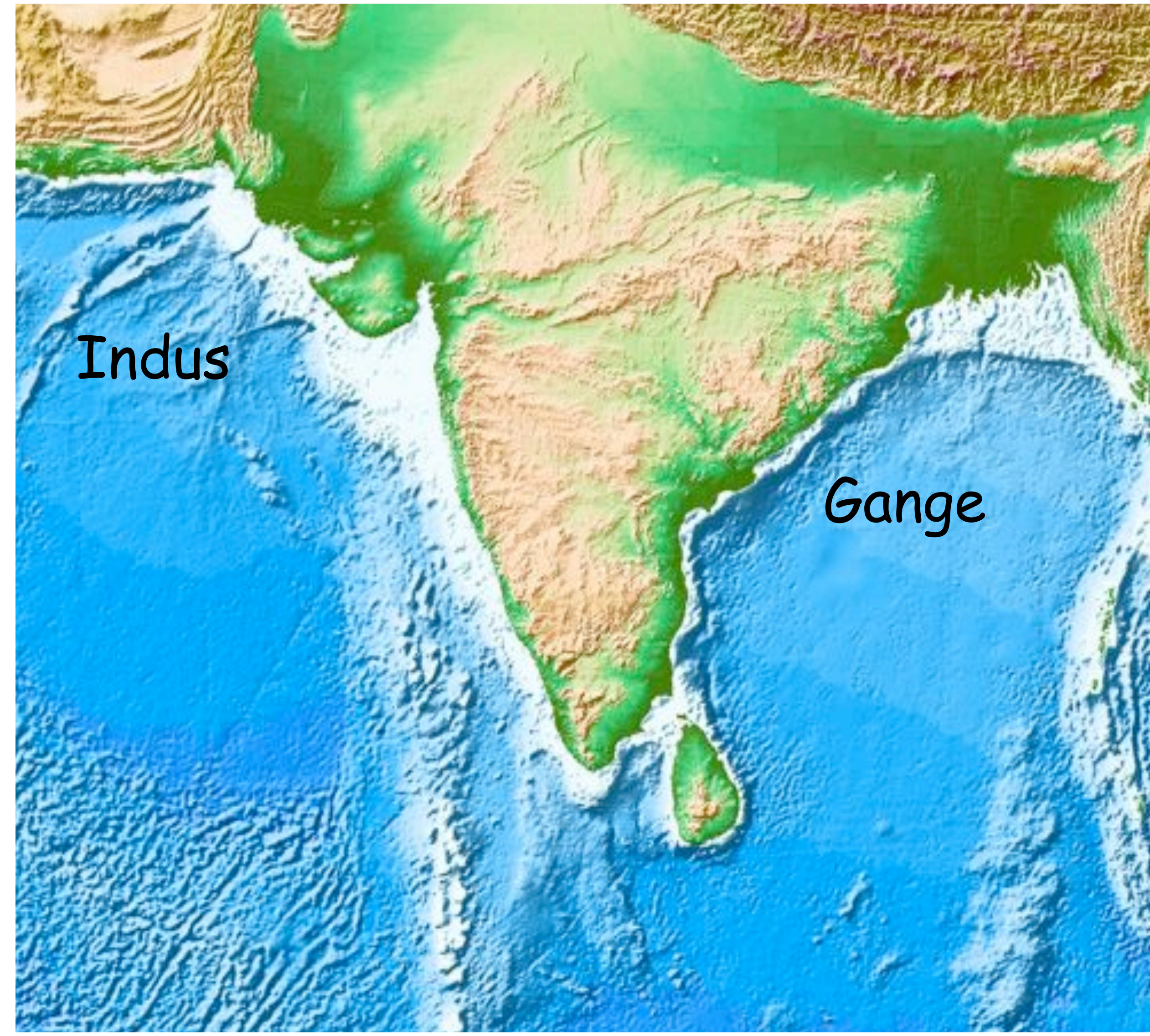
La forme de la déflexion est donnée par : $w(x) = \frac{V\alpha^3}{8D} e^{-x/\alpha}\left(\cos\frac{x}{\alpha} + \sin\frac{x}{\alpha}\right)$

V est le poids du volcan

Autres applications

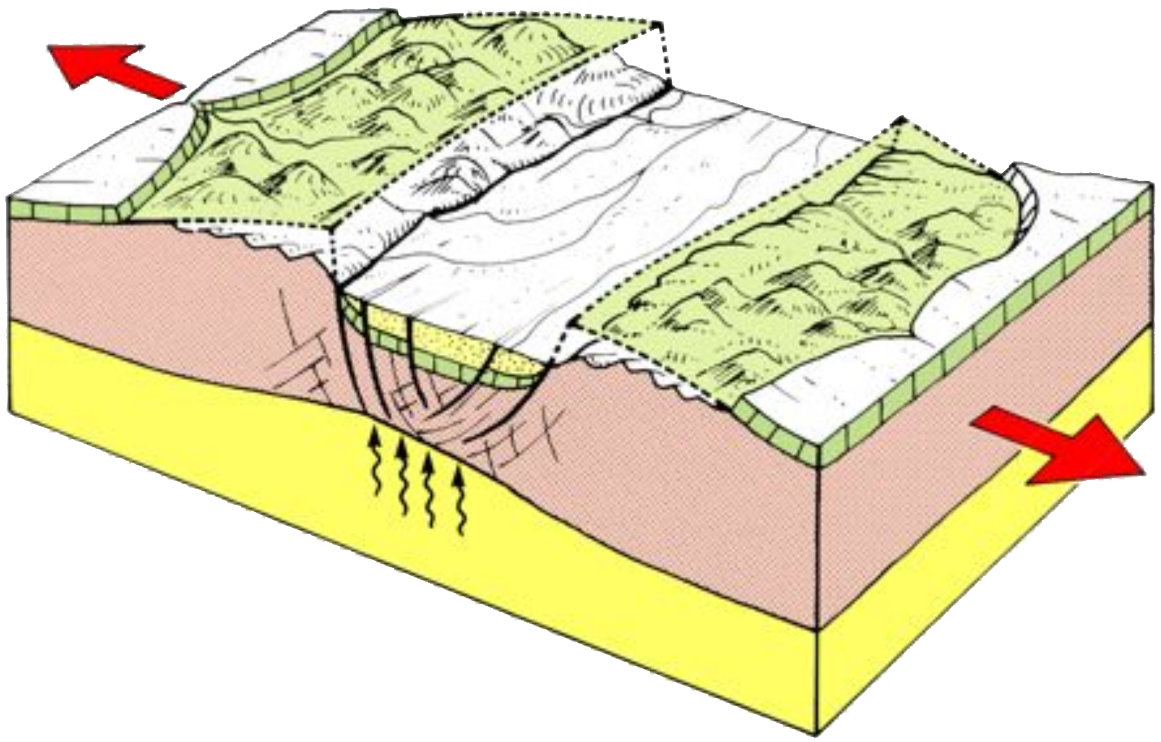
Zones de subduction :
le poids de la plaque
plongeante fléchit la
partie encore en
surface

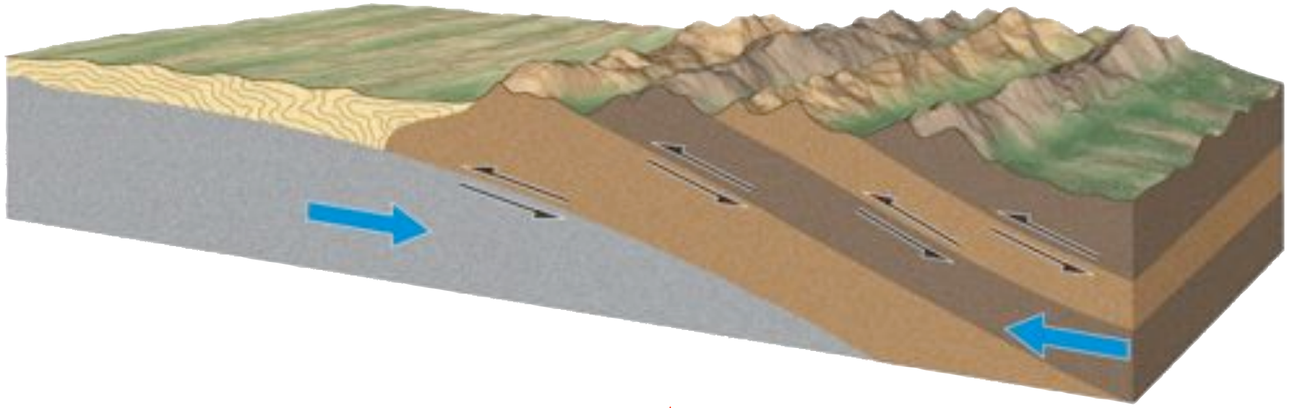


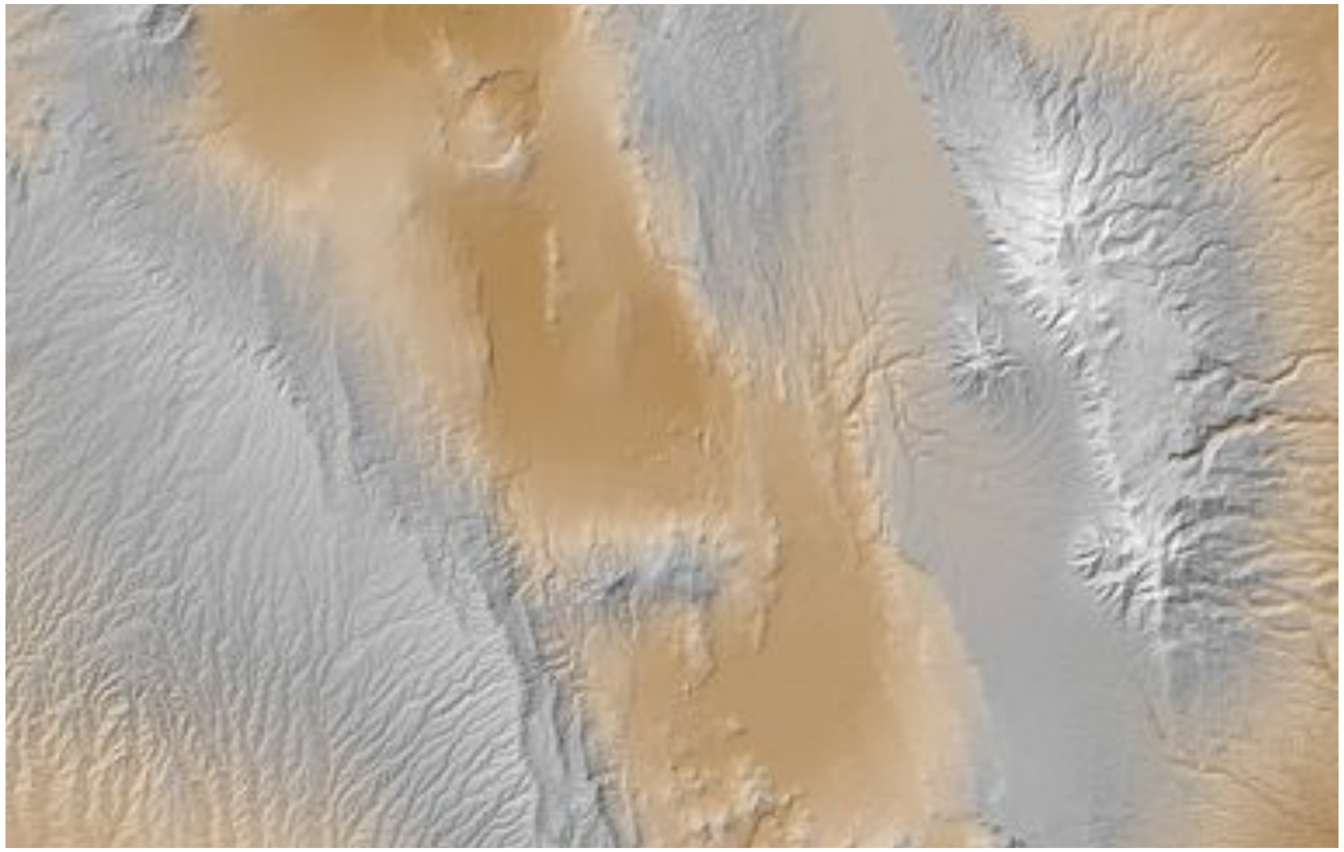


Cônes des grands fleuves :
le poids des sédiments
déforme la plaque Indienne

Epaules de rift



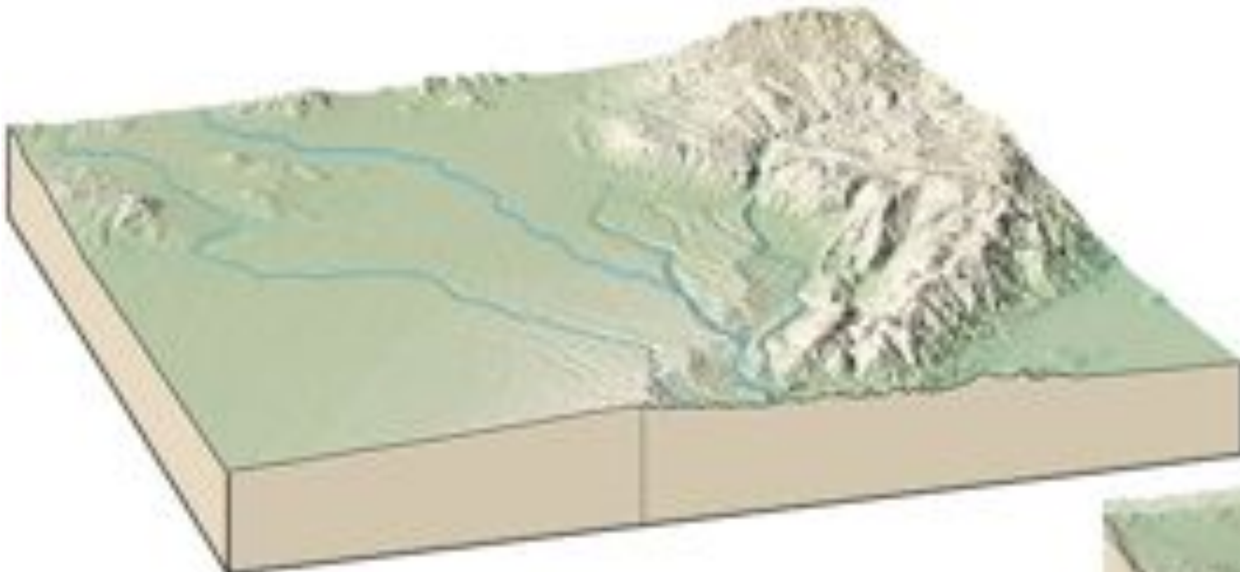


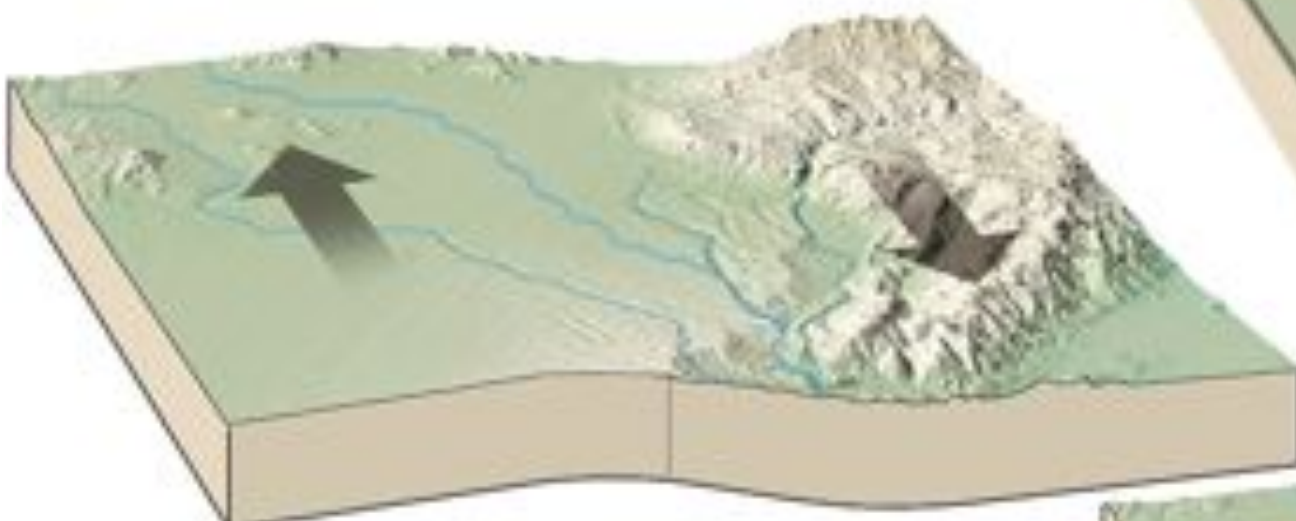


Bassins flexuraux :
le poids de la chaîne
déforme la plaque

Déformation intersismique

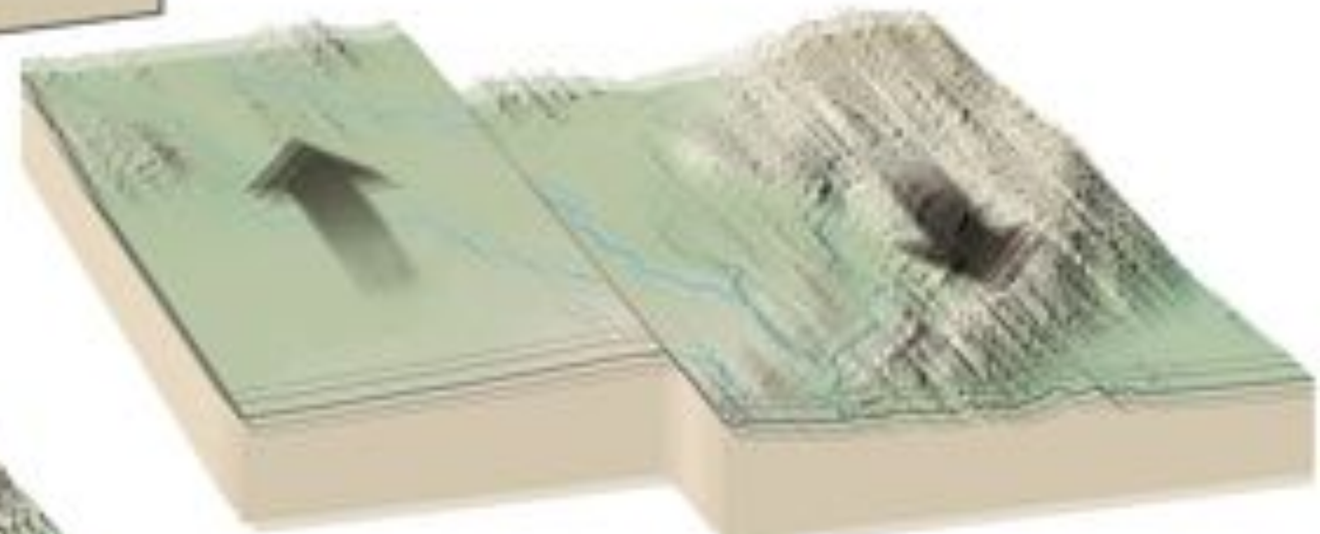
1- Juste après le séisme N

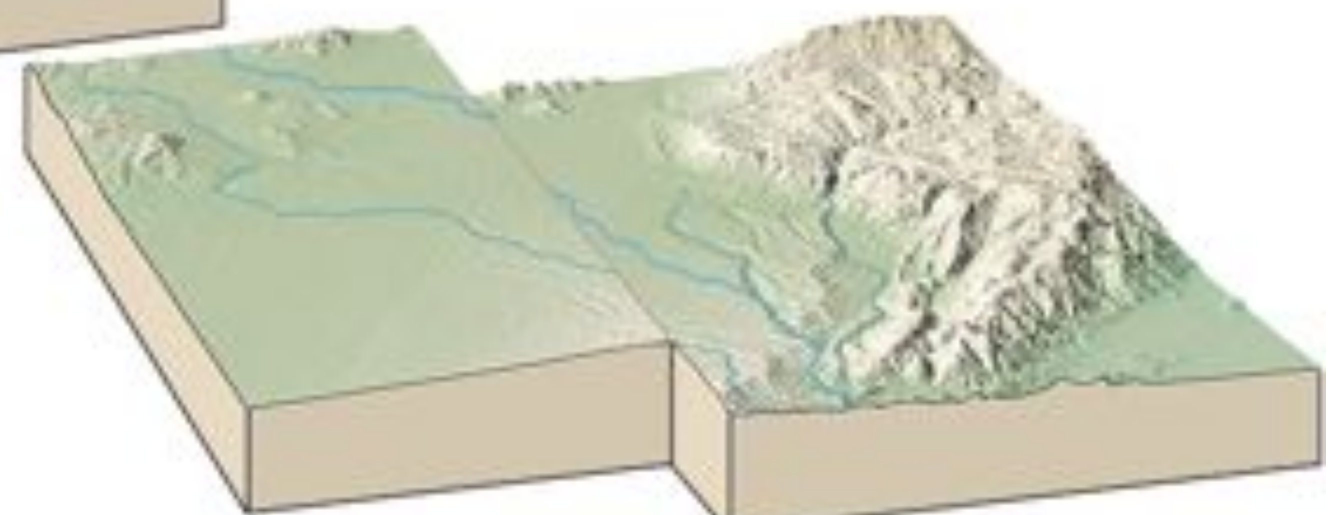




2- Entre deux séismes, la déformation est élastique

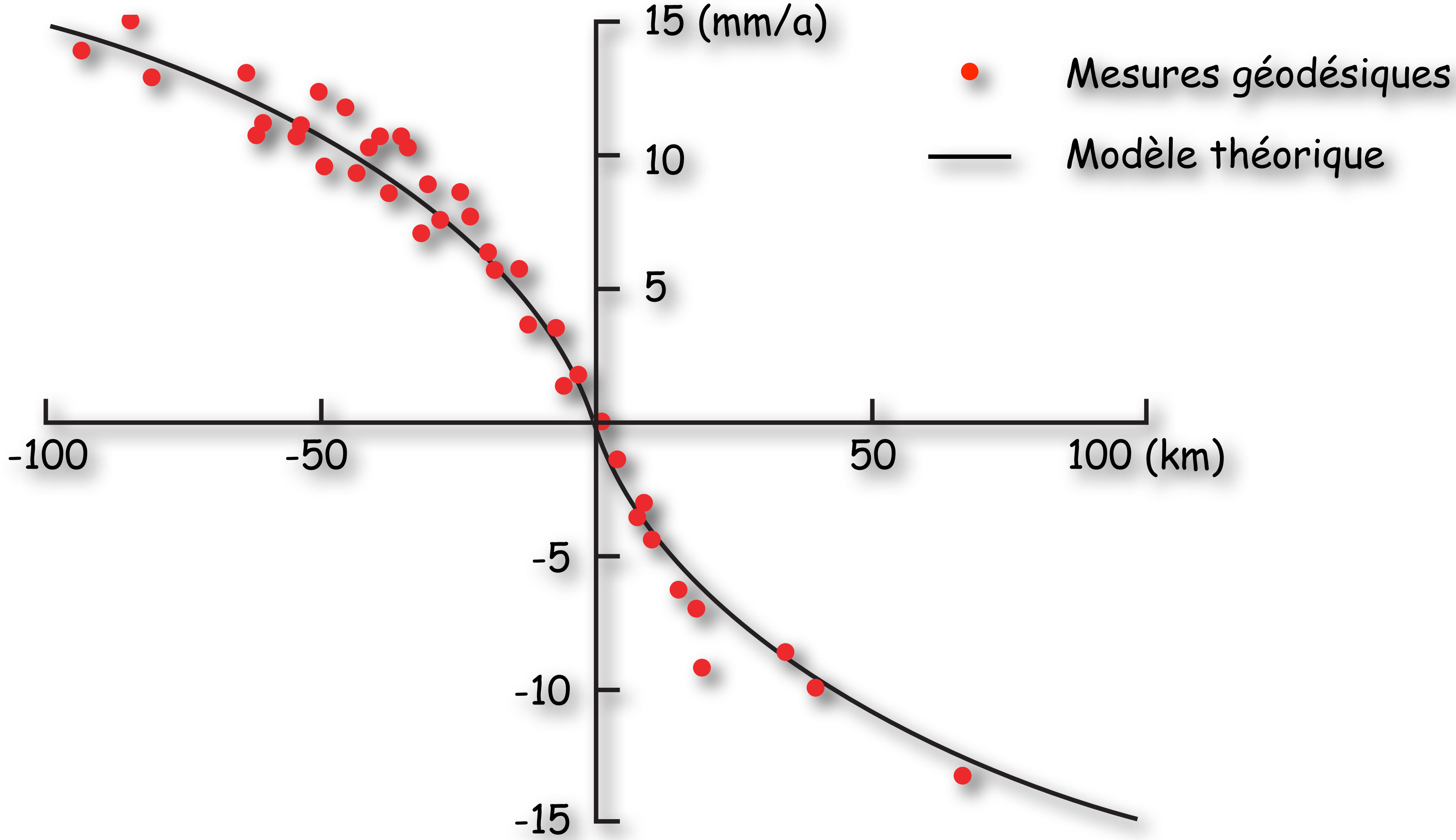
3- Rupture sismique





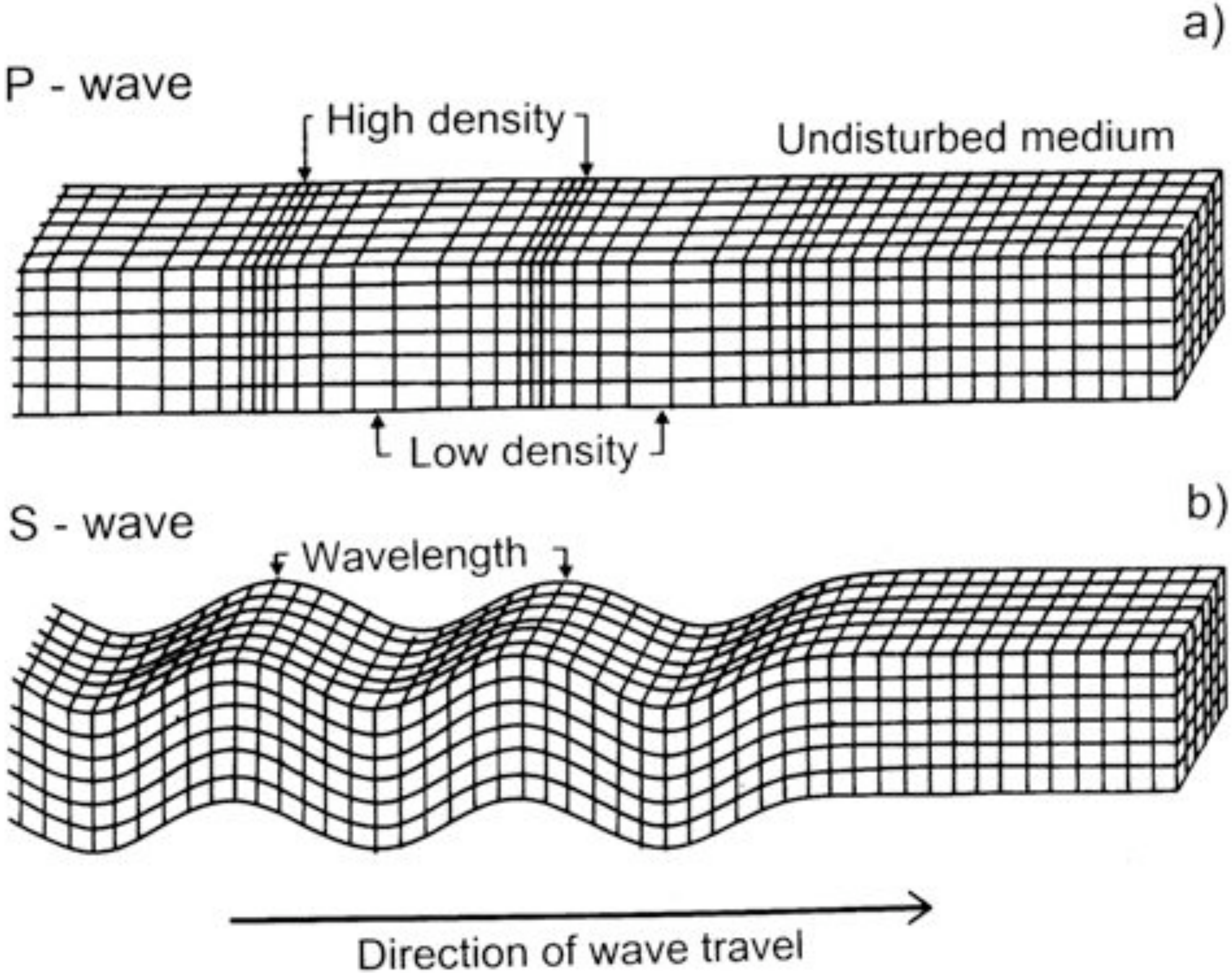
4- Juste après le séisme N + 1

Application à la faille de San Andreas

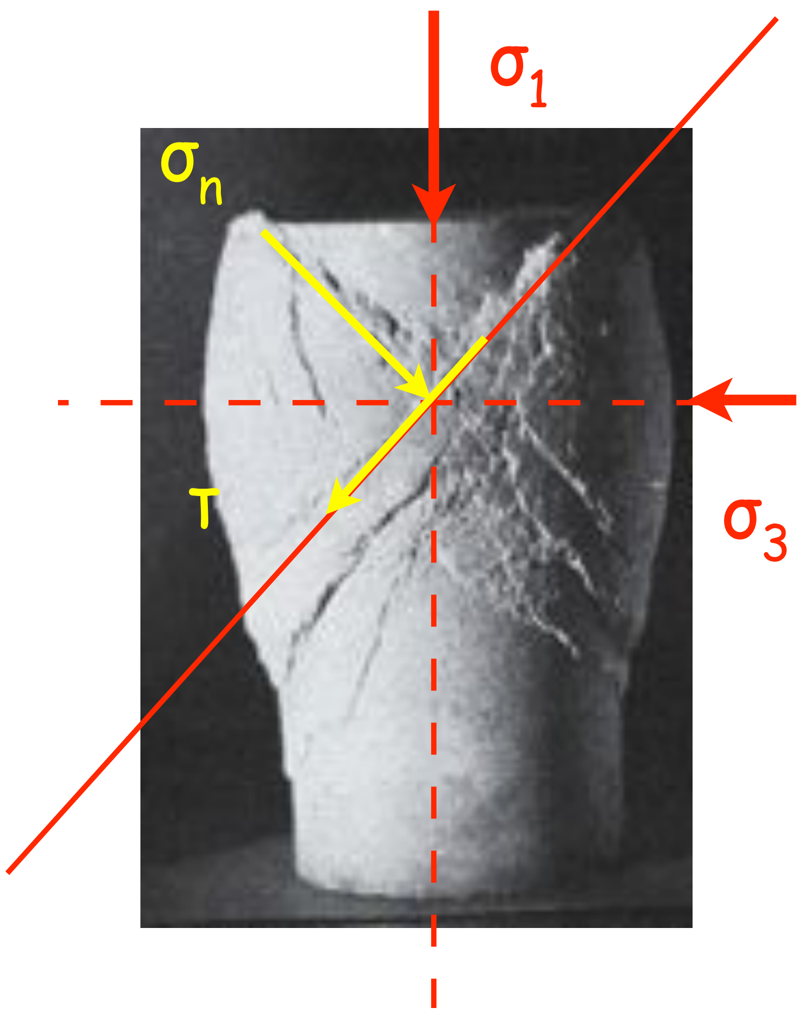


d'après Turcotte et Schubert [2002, p. 366]

Autre exemple : le passage des ondes sismiques



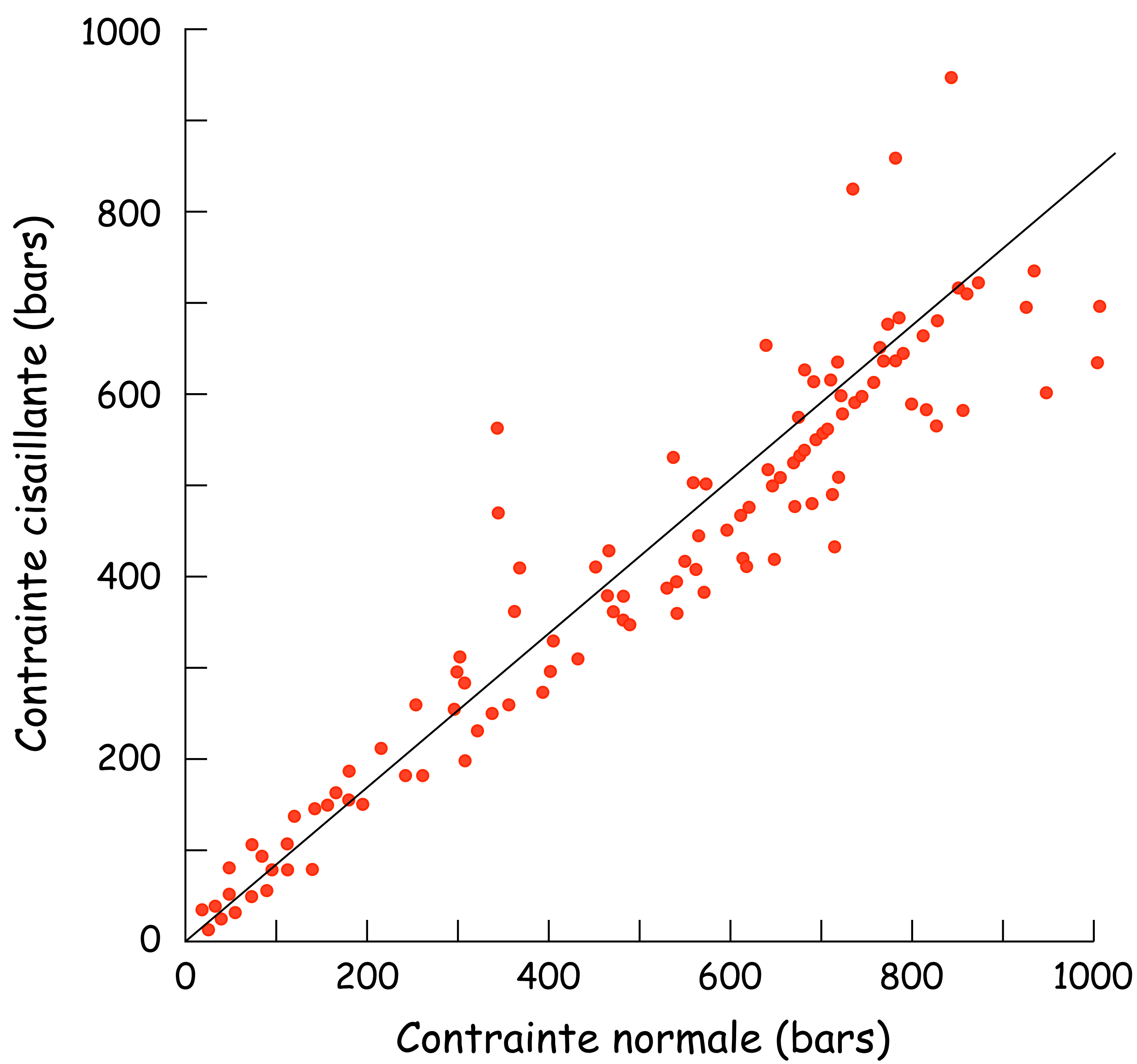
Transition élastique → fragile



Des données expérimentales pour différentes roches montrent que la rupture est atteinte pour :

$\tau = 0.85\sigma_n$

C'est la loi de Byerlee



C'est une forme simple du critère de Coulomb

$\tau = C_o + \mu\sigma_n$

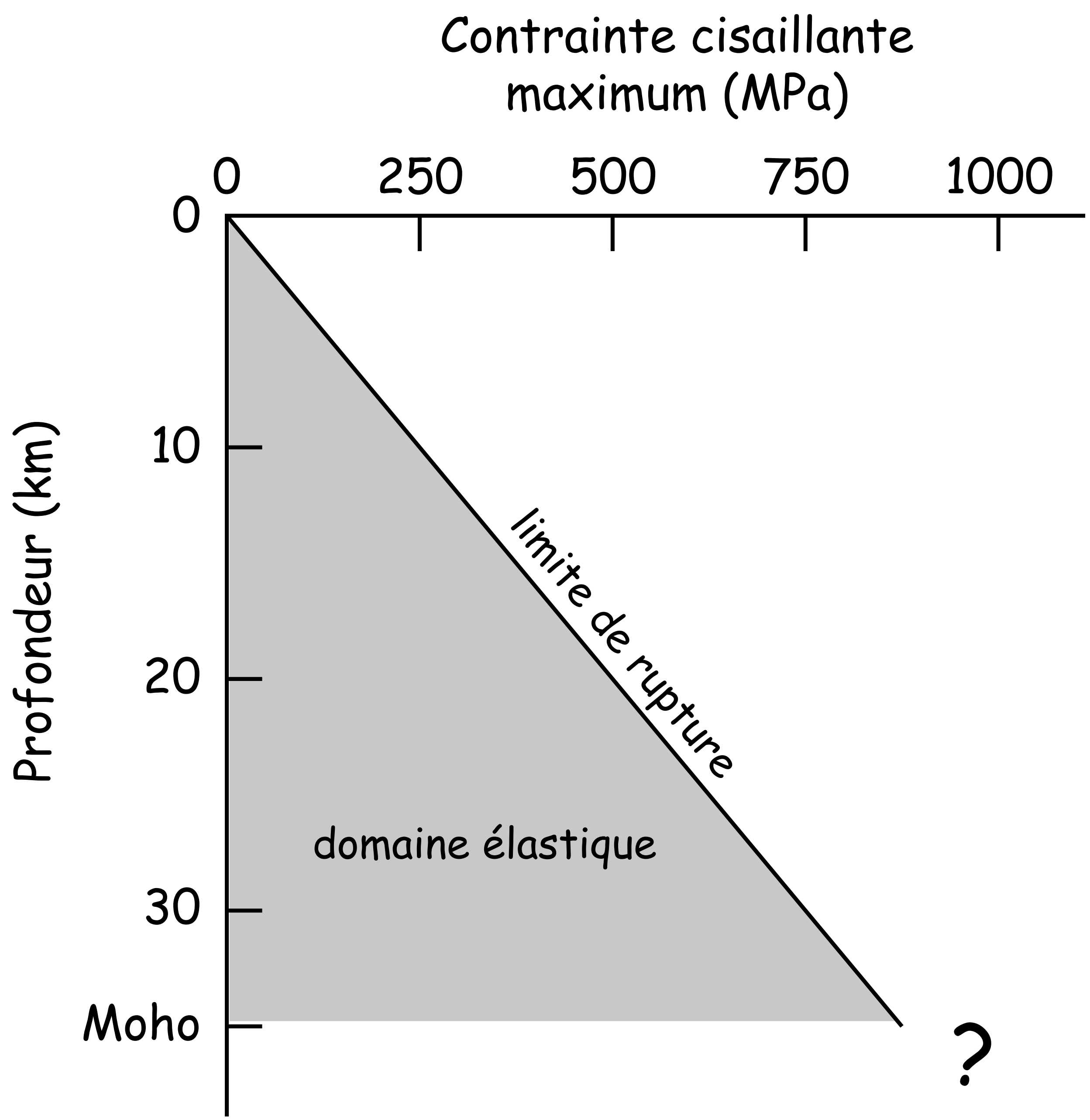
qui relie contrainte normale et contrainte cisaillante de façon linéaire

Dans la croûte continentale, la contrainte normale σ_n augmente avec la profondeur :

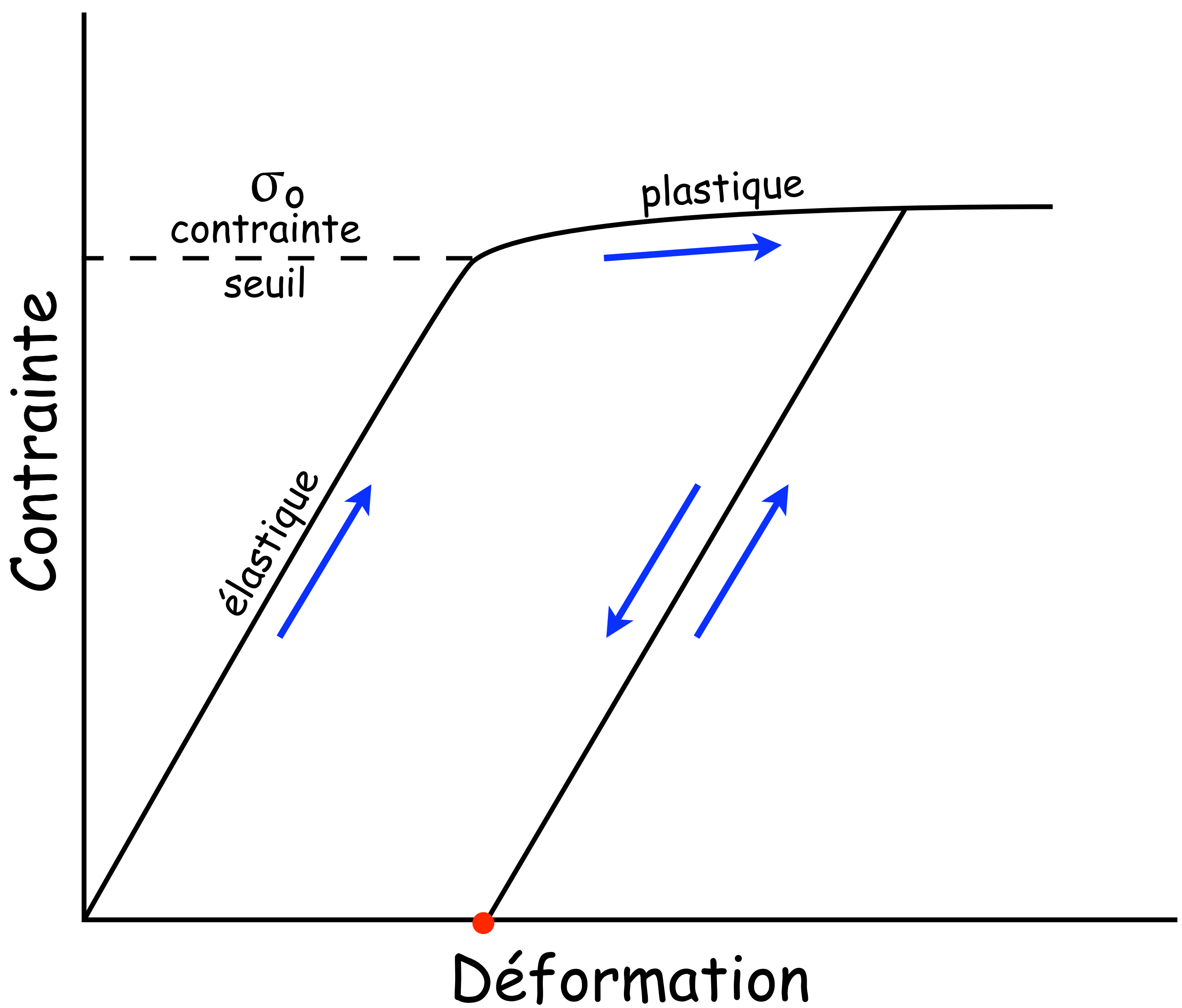
$$\sigma_n \approx \rho_c g z$$

la contrainte cisaillante vaut donc :

$$\tau \approx \mu \rho_c g z$$



Dans des conditions de pression et température plus élevées, les roches deviennent plastiques quand la contrainte dépasse un certain seuil



Les roches se déforment de façon continue et irréversible. Si on supprime la contrainte, il reste une déformation résiduelle.

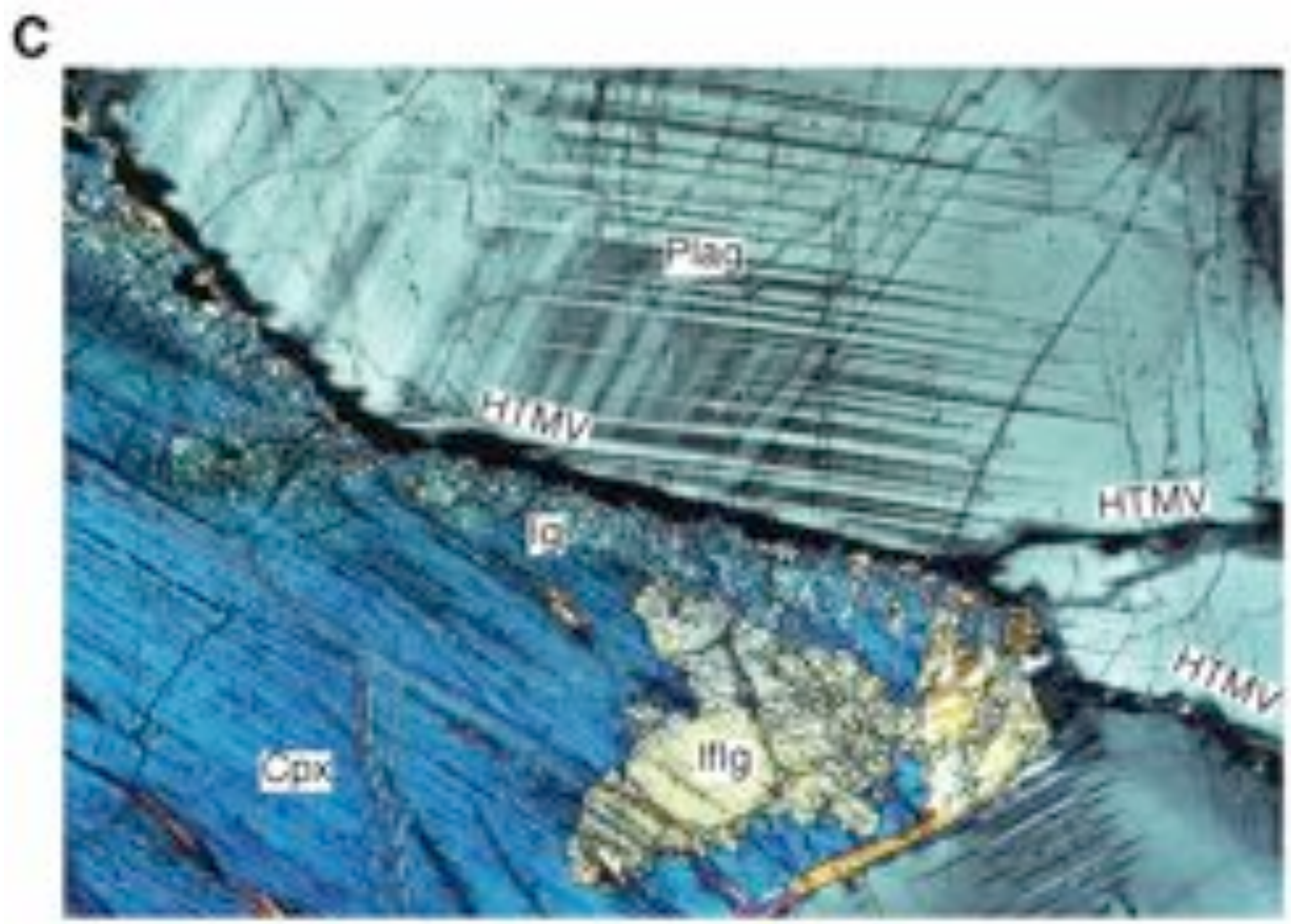
Si la contrainte devient trop forte, il se peut que la rupture intervienne.

Si la courbe $\sigma = f(\varepsilon)$ est une droite horizontale, et qu'il n'y a pas de partie élastique, le milieu est dit parfaitement plastique.

Si cette droite a une pente positive, on parle d'écrouissage

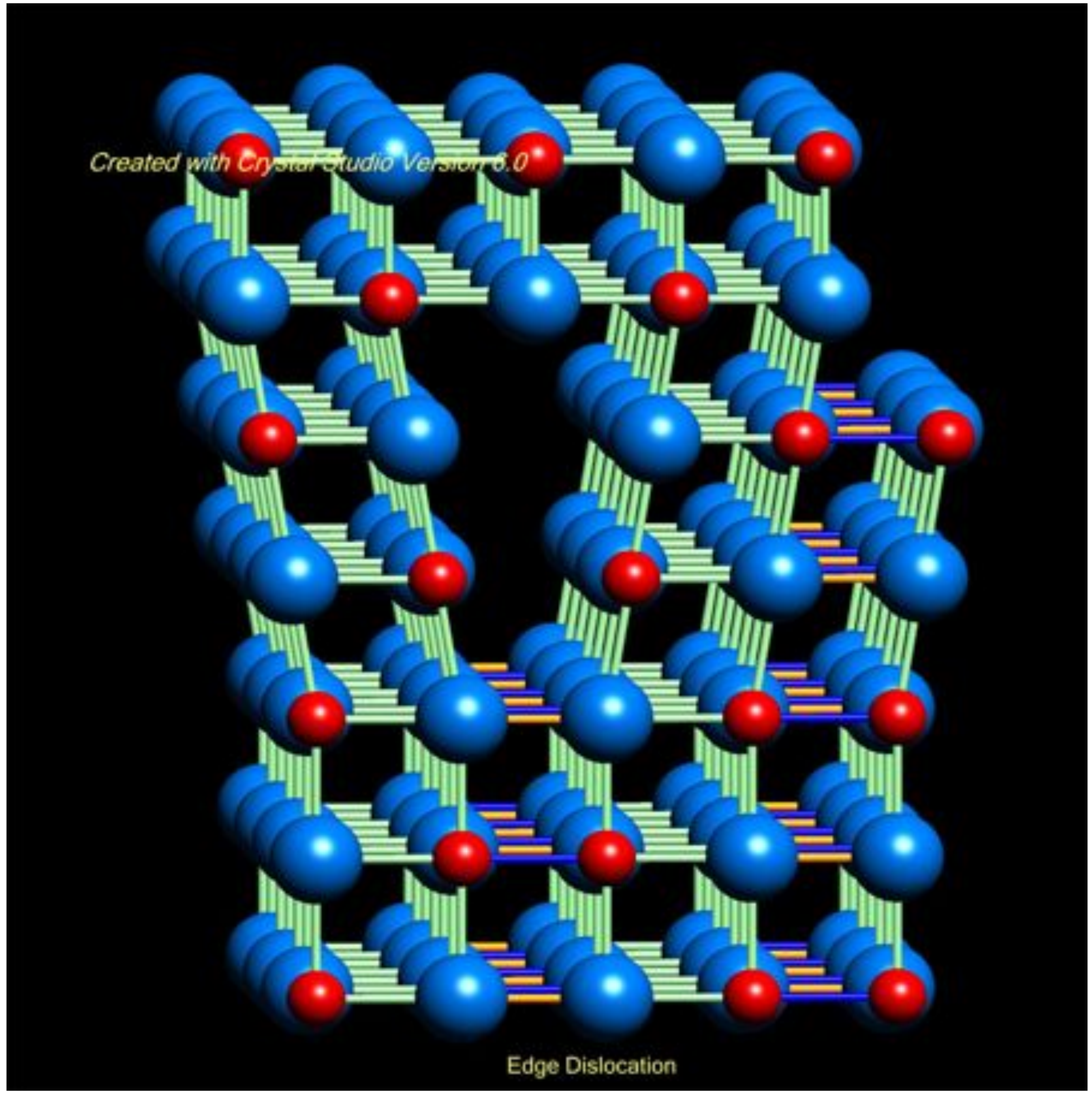
La plasticité s'explique également par les propriétés à l'échelle microscopique des roches et minéraux

1- Déformations aux frontières (joints) de grains



http://www-odp.tamu.edu/publications/176_SR/chap_04/c4_f13b.htm

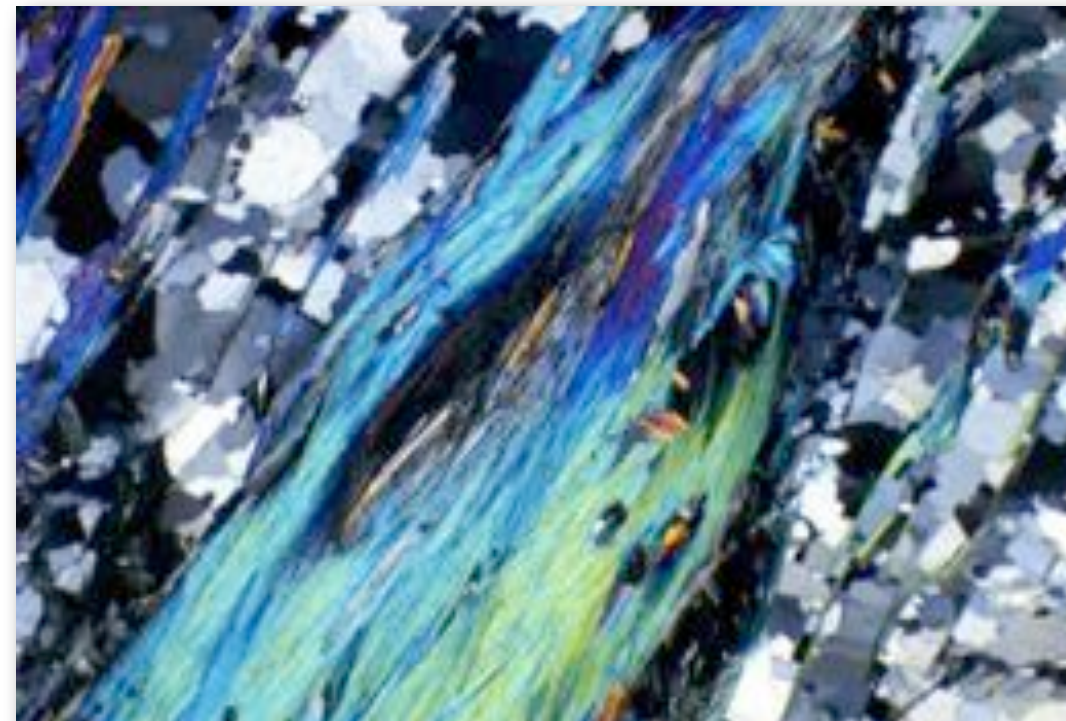
2- Déformations à l'intérieur des grains

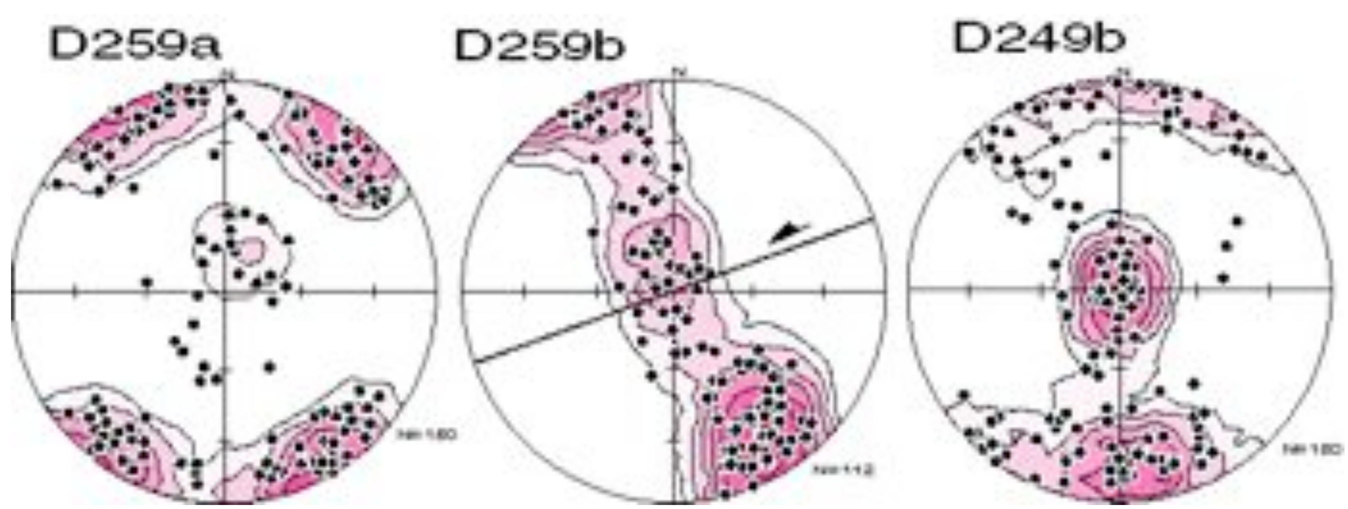


http://www.virtualexplorer.com.au/2000/volume2/www/contribs/jessell/lectures/lec1.html

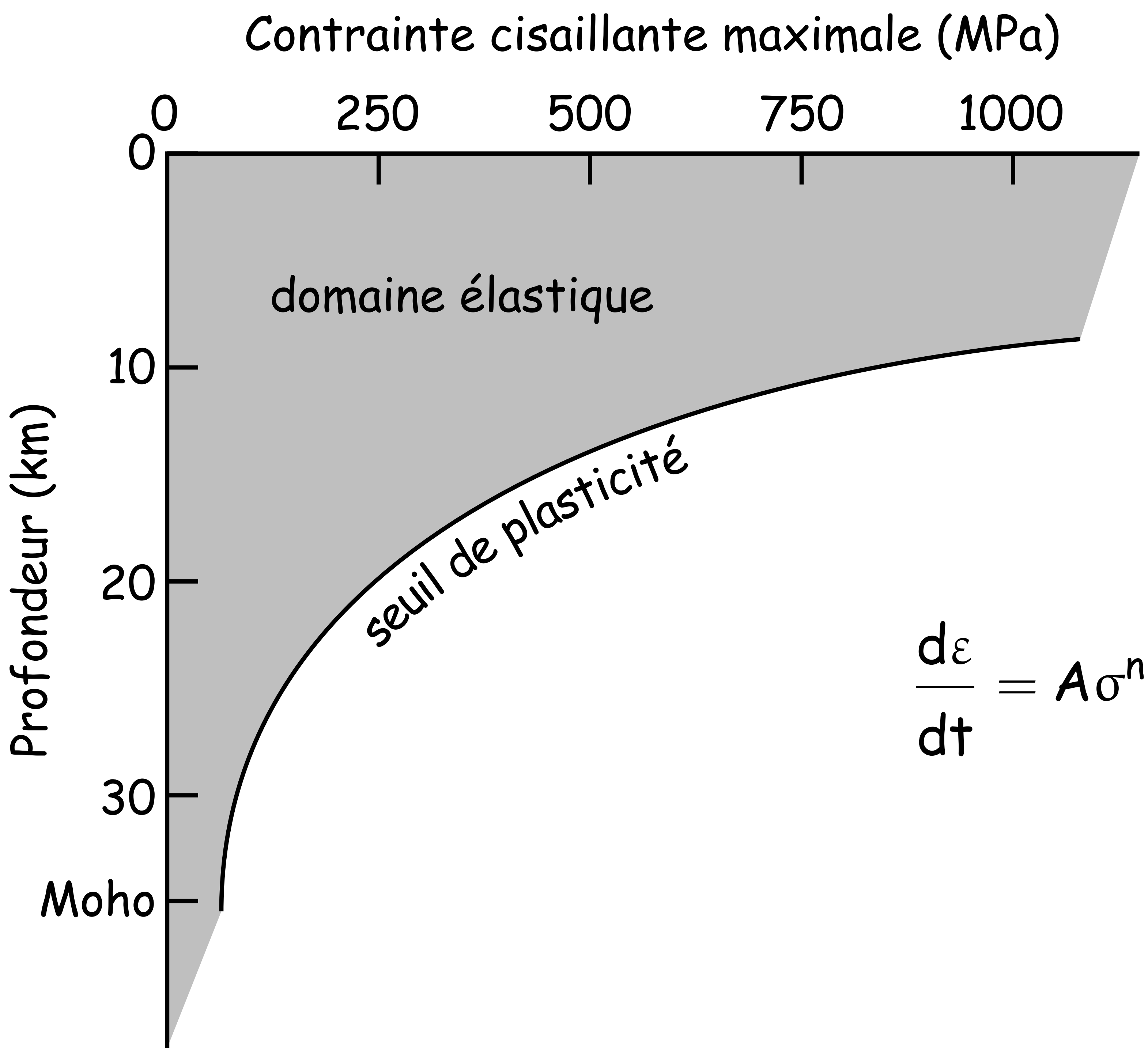
Les grains contiennent des défaults d'empilement (dislocations)

Les minéraux acquièrent une orientation préférentielle



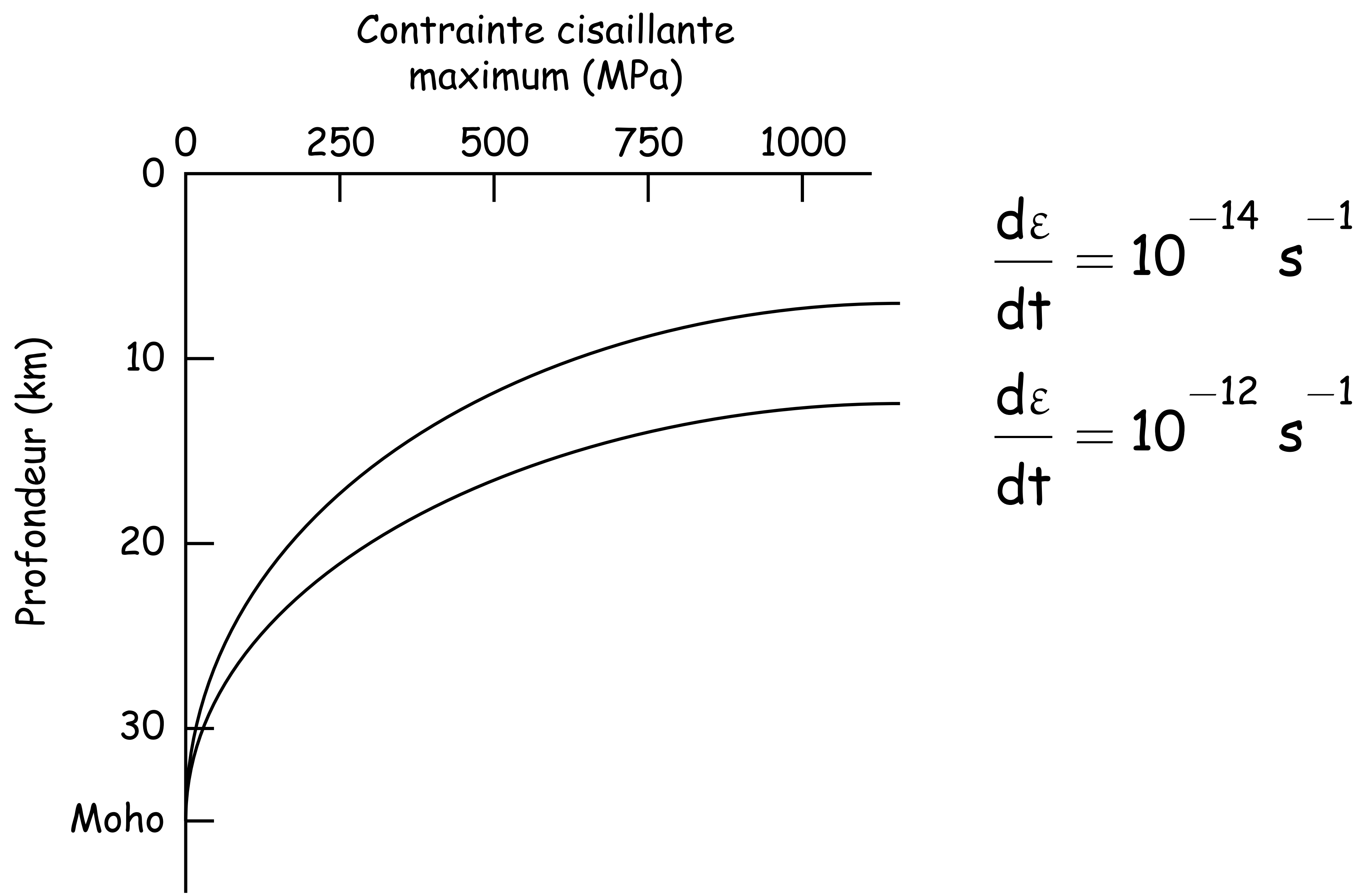


Des expériences en laboratoire montrent que le seuil de plasticité varie avec la température et la pression. En convertissant température et pression en profondeur, on obtient le diagramme suivant :



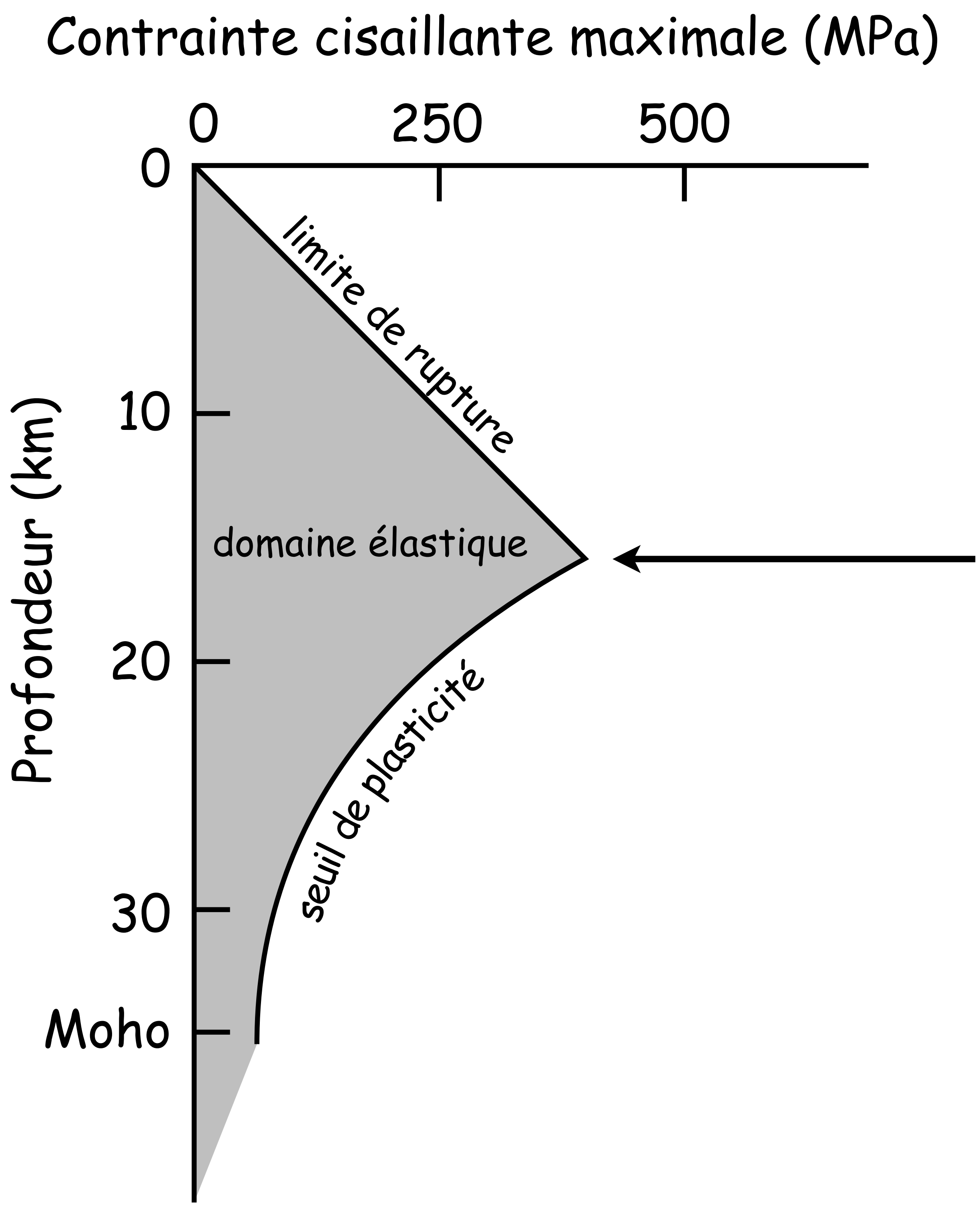
$$\frac{d\varepsilon}{dt} = A\sigma^n e^{-E/RT}$$

Un facteur important dans la déformation plastique des matériaux terrestres est la vitesse de déformation. Plus on veut déformer vite, plus il faut appliquer une contrainte forte.



1 cm/an sur 1000 km = $10^{-2} \times 10^{-6} \times (365*24*3600)^{-1} \approx 3 \times 10^{-15}\ s^{-1}$

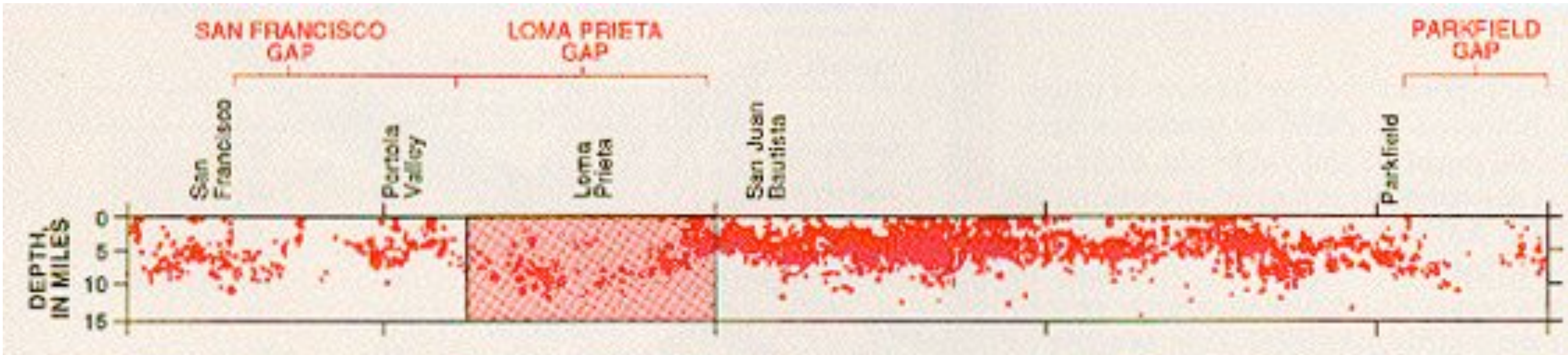
À partir d'une certaine profondeur, le seuil de plasticité sera atteint plus vite que la limite de rupture



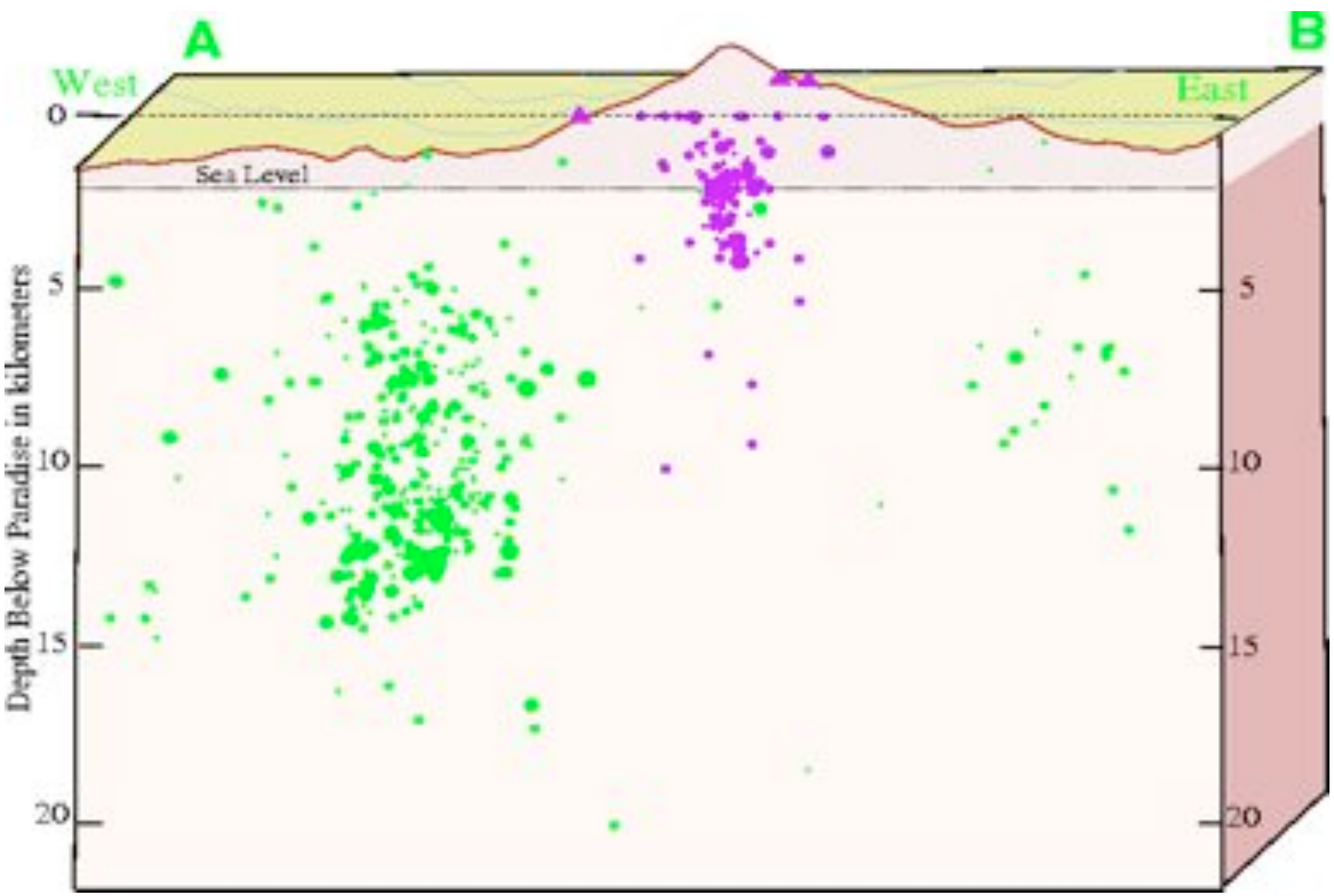
La transition fragile-ductile apparaît à des profondeurs comprises entre 10 et 20 km, suivant le régime thermique de la croûte.

Deux illustrations

Sismicité le long de la faille de San Andreas



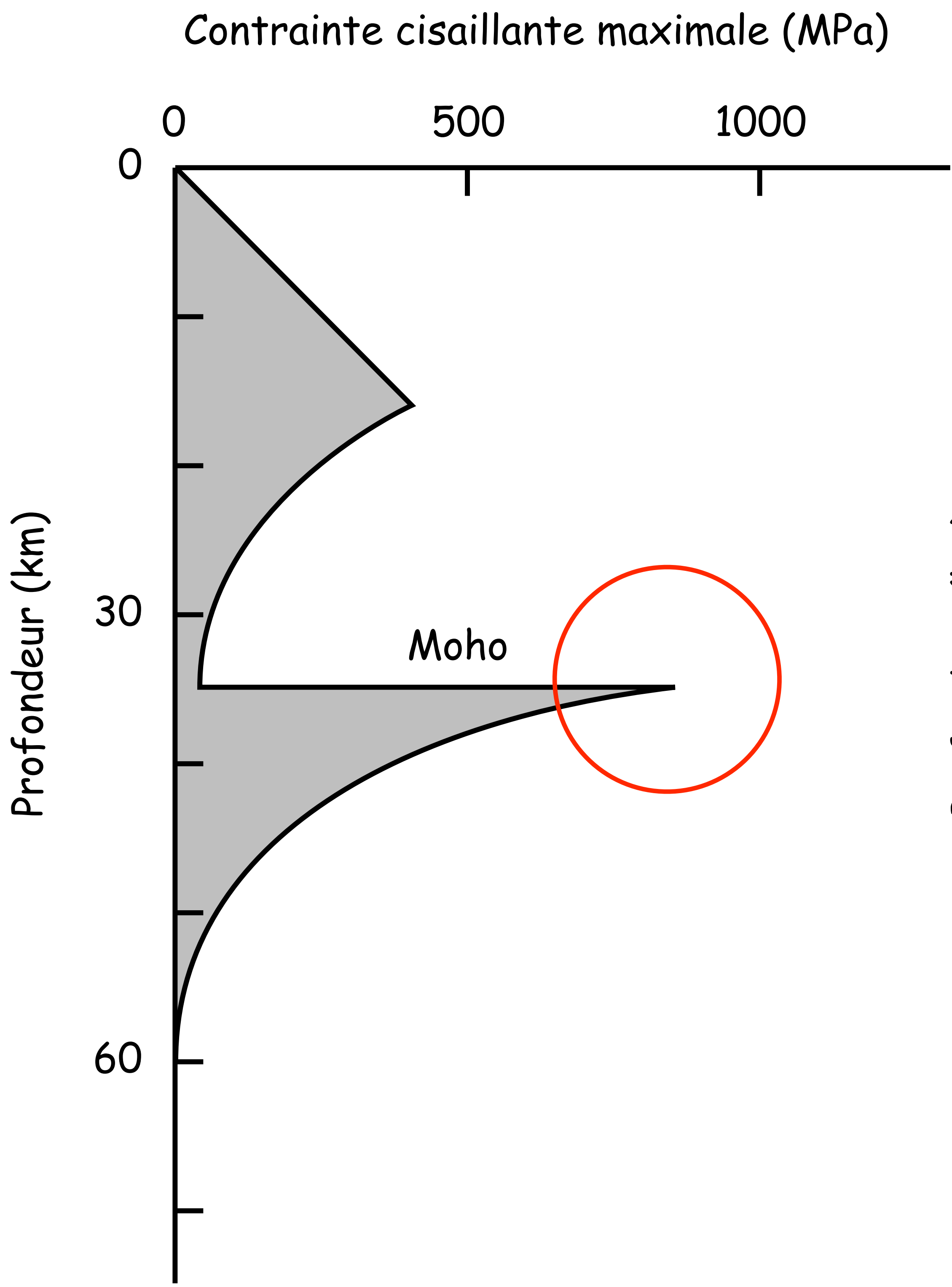
http://sepwww.stanford.edu/oldsep/joe/fault_images/lpgap.html

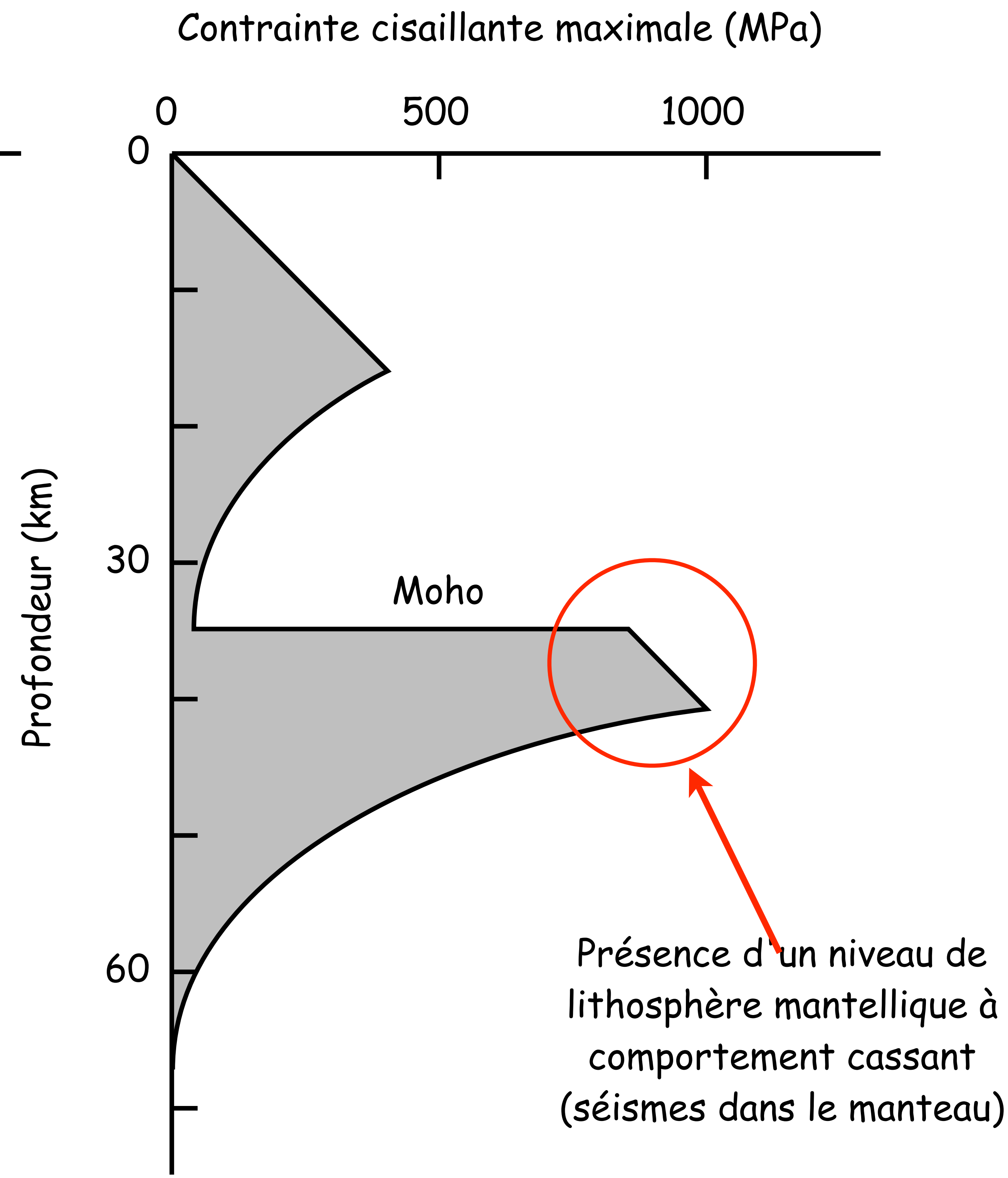


http://www.pnsn.org/RAINIER/rainierx.gif

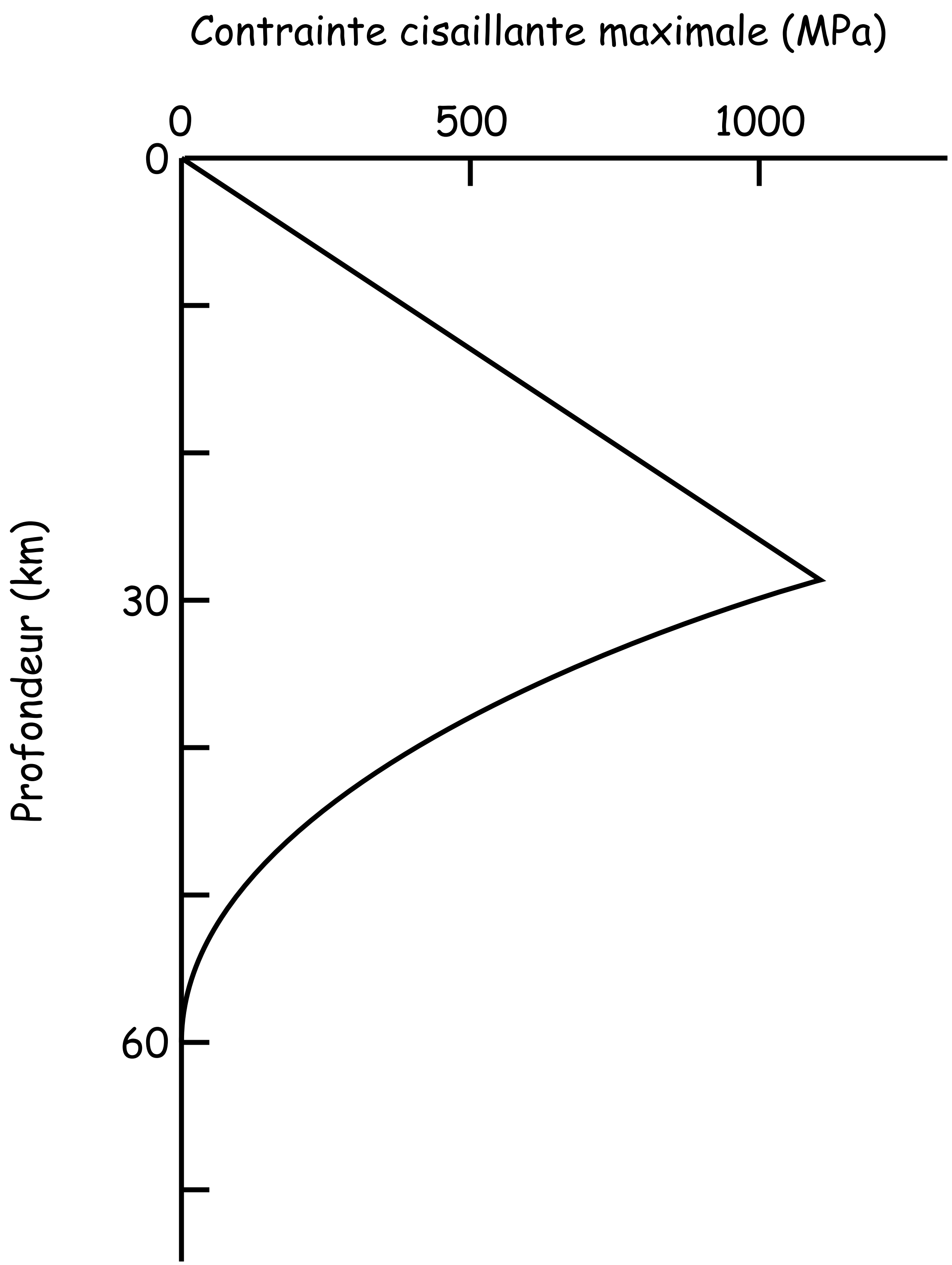
Sismicité dans la région du Mt Rainier (chaîne des Cascades)

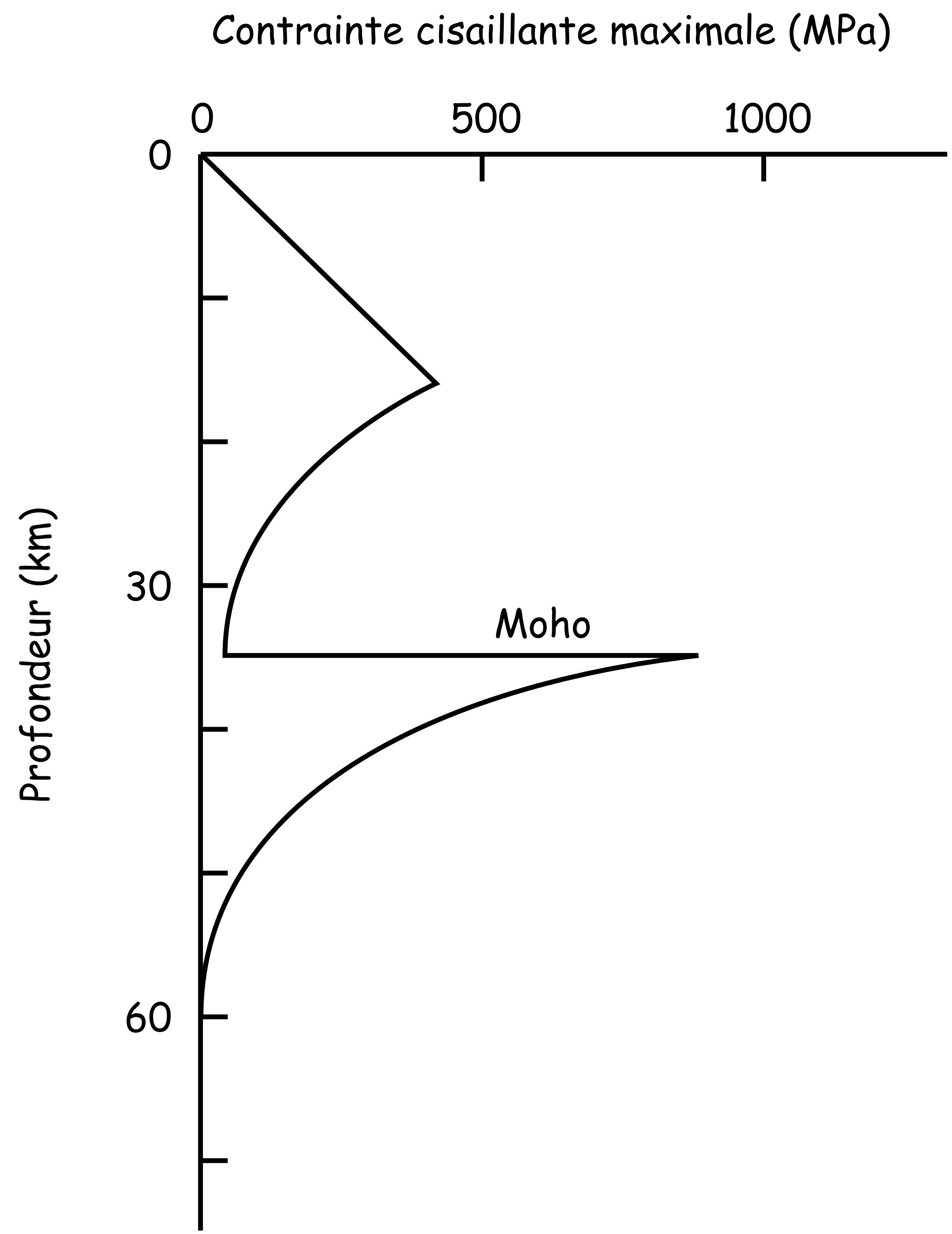
Les roches du manteau supérieur suivent le même comportement. On peut ainsi construire le profil de résistance pour toute la lithosphère continentale





Comparaison entre lithosphères océanique et continentale



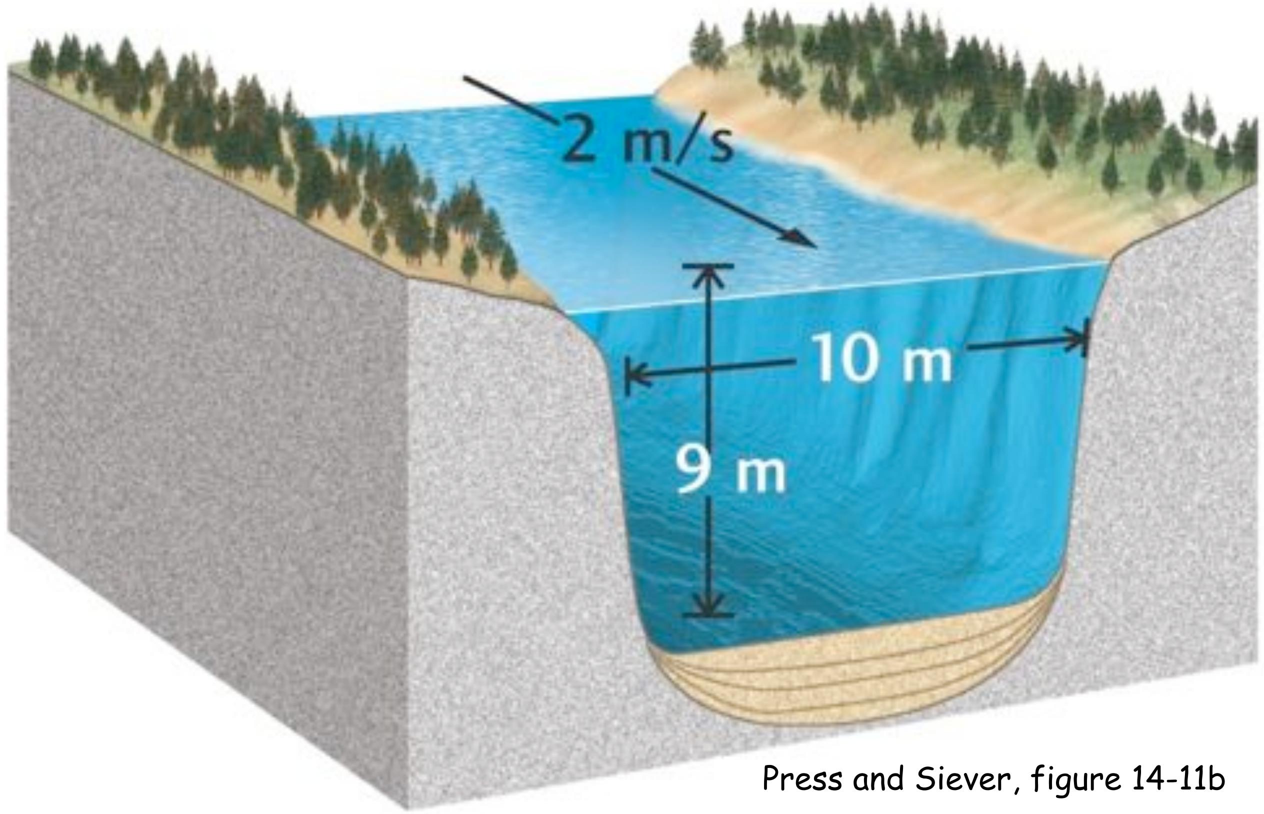


Les fluides

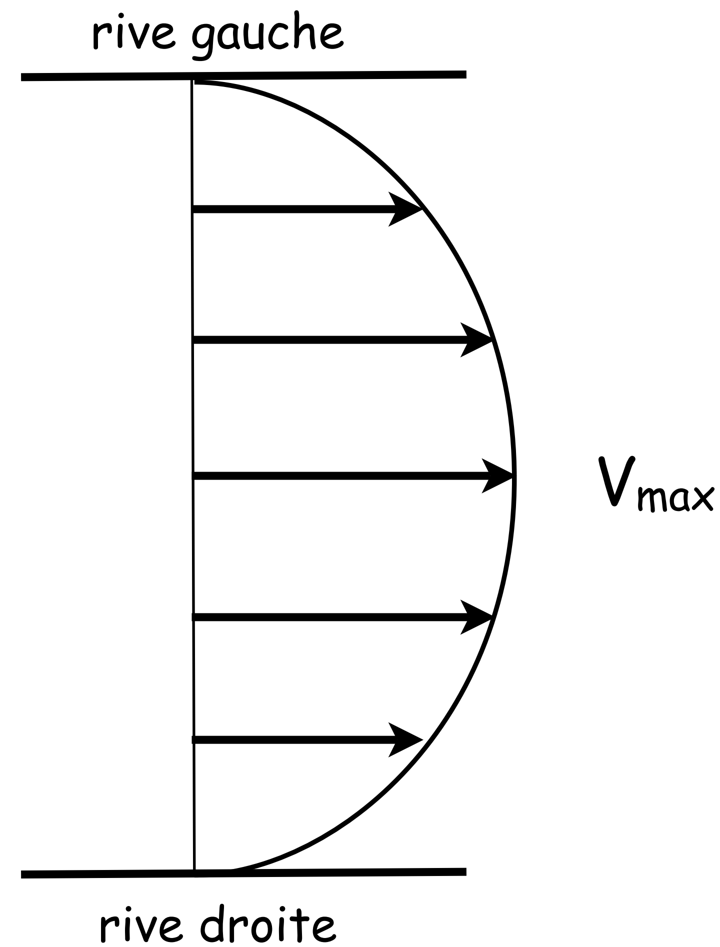
Certains matériaux n'ont pas de seuil de plasticité : ils se déforment de façon permanente dès qu'ils sont soumis à une contrainte cisaillante : ce sont les fluides.

Les solides sont caractérisés par une relation entre contraintes et déformations. Les fluides sont caractérisés par une relation entre contrainte cisaillante et vitesse de déformation ou, ce qui est équivalent, à un gradient de vitesse (unité : s^{-1}).

Qu'est-ce qu'un gradient de vitesse ?



Press and Siever, figure 14-11b



La vitesse du courant est maximale au centre de la rivière,
elle diminue pour devenir nulle aux bords :
il y a un gradient de vitesse horizontal, perpendiculairement à la rivière

La vitesse du courant est maximale à la surface de la rivière,
elle diminue pour devenir nulle au fond :
il y a aussi un gradient de vitesse vertical.

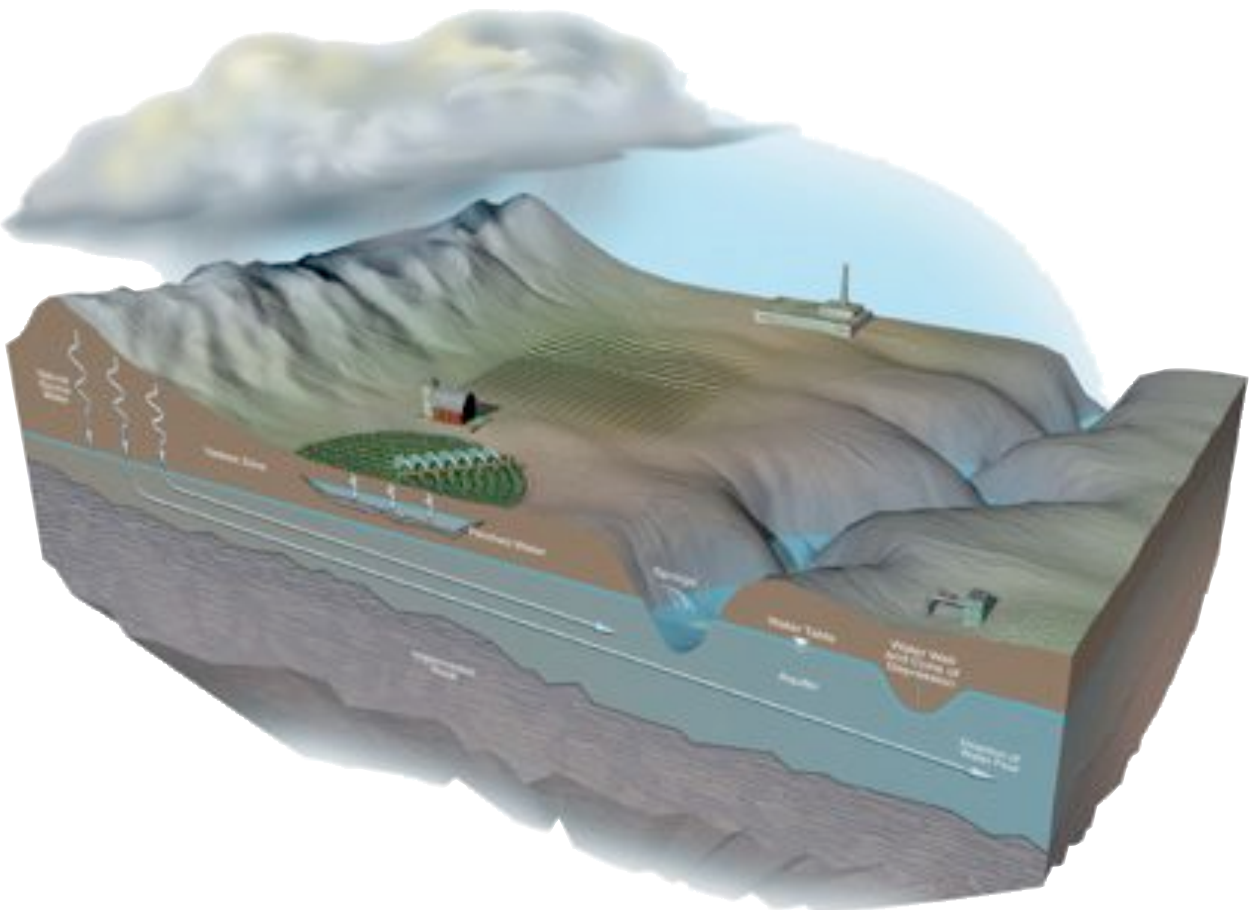
Les fluides newtoniens

Quand la relation entre contrainte cisaillante et gradient de vitesse est linéaire, le fluide est appelé fluide newtonien. Le coefficient de proportionnalité est appelé viscosité, notée μ.

L'unité de mesure de la viscosité est le Pascal.seconde : Pa.s

Applications

Aquifères
$\mu \approx 10^{-3}$ Pa.s



http://cleanup.inel.gov/aquifer/Images/Shotaquifersmall2.jpg

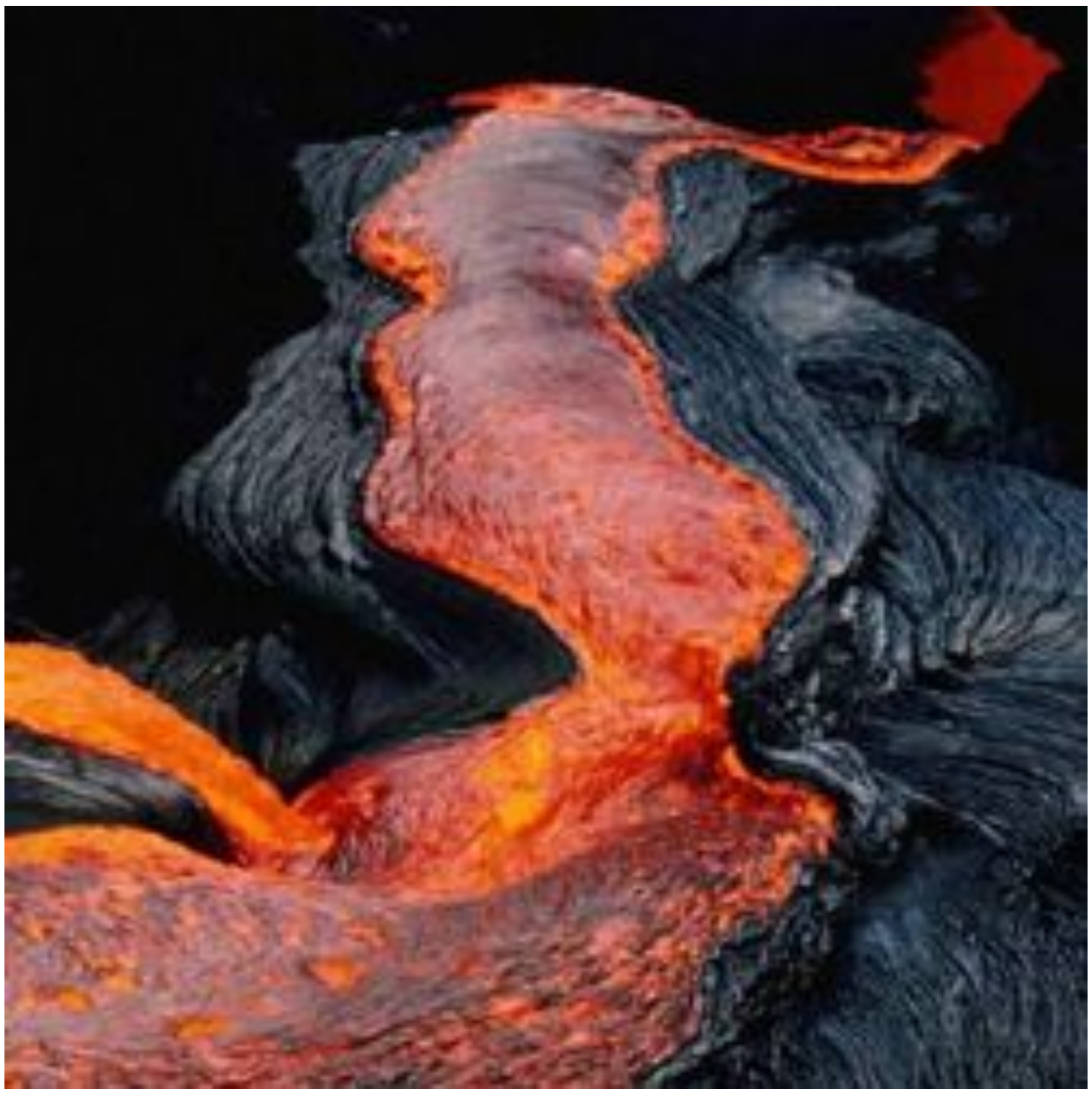
http://www.ahojky.net/images/Canada/hyder-salmon-glacier3.JPG

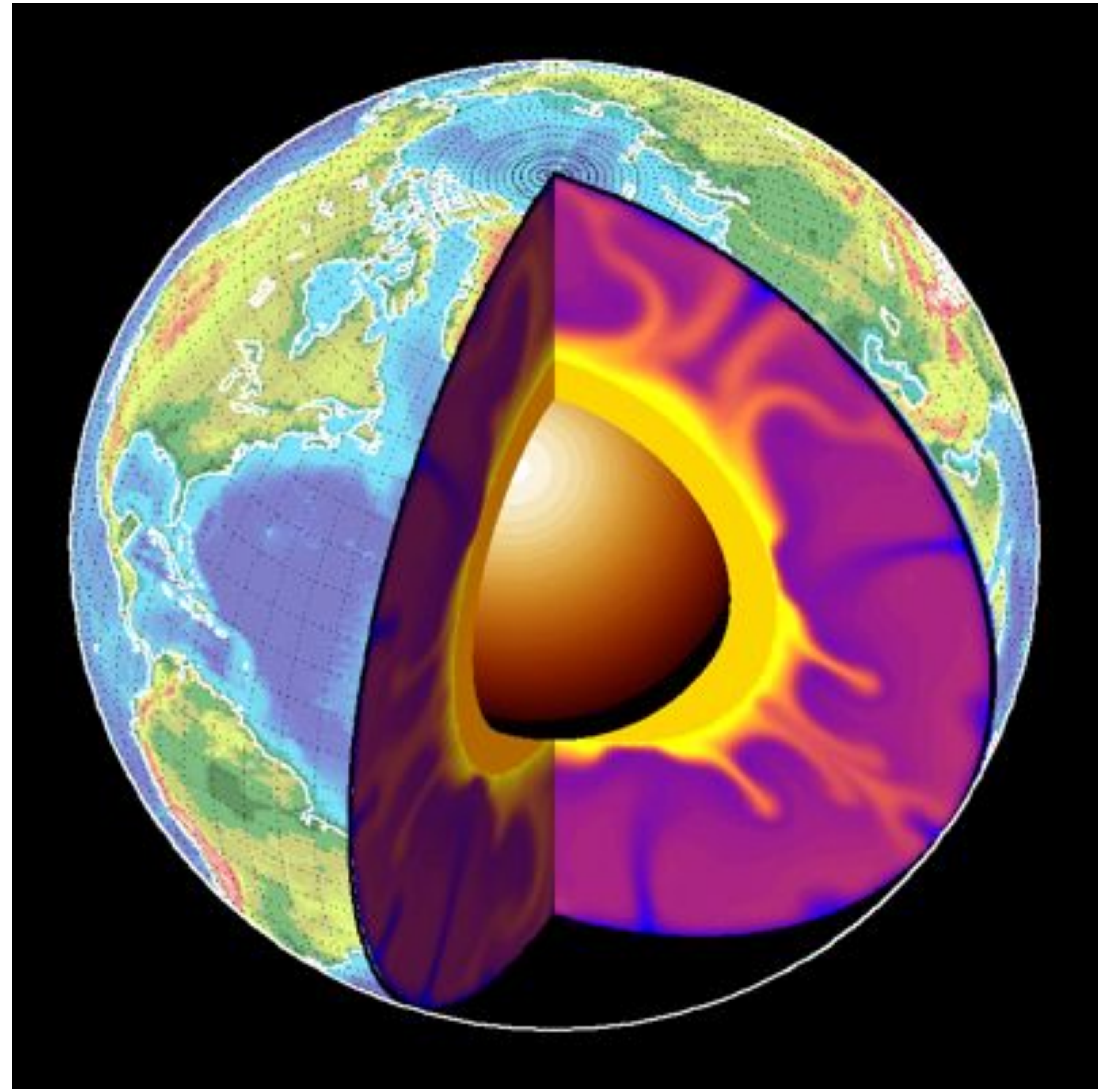
Glaciers
$\mu \approx 10^{13-15}$ Pa.s

Applications

Coulées de lave

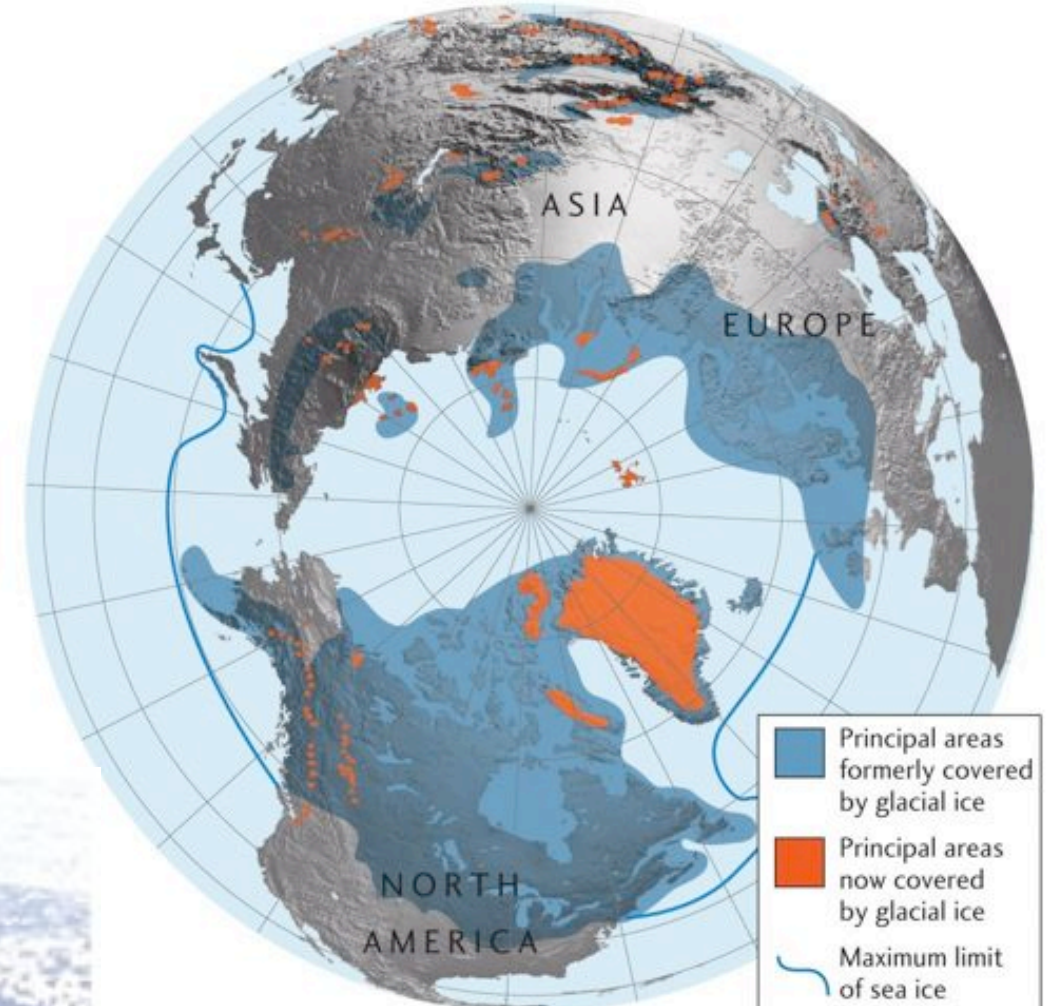
- $\mu \approx 10^{1\text{-}2}$ Pa.s pour un basalte
- $\mu \approx 10^{8}$ Pa.s pour une rhyolite





Convection dans le manteau
$\mu \approx 10^{20}$ Pa.s
(viscosité effective)

Rebond post-glaciaire : $\mu \approx 10^{20}$ Pa.s

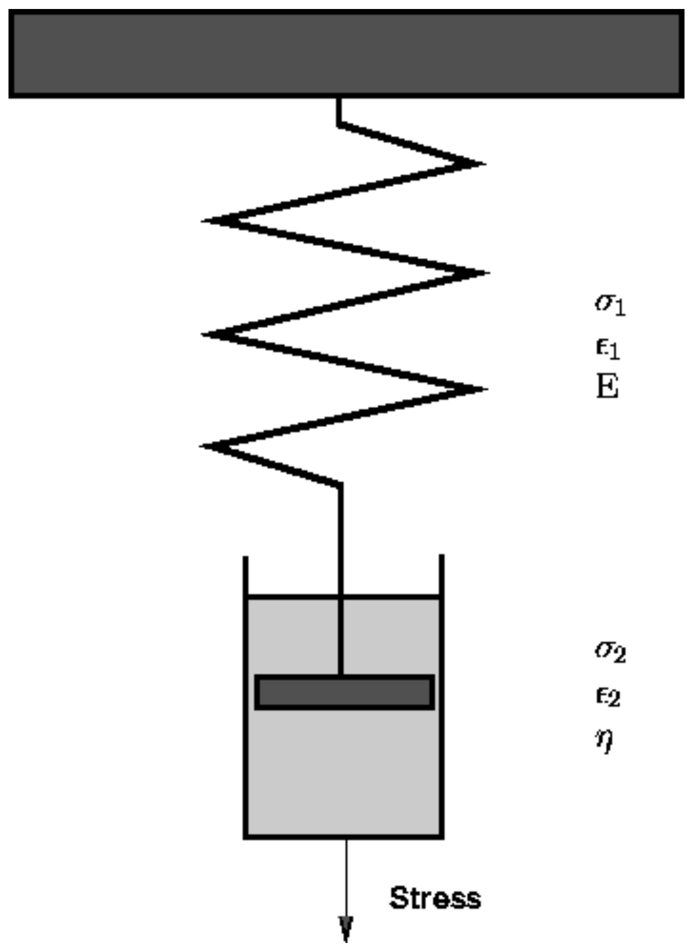


Les solides visco-élastiques

Certains solides se comportent différemment à différentes échelles de temps :

- élastiques pour échelles de temps courtes
- visqueux pour échelles de temps longues

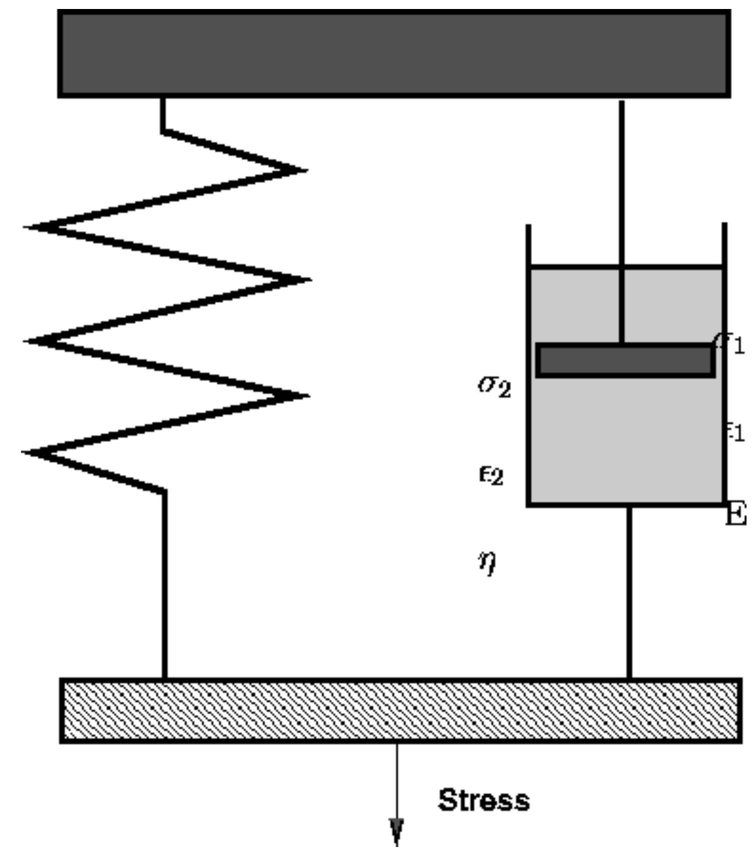
Solide de Maxwell



$$\varepsilon = \varepsilon_1 + \varepsilon_2$$

$$\frac{d\varepsilon}{dt} = \frac{\sigma}{2\mu} + \frac{1}{E}\frac{d\sigma}{dt}$$

Solide de Kelvin



$$\sigma = \sigma_1 + \sigma_2$$

$$\sigma = E\varepsilon + 2\mu\frac{d\varepsilon}{dt}$$