

# ***PROCESSUS METAMORPHIQUES***

***Stéphane SCHWARTZ***  
***IsTerre-Polytech Grenoble***

# ***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***

### Définition du métamorphisme

Ensemble des **transformations à l'état solide** que subi une roche lié à des variations des conditions de **Pression et de Température** par rapport à celles qui existaient lors de la **formation** de la roche.

transformations à l'état solide → **recristallisation...**

## **Pourquoi les roches recristallisent-elles?**

→ Si **P** augmente le volume diminue, les minéraux seront remplacés par de nouveaux minéraux avec structure cristalline + dense

→ Si **T** augmente l'entropie augmente (désordre augmente). Les minéraux sont remplacés par des minéraux de haute température à entropie élevée.

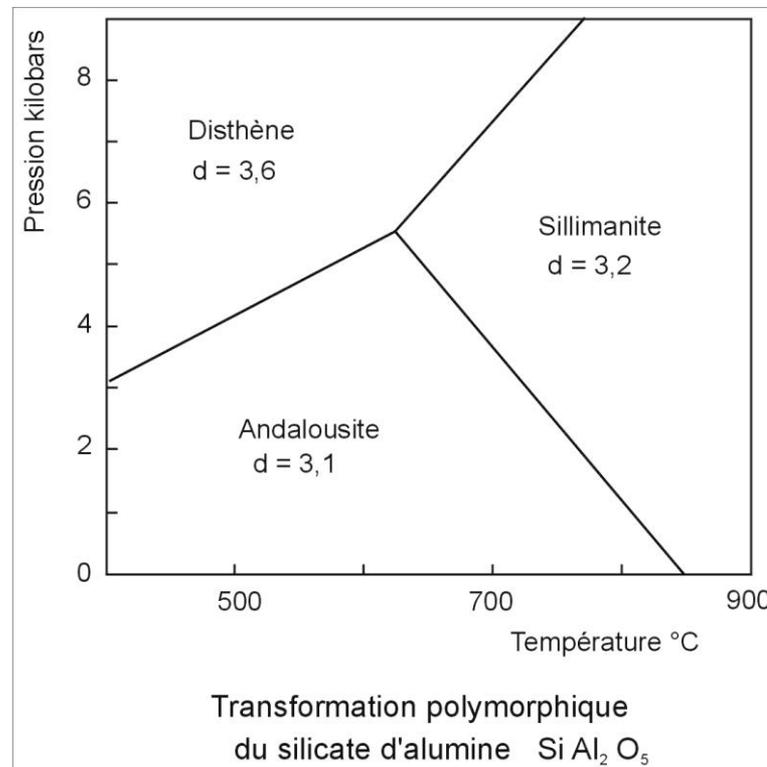
## Cas des silicates d'alumine $\text{Al}_2\text{SiO}_5$

Disthène  
Andalousite  
Sillimanite

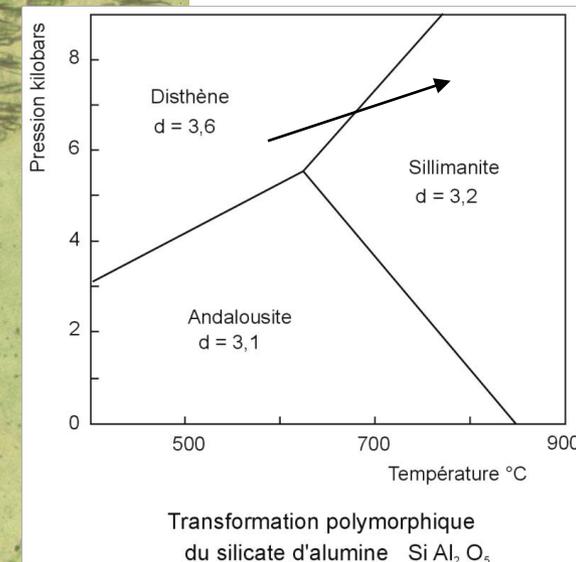
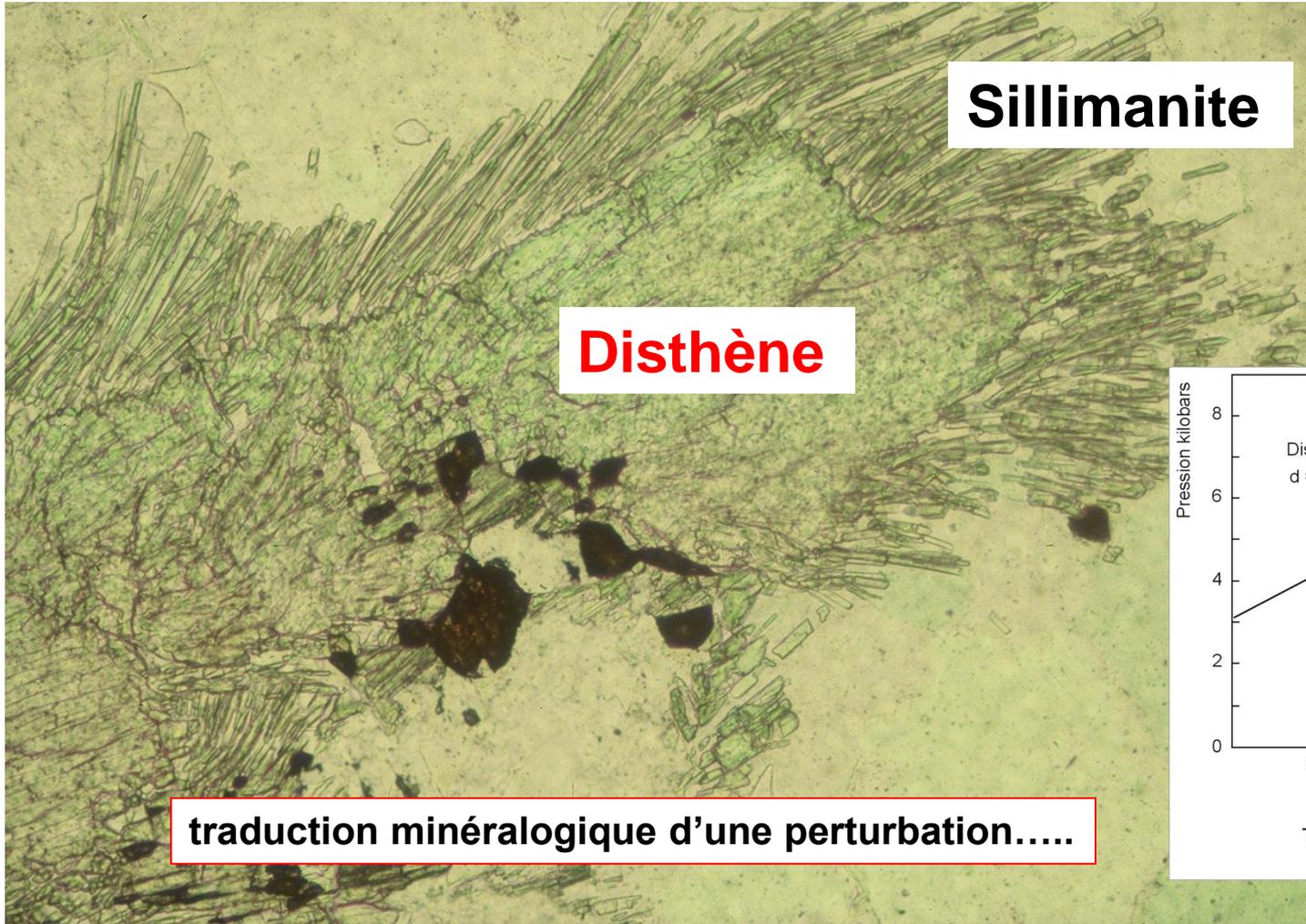
densité 3.60  
densité 3.10  
densité 3.25

entropie 83.76 J/K/mol  
entropie 93.22  
entropie 96.11

Volume 44.09  $\text{cm}^3/\text{mol}$   
Volume 51.53  
Volume 49.90



# Une transformation polymorphique observée au microscope optique



Les variations de  $\sigma$ ,  $P$ - $T$  s'accompagnent de *déformations*

**Roches métamorphiques présentent des réactions et des structures...**



**Foliation métamorphique  
(plan d'aplatissement)**

**Observation de réactions  
grt ---> amphibole**

**enregistrement de la  
perturbation P-T,  $\sigma$  ...**

- ➔ Traduction minéralogique de la perturbation qu'a subi la lithosphère (déplacement → exhumation)
- ➔ Par chance la réaction est incomplète car la cinétique de la réaction est très faible

**Minéraux stables dans les conditions de surface → ARGILES**

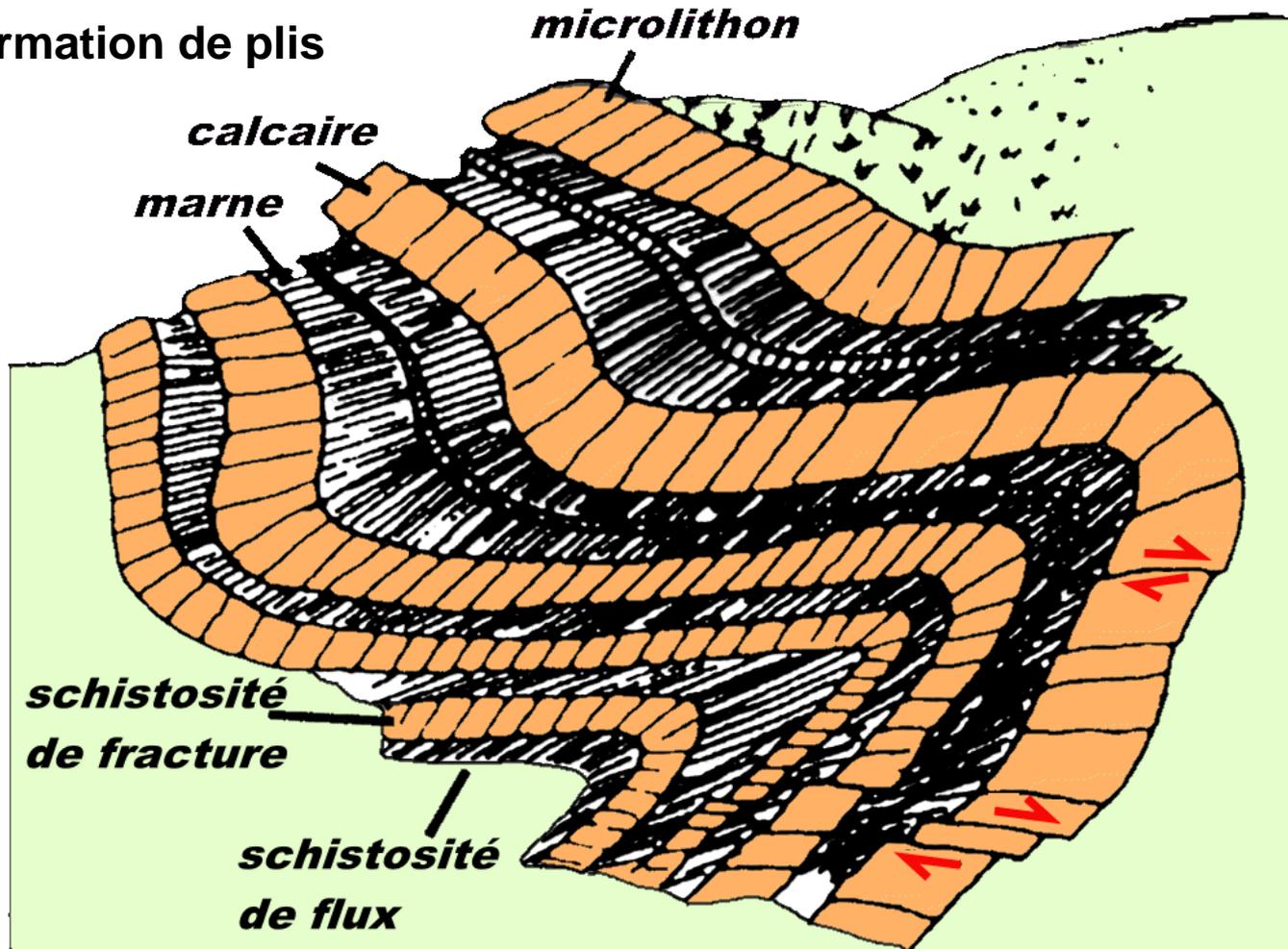
**Dans le cas d'un granite la réaction : Feldspath → Argile + H<sub>2</sub>O**

cinétique  
très lente

## Les roches peuvent enregistrer les perturbations

➔ sans transformations minéralogiques...

Exemple: formation de plis

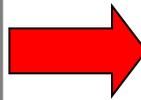
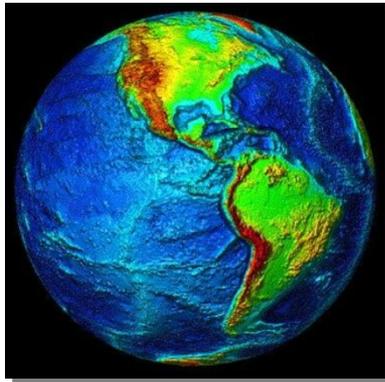


contraintes sur une **longue période** de temps → roche se comporte comme un fluide (ductilité)

→ Où trouve t'on sur Terre des zones où les conditions **P-T varient** et où l'on observe de la **déformation** ?

sur Terre existence de 2 grands domaines :

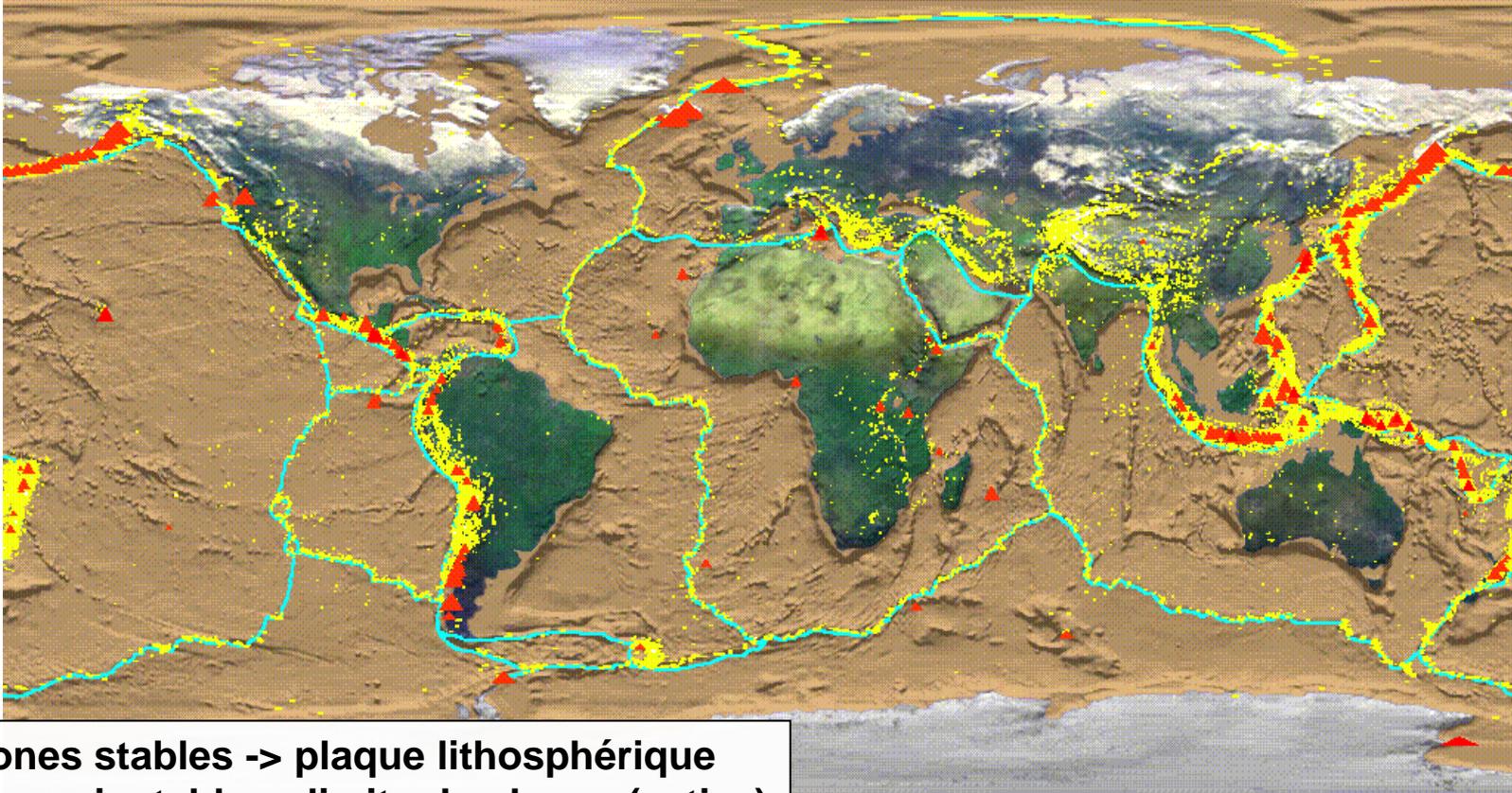
Planète Terre



Domaines stables

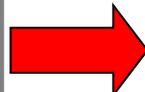
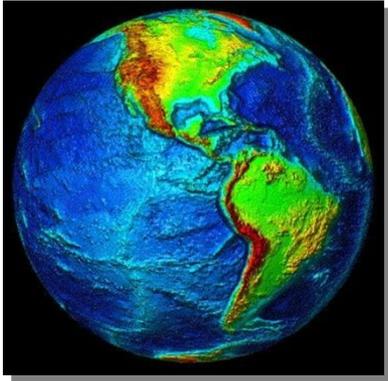
Zones actives = limites de plaque

## instabilités thermiques et mécaniques de la lithosphère

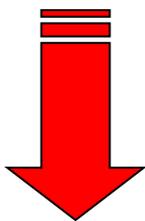


zones stables -> plaque lithosphérique  
zones instables->limite de plaque (active)

**Planète Terre**

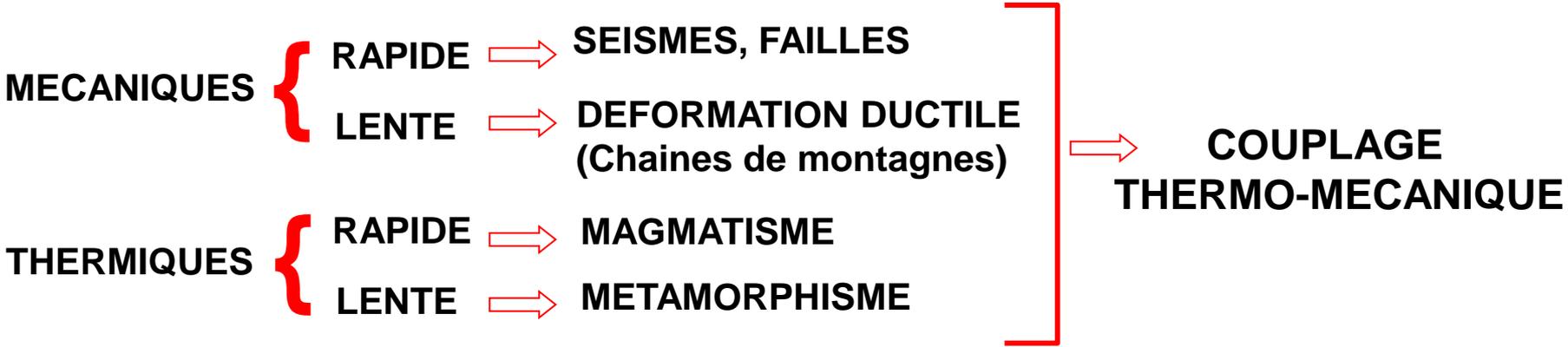


**Domaines stables**  
**Zones ACTIVES**



**INSTABILITES MECANIQUES ET/OU THERMIQUES**

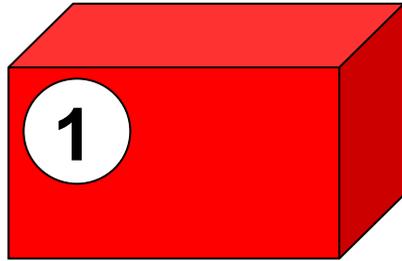
**Evacuation des perturbations :**



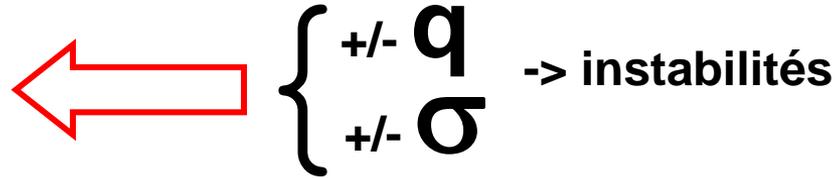
**métamorphisme** → enregistrement de **perturbations** thermo-mécaniques que subit la lithosphère...

existe plusieurs approches pour caractériser le métamorphisme...

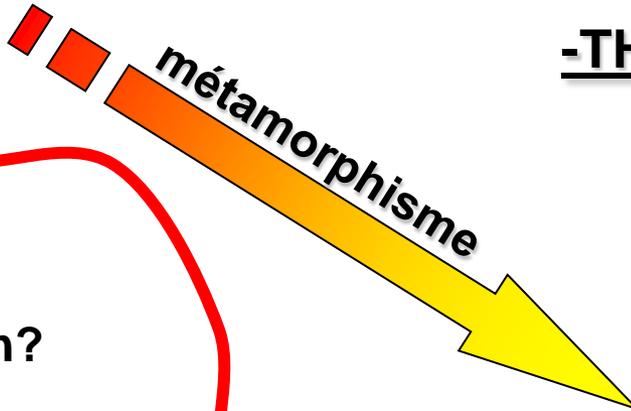
état initial



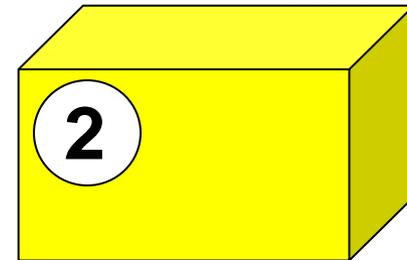
**CAUSES**



-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***

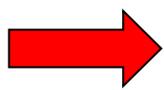
## **II. THERMODYNAMIQUE DES SYSTEMES NATURELS**

➔ Quantification des conditions P-T

1-Minéralogie expérimentale

2-Thermochimie  $\Delta G$

3-Géothermomètres et Géobaromètres

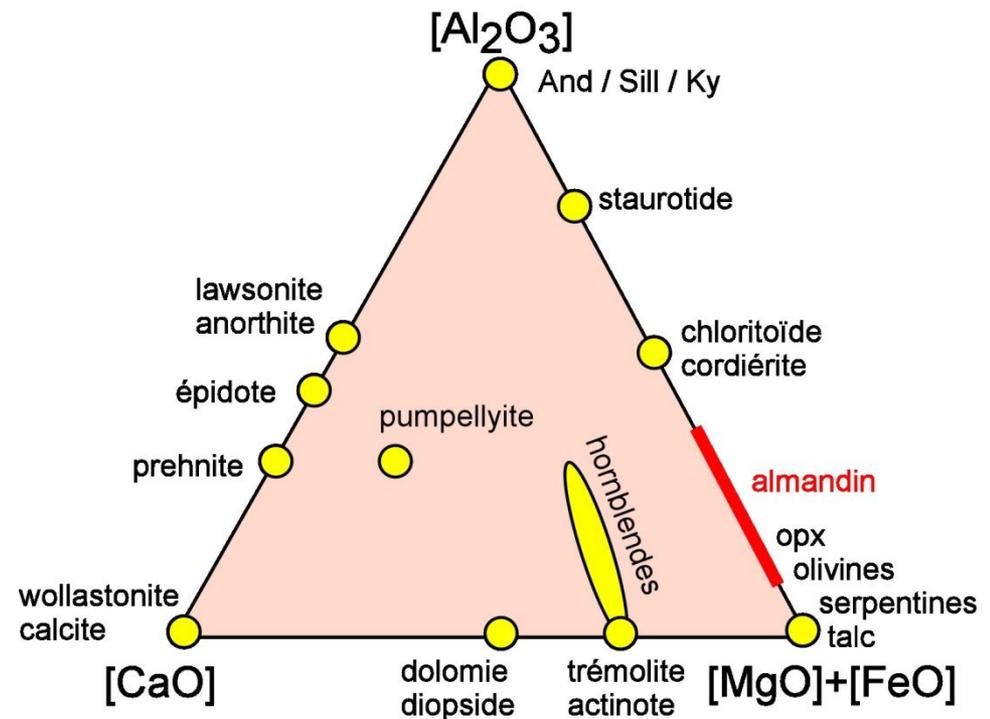
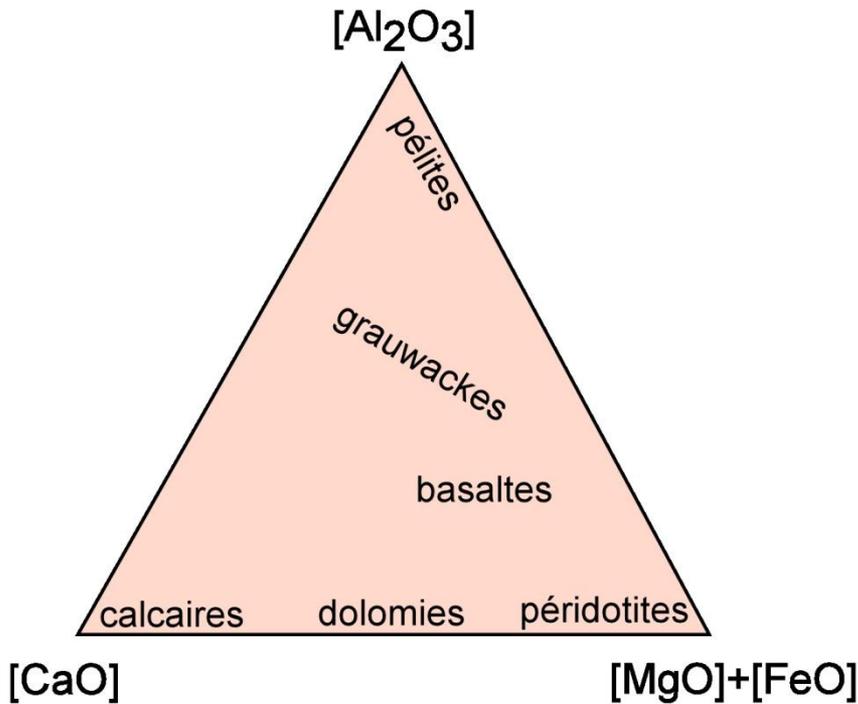


Apparition des minéraux métamorphiques (minéraux index) contrôlée par la chimie de la roche initiale

Répartition des différentes roches suivant leur chimie



Répartitions de quelques minéraux métamorphiques

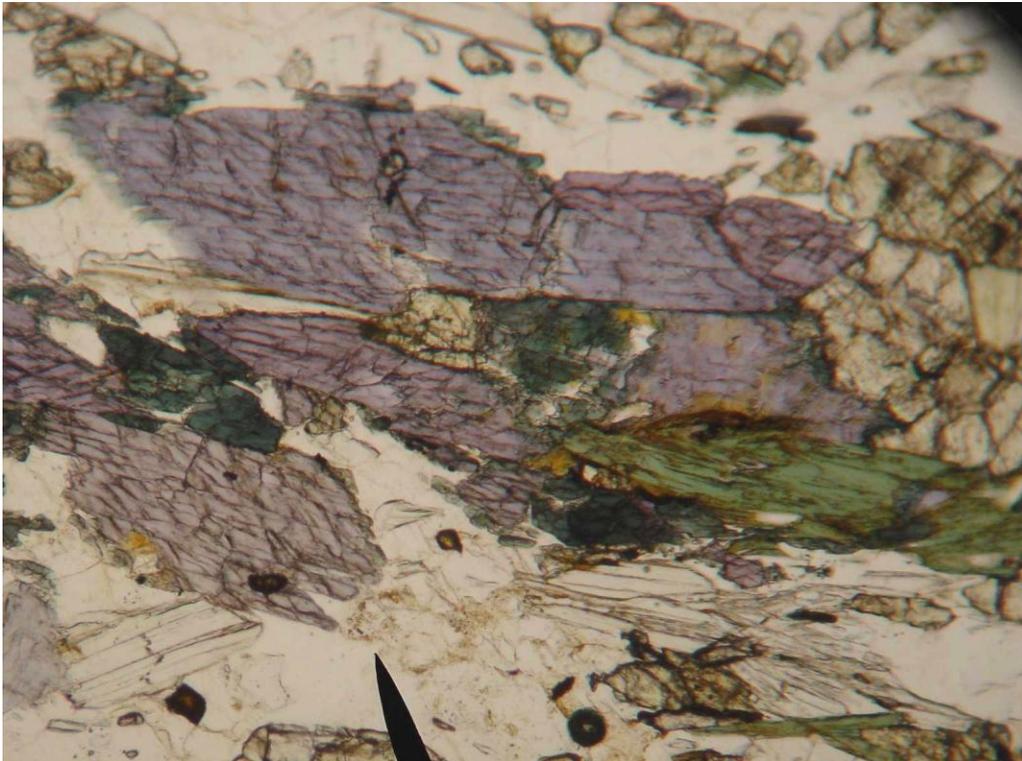


Stables dans une gamme P-T donnée

## Minéralogie expérimentale

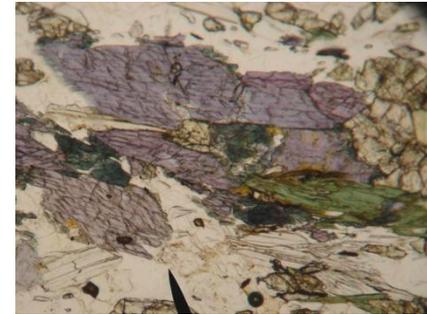
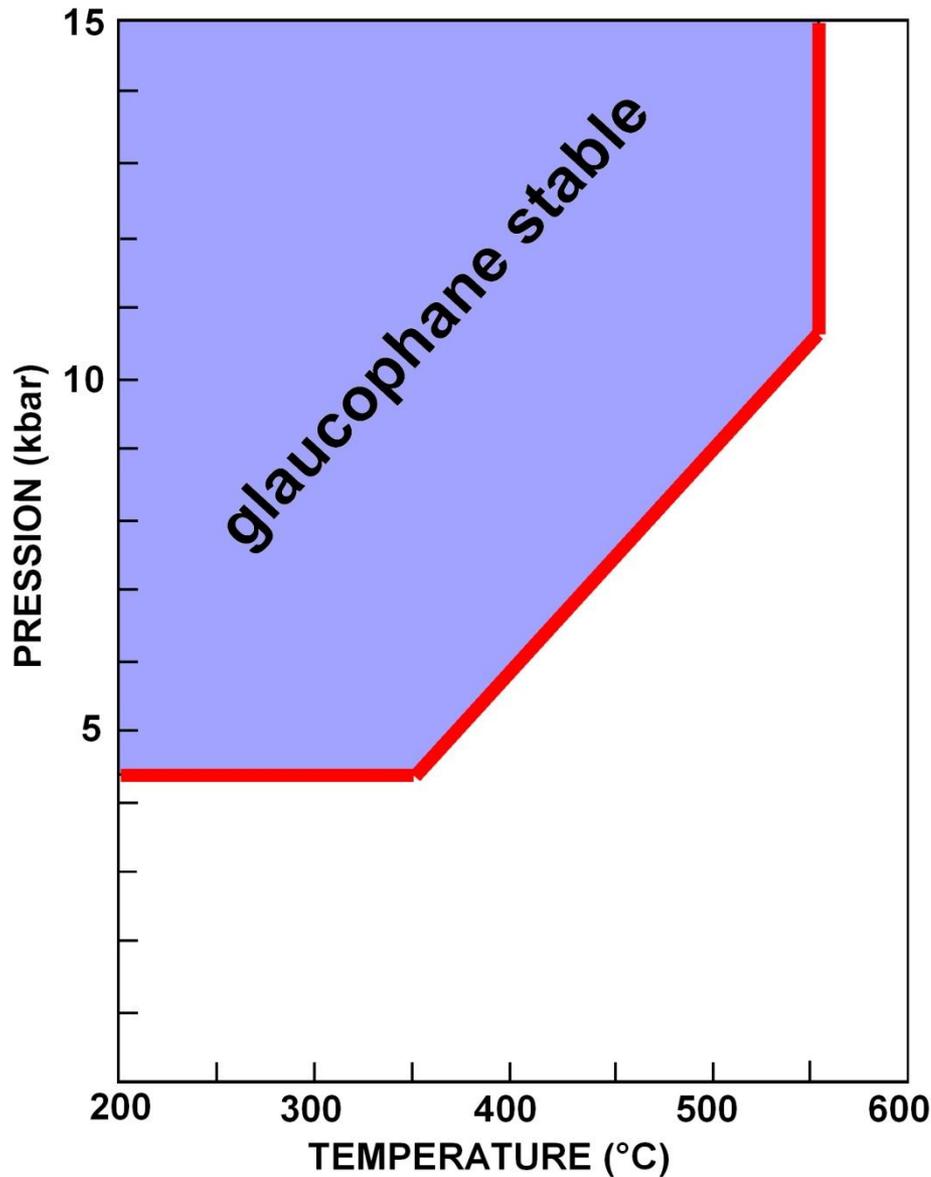
→ permet de définir un **champ de stabilité P-T** pour un minéral donné ou un assemblage de minéraux

Exemple de l'amphibole sodique → **glaucophane**



minéral qui s'observe dans des roches riches en Na...

Expérimentalement définition de son domaine de stabilité P-T  
→ Maresch, 1977



**minéral qui s'observe dans des roches riches en Na...**

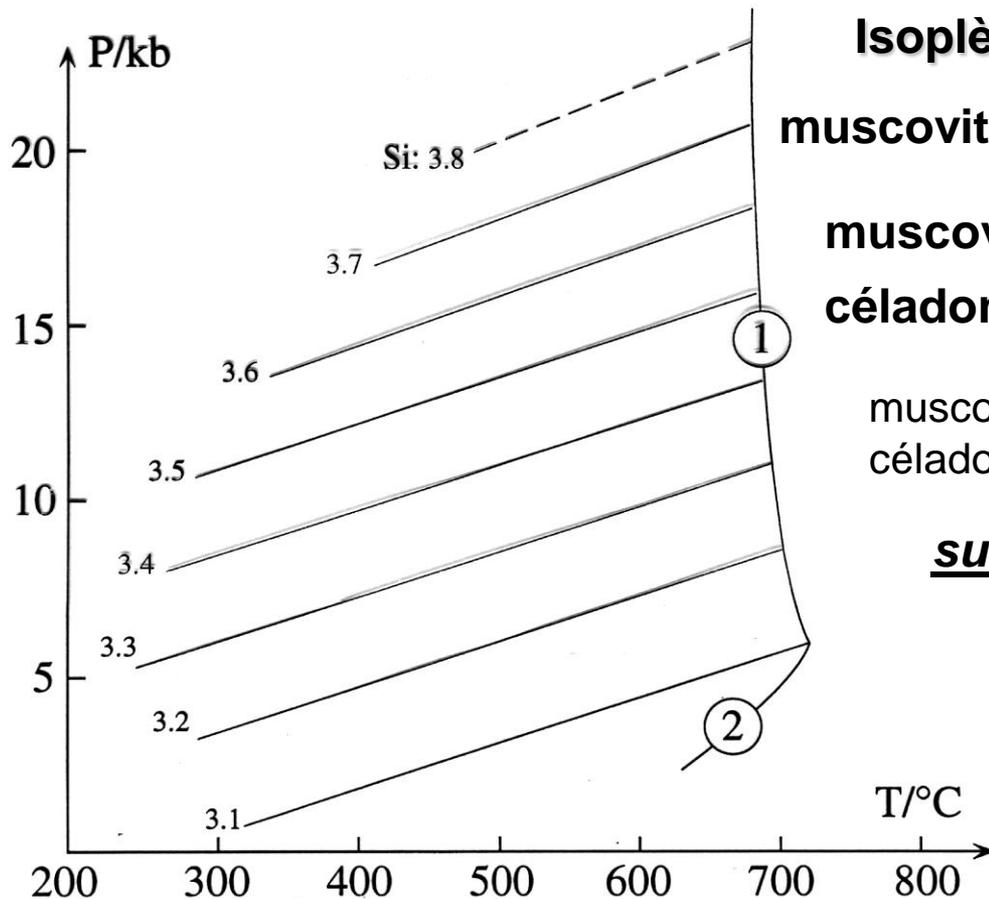
Expérimentalement définition de son domaine de stabilité P-T  
→ Maresch, 1977

**Minéral indicateur** de faibles températures et de hautes pressions....

→ on peut le faire pour différents minéraux



on peut affiner les grilles pétrogénétiques :



Isoplèthes de la phengite (MB)

muscovite ← phengite → céladonite



muscovite bcq Al → phénomène de substitution  
 céladonite - Al et + Si

substitution de  $Al^{3+}$  :

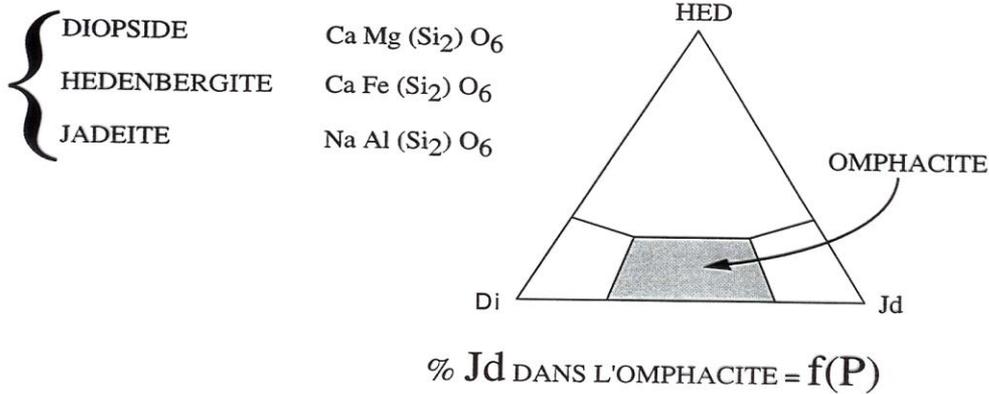


**%  $Si^{4+}$  dans la phengite = f(Pression)**

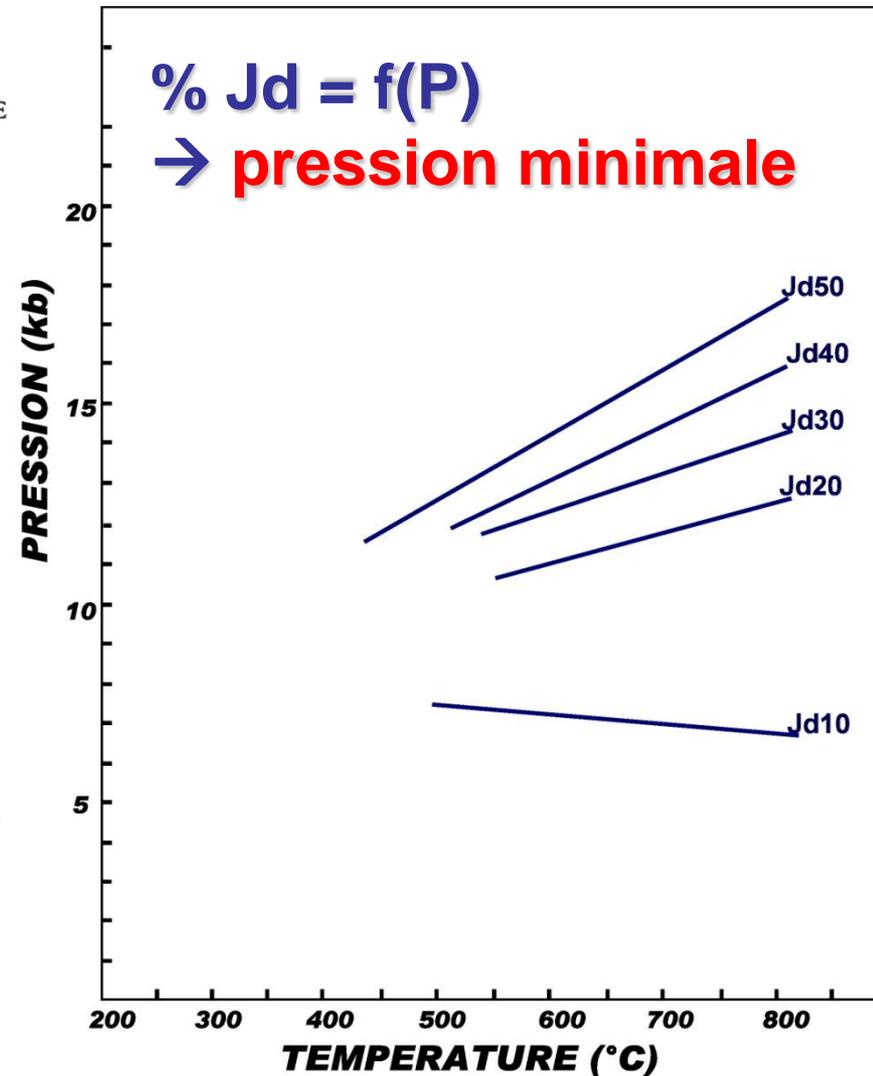
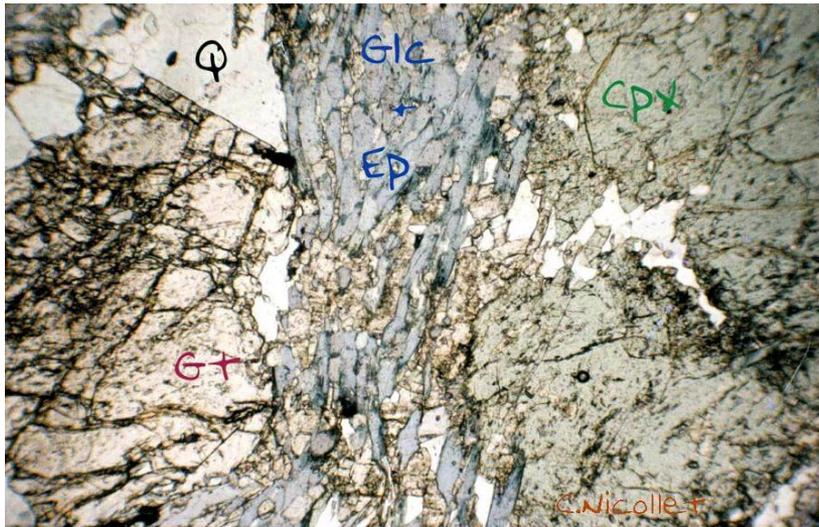
Isoplethes de l'occupation des sites tétraédriques du mica blanc potassique par le  $Si^{4+}$   
 1-Fusion de l'assemblage :  
 phengite+phlogopite+FK+Qtz+H<sub>2</sub>O  
 2-Equilibre :  
 mu+phl+qtz=cd+FK+vapeur  
 (Massonne and Schreyer, 1987)

# Teneur en Jadéite de l'omphacite

omphacite CPX de HP → solution solide entre 3 pôles purs



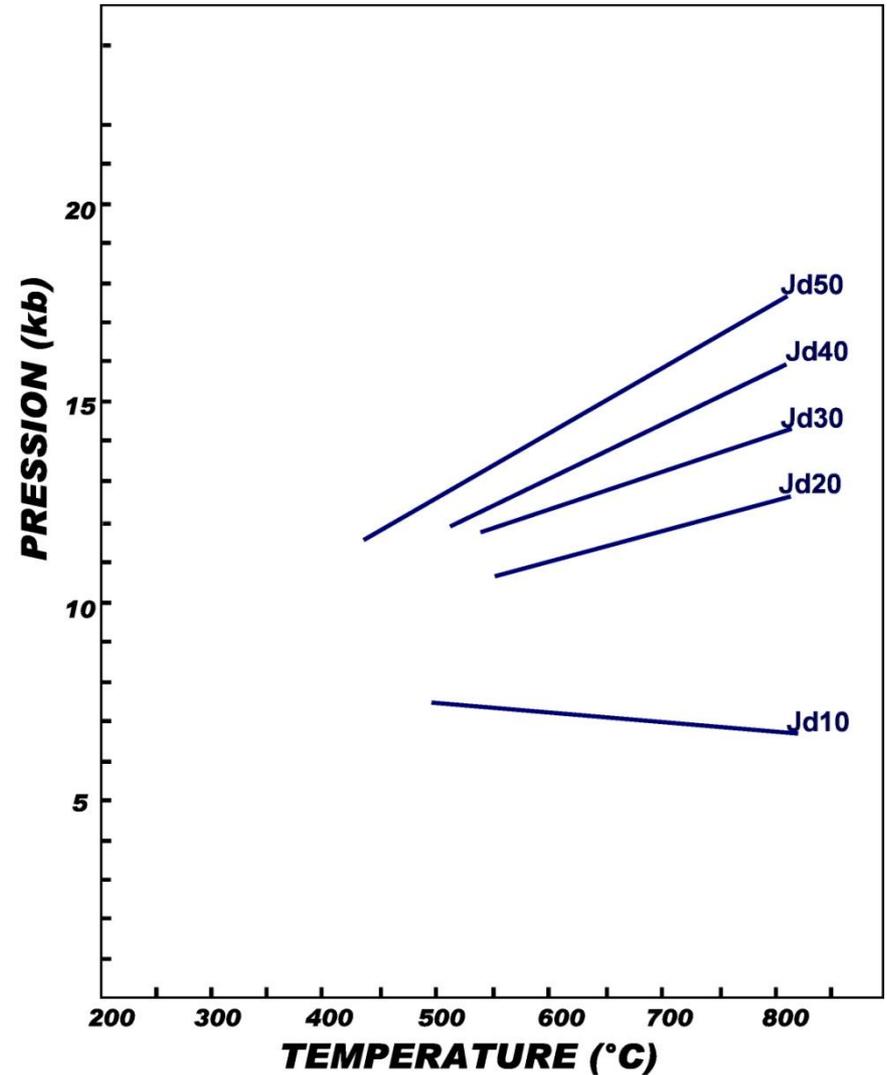
→ plus l'omphacite est riche en Na plus elle est stable à haute pression...



## Teneur en Jadéite de l'omphacite

$$\% \text{ Jd} = f(P)$$

→ **pression minimale**

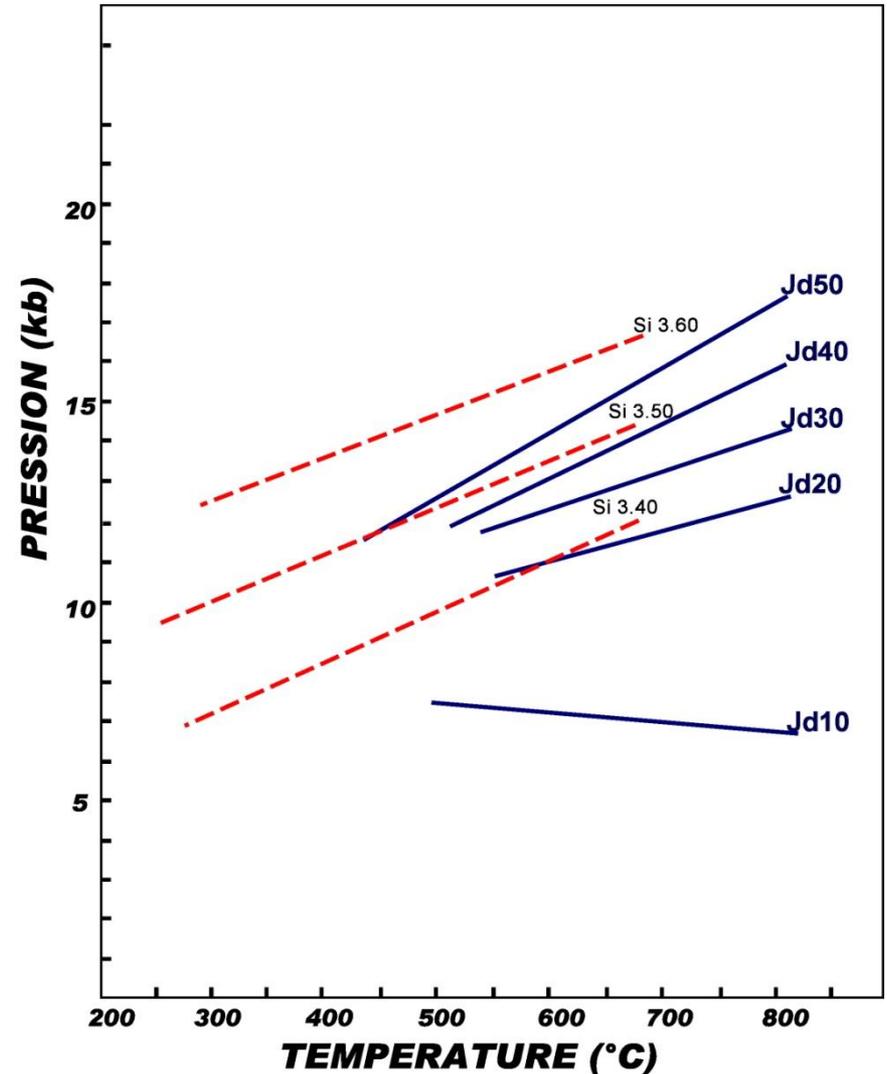


## Teneur en Jadéite de l'omphacite

**% Jd = f(P)**

**→ pression minimale**

**% Si<sup>4+</sup> dans la phengite  
= f(Pression)**



## Teneur en Jadéite de l'omphacite

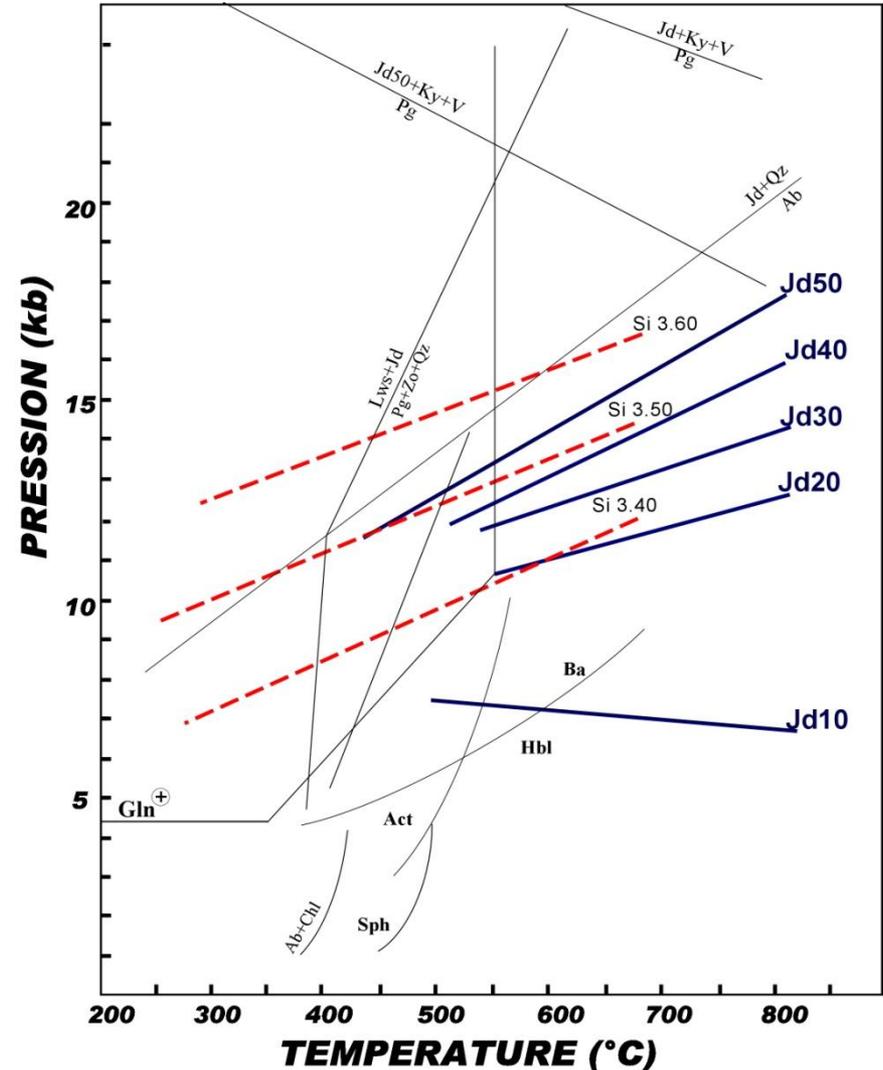
**% Jd = f(P)**

**→ pression minimale**

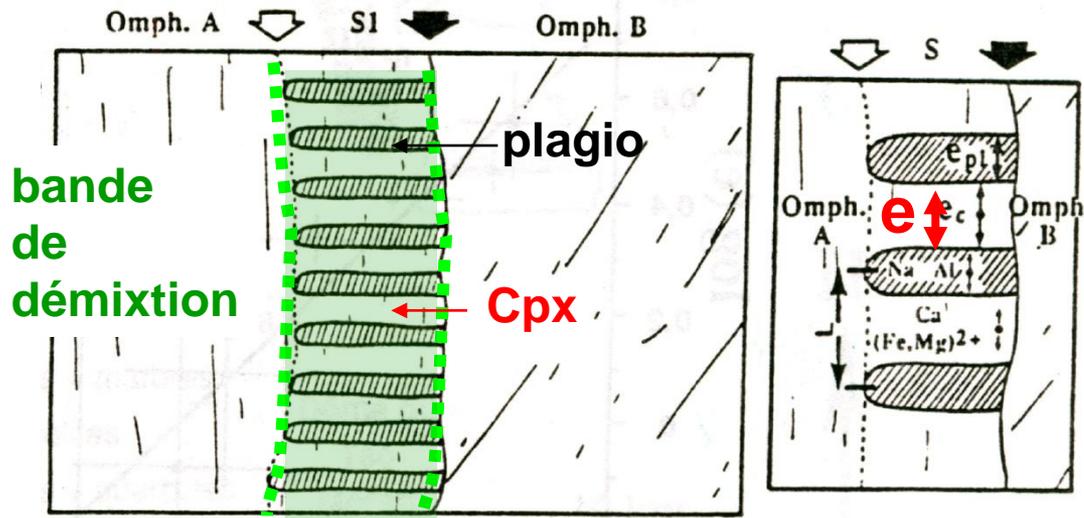
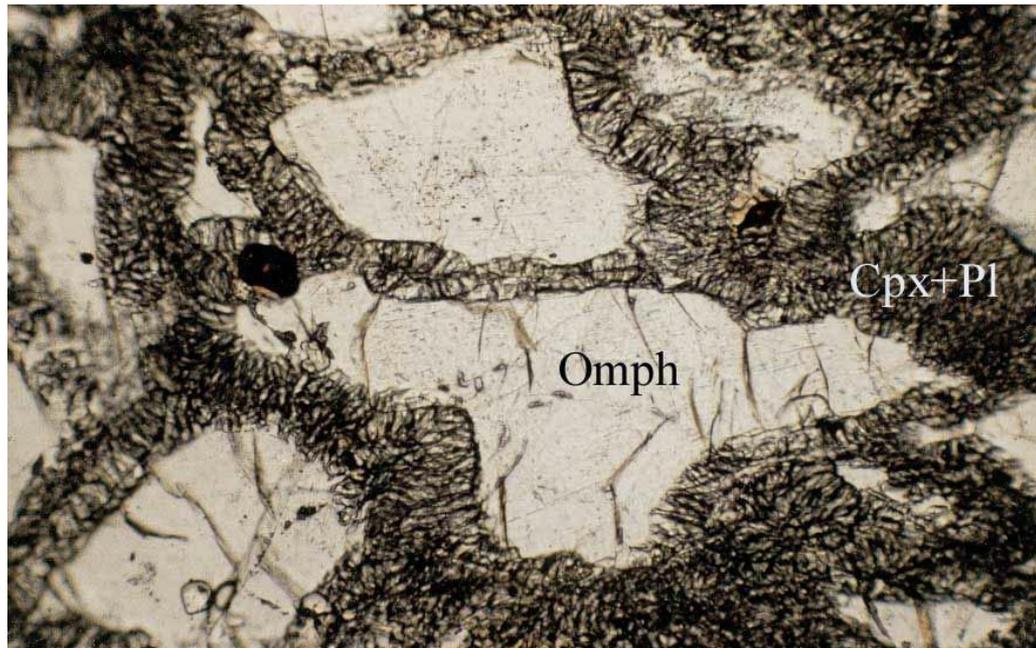
**% Si<sup>4+</sup> dans la phengite  
= f(Pression)**

**Champ de stabilité  
des minéraux**

**→ existe d'autres méthodes pour  
évaluer les conditions P-T**

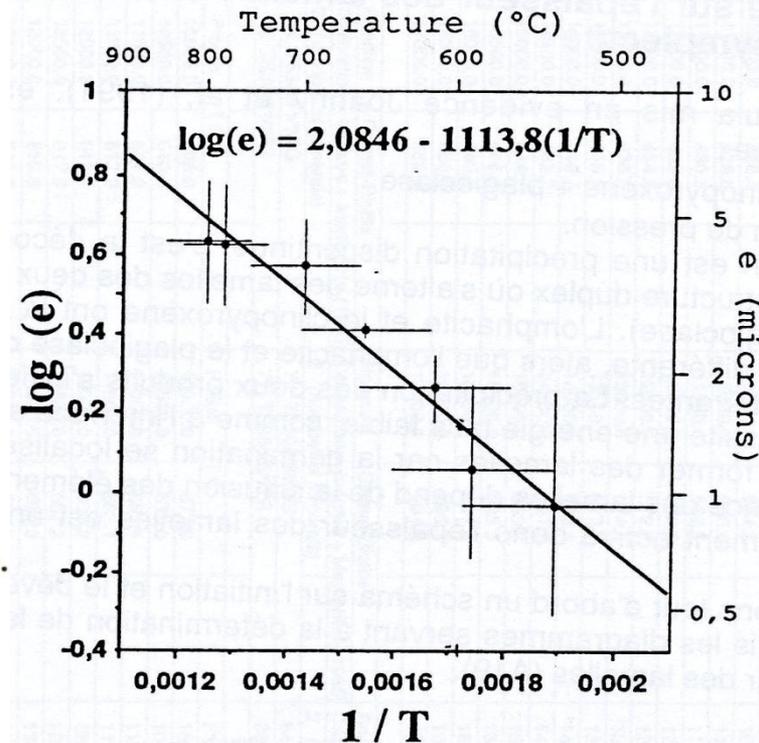


## Largeur des lamelles de symplectites



omphacite  $\rightarrow$  Cpx + plagioclase

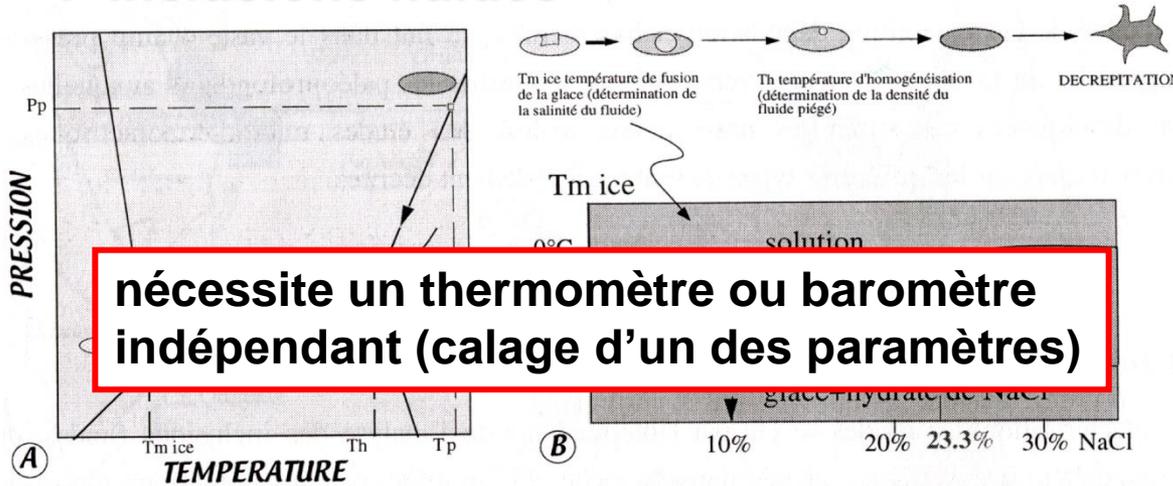
formation de lamelles de démixtion contrôlées par la diffusion



$\rightarrow$  largeur des lamelles fonction de la température

# Utilisation des fluides contemporains de la cristallisation des minéraux métamorphiques (microthermométrie)

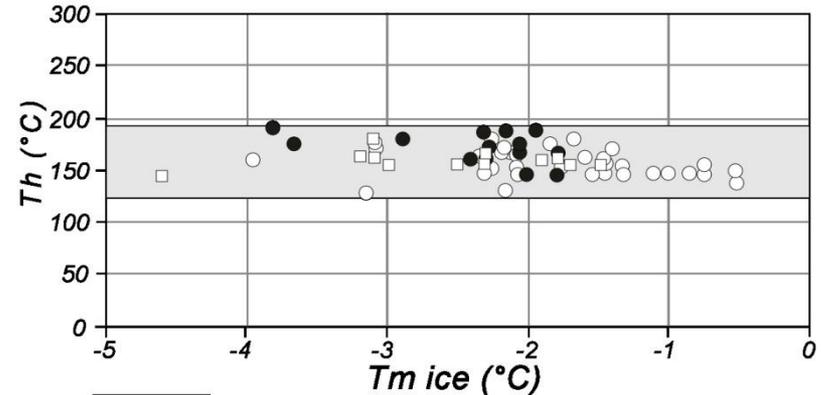
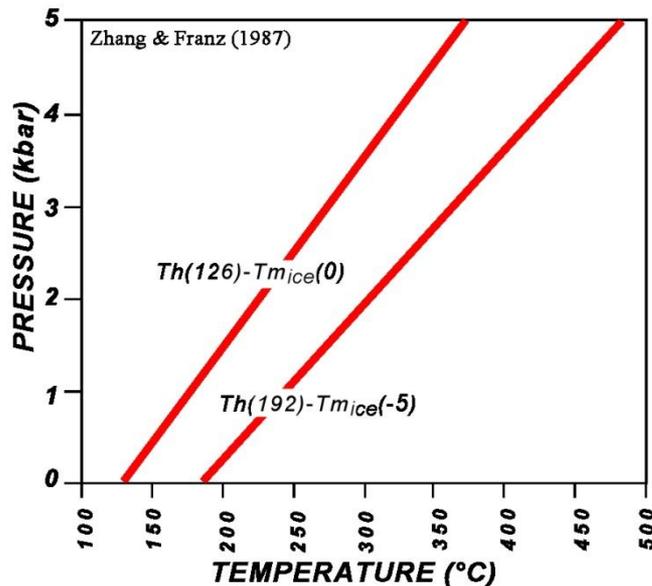
## → Inclusions fluides



**cycles refroidissement – réchauffement**

→ Paramètres physiques  
 Tm ice → composition  
 Th → densité

↳ Isochores



Primary F.I.	Tm ice (°C)	Th L-V (°C)	Wt% NaCl	density (g/cm <sup>3</sup> )
Min	-4.6	126.0	0.70	0.91
Max	-0.4	191.7	8.08	0.97
Moy	-2.1	157.2	3.40	0.94

## **II. THERMODYNAMIQUE DES SYSTEMES NATURELS**

➔ Quantification des conditions P-T

1-Minéralogie expérimentale

2-Thermochimie  $\Delta G$

3-Géothermomètres et Géobaromètres

## Expression thermodynamique de l'équilibre d'une réaction discontinue

→ Tout transfert de matière (**crystallisation, réaction métamorphique...**), dans un système naturel peut s'écrire sous la forme d'une réaction chimique correspondant à un bilan entre différentes phases.

→ **Réaction discontinue** se traduit par l'apparition de produits minéralogiquement différents des phases qui leur ont donné naissance.



### Exemple :



$\Delta H.$  → Enthalpie (chaleur de réaction)

$\Delta S.$  → Entropie (notion d'ordre et de désordre), dépend de T

$\Delta V.$  → Variation de volume, dépend de P

↳  $\Delta G.$  = Energie libre de Gibbs (bilan total)

$$\Delta G. = \Delta H. - T\Delta S. + (P-1)\Delta V.$$

L'équilibre de cette réaction est défini à partir des conditions standards **P = 1bar et T = 25°C**



**A l'équilibre** cette réaction n'a ni perte ni gain d'énergie

$$\Delta G_0 = 0$$

$$T\Delta S_0 - \Delta H_0 = (P-1)\Delta V_0$$

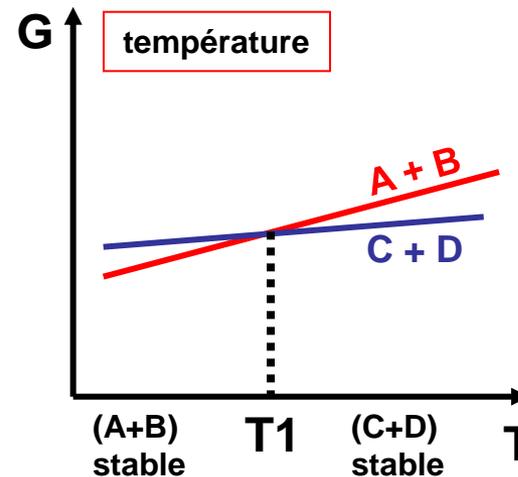
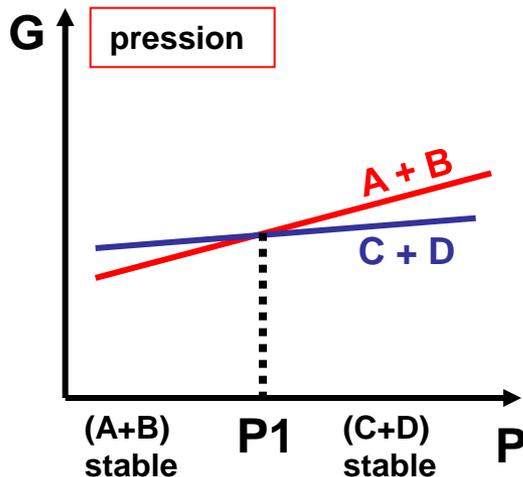
$$P = \frac{\Delta S_0}{\Delta V_0} \cdot T - \frac{\Delta H_0}{\Delta V_0} + 1$$



$P = a \cdot T + b$   
équation de droite  
dans un espace P-T

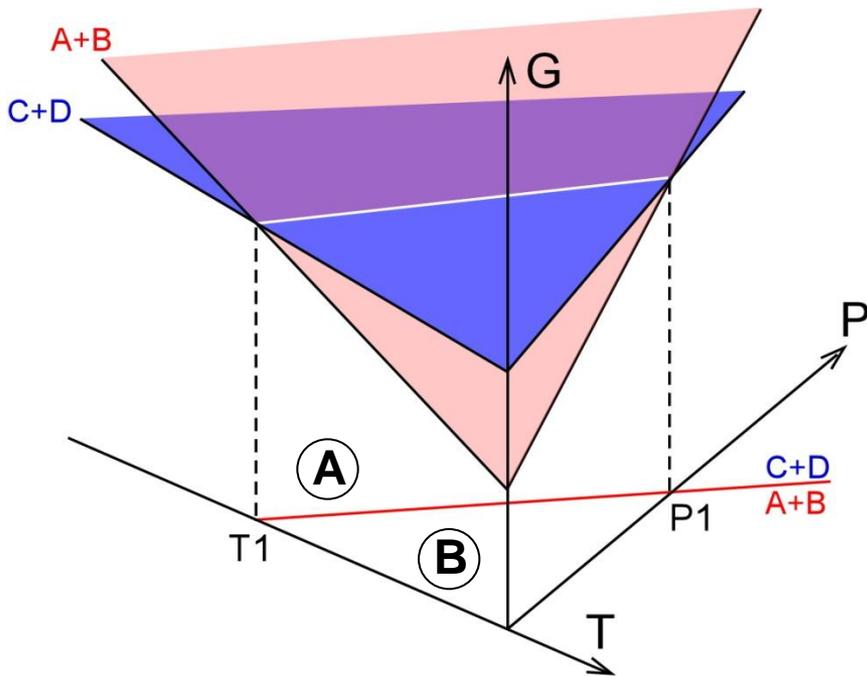
Equation de droite d'équilibre de la réaction discontinue, dont la pente est donnée par la relation de Clapeyron.

Un système est d'autant plus **stable** que son énergie libre (G) est faible : une réaction se fait dans le sens d'une **diminution** de l'énergie libre.



## Diagramme PTG

Toute espèce minérale est caractérisée par une surface d'énergie libre qui représente la variation de G en fonction de P et T.



Les surfaces d'énergie libre pour deux espèces minérales se recoupent dans un espace P,T.

La droite d'intersection entre les deux surfaces correspond à l'égalité :

$$G_{A+B} = G_{C+D} \text{ avec } \Delta G = G_{A+B} - G_{C+D} = 0$$

(A)

**T < T1, assemblage C+D stable  
car G + faible**

(B)

**T > T1, assemblage A+B stable  
car G + faible**



**une réaction minéralogique se fera toujours dans le sens d'une  
diminution de G du système**

## **II. THERMODYNAMIQUE DES SYSTEMES NATURELS**

➔ Quantification des conditions P-T

1-Minéralogie expérimentale

2-Thermochimie  $\Delta G$

3-Géothermomètres et Géobaromètres

## Réactions continues et loi d'action de masse

Soit la réaction :  $m\text{A}+n\text{B} \rightleftharpoons p\text{C}+q\text{D}$

- Existe une constante d'équilibre K, telle que :

→ 
$$K = \frac{[\text{C}]^p \cdot [\text{D}]^q}{[\text{A}]^m \cdot [\text{B}]^n}$$

- D'autre part l'enthalpie libre (G) s'exprime :

→ 
$$\Delta G = \Delta G_0 + RT \ln K$$

- A l'équilibre  $\Delta G = 0$

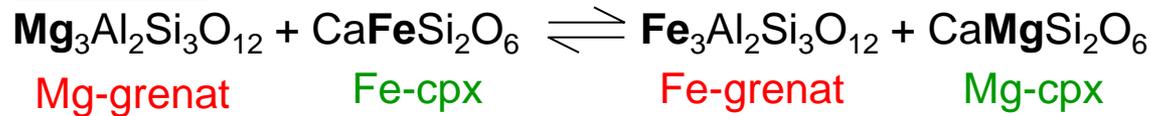
→ 
$$\ln K = - \frac{\Delta G_0}{RT}$$

NB: en toute rigueur, cette loi n'est valable que pour des activités et non pour des concentrations.

$a = \gamma X$  avec  $\gamma$  : coefficient d'activité  
 $X$  : fraction molaire  
dans le cas des solutions solides  $\gamma = 1$

## Echange Fe-Mg entre Grenat-Cpx

Réaction :



La constante d'équilibre peut s'écrire :

$$K_e = \frac{a_{\text{Fe}}^{\text{grt}} \cdot a_{\text{Mg}}^{\text{cpx}}}{a_{\text{Mg}}^{\text{grt}} \cdot a_{\text{Fe}}^{\text{cpx}}}$$

avec  $a_{\text{Fe}}^{\text{grt}}$  activité du Fer dans le grenat

$a = \gamma X$  avec  $\gamma$  : coefficient d'activité  
 $X$  : fraction molaire

dans le cas des **solutions solides**  $\gamma = 1$

$$K_d = \frac{X_{\text{Fe}}^{\text{grt}} \cdot X_{\text{Mg}}^{\text{cpx}}}{X_{\text{Mg}}^{\text{grt}} \cdot X_{\text{Fe}}^{\text{cpx}}}$$

- Dans les minéraux les éléments intègrent des sites particuliers
- $\text{Fe}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$  site **Y** du cpx
- $\text{Fe}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mn}^{2+}$  site **X** du grenat

-Un site peut être occupé par l'un ou l'autre des éléments ou par un mélange des deux

Les fractions molaires s'écrivent :

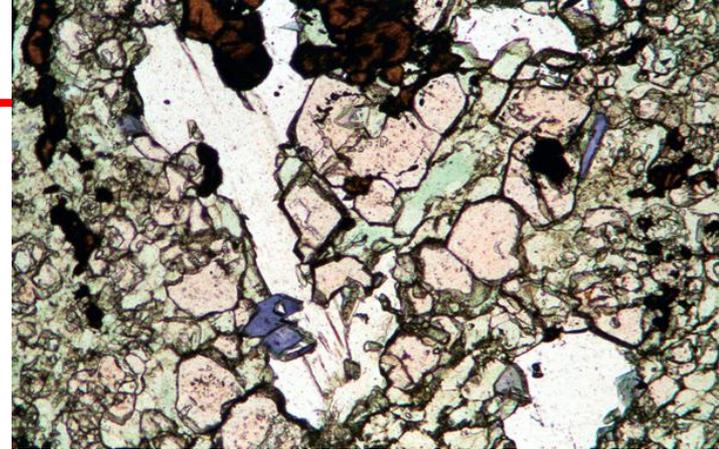
$$X_{\text{Fe}}^{\text{grt}} = \text{Fe} / (\text{Fe} + \text{Mg} + \text{Ca} + \text{Mn}) \quad X_{\text{Mg}}^{\text{cpx}} = \text{Mg} / (\text{Fe} + \text{Mg})$$

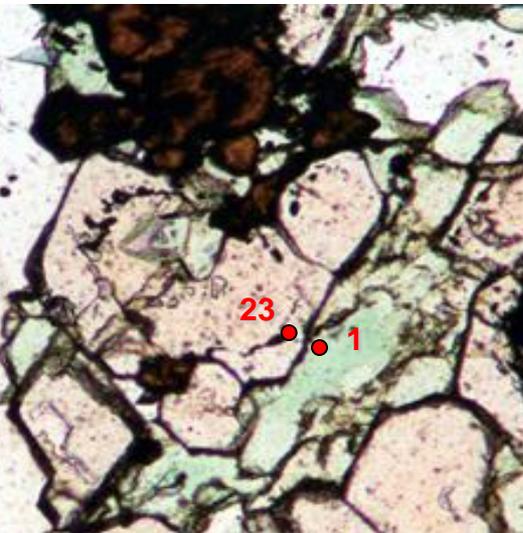
$$X_{\text{Mg}}^{\text{grt}} = \text{Mg} / (\text{Fe} + \text{Mg} + \text{Ca} + \text{Mn}) \quad X_{\text{Fe}}^{\text{cpx}} = \text{Fe} / (\text{Fe} + \text{Mg})$$

Le  $K_d$  devient :

$$K_d = (\text{Fe}/\text{Mg})_{\text{grt}} / (\text{Fe}/\text{Mg})_{\text{cpx}}$$

**Comment calculer le  $K_d$  ?**





$K_d \rightarrow$  analyses  
microsondes des  
minéraux

$$K_d = \frac{(Fe/Mg)_{grt}}{(Fe/Mg)_{cpx}}$$

$K_d$  pour un couple  
grt/cpx donné  
(équilibre d'échange  
local en bordure des  
minéraux)

Comment estimer P et/ou T  
à partir du  $K_d$  ?

	Grenat			Clinopyroxène			
	PG n23	PG n30	PG n31	PG n13-1	PG n13-5	PG n13-7	
<b>SiO<sub>2</sub></b>	36,81	36,75	36,42	<b>SiO<sub>2</sub></b>	55,13	55,18	52,98
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0,08	0,07	0,05	<b>TiO<sub>2</sub></b>	0,10	0,03	0,00
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	20,60	20,63	20,60	<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	8,41	8,26	7,54
<b>FeO</b>	33,47	33,51	33,74	<b>FeO</b>	10,95	10,87	12,40
<b>MnO</b>	3,05	2,48	2,82	<b>MnO</b>	0,00	0,02	0,00
<b>MgO</b>	1,40	1,61	1,63	<b>MgO</b>	6,38	6,69	6,61
<b>CaO</b>	5,18	5,34	4,84	<b>CaO</b>	10,85	11,27	11,83
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	0,00	0,03	0,00	<b>Na<sub>2</sub>O</b>	7,83	7,37	7,55
<b>K<sub>2</sub>O</b>	0,00	0,00	0,00	<b>K<sub>2</sub>O</b>	0,00	0,00	0,00
<b>Total</b>	100,58	100,44	100,11	<b>Total</b>	99,65	99,69	98,91
	24 oxygènes			6 oxygènes			
<b>Si</b>	5,93	5,91	5,89	<b>Si</b>	2,00	2,01	1,95
<b>Ti</b>	0,01	0,01	0,01	<b>Ti</b>	0,00	0,00	0,00
<b>Al</b>	3,91	3,91	3,93	<b>Al</b>	0,36	0,35	0,33
<b>Fe</b>	4,51	4,51	4,56	<b>Fe</b>	0,29	0,28	0,35
<b>Mn</b>	0,42	0,34	0,39	<b>Mn</b>	0,00	0,00	0,00
<b>Mg</b>	0,34	0,38	0,39	<b>Mg</b>	0,35	0,36	0,36
<b>Ca</b>	0,89	0,92	0,84	<b>Ca</b>	0,42	0,44	0,47
<b>Na</b>	0,00	0,01	0,00	<b>Na</b>	0,55	0,52	0,54
<b>K</b>	0,00	0,00	0,00	<b>K</b>	0,00	0,00	0,00
<b>∑ cat.</b>	16,00	16,00	16,00	<b>∑ cat.</b>	3,97	3,96	4,00
<b>XAlm</b>	73,25	73,28	73,82	<b>XJd</b>	36,00	35,40	28,10
<b>XPrp</b>	5,46	6,25	6,35	<b>XAcn</b>	20,97	19,55	12,92
<b>XGrS</b>	14,52	14,97	13,58	<b>XAug</b>	43,03	45,05	58,98
<b>XSps</b>	6,76	5,50	6,26				

-Pour un équilibre donné ( $\Delta G = 0$ ), la variation d'enthalpie libre en fonction de la constante d'équilibre K peut s'écrire :

$$\Delta G_0 = - RT \ln K$$

-La variation de l'enthalpie libre standard au cours de la réaction peut s'écrire :

$$\Delta G_0 = \Delta H_0 - T\Delta S_0 + (P-1)\Delta V_0 \quad \text{d'où} \quad T = \frac{\Delta H_0 + (P-1)\Delta V_0}{\Delta S_0 - R \ln K}$$

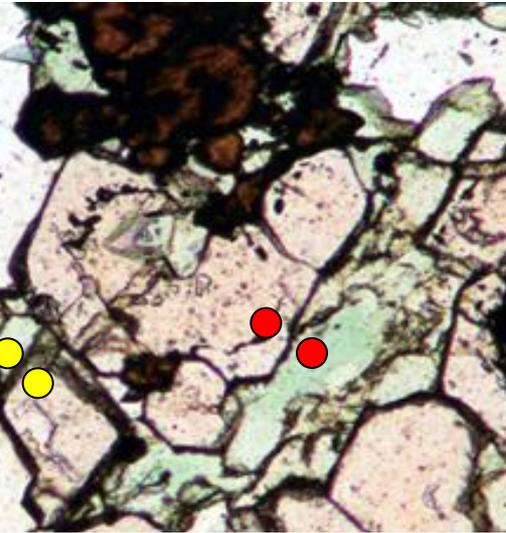
$\Delta H_0$ ,  $\Delta S_0$ ,  $\Delta V_0$ , *grandeurs thermodynamiques de l'équilibre, considérées dans leur état standard et déterminées par la **pétrologie expérimentale**.*

Exemple de calibration Pattison et Newton (1988) :

échange Fe-Mg entre grenat-cpx

$$T = \frac{3686 + (28.35 \times P)}{(\ln K_d) + 2.33} \quad \text{avec} \quad K_d = (\text{Fe/Mg})_{\text{grt}} / (\text{Fe/Mg})_{\text{cpx}}$$

➡ Pour un **Kd** donné on calcule la **température** à **différentes profondeurs**

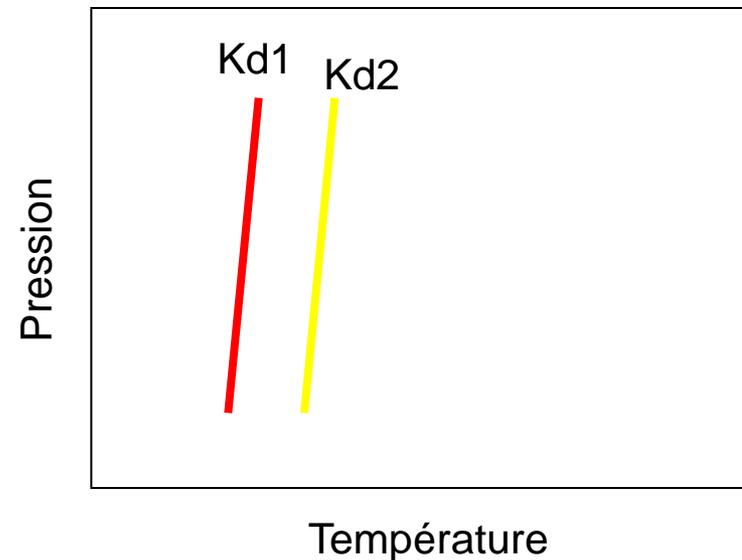


Obtention d'un Kd à la bordure entre Cpx-Grenat  
(Pattison et Newton, 1988)

$\ln Kd1 = 8$  (donné d'après analyses microsonde)  
on fixe l'intervalle de pression en fonction  
du faciès métamorphique observé....  
si éclogite pression minimale de 10 kbar ?

A 10 kbar  $\rightarrow$  435°C  
15 kbar  $\rightarrow$  485°C  
20 kbar  $\rightarrow$  500°C

On refait les calculs sur n couples  
 $\rightarrow$  permet de fournir une estimation  
de l'équilibre thermique de l'assemblage



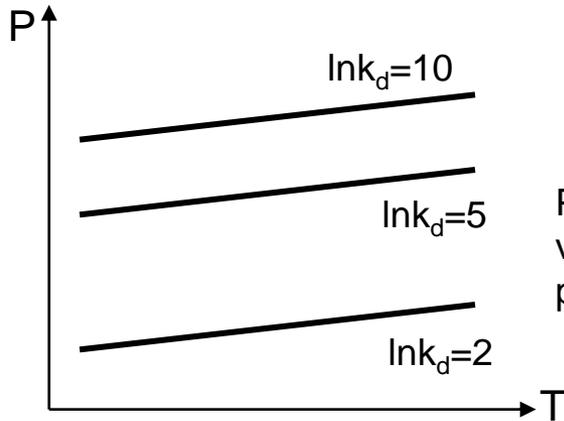
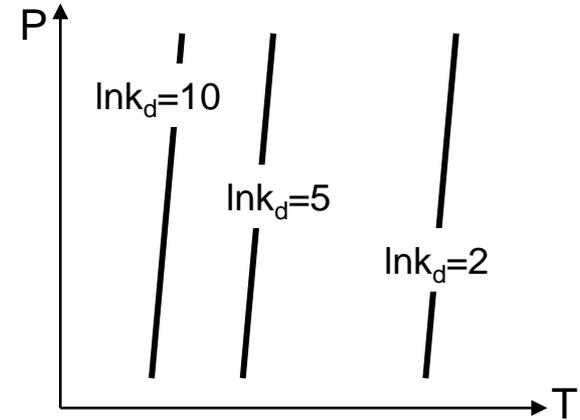
On peut également faire cela au cœur des minéraux  
Obtention d'informations sur les conditions précoces (prograde)

# Thermomètre et Baromètre

Comment définir un bon thermomètre / bon baromètre ?

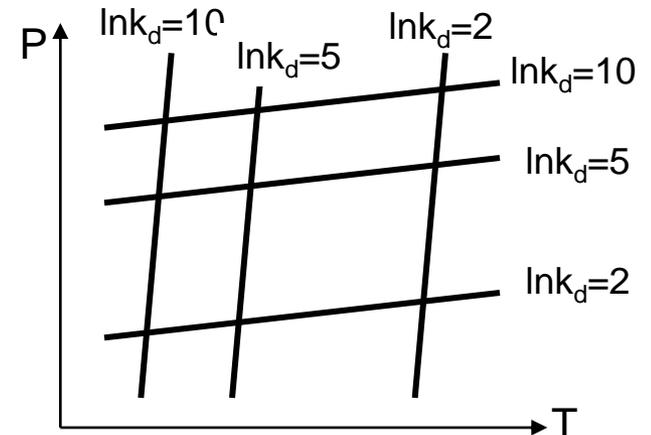
## -Géothermomètre-

Pour un  $K_d$  donné, la courbe  $\ln K_d$  varie peu en fonction de la Température par rapport à la Pression



## -Géobaromètre-

Pour un  $K_d$  donné, la courbe  $\ln K_d$  varie peu en fonction de la Pression par rapport à la Température



Utilisation de **couples thermo-barométriques** pour quantifier les conditions physiques du métamorphisme.

Principaux assemblages de minéraux utilisés par les calibrations thermobarométriques :

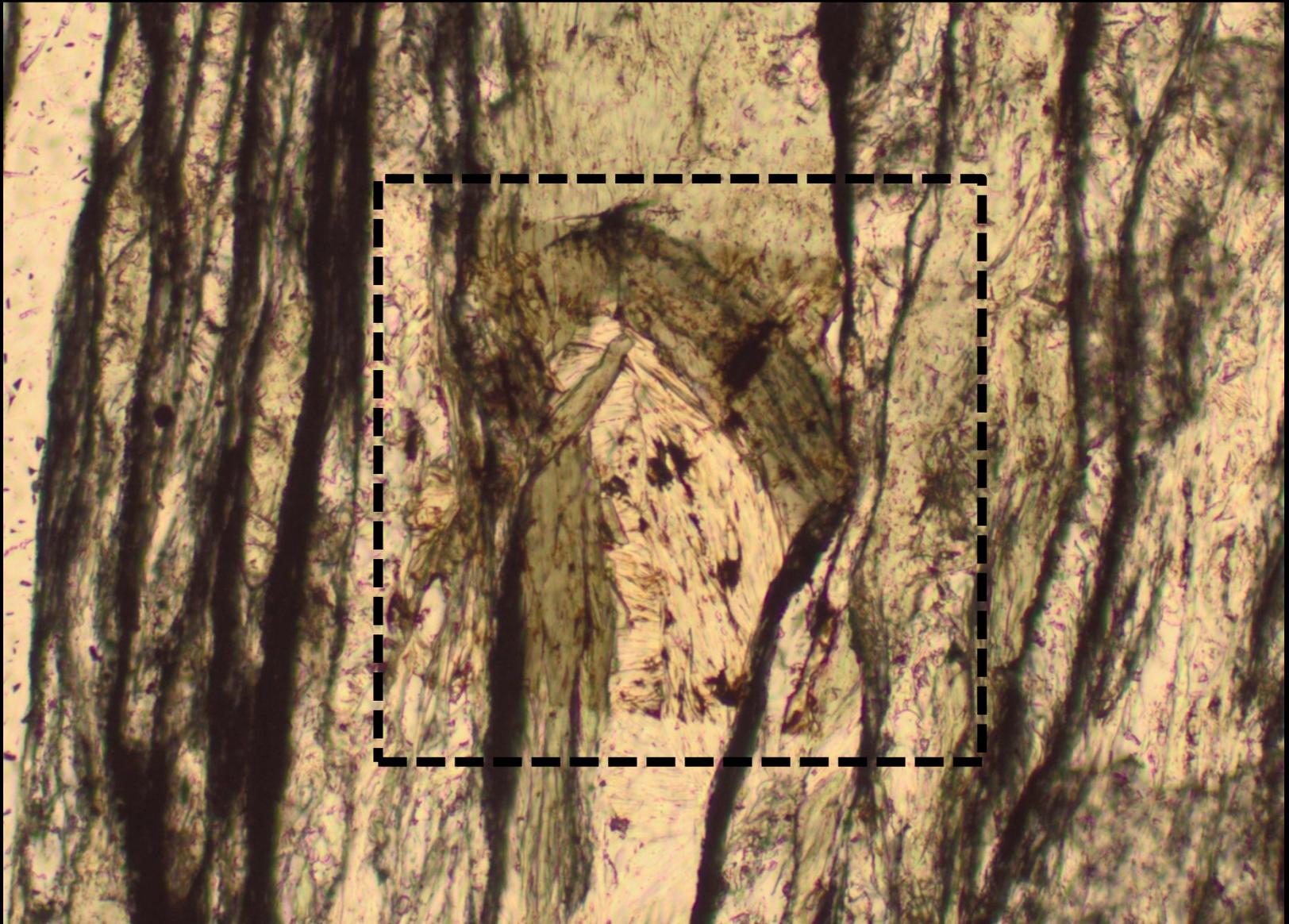
### Thermomètres

grenat-biotite  
grenat-phengite  
grenat-chlorite  
grenat-staurotide  
chlorite-chloritoïde  
plagio-muscovite...

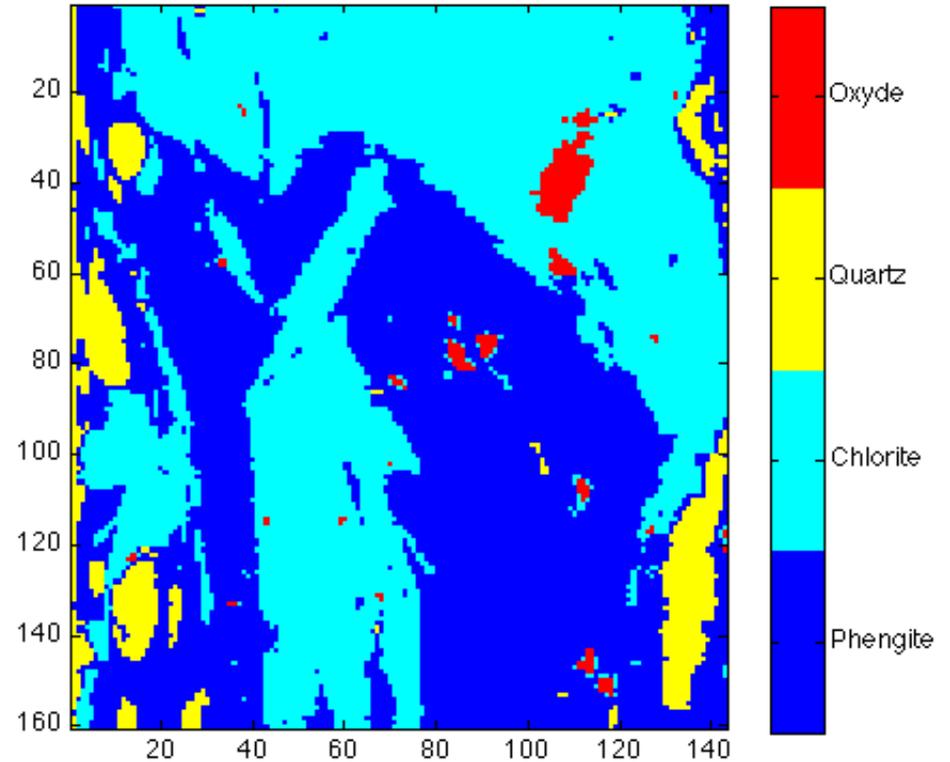
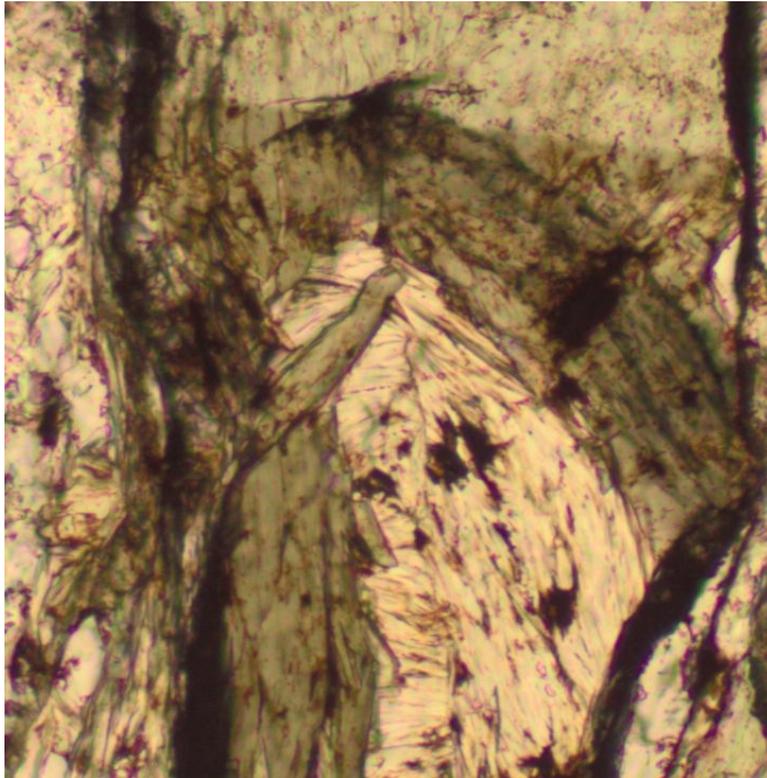
### Baromètres

gt-pl-bt-qz  
gt-pl-mu-qz  
gt-pl-Als-qz ...

## Cartographie chimique : exemple dans une méta-pélite

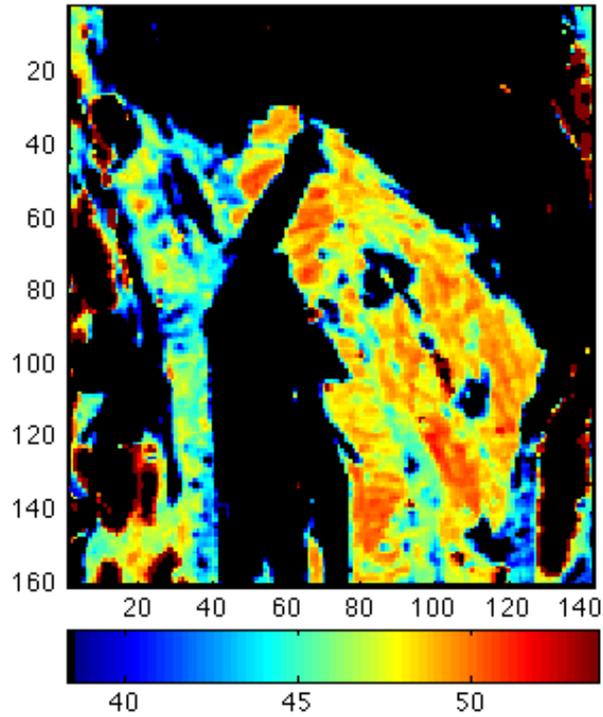
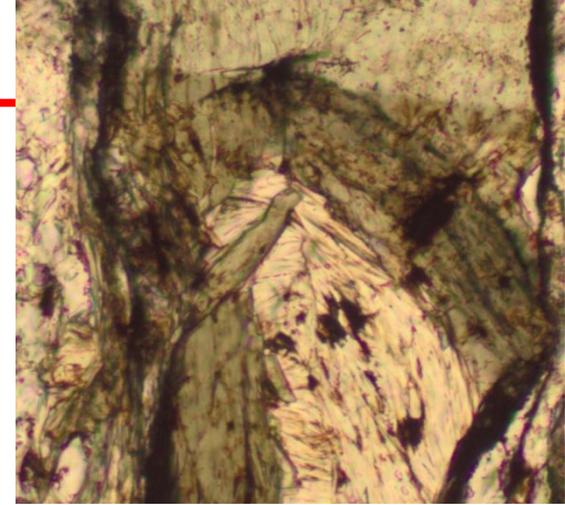


## Cartographie chimique : exemple dans une méta-pélite

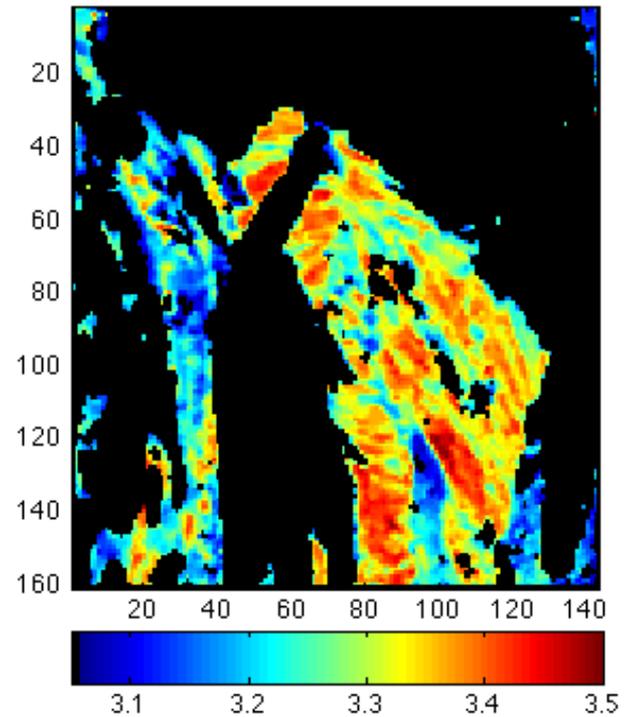


➔ Caractérisation des différents minéraux

# Cartographie chimique

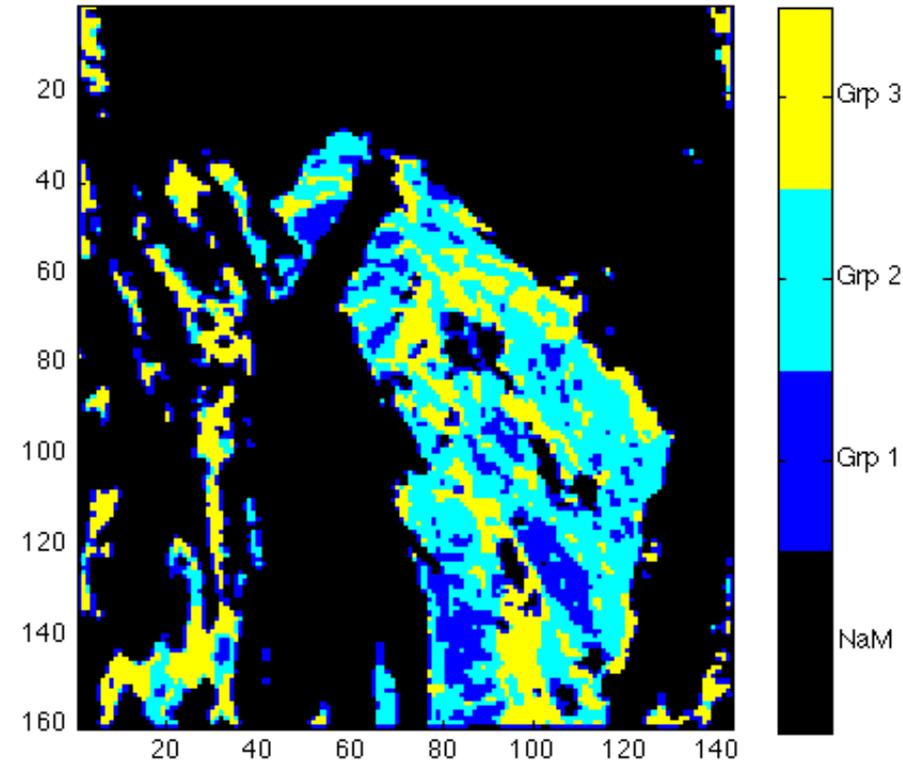
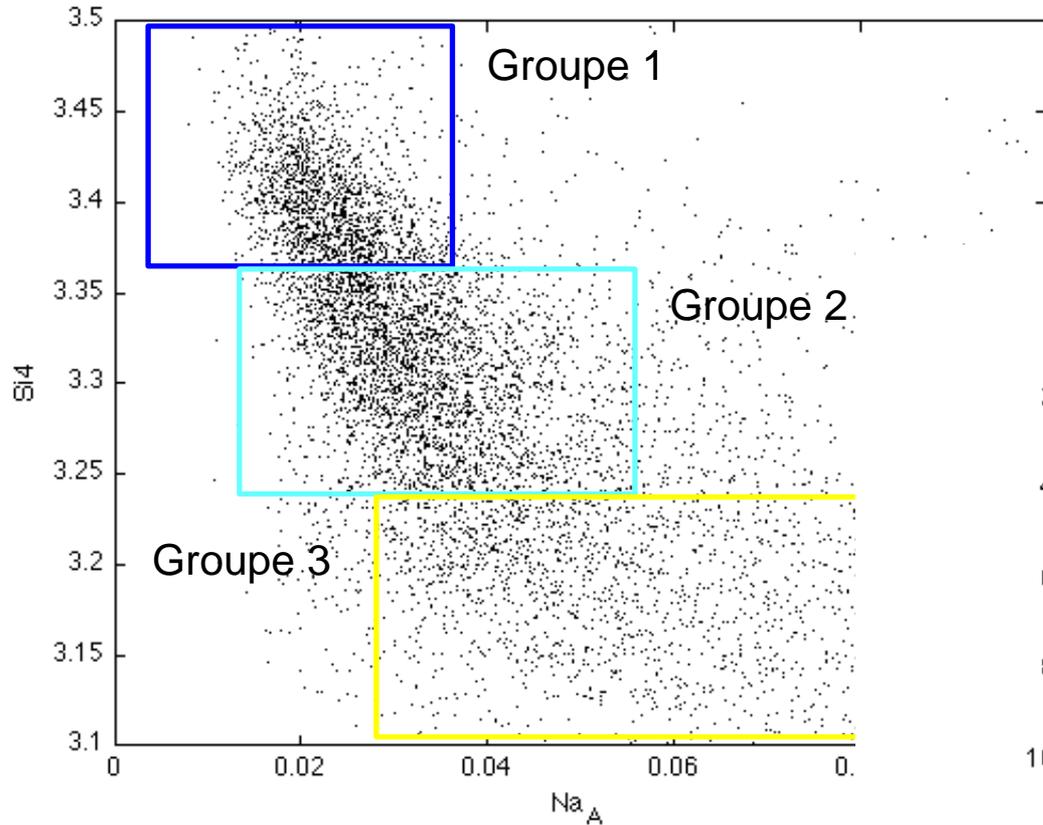
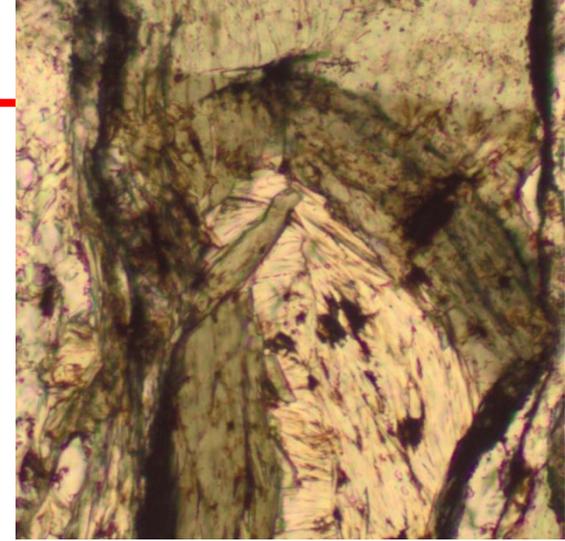


→ % SiO<sub>2</sub>



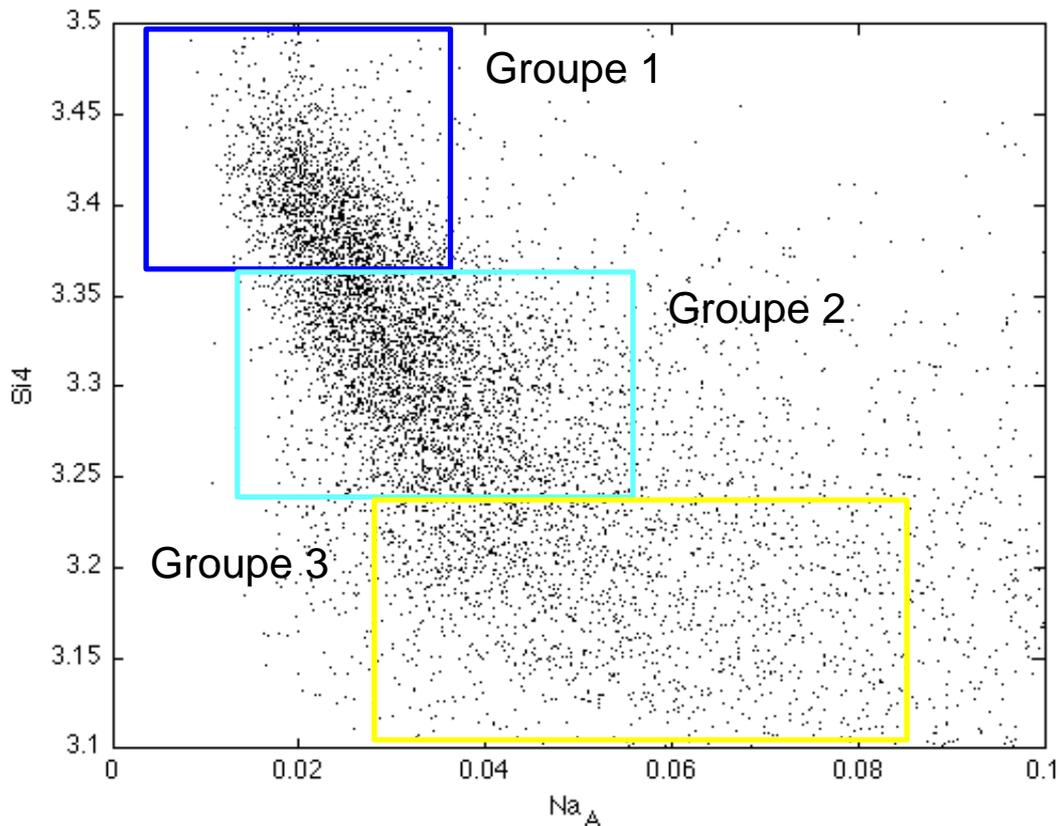
→ Teneur en Si<sup>4+</sup>

# Cartographie chimique



- ➔  $Si^{4+}$  vs Na dans les phengites
- ➔ Permet de discriminer des groupes chimiques
- ➔ quantification P-T en fonction des groupes

## Cartographie chimique

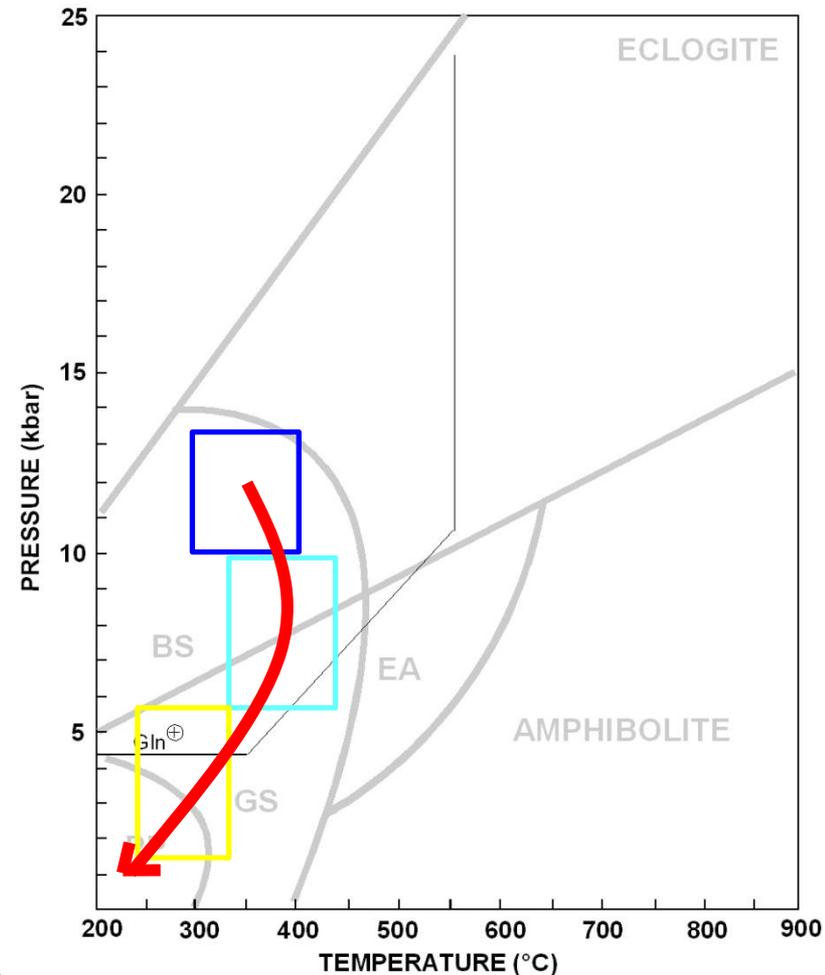


Groupe 1 HP (10-13 kbar) au cœur des phengites  
→ P<sub>max</sub>

Groupe 2 trajet rétrograde  
→ Exhumation (transition SB/SV)

Groupe 3 fin trajet rétrograde en bordure (<5 kbar)  
→ Exhumation (SV)

Phengite riche en Si<sup>4+</sup> → HP  
Phengite riche en Na → HT



Les éclogites du Massif de Sésia (Alpes Occidentales) sont caractérisées par l'assemblage :  
grenat + omphacite + phengite + glaucophane + quartz

On donne les analyses chimiques suivantes :

	GRENATS				PHENGITES		OMPHACITES	
	1	2	3	4	1	2	1	2
Si	2.991	2.992	2.997	3.013	6.969	6.777	1.987	1.988
Ti	0.006	0.006	0.007	0.013	0.064	0.016		0.003
Al	2.035	2.036	2.015	1.998	3.844	4.202	0.464	0.49
Fe <sup>2+</sup>	1.578	1.789	1.858	1.787	0.453	0.643	0.139	0.203
Mn	0.272	0.053	0.063	0.094		0.005		0.009
Mg	0.077	0.192	0.118	0.175	0.733	0.506	0.424	0.388
Ca	1.026	0.916	0.935	0.902	0.057	0.019	0.485	0.497
Na					0.004	0.004	0.477	0.369
K					1.847	1.877	0.001	0.001
Total	7.985	7.984	7.991	7.978	13.97	14.047	4.005	3.949

Il existe des contacts nets entre les minéraux suivants : grt 1 - pheng 2, grt 2 - pheng 1, grt 3 - omph 2, grt 4 - omph 1

Des calibrations expérimentales du partage Fe-Mg entre grenat et omphacite d'une part et grenat et phengite d'autre part ont été réalisés :

- 1) Ellis et Green (1979) ont établi que le coefficient de distribution  $K_D(\text{cpx-grt})$  est une fonction de  $P$ ,  $T$  et l'activité du calcium dans le grenat selon l'équation :

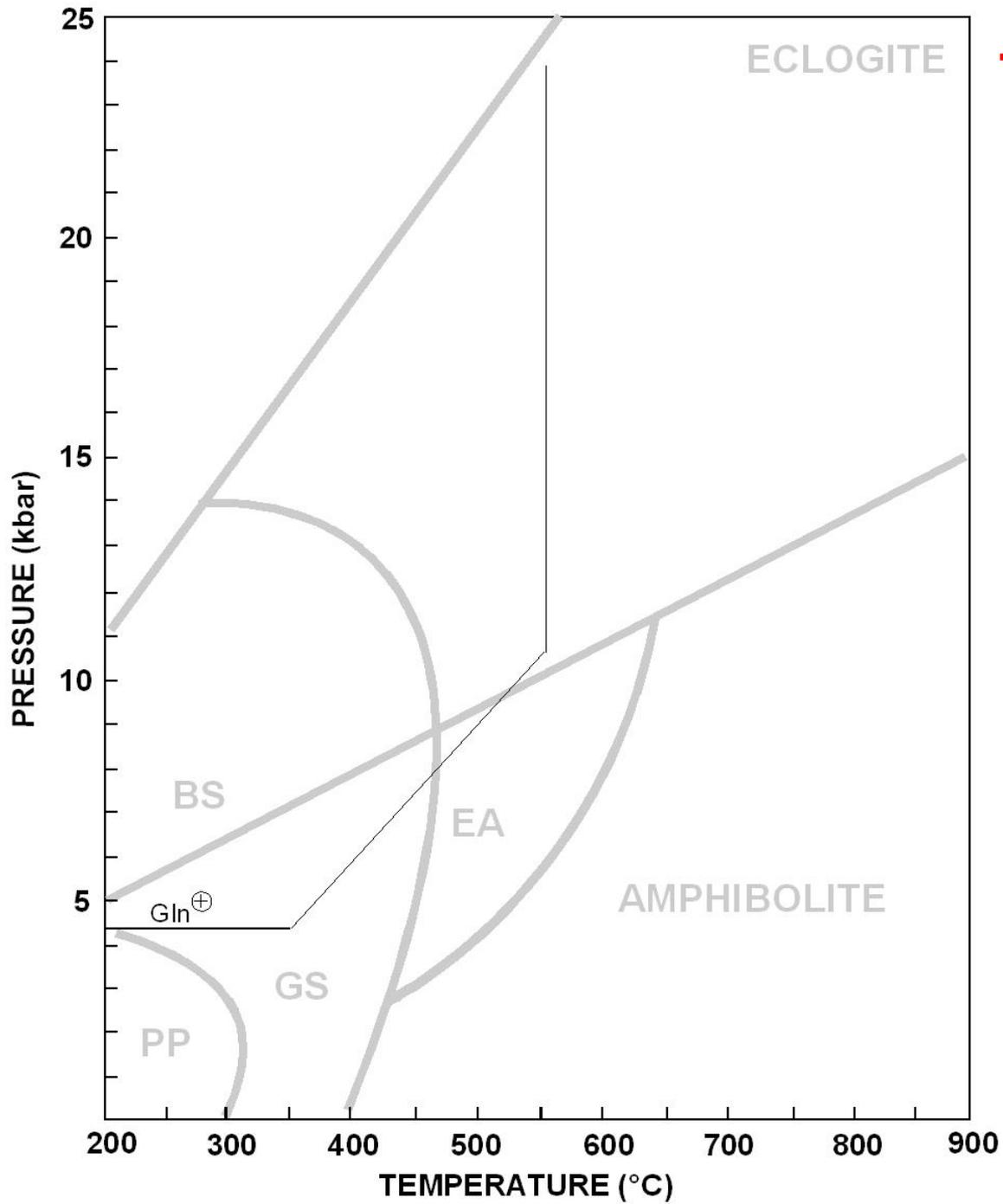
$$T(K) = \frac{3104X_{Ca}^{grt} + 3030 + 10,86P(Kbar)}{\ln K_D + 1,9034}$$

$$\text{avec } K_D = \frac{(Fe/Mg)_{grt}}{(Fe/Mg)_{cpx}} \text{ et } X_{Ca}^{grt} = \frac{Ca}{Ca + Mg + Fe}$$

- 2) Krogh et Raheim (1978) ont établi l'équation thermobarométrique suivante pour la parie «grenat-phengite» :

$$T(K) = \frac{3685 + 77,1P(Kbar)}{\ln K_D + 3,52}, \text{ avec } K_D = \frac{(Fe/Mg)_{grt}}{(Fe/Mg)_{phg}}$$

Calculer les conditions de pression et de température de formation des ces éclogites.



***reporter les estimations  
sur la grille P-T***

## Résultats Ellis et Green

grenat	gt3	
Fe		1,858
Mg		0,118
Fe/Mg grt		15,7457627

omphacite	cpx2	Ca	gt3
Fe		0,203	0,935
Mg		0,497	XCa-gt3
Fe/Mg Cpx		0,4084507	0,32119547

Kd		38,5499708
lnKd		3,65195534

<b>E-G couple Gt3-Cpx2</b>			
P en kbars	T°K		T°C
10	744,433159		471,43
15	754,207511		481,21
20	763,981863		490,98
25	773,756215		500,76

grenat	gt4	
Fe		1,787
Mg		0,175
Fe/Mg grt		10,2114286

omphacite	cpx1	Ca	gt4
Fe		0,139	0,902
Mg		0,485	XCa-gt4
Fe/Mg Cpx		0,28659794	0,31494413

Kd		35,6298047
lnKd		3,5731825

<b>E-G couple Gt4-Cpx1</b>			
P en kbars	T°K		T°C
10	751,59766		478,60
15	761,512603		488,51
20	771,427545		498,43
25	781,342487		508,34

## Résultats Krogh et Raheim

Krogh/Raheim

grenat	gt1	phengite	ph2
Fe	1,578	Fe	0,643
Mg	0,077	Mg	0,506
Fe/Mg grt	20,4935065	Fe/Mg ph	1,27075099

Kd	16,1270829
lnKd	2,78050002

### *K-R couple Gt1-Ph2*

P en kbars	T°K	T°C
10	707,245454	434,25
15	768,431074	495,43
20	829,616694	556,62
25	890,802314	617,80

Krogh/Raheim

grenat	gt2	phengite	ph1
Fe	1,789	Fe	0,453
Mg	0,192	Mg	0,733
Fe/Mg grt	9,31770833	Fe/Mg ph	0,61800819

Kd	15,0769983
lnKd	2,71317029

### *K-R couple Gt2-Ph1*

P en kbars	T°K	T°C
10	714,885009	441,89
15	776,731547	503,73
20	838,578084	565,58
25	900,424622	627,42

