

I. Introduction générale

II. Thermodynamique des systèmes naturels

III. Cinétique des réactions

IV. Bilans thermiques

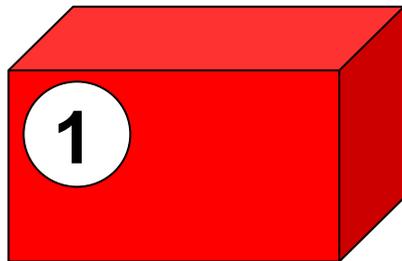
V. Métamorphisme et contextes géodynamiques

VI. Le métamorphisme de HP-BT: exemple des Alpes occidentales

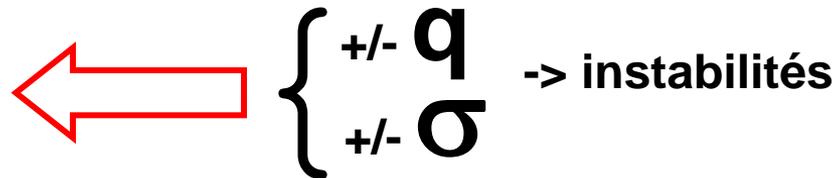
métamorphisme → enregistrement de **perturbations** thermo-mécaniques que subi la lithosphère...

existe plusieurs approches pour caractériser le métamorphisme...

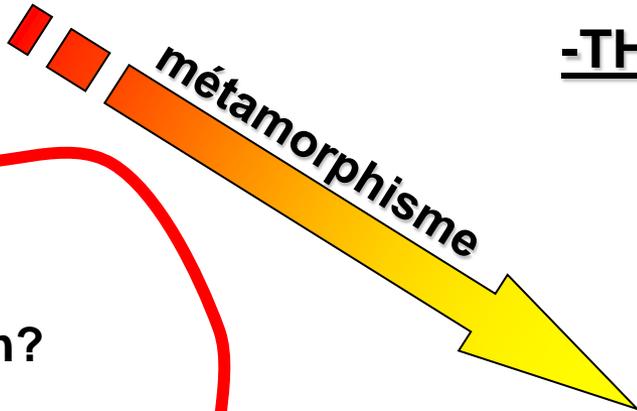
état initial



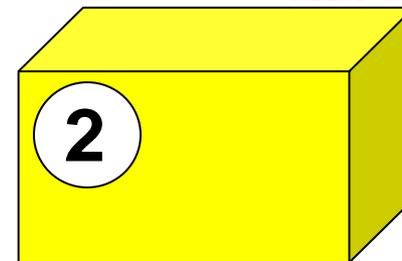
CAUSES



-THERMO-MECANIQUE-



état final



-> mécanismes de réaction?
-> temps de réaction?



CHEMIN PARCOURU ?

-CINETIQUE-

EFFETS

-> bilan énergétique

$$E_2 - E_1$$

-THERMODYNAMIQUE-

3 approches pour caractériser le métamorphisme

I. Introduction générale

II. Thermodynamique des systèmes naturels

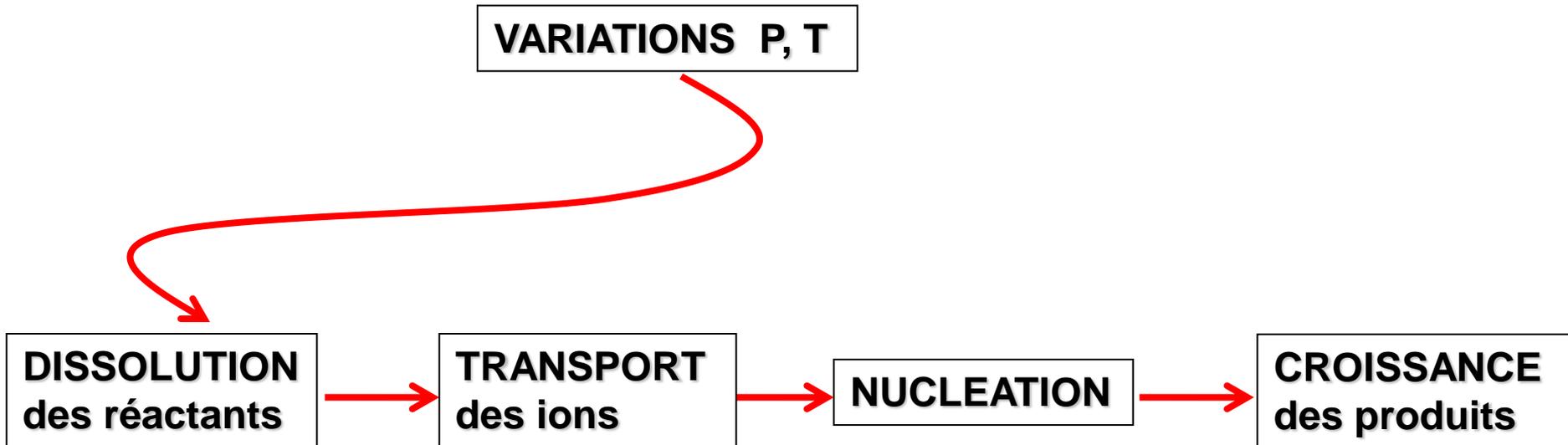
III. Cinétique des réactions

IV. Bilans thermiques

V. Métamorphisme et contextes géodynamiques

VI. Le métamorphisme de HP-BT: exemple des Alpes occidentales

III. CINETIQUE DES REACTIONS

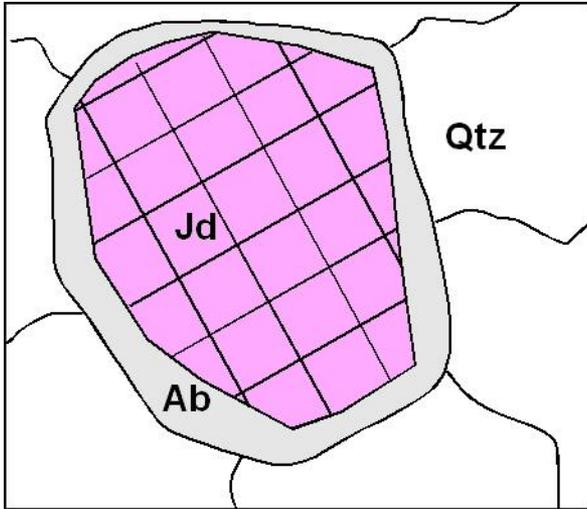


→ C'est le phénomène **le plus lent** qui contrôle le phénomène global

Dans le métamorphisme, **le transport** est le processus le plus lent...

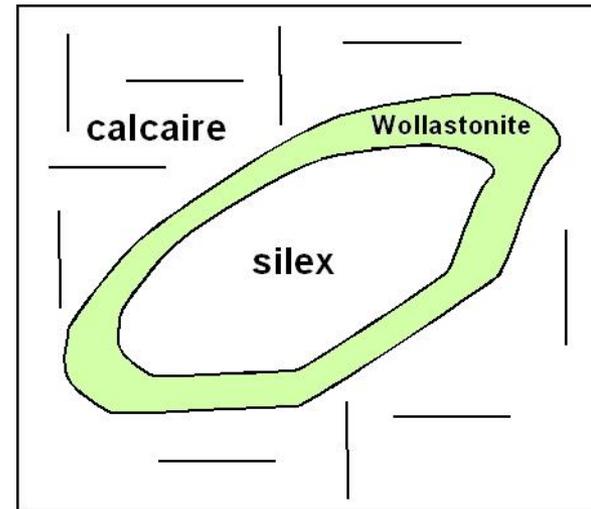
D'une façon plus générale c'est la vitesse de transport des éléments (+/--solution) qui détermine le degré d'avancement de la réaction → **loi de diffusion**.

Exemples de transport d'atome par diffusion



physiquement qu'est ce que la diffusion ?

relations entre concentration d'éléments, temps, distance...



Rôle de la diffusion

-Par analogie avec la loi de Fourier pour l'écoulement de la chaleur, on sait que le flux (J_i) est proportionnel au gradient de concentration de l'élément i (loi de Fick) :

$$J_i = - D_i \frac{dC_i}{dx}$$

D_i : coefficient de diffusion
de l'élément i

→ Le flux se produit en sens inverse du gradient.

-Dès que le flux opère le gradient est modifié, l'évolution de la concentration avec le temps peut s'écrire :

$$\frac{\delta C_i}{\delta t} = - \frac{\delta J_i}{\delta x}$$

-Ainsi l'évolution de la concentration de i dans l'espace et dans le temps s'écrit :

$$\frac{\delta C_i}{\delta t} = D_i \frac{\delta^2 C_i}{\delta x^2}$$

-Les solutions de cette équation sont complexes mais toujours

→ dépendantes du **coefficient de diffusion**.

$$x^2 = D_i \cdot t$$

Coefficient de la diffusion

$$D = D_0 e^{(-Q/RT)}$$

$D = \text{m}^2/\text{s}$
 $Q = \text{J}/\text{mole}$

Dans le cas des clinopyroxènes :

$$D(\text{Fe, Mg}) (900^\circ\text{C}) = 6 \cdot 10^{-20} \text{ m}^2/\text{s}$$
$$D(\text{Fe, Mg}) (1200^\circ\text{C}) = 6 \cdot 10^{-16} \text{ m}^2/\text{s}$$



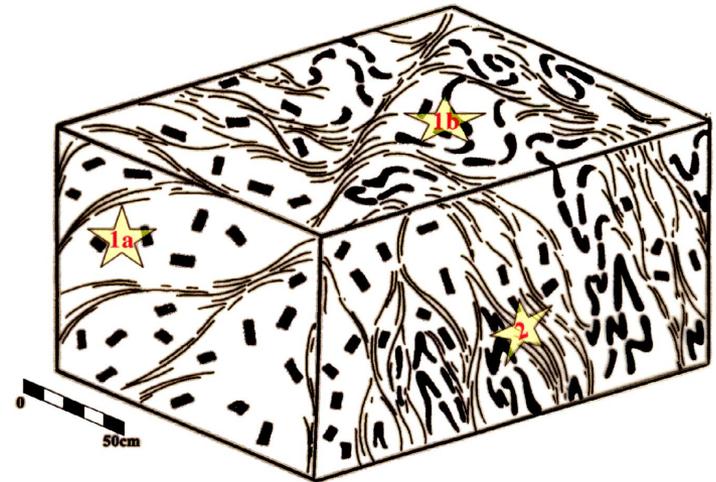
DIFFUSION n'est efficace qu'aux
HAUTES TEMPERATURES ($T > 700^\circ\text{C}$)

Comment augmenter la cinétique ?

- ➔ Circulation de fluide (advection)
- ➔ Déformation ductile

$$\dot{\epsilon} = \sigma^n \cdot D / T \cdot d^n$$

d^n taille des grains



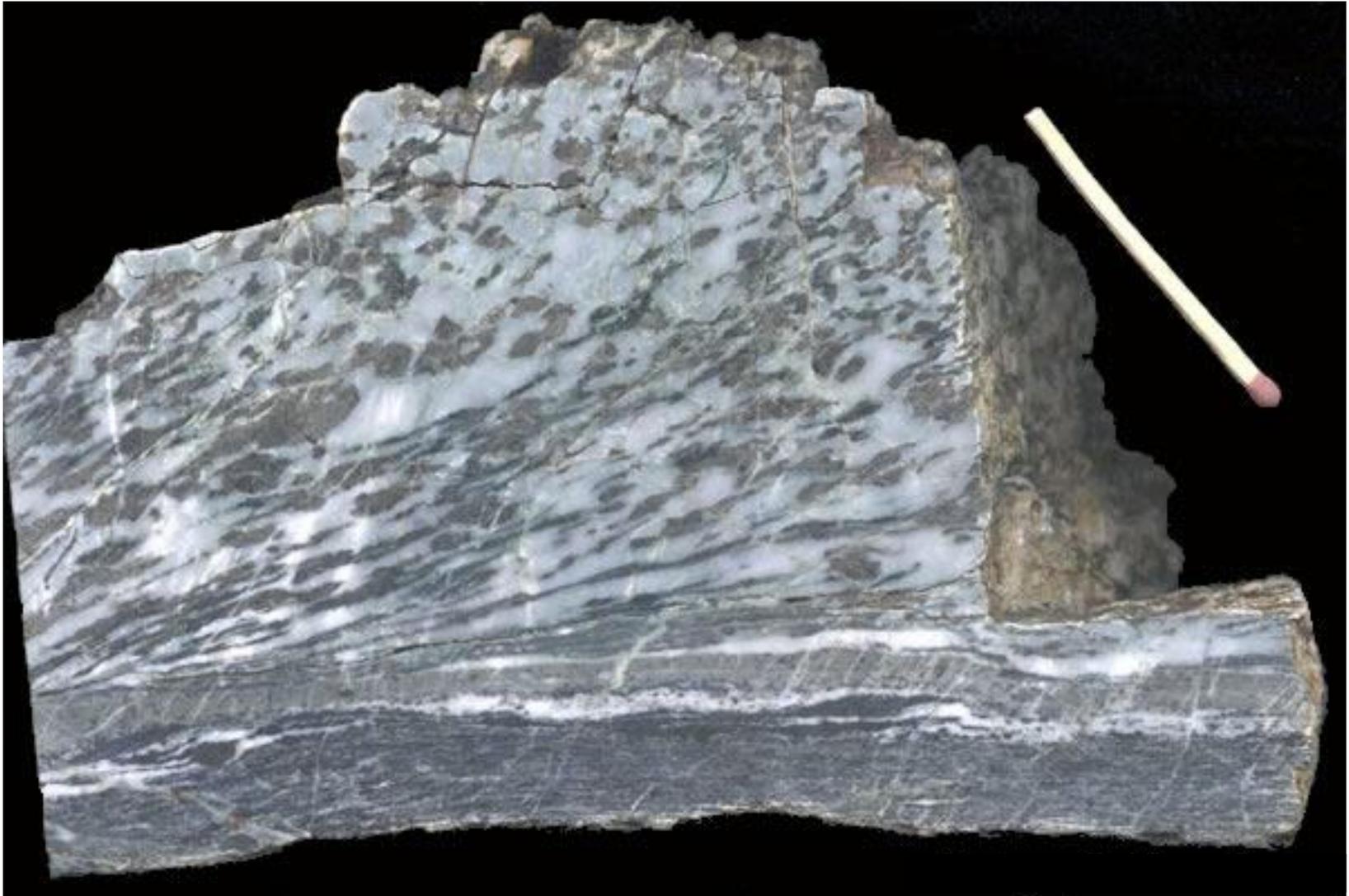
zones très déformées : cinétique de réaction élevée
→ Réactions complètes

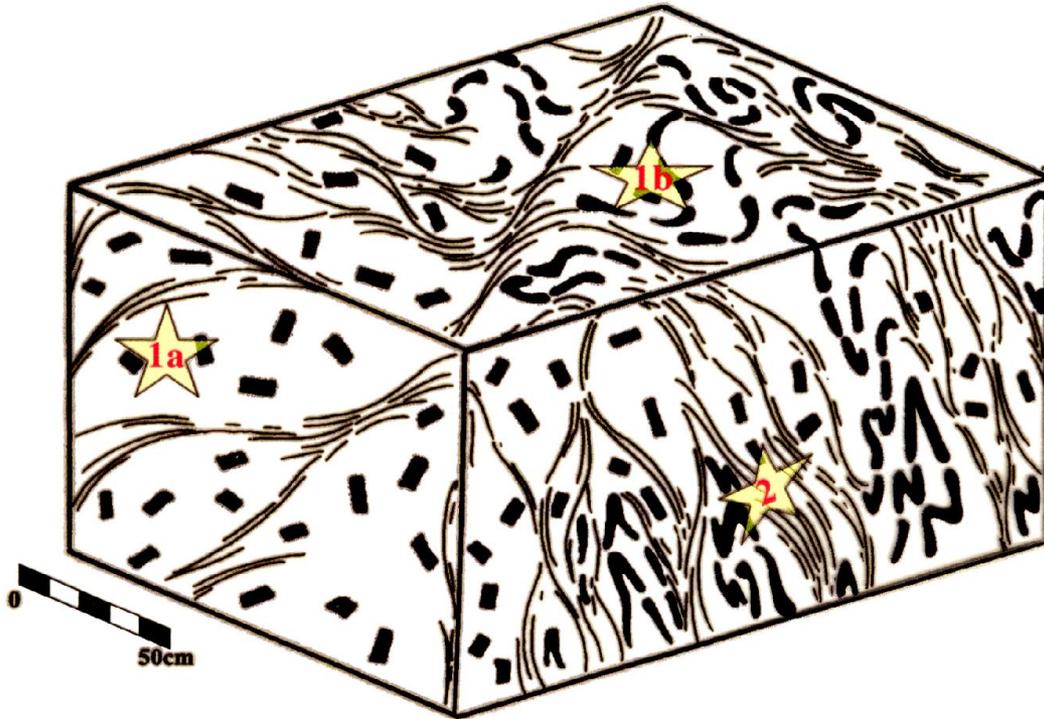
zones pas déformées : cinétique de réaction lente
→ Réactions incomplètes

Accès réactants + produits

↘ métastables

➔ **Cinétique** des réactions est un paramètre fondamental
Lien direct entre cinétique et déformation

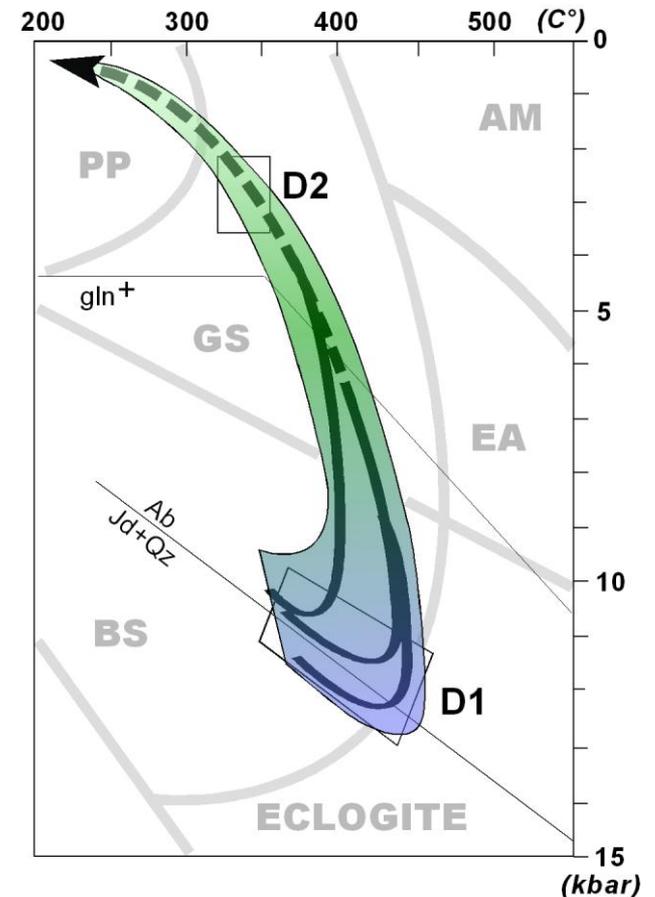




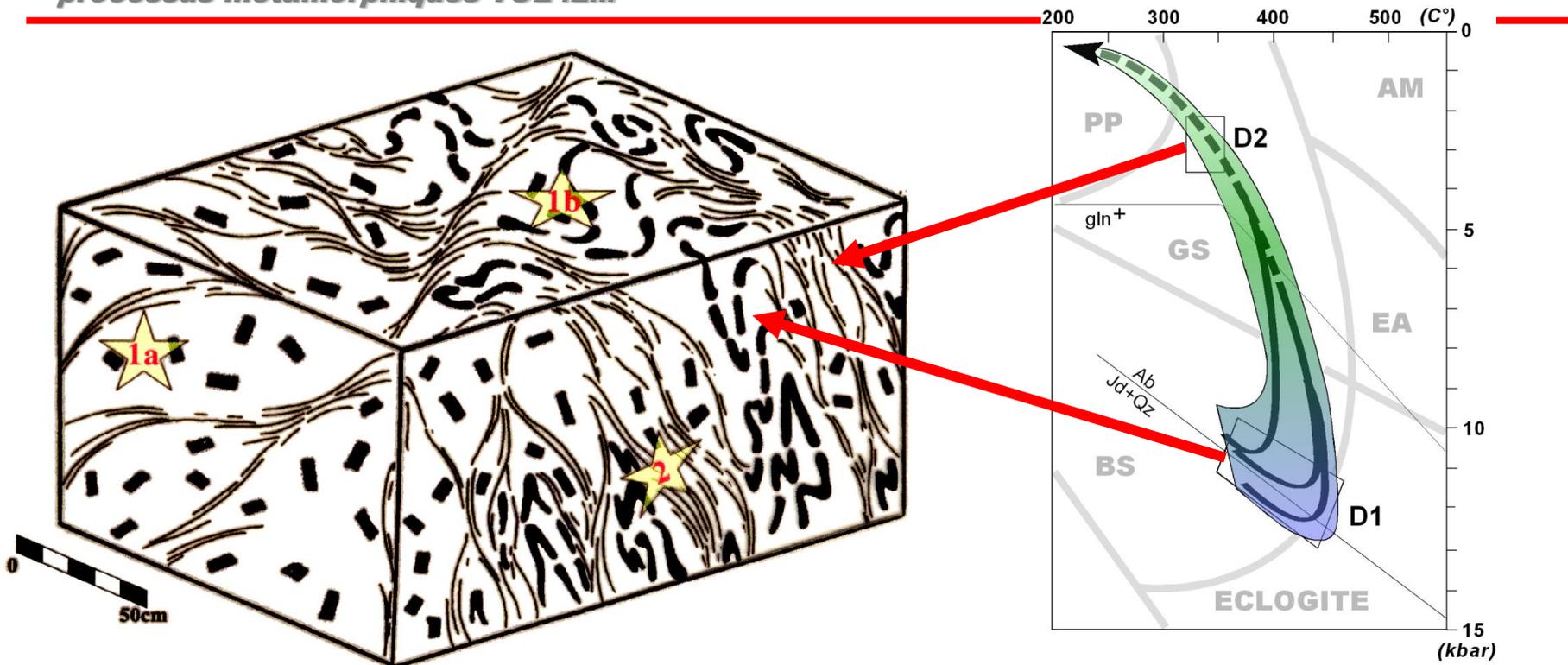
metagabbro

-  non déformé
-  déformation SB (D1)
-  déformation SV (D2)

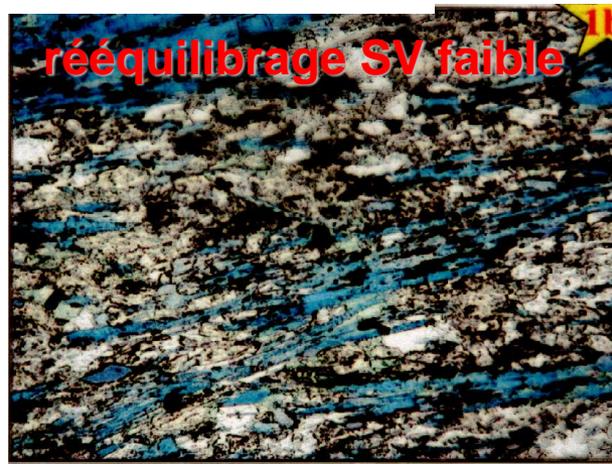
- ➔ (i) déformation hétérogène...
- (ii) présence de 2 foliations métamorphiques correspondant à deux étapes de déformation...



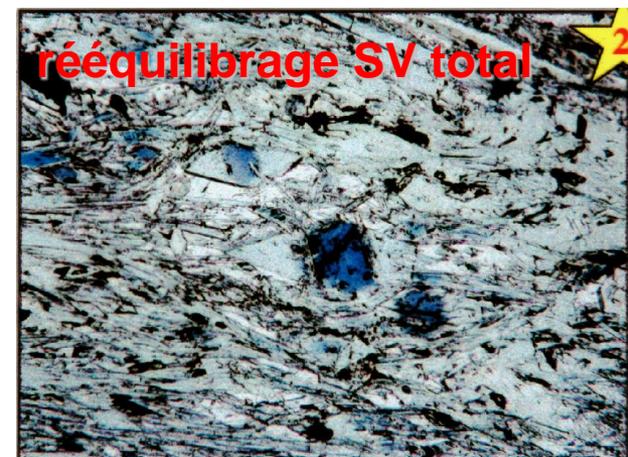
processus métamorphiques TUE42M



→ mémoire du stade magmatique précoce



→ indications et préservation du stade haute pression



→ indications sur le chemin P-T de rétomorphose

I. Introduction générale

II. Thermodynamique des systèmes naturels

III. Cinétique des réactions

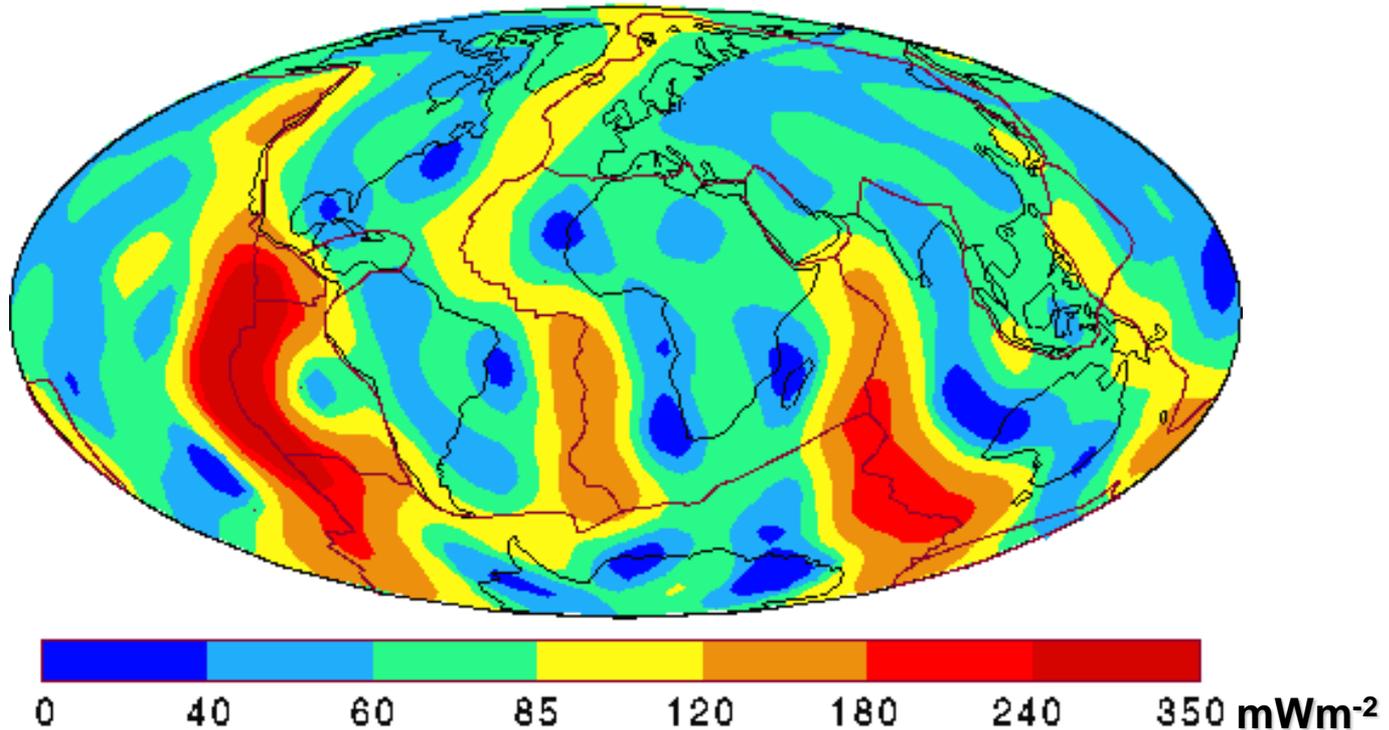
IV. Bilans thermiques

V. Métamorphisme et contextes géodynamiques

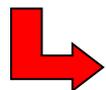
VI. Le métamorphisme de HP-BT: exemple des Alpes occidentales

IV. BILANS THERMIQUES

Flux de chaleur en surface



Géothermie des zones stables → existence d'un flux de chaleur (**40-85** mWm^{-2})
Transfert de chaleur du noyau vers la surface (gradient de température)



3 questions

- 1-Origine du flux de chaleur
- 2-Modes de transfert
- 3-Géométrie du gradient

1-Origine du flux observé en surface

Existe 4 phénomènes produisant de la chaleur...

1-CHALEUR par désintégration des éléments radioactifs

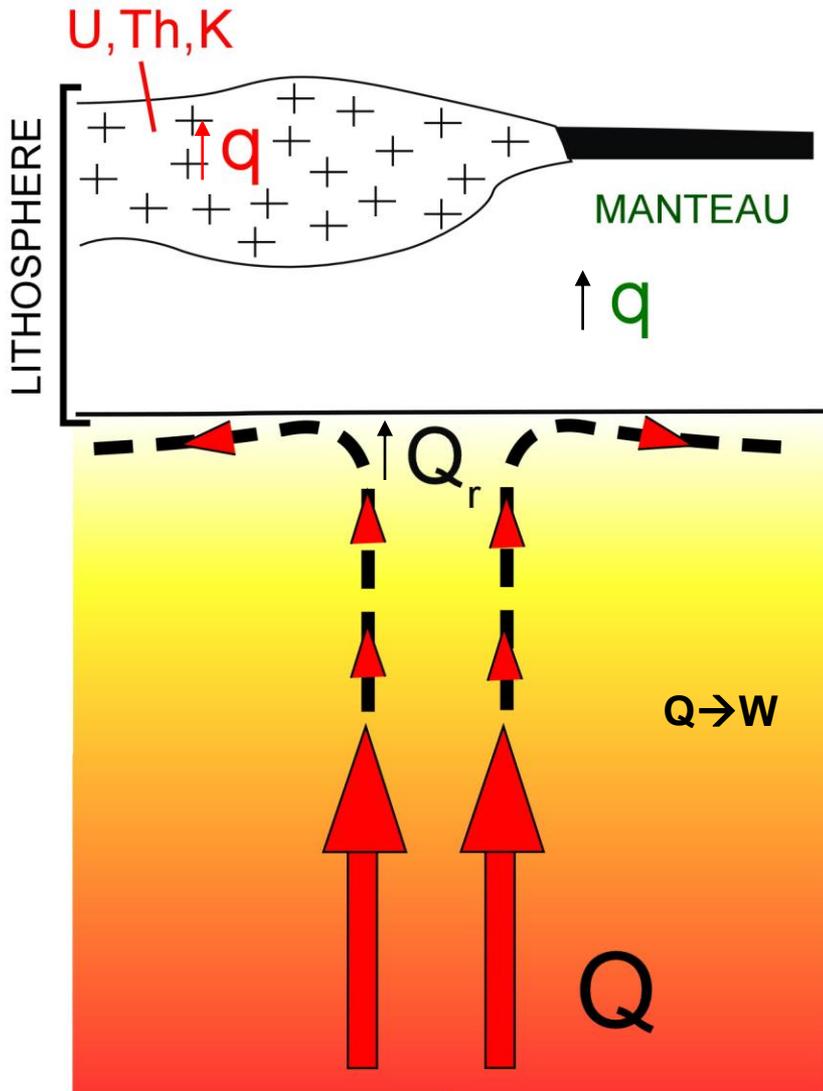
2-CHALEUR PRIMITIVE

3-CHALEUR DE CRISTALLISATION

4-CHALEUR DE FRICTION

+/- important suivant les différentes enveloppes terrestres...

1-Origine du flux observé en surface



CHALEUR par désintégration
des éléments radioactifs

CHALEUR DE FRICTION

Q_r flux réduit en base de lithosphère
→ 1 partie de l'énergie est utilisée pour
la convection (W)

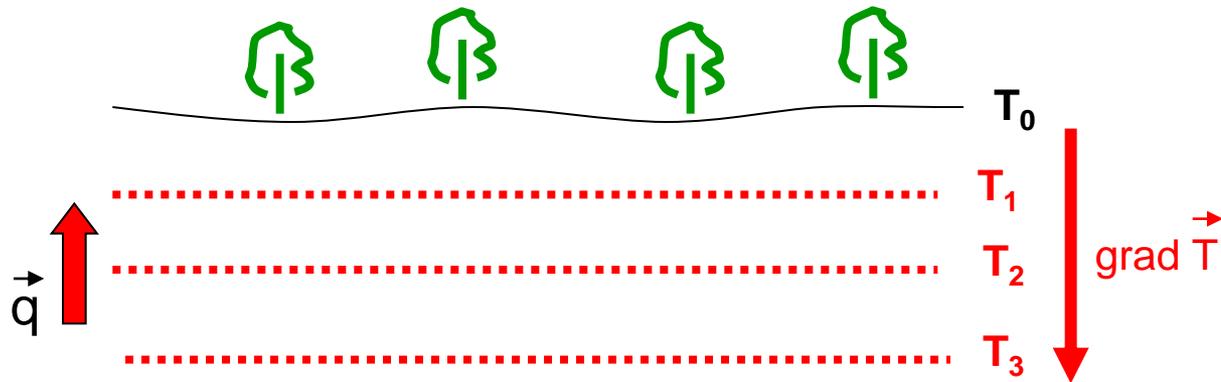
CHALEUR PRIMITIVE
CHALEUR DE CRISTALLISATION
CHALEUR DE FRICTION

Flux et gradient

Flux :

$$\vec{q} = \frac{1}{S} \cdot \frac{\delta Q}{\delta t}$$

Quantité de chaleur δQ , passant à travers une surface S pendant un temps donné δt



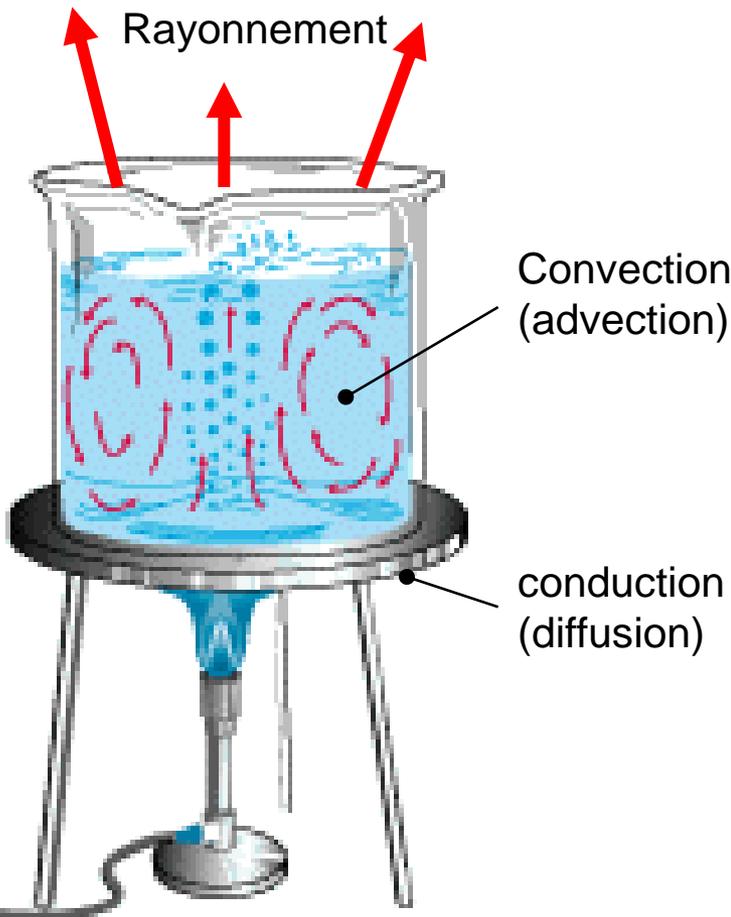
Gradient :

variation de température en fonction de la profondeur

Comment évacuer la chaleur ? → MODE DE TRANSFERT

2-Modes de transfert

Existence de 3 modes de transfert de la chaleur



Comment passer de la conduction à la convection ?

→ **Nombre de Rayleigh**

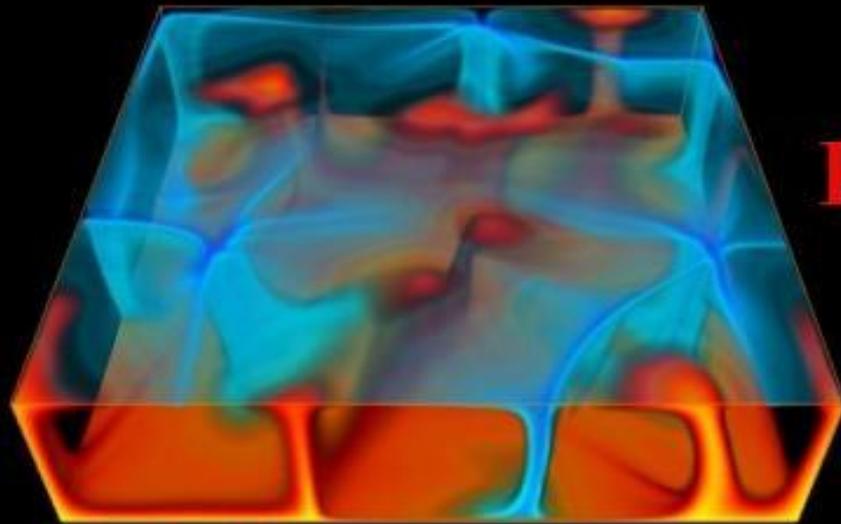
permet également de définir la géométrie de la convection

$$R_a = \frac{g \alpha \rho q h^5}{\nu \kappa K}$$

α taux d'expansion thermique
 q production de chaleur
 h hauteur du volume qui convecte
 ν Viscosité
 κ diffusivité
 K conductivité thermique

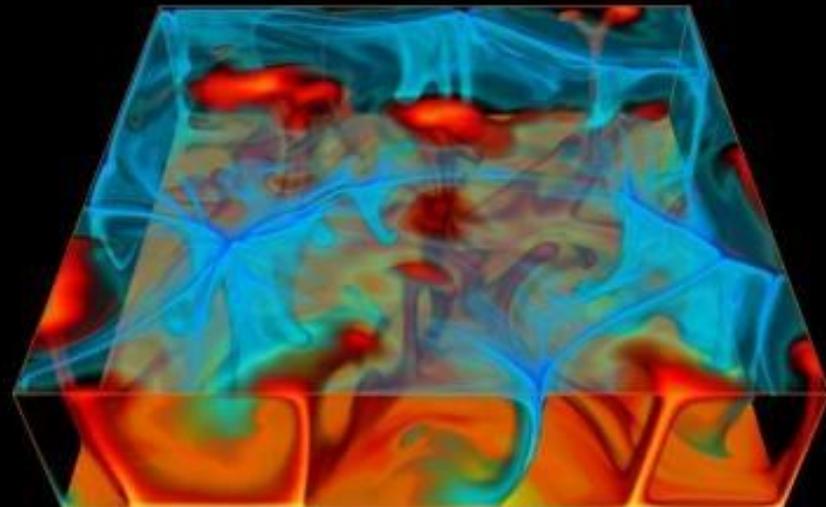
Rapport entre l'énergie motrice (convection) et les dissipations visqueuses (ν) et par conduction de la chaleur (k, K)...

Pour $R_a > 2000$ → convection **plus efficace** que conduction



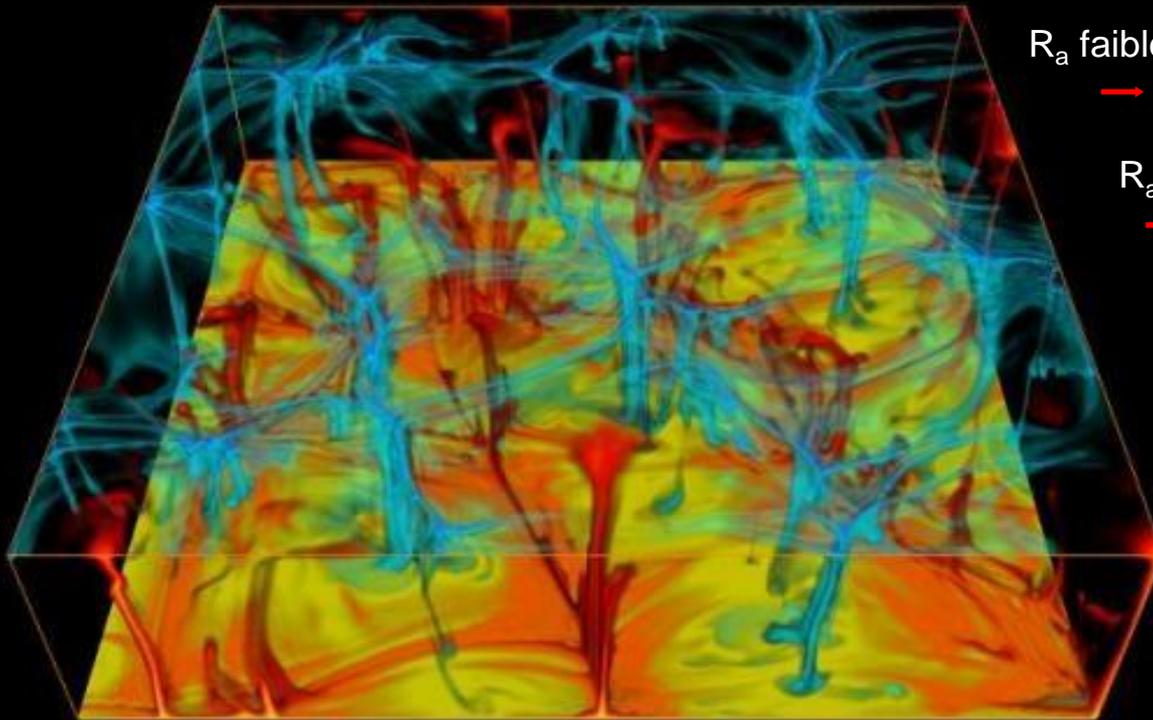
$$Ra = 10^6$$

Et plus Ra grand, plus la convection est « anarchique » !



$$Ra = 10^7$$

Plus R_a augmente plus la convection est diffuse et désorganisée



R_a faible ($2 \cdot 10^3 < R_a < 10^5$)
→ grands rouleaux stables

R_a moyen ($10^5 < R_a < 10^6$)
→ cellules + petites

R_a fort ($10^6 < R_a < 10^9$)
→ régime diffus changeant avec tps

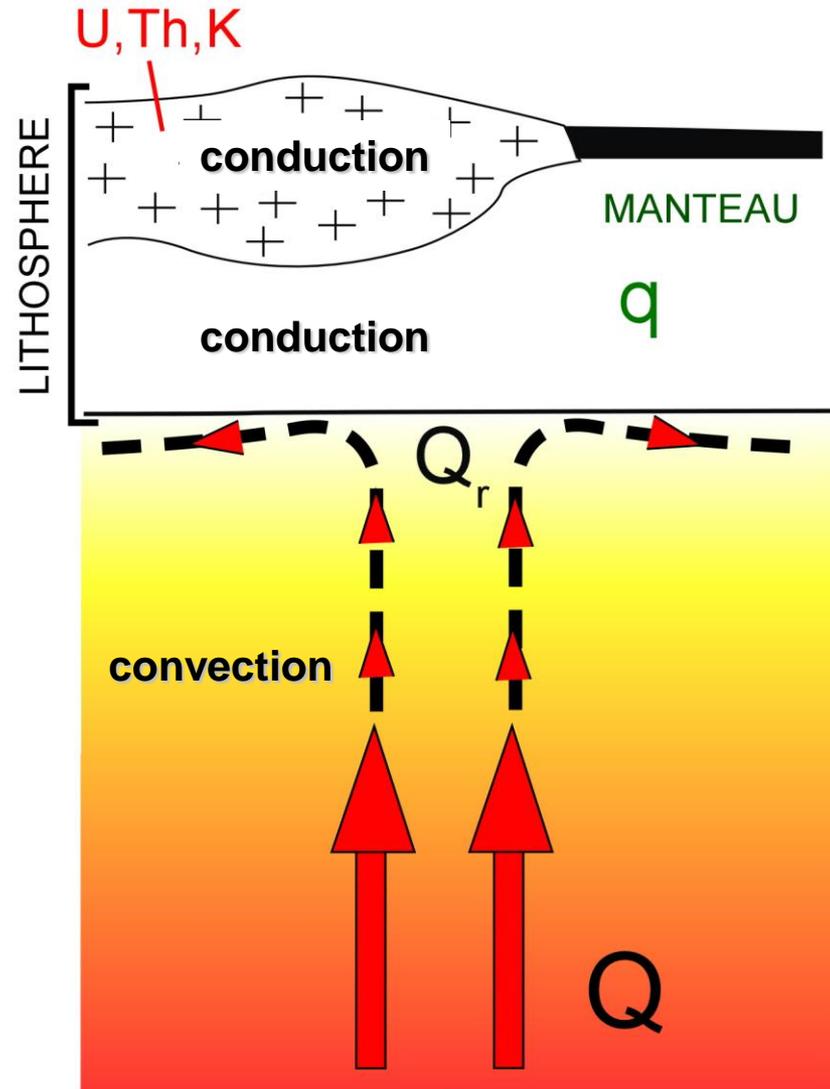
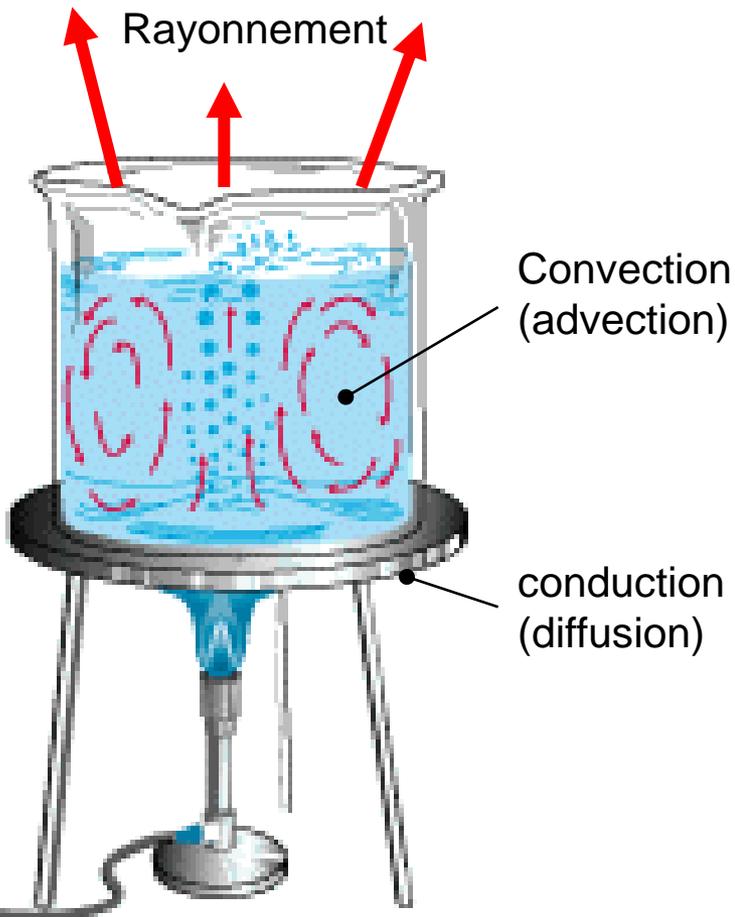
$R_a > 10^9$
→ régime turbulent

$R_a = 10^8$

Lithosphère $R_a < 2000$ → conduction
Asthénosphère $R_a > 10^5$ → convection

2-Modes de transfert

Existence de 3 modes de transfert de la chaleur



3-Géométrie du gradient

➡ Equation de conduction de la chaleur dans la **lithosphère**

CETTE EQUATION DOIT PRENDRE EN COMPTE :

→ Variations de T avec la Profondeur
 δT par rapport à δz

→ Modifications de la température au cours du temps
 δT avec δt

→ Quantité de chaleur disponible
sources → A

→ Capacité de transfert de chaleur?
dépendant du milieu traversé

K : conductivité thermique

k : diffusivité thermique

($=10^{-6}m^2s^{-1}$)

$$k = \frac{K}{\rho C_p}$$

→ Modifications de T quand le milieu se déplace
 δT par rapport à \vec{u} (vecteur déplacement)

Loi de Fourier (équation du transfert de chaleur)

$$\rho C_p \left[\vec{u} \cdot \frac{\delta T}{\delta z} + \frac{\delta T}{\delta t} \right] - K \cdot \frac{\delta^2 T}{\delta z^2} = A \quad (1)$$

Zone stable

$$\vec{u} = 0, \text{ pas de mouvement}$$

$$\frac{\delta T}{\delta t} = 0, T \text{ est constant}$$

(régime stationnaire)

(1) \leftrightarrow

$$\frac{\delta^2 T}{\delta z^2} = - \frac{A}{K}$$

Toute solution sera de la forme :

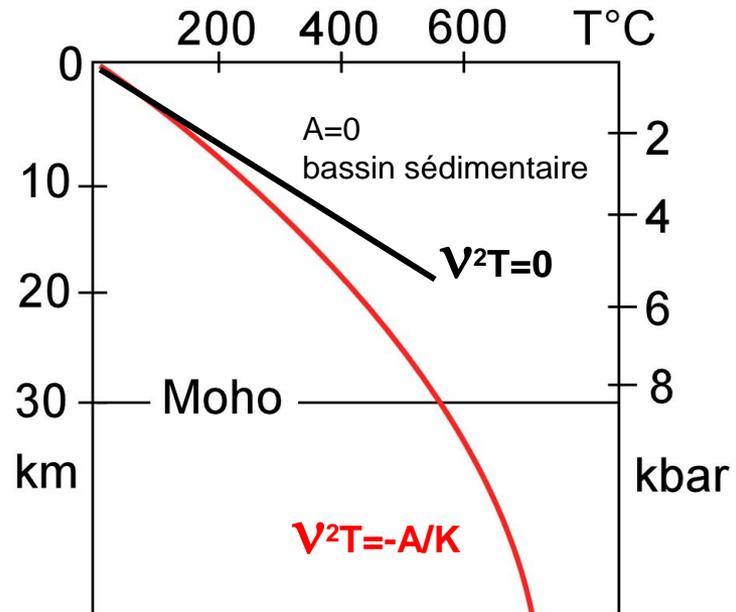
$$T = - \frac{A_0}{2K} z^2 + \frac{q_0}{K} z + T_0$$

T_0 = température de surface

q_0 = flux de chaleur en surface

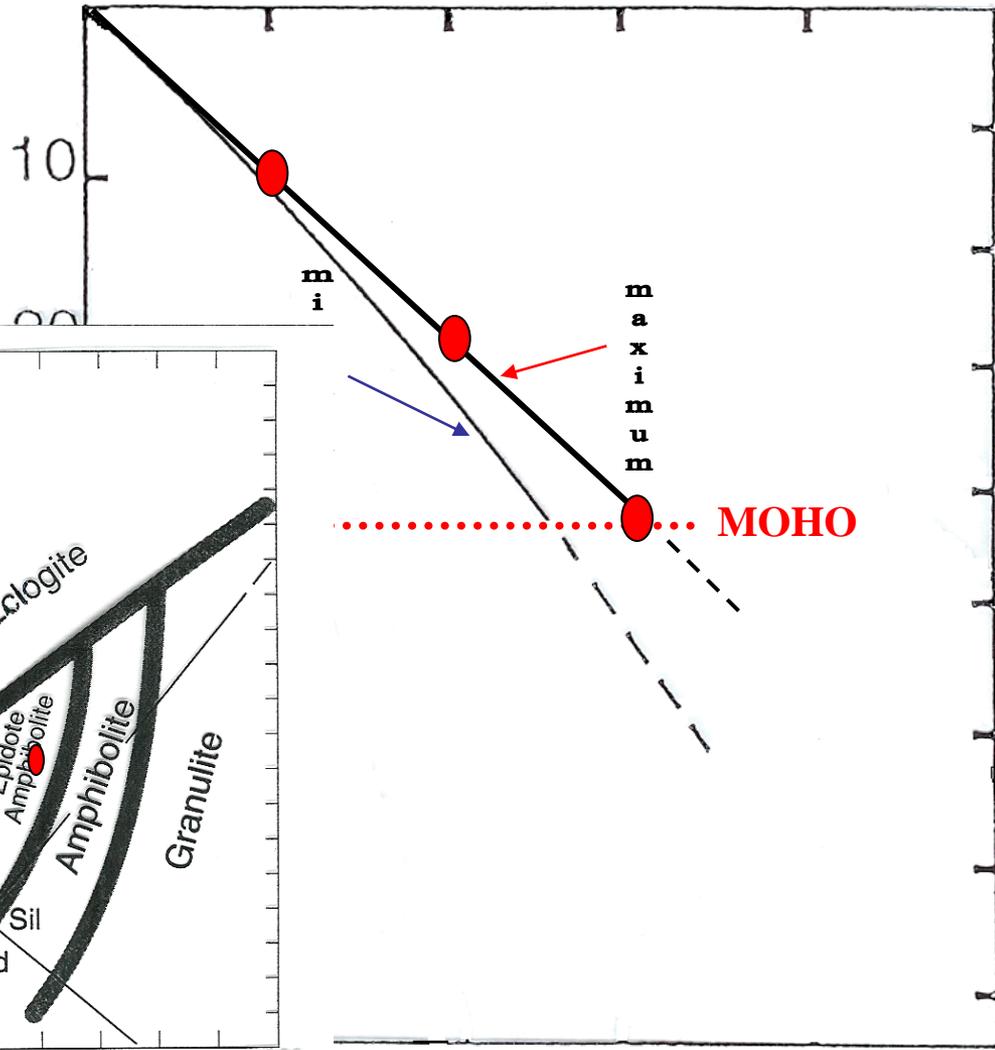
$T = az^2 + bz + c \rightarrow$ équation d'une **parabole**
donc pas de relation linéaire entre la
profondeur et la température !!

*Linéaire pour les 30 premiers km
gradient de 27-30°C/km*



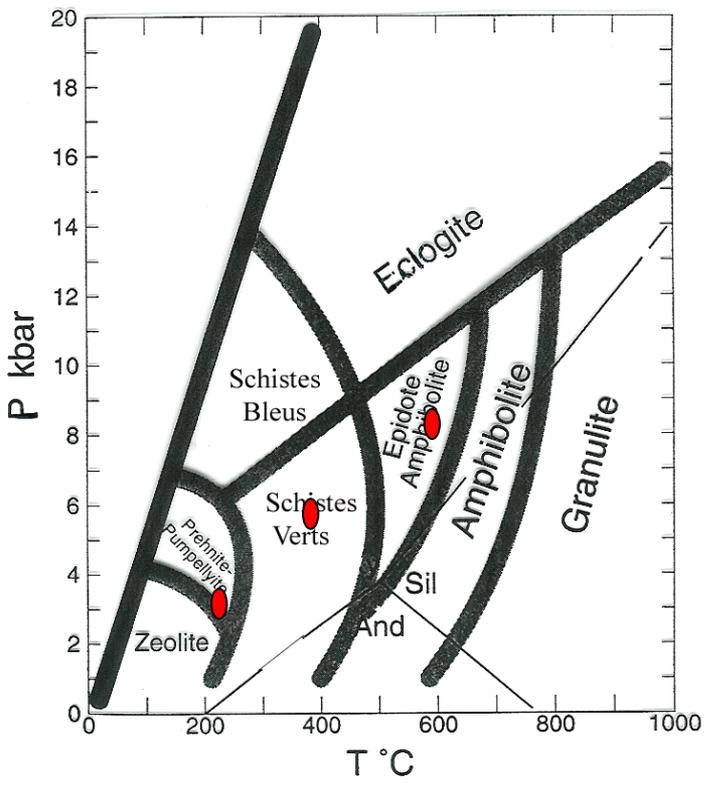
Gradient géothermique dans les domaines continentaux stables

0 200 400 600 800 T °C



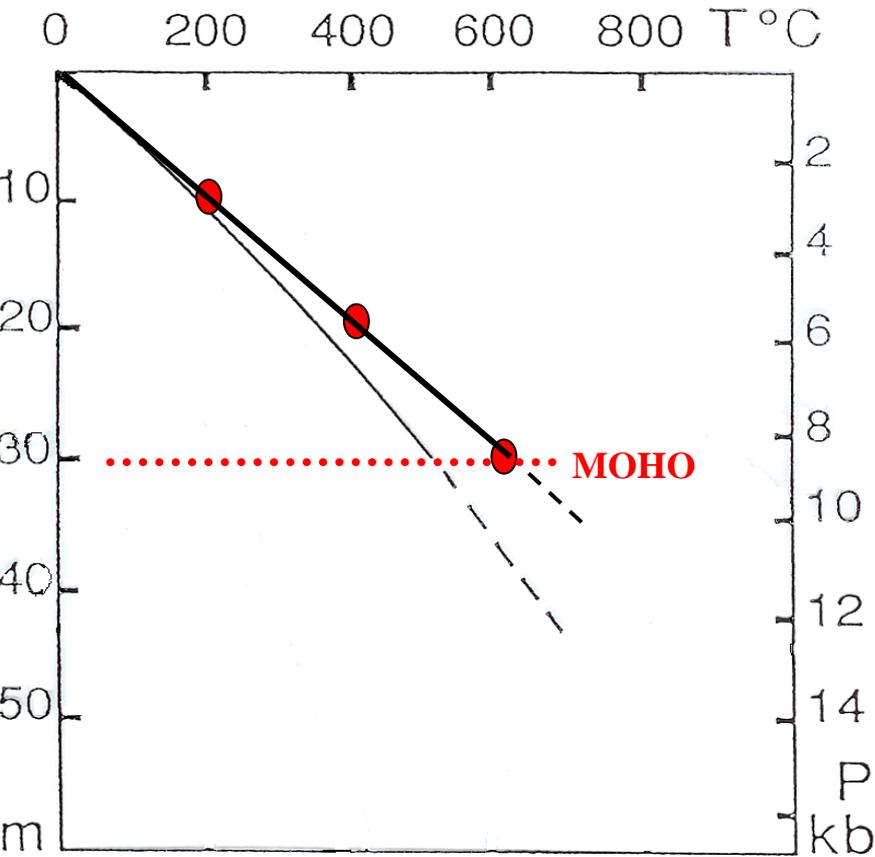
Croûte

Manteau



T °C

P kbar



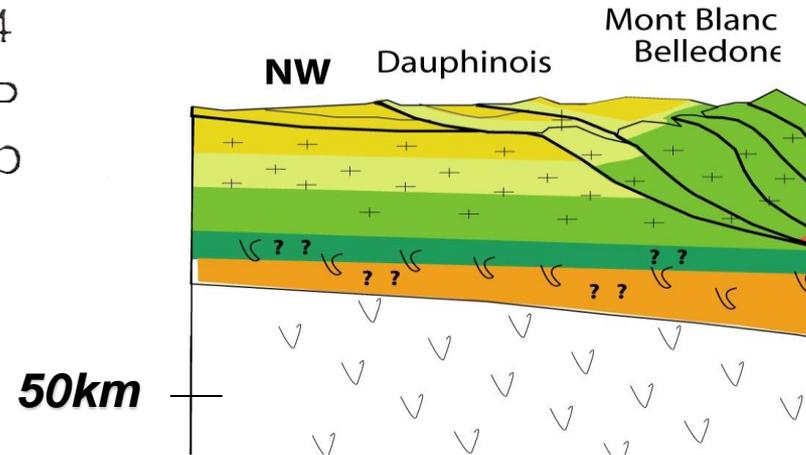
Gradient thermique normal
30°C/km

croûte supérieure:

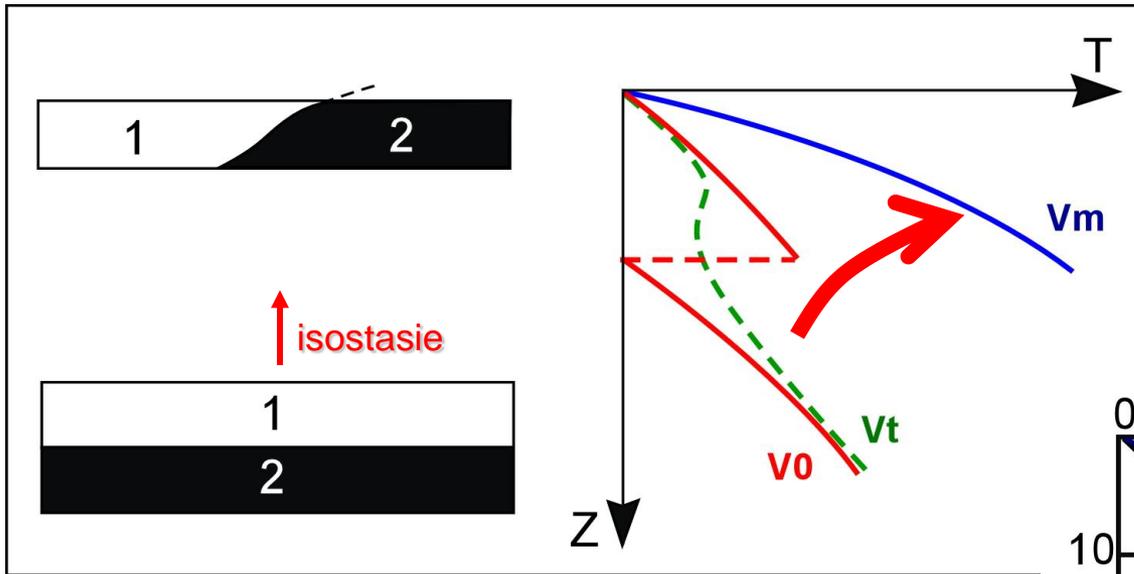
→ conditions du faciès SV

croûte inférieure:

→ conditions du faciès des amphibolites



Evolution du gradient dans le cas d'un épaissement



Epaississement perturbe le gradient :

- V_0 pas de rééquilibrage
- V_t gradient en cours de rééquilibrage
- V_m gradient infiniment relaxé

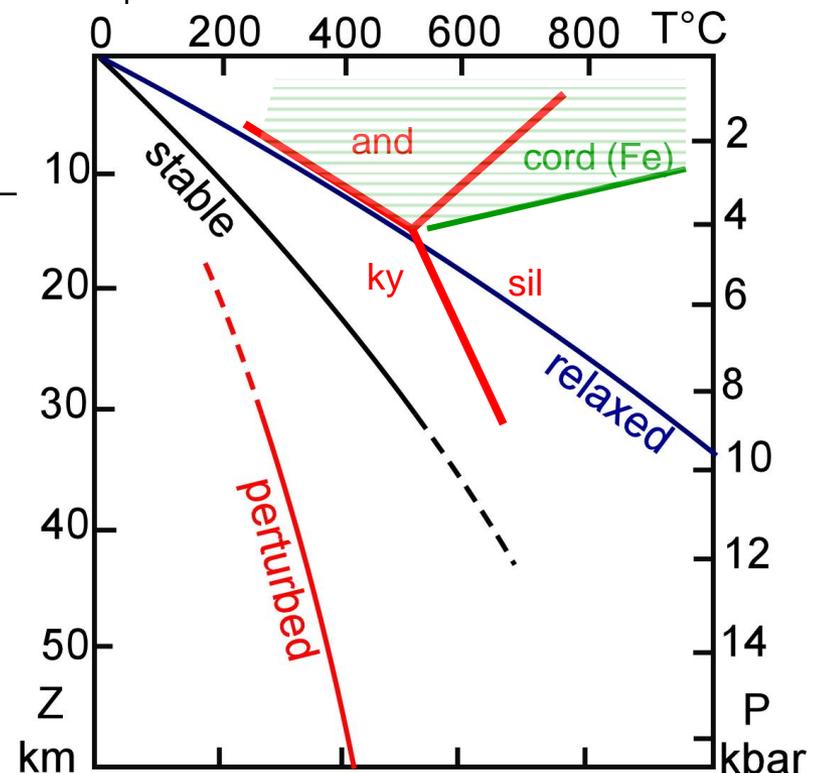
→ V_t dépend de la compétition entre érosion et relaxation thermique

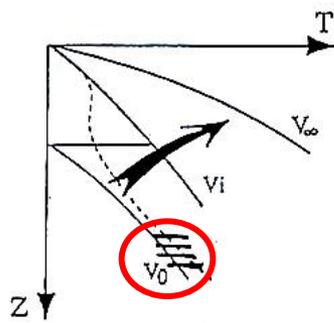
→ 2 possibilités pour obtenir V_m

- Erosion faible
- Sous plaquage continu du matériel crustal qui compense l'érosion

Pourtant dans le Massif Central assemblage **cordiérite + andalousite !!**

Impose de dépasser V_m → comment faire?



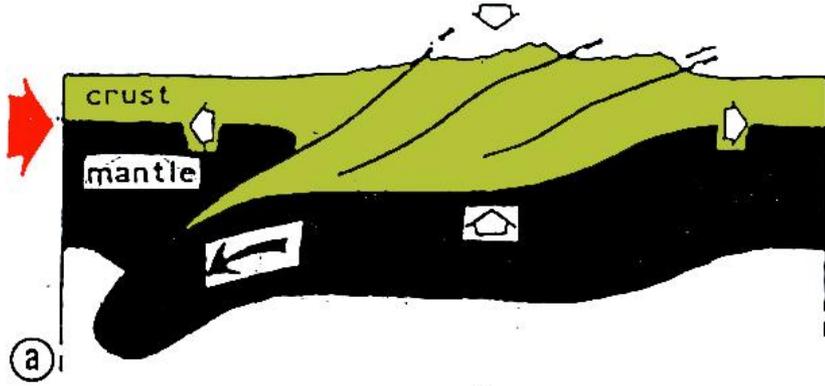
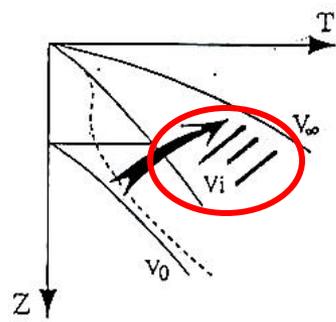
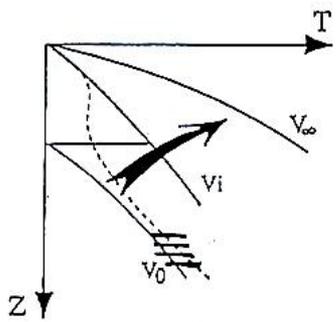


**1-Epaississement crustal
perturbation du gradient
géothermique....**

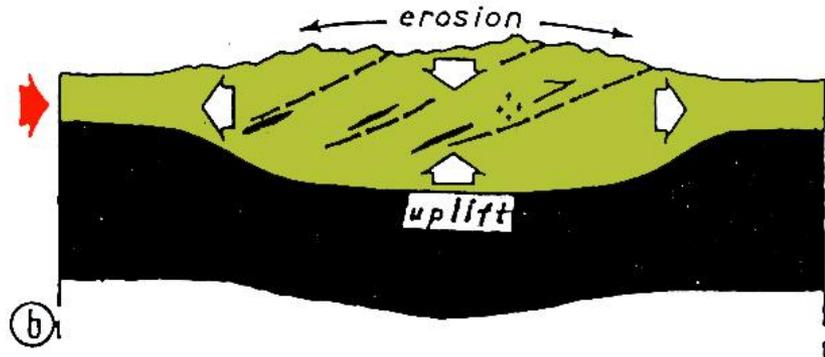
**Dans une chaîne de montagne existence d'une compétition
entre forces aux limites et forces de volume**

**Forces aux limites > Forces de volume
→ épaississement du système**

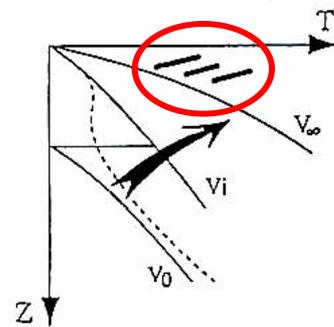
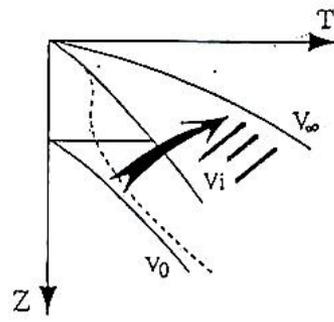
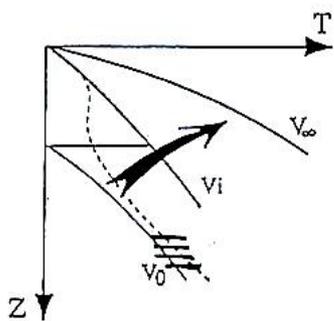
CRUSTAL THICKENING



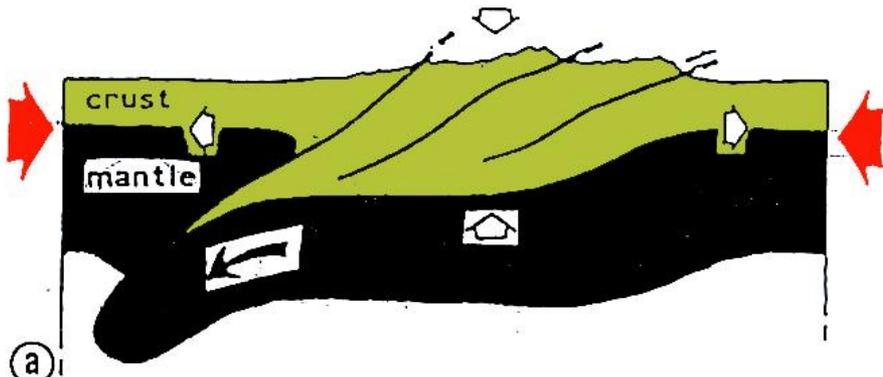
1-Epaississement crustal
perturbation du gradient



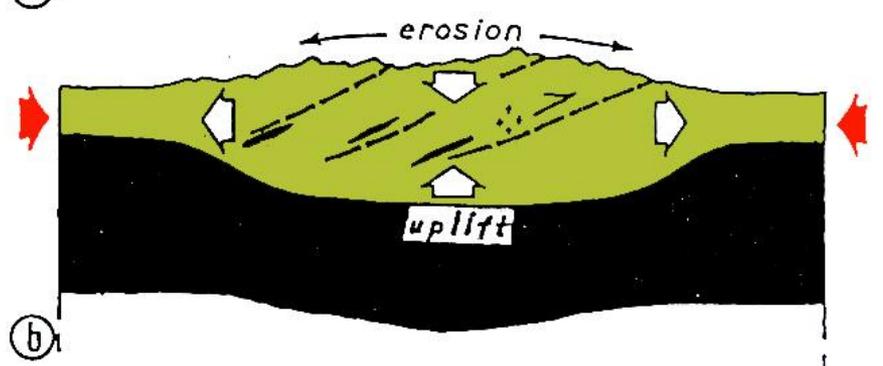
2-Compétition entre relaxation
et érosion, dépassement
du gradient stable



CRUSTAL THICKENING



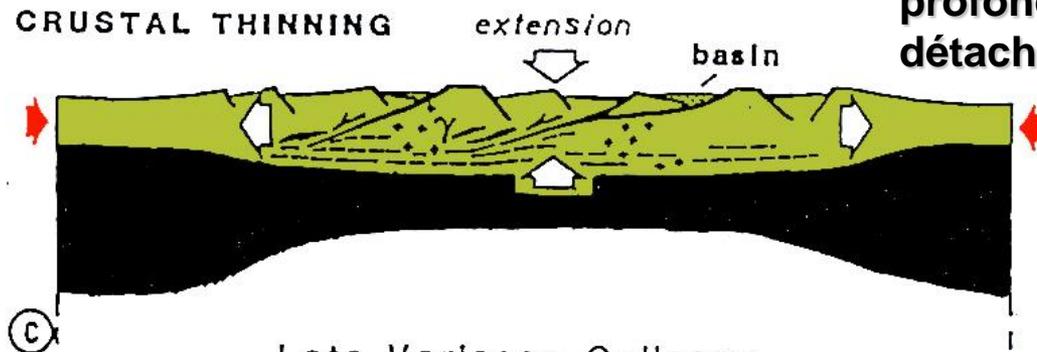
1-Epaississement crustal
perturbation du gradient



2-Compétition entre relaxation
et érosion, dépassement
du gradient stable

3-Amincissement de la
zone préalablement
épaissie et **relaxée
thermiquement !**
Remontée de manteau
profond → zone de
détachement ductile

CRUSTAL THINNING



Late Variscan Collapse

I. Introduction générale

II. Thermodynamique des systèmes naturels

III. Cinétique des réactions

IV. Bilans thermiques

V. Métamorphisme et contextes géodynamiques

VI. Le métamorphisme de HP-BT: exemple des Alpes occidentales

V. Metamorphisme et contextes géodynamiques

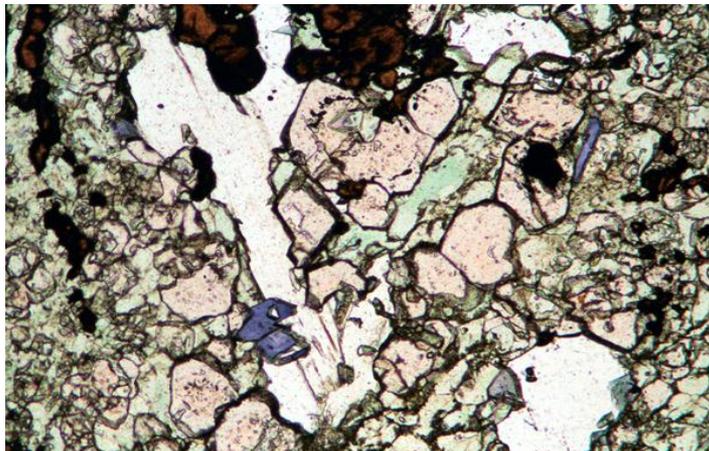
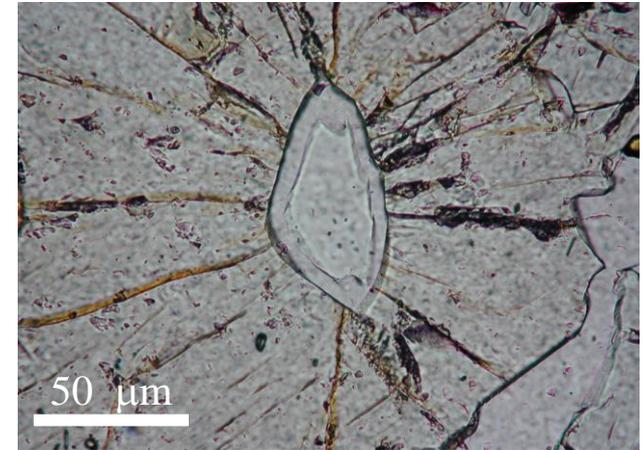
Minéraux sont stables dans une gamme de P-T

→ **transition de phases** (qtz/coesite)

→ minéraux **métastables**

Assemblage de minéraux métamorphiques pour une chimie de roche et une gamme P-T données

→ **paragenèse**



métagabbro présentant une paragenèse à Grt-Omp-Ph-Qtz-Gln

L'association de plusieurs paragenèses
→ **faciès métamorphique** marqueur d'un contexte géodynamique

paragenèse

métagabbro à Grt-Omp-Ph-Qtz-Gln

faciès

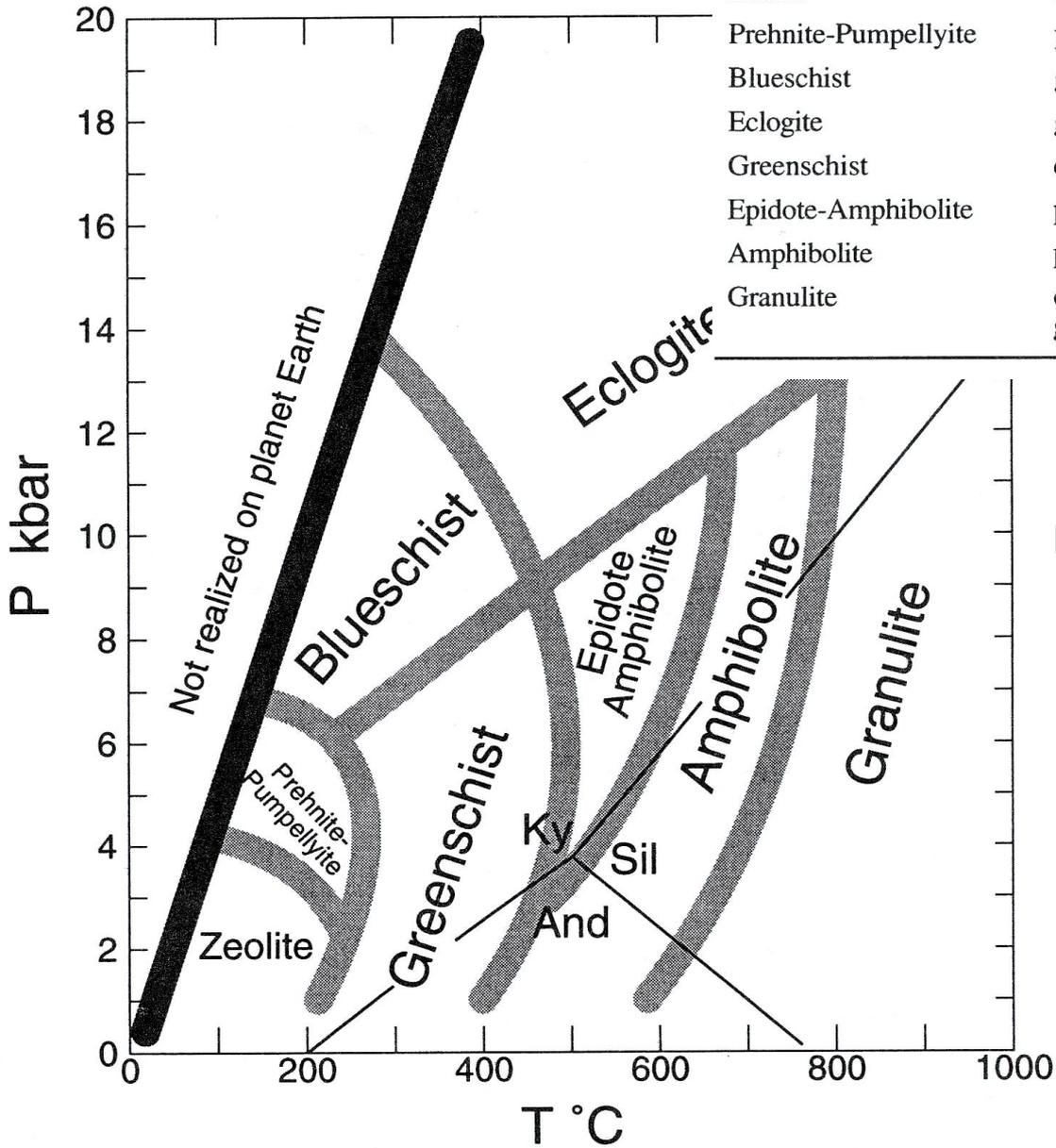
paragenèse des conditions du faciès des éclogites

contexte

Métamorphisme HP-BT typique des zones de subduction

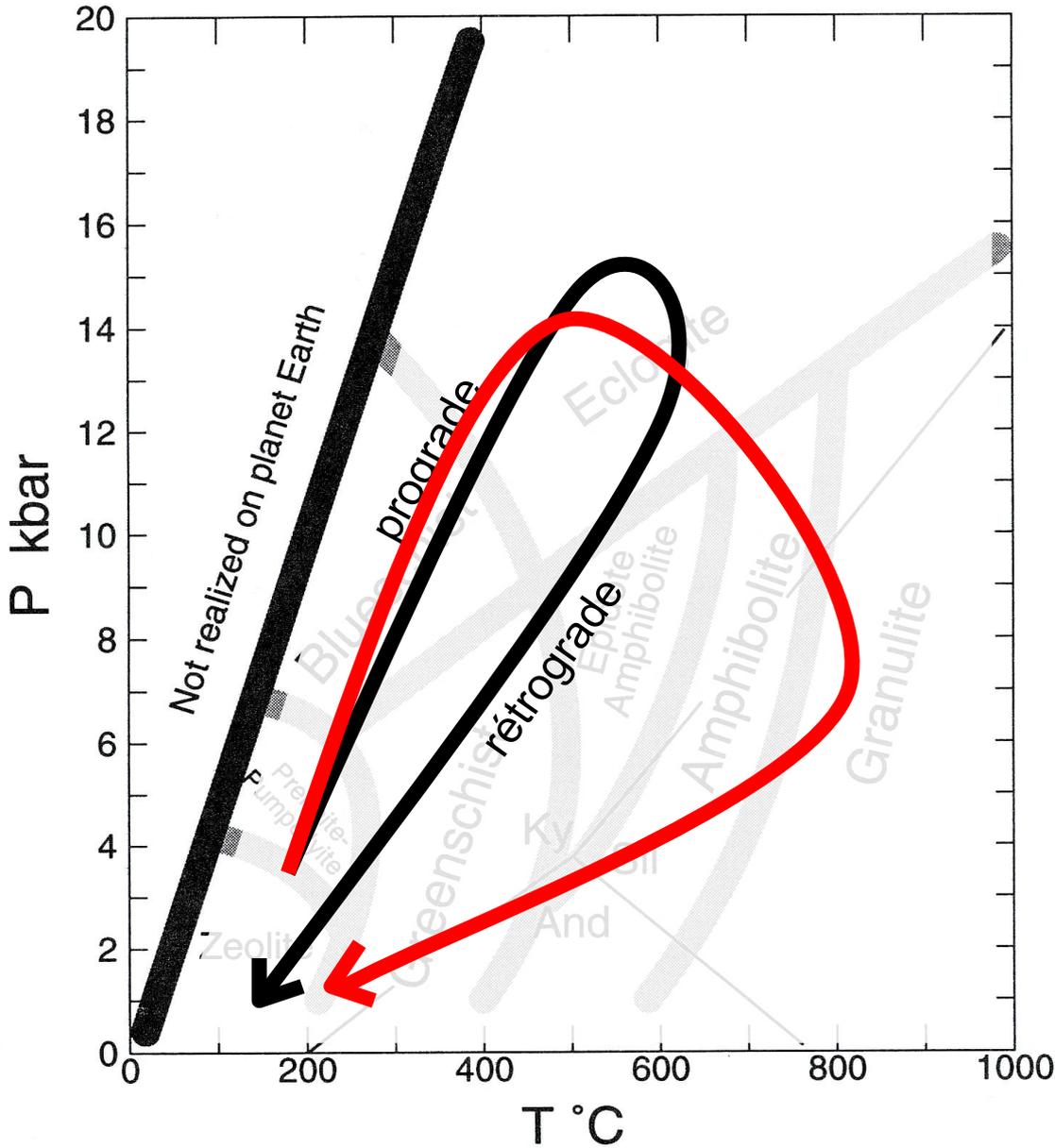
Facies Name	Defining mineral assemblage in metamorphosed mafic rocks
Zeolite	zeolites, especially laumontite, wairakite, analcime
Prehnite-Pumpellyite	prehnite + pumpellyite
Blueschist	glaucophane + lawsonite or epidote (+ albite ± chlorite)
Eclogite	garnet + omphacitic pyroxene
Greenschist	chlorite + albite + epidote (or zoisite) ± actinolite
Epidote-Amphibolite	plagioclase (albite-oligoclase) + hornblende + epidote ± garnet
Amphibolite	plagioclase (oligoclase-andesine) + hornblende ± garnet
Granulite	orthopyroxene (+ clinopyroxene + plagioclase ± hornblende ± garnet)

(Faciès d'après Spear, 1983)



Relation entre faciès et paragenèses.
 → **Exemple des roches basiques**

(Faciès d'après Spear, 1983)



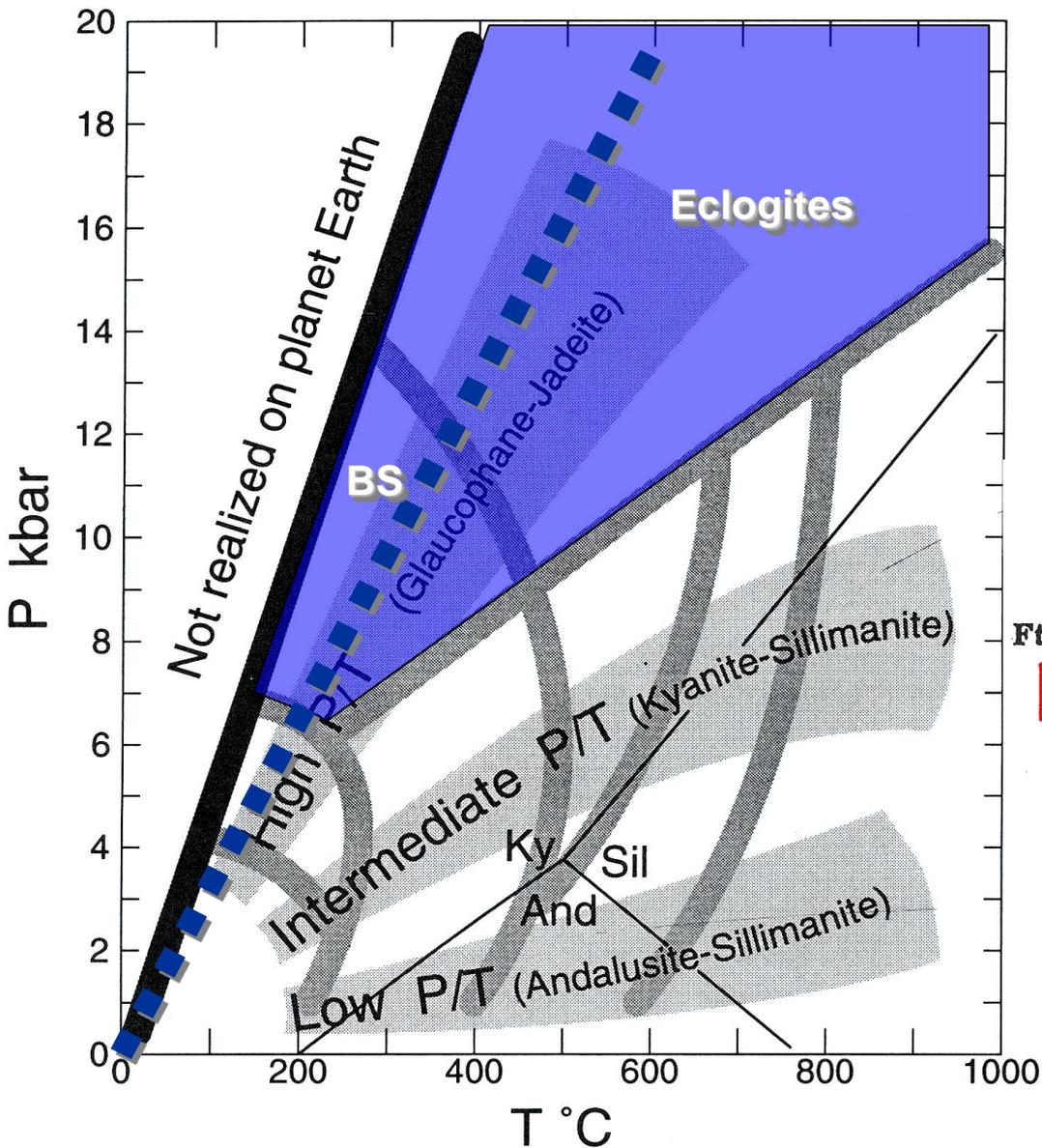
Trajet prograde augmentation des conditions P-T

Trajet rétrograde diminution des conditions P-T

trajets progrades dans les roches métamorphiques difficilement conservés....

d'autant plus vrai que l'exhumation s'accompagne d'une augmentation de température

(d'après Spear, 1983)

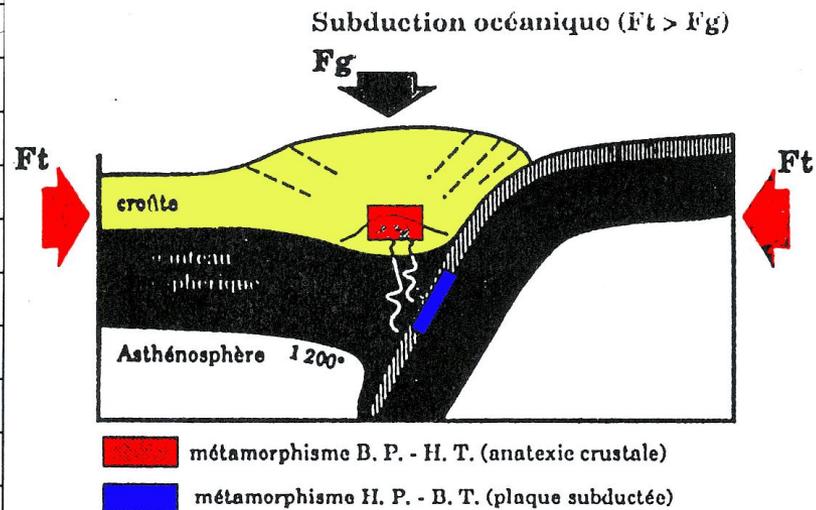


Association faciès des Schistes bleus et des éclogites

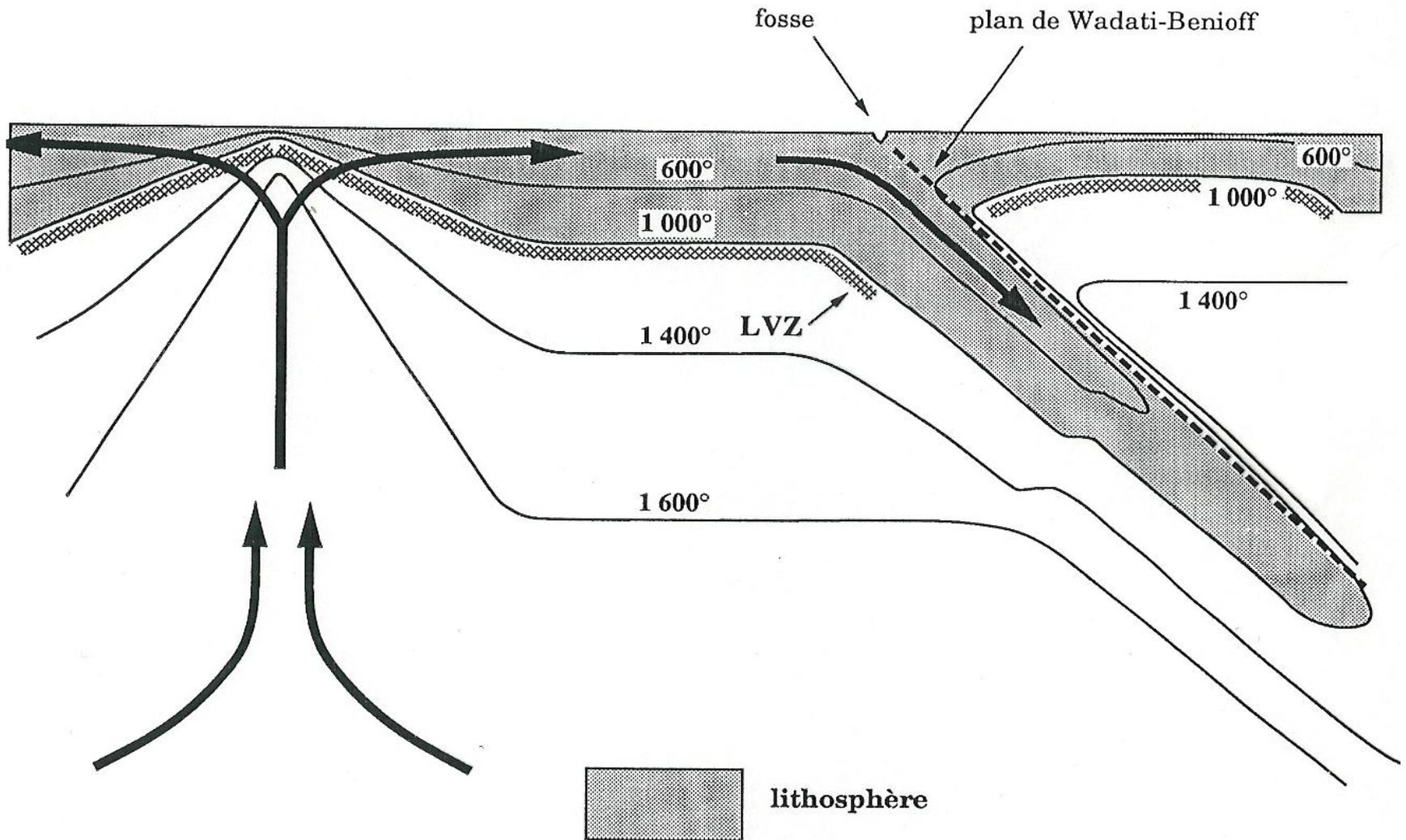
Métamorphisme de **HP-BT**
enfouissement de matière

Gradient froid **4 à 6°C/km**

→ zone de subduction

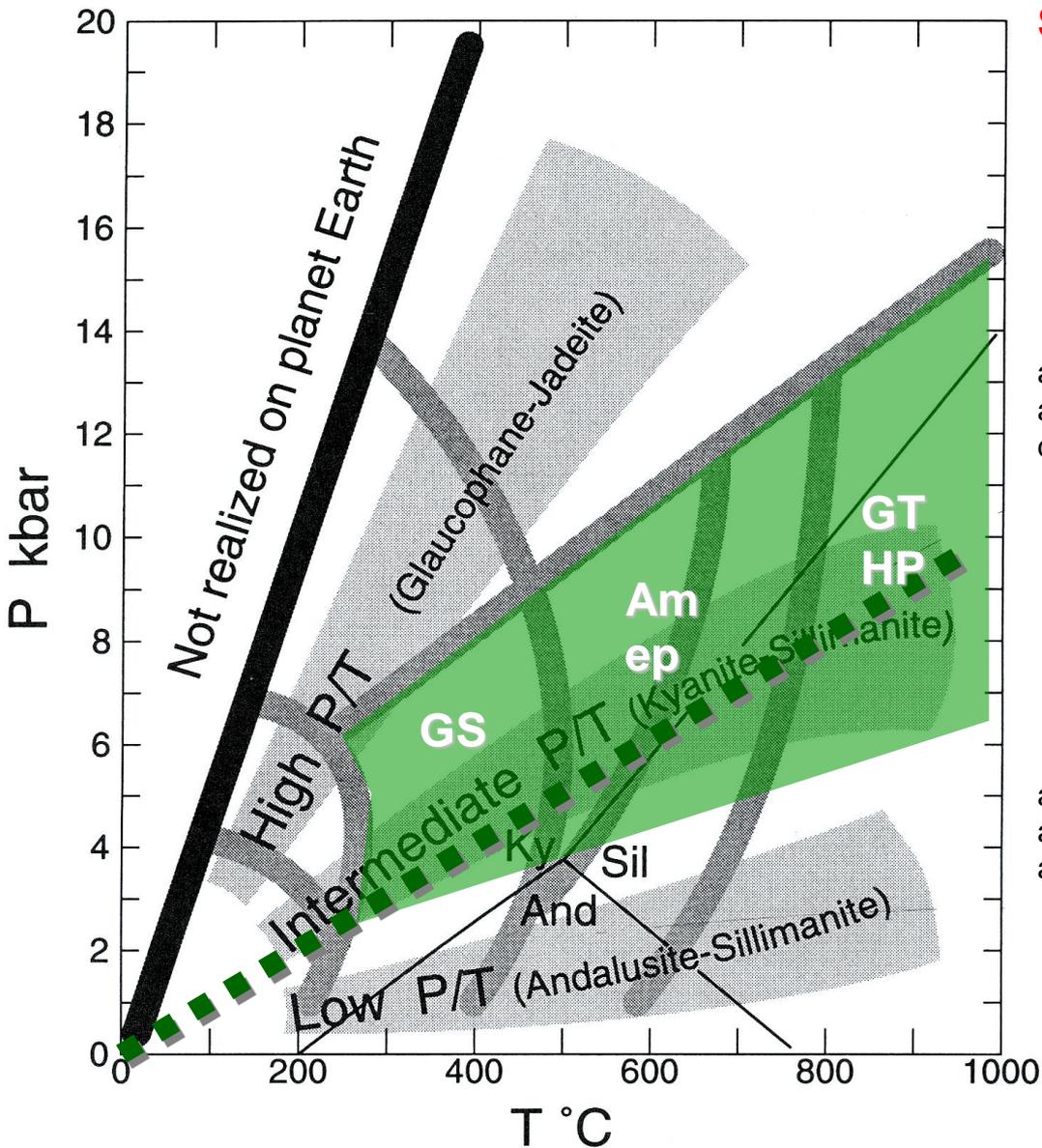


Mobilité de la lithosphère et perturbations thermiques =>signification géodynamique du métamorphisme.



Remarque : selon les auteurs, la base de la lithosphère correspond à des isothermes différents (1 100-1 300°)

(d'après Spear, 1983)



Association faciès des SV, amphibolite epidote et granulite

Métamorphisme de MP-MT

épaississement crustal

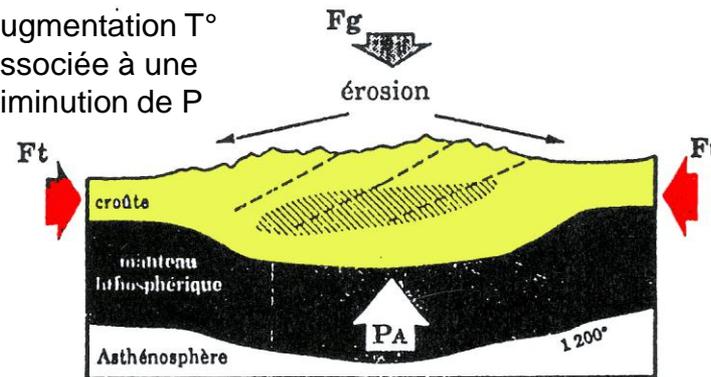
Gradient intermédiaire 25-35°C/km

→ zones orogéniques

Erosion - Remontée isostatique
($F_g = F_t$; $F_g < F_A$)

(Seul le couple érosion / isostasie joue)

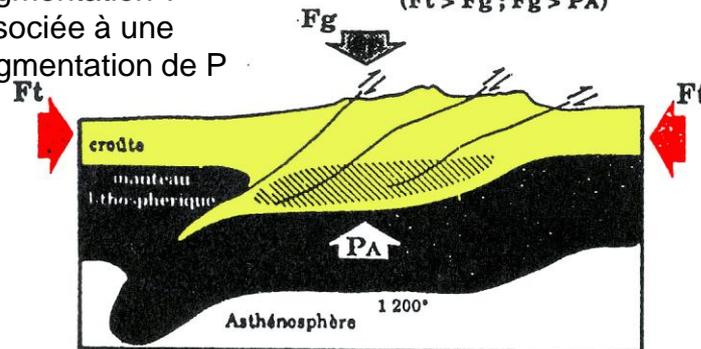
augmentation T°
associée à une
diminution de P



métamorphisme M. P. - M. T. (trajet rétrograde)

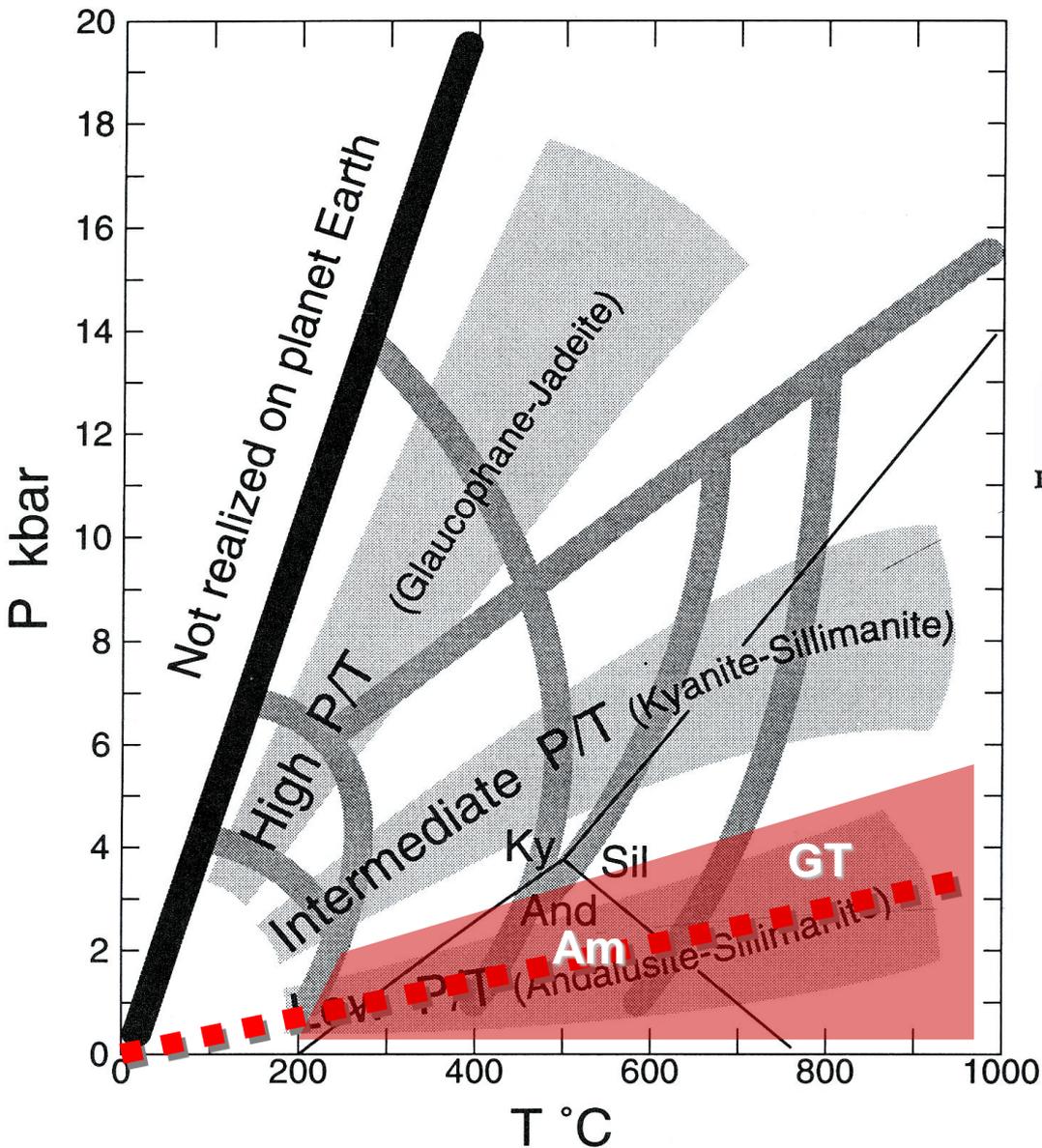
augmentation T°
associée à une
augmentation de P

Épaississement crustal
($F_t > F_g$; $F_g > F_A$)



métamorphisme M. P. - M. T. (trajet prograde)

(d'après Spear, 1983)



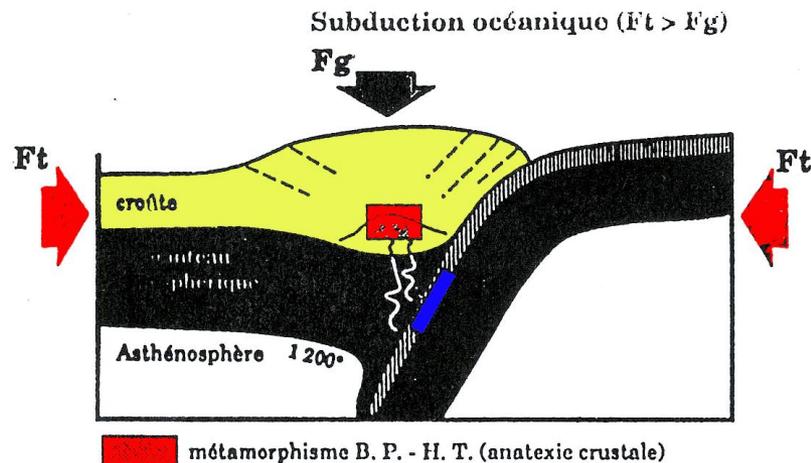
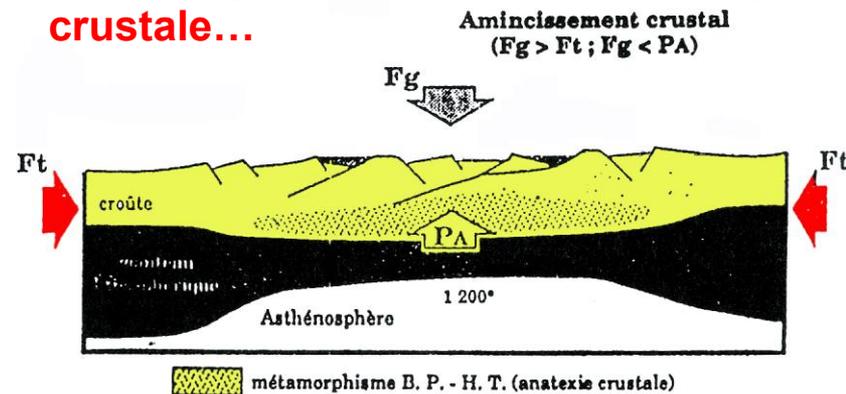
Association faciès des SV, amphibolite et granulite HT

Métamorphisme de HT-BP

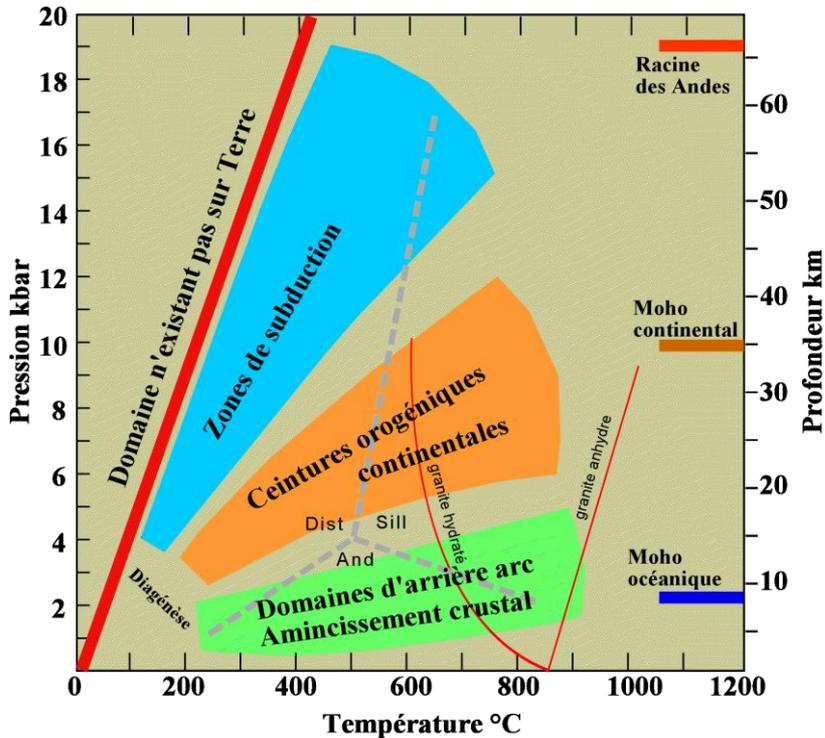
amincissement crustal

Gradient chaud 60-80°C/km

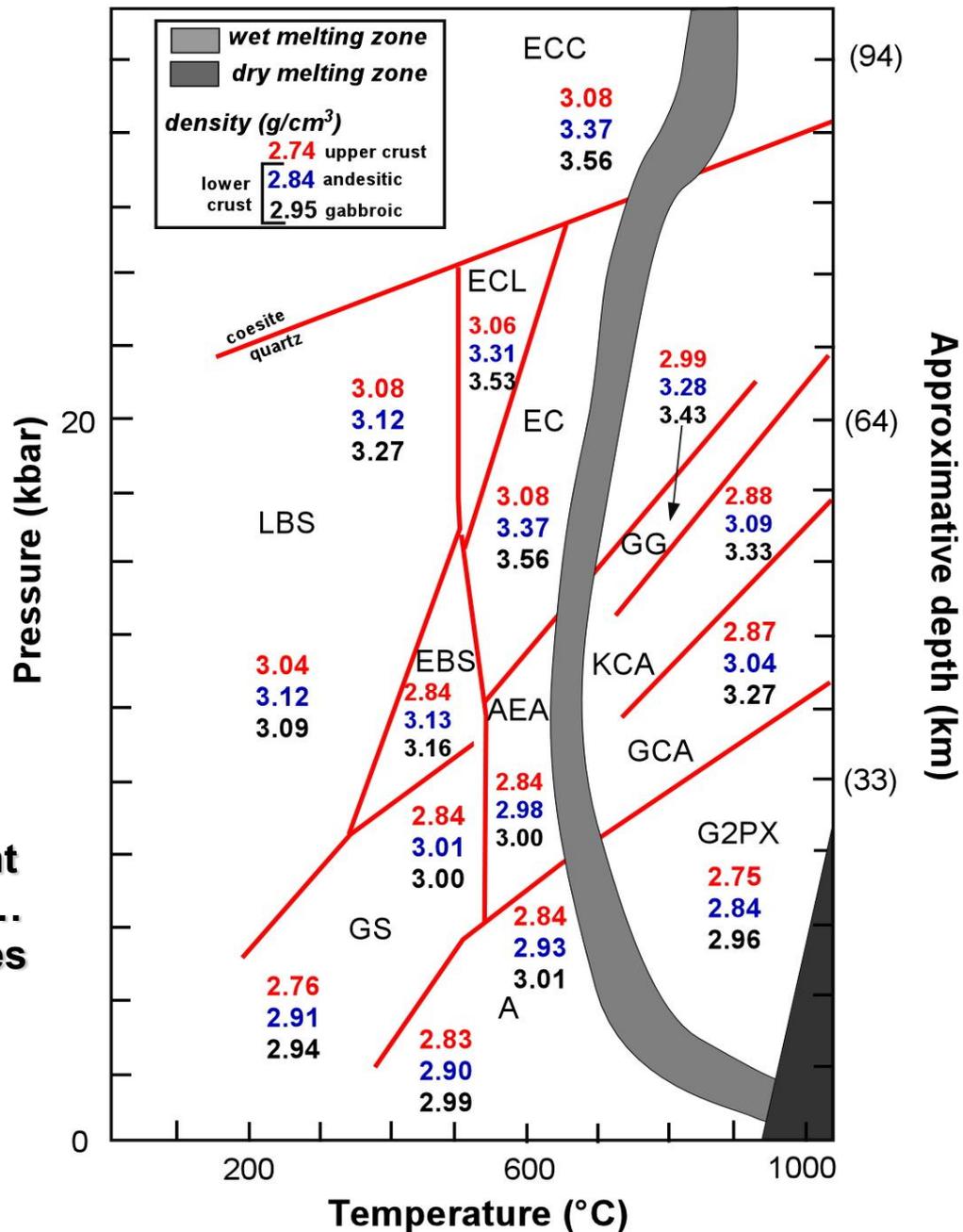
→ arc volcanique, ride océanique, métamorphisme de contact, anatexie crustale...



(d'après Spear, 1983)



Changements de faciès s'accompagnent de **changements drastiques de densité...**
 → Problème de l'exhumation des roches de HP...



I. Introduction générale

II. Thermodynamique des systèmes naturels

III. Cinétique des réactions

IV. Bilans thermiques

V. Métamorphisme et contextes géodynamiques

***VI. Le métamorphisme de HP-BT:
exemple des Alpes occidentales***