

Partie V : Le magmatisme



Chapitre V – B :

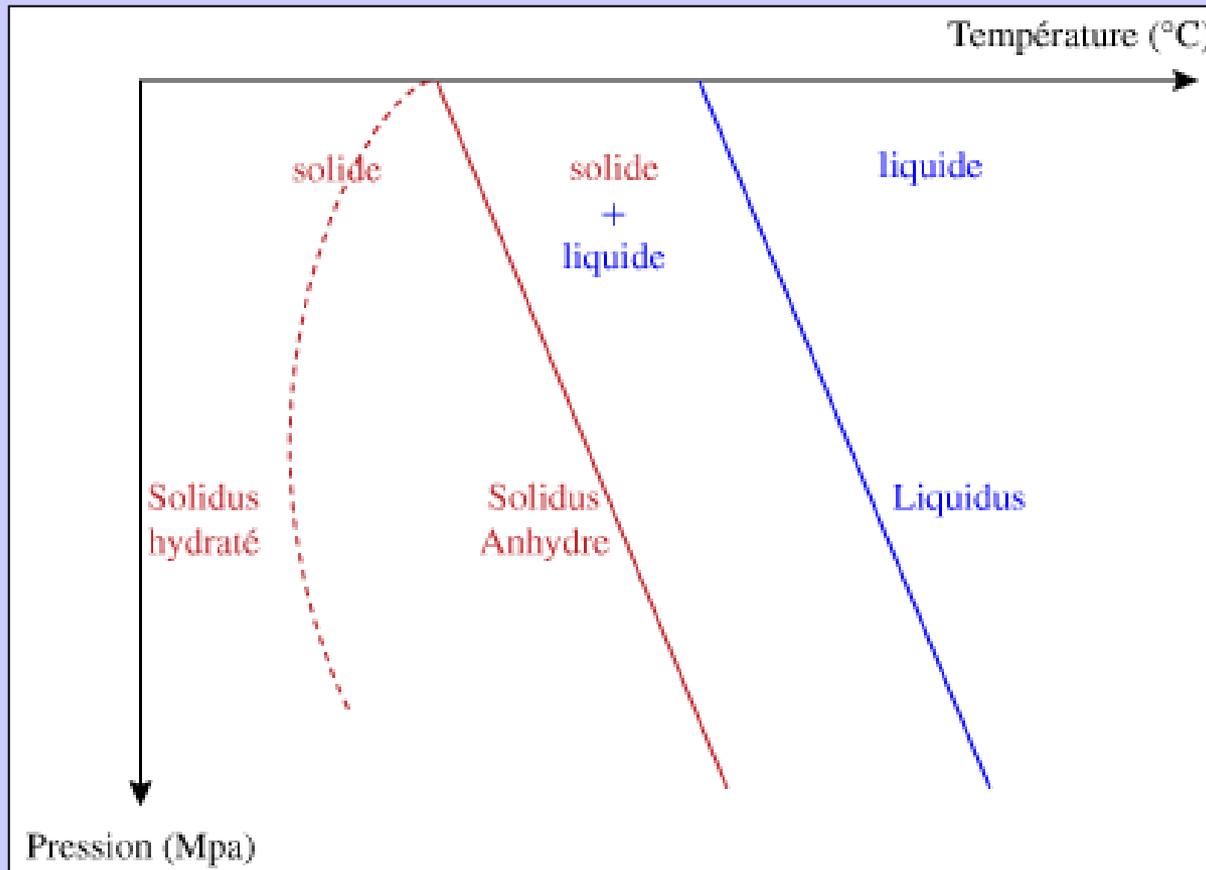
Etna, 2/10/05

Les processus fondamentaux du magmatisme

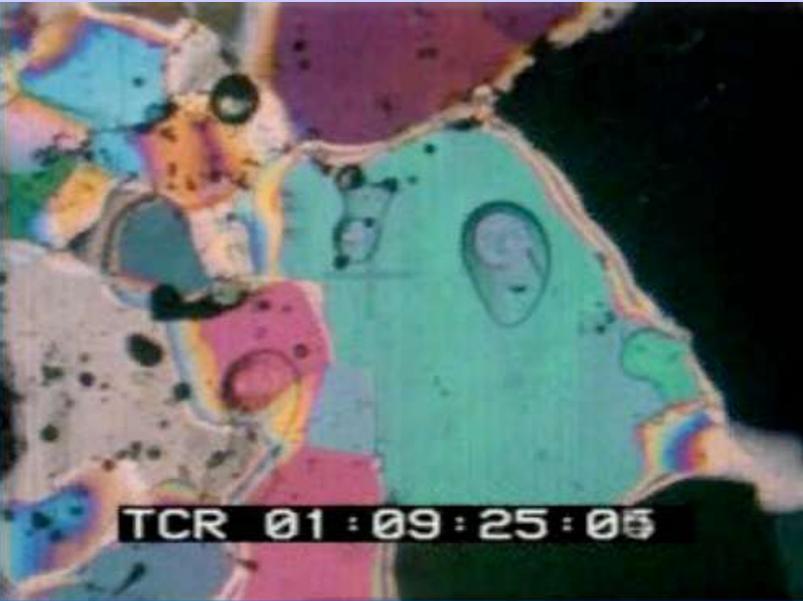
I. Production des magmas primaires

1. Quelques préliminaires à l'étude des magmas primaires

a. Les magmas primaires : produits de la fusion d'une roche-mère



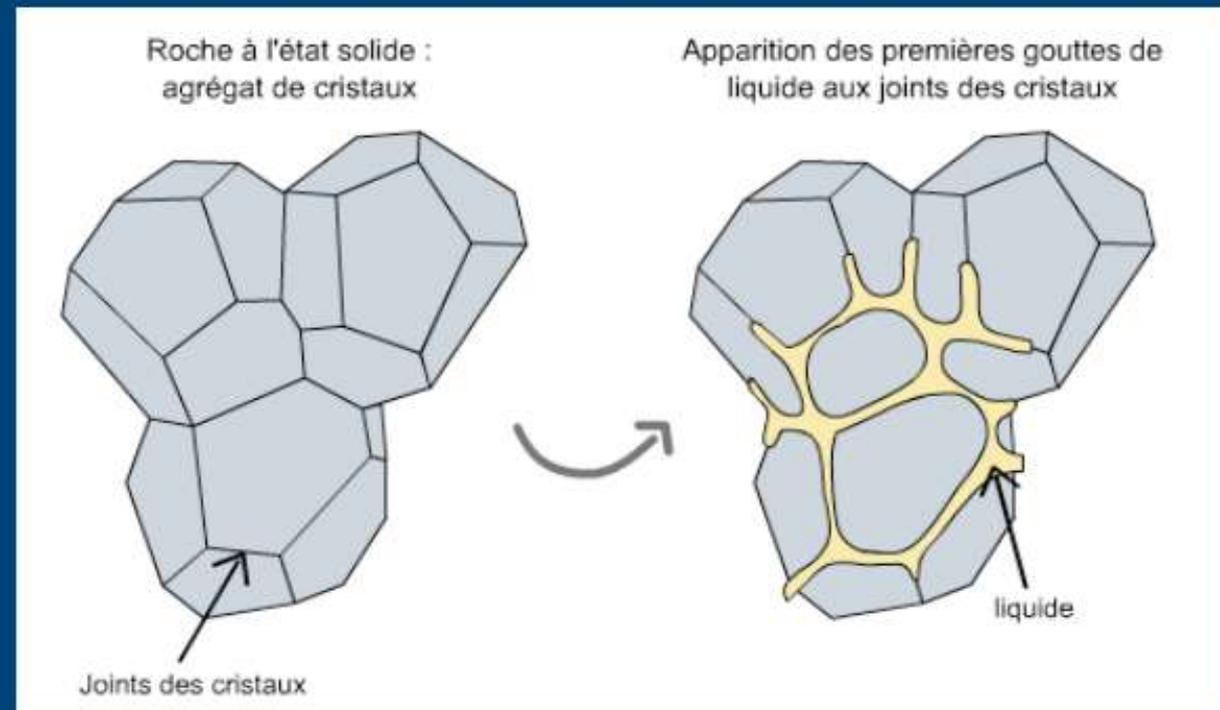
Document 1. Conditions P, T de la fusion d'une roche.



Fusion partielle d'une péridotite en lame mince (LPA).

http://www.ipgp.fr/~mevel/UElith_ocean2013Mevel1.pdf#page=23&zoom=auto,0,22

La fusion débute aux joints des grains.

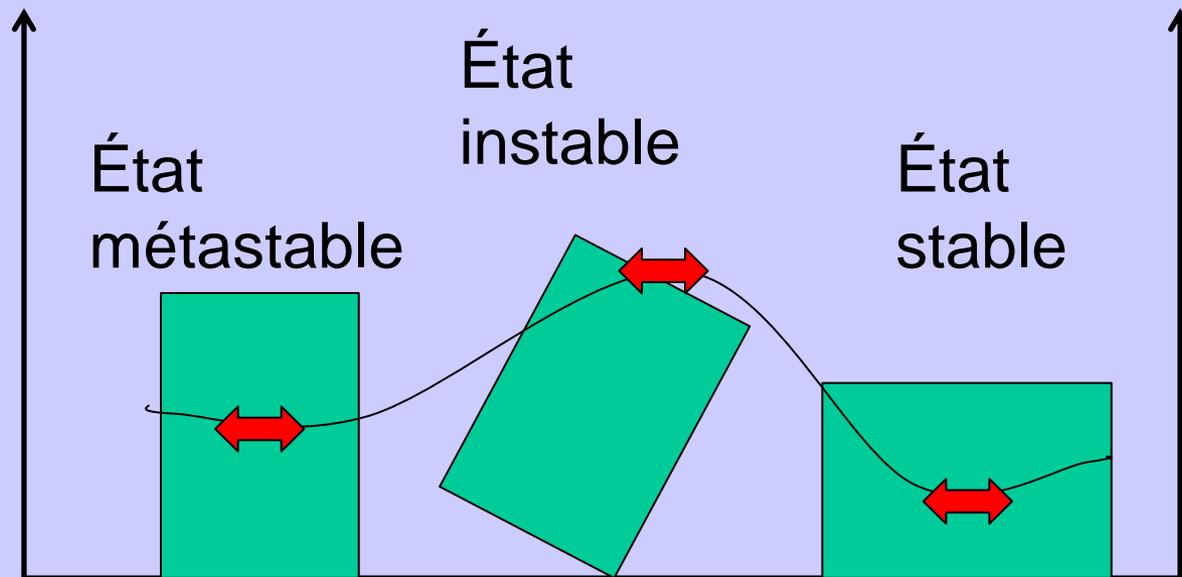


<http://objectif-terre.unil.ch>

I. Production des magmas primaires

1. Quelques préliminaires à l'étude des magmas primaires

b. Les roches : des système thermodynamiques ouverts (comme les vaches !)



Analogie mécanique pour un solide rectangulaire

c. Les roches, des systèmes contenant plusieurs phases

Un système = association de plusieurs phases

Une roche =
un système



Ensemble
des
cristaux
d'orthose =
une phase

Une phase est caractérisée par sa composition chimique
Ex : orthose $KAlSi_3O_8$

L'outil fondamental :

Règle des phases ou loi de Gibbs :

$$v = k + 2 - \varphi$$

v : variance (ou degrés de liberté) du système

k : nombre de constituants chimiques indépendants
(ex : SiO_2 pour la silice)

φ : nombre de phases (ici nb de minéraux)

2 : nb de paramètres qui définissent l'état du système, ici P et T

d. Exemple de diagramme de phases : cas de la silice

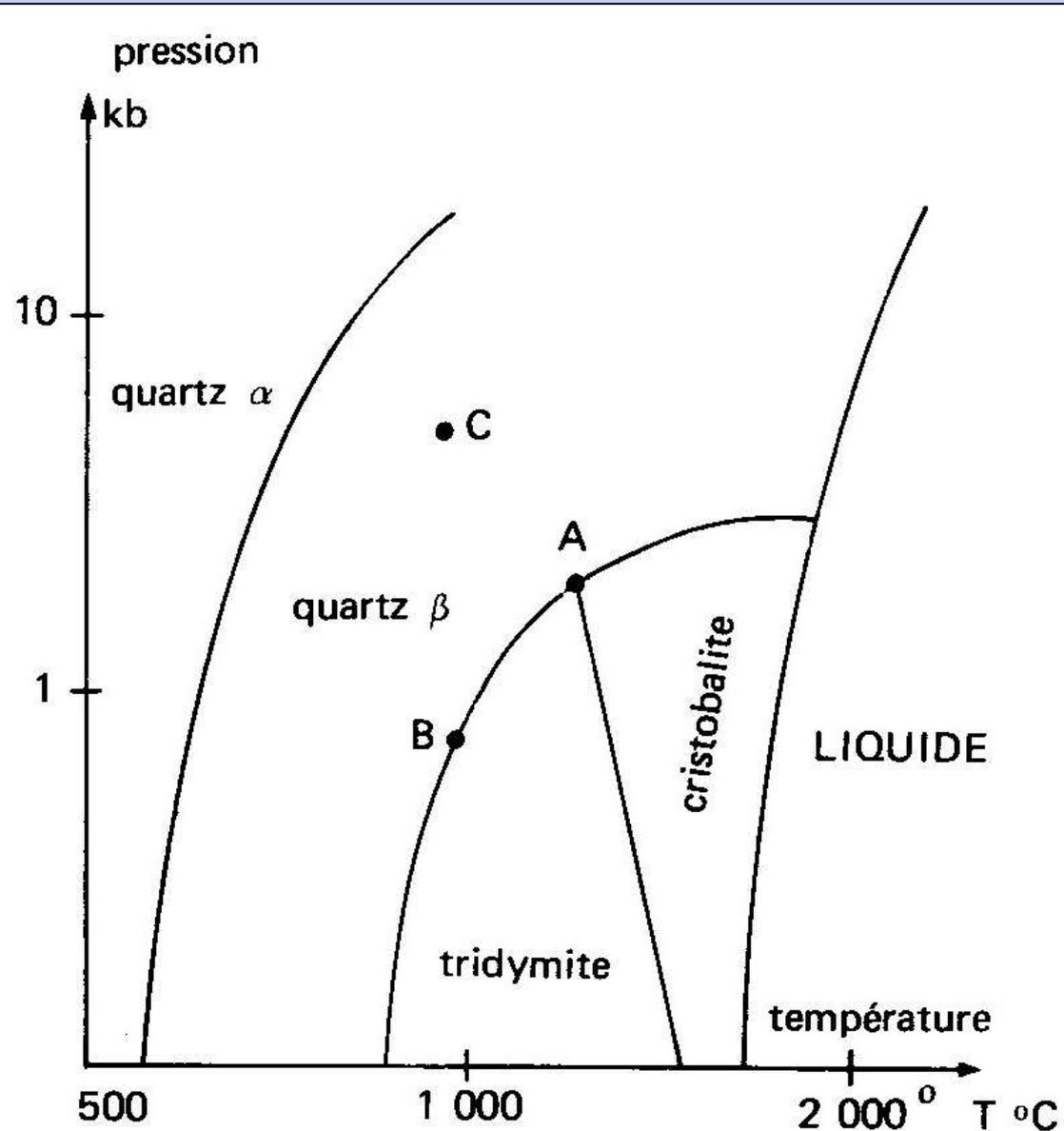
Document 2 : Diagramme de phases de SiO_2 .

Différentes phases minérales existent à l'état solide selon les conditions de pression et de température.

(Dercourt J., Paquet J., "Géologie : objets et méthodes", Dunod Ed.).

$$v = k + 2 - \varphi$$

- En C : une seule phase
→ $V = 2$
- En B : deux phases
→ $V = 1$
- En A : trois phases
→ $V = 0$



2. Reconstitution des conditions de FP à partir de diagrammes expérimentaux

a. Fusion d'un mélange binaire sans eutectique



Forstérite :
pôle magnésien de
l'olivine
 $\text{Mg}_2(\text{SiO}_4)$
T fusion = 1890 C

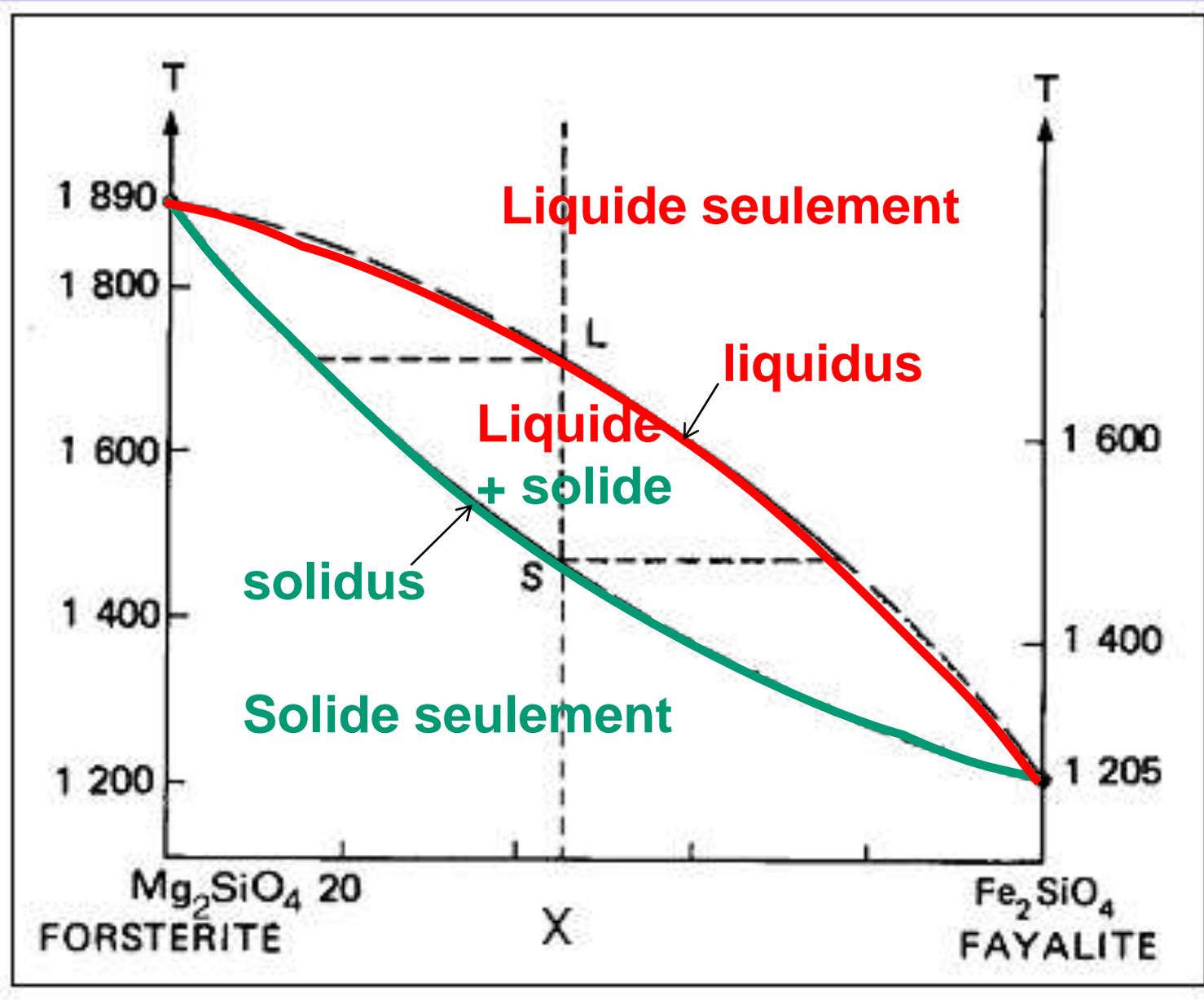
intermédiaires
 $(\text{Fe, Mg})_2(\text{SiO}_4)$



k = 2
(deux minéraux
en mélange)



Fayalite :
pôle ferreux de
l'olivine
 $\text{Fe}_2(\text{SiO}_4)$
T fusion = 1205 C



Document 3 : Diagramme binaire pour l'olivine.

(Dercourt J., Paquet J., " Géologie : objets et méthodes ", Dunod Ed.).

Quand tout est solide :

$$v = k + 1 - \varphi$$

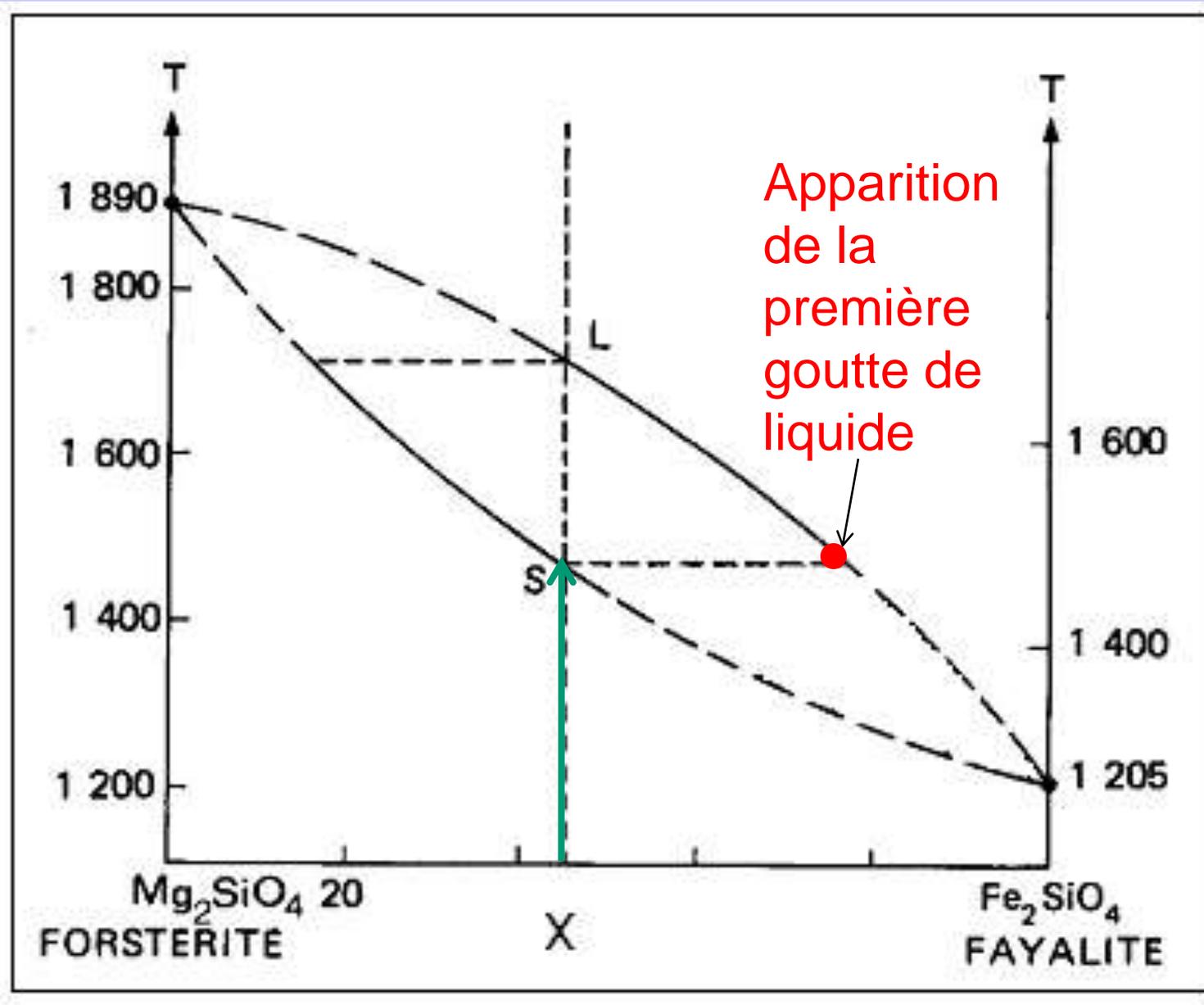
**P est fixé, donc 1 seule variable d'état,
la T, pour décrire le système**

$\varphi = 1$ une seule phase car miscibilité complète

$k = 2$ (2 minéraux en mélange)

$$\rightarrow v = 2$$

**\rightarrow La température et la composition chimique
du mélange varient indépendamment**



Document 3 : Diagramme binaire pour l'olivine.

(Dercourt J., Paquet J., "Géologie : objets et méthodes", Dunod Ed.).

Quand la première goutte de liquide apparaît :

$$v = k + 1 - \varphi$$

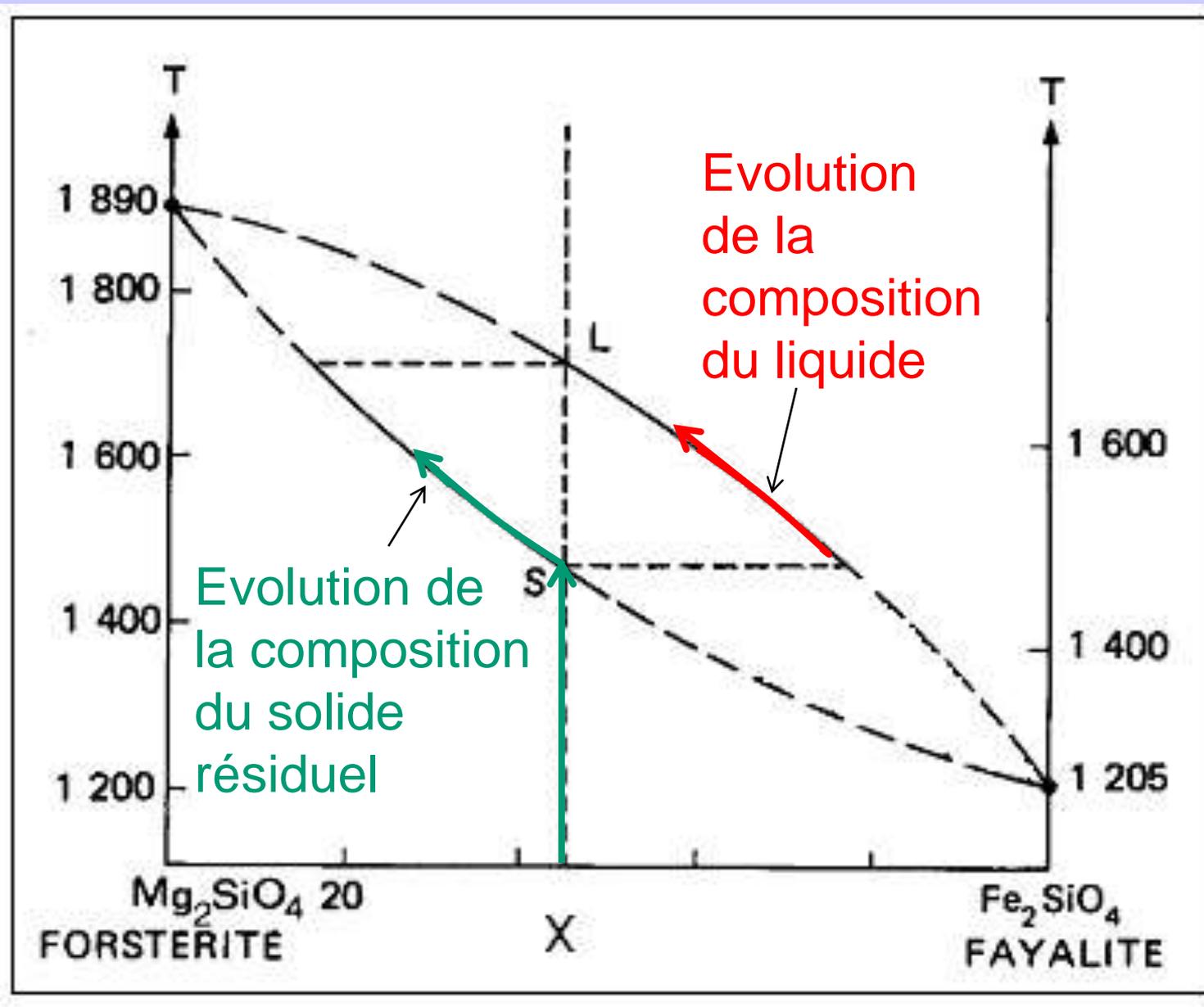
**P est fixé, donc 1 seule variable d'état,
la T, pour décrire le système**

$\varphi = 2$ car une phase liquide + une phase solide

$$k = 2$$

$$\rightarrow v = 1$$

**→ La composition chimique du solide résiduel et du liquide
varient en fonction de la température
(leur composition évoluent en suivant respectivement
le solidus et le liquidus)**



Document 3 : Diagramme binaire pour l'olivine.

(Dercourt J., Paquet J., "Géologie : objets et méthodes", Dunod Ed.).

Quand le dernier cristal solide disparaît :

$$v = k + 1 - \varphi$$

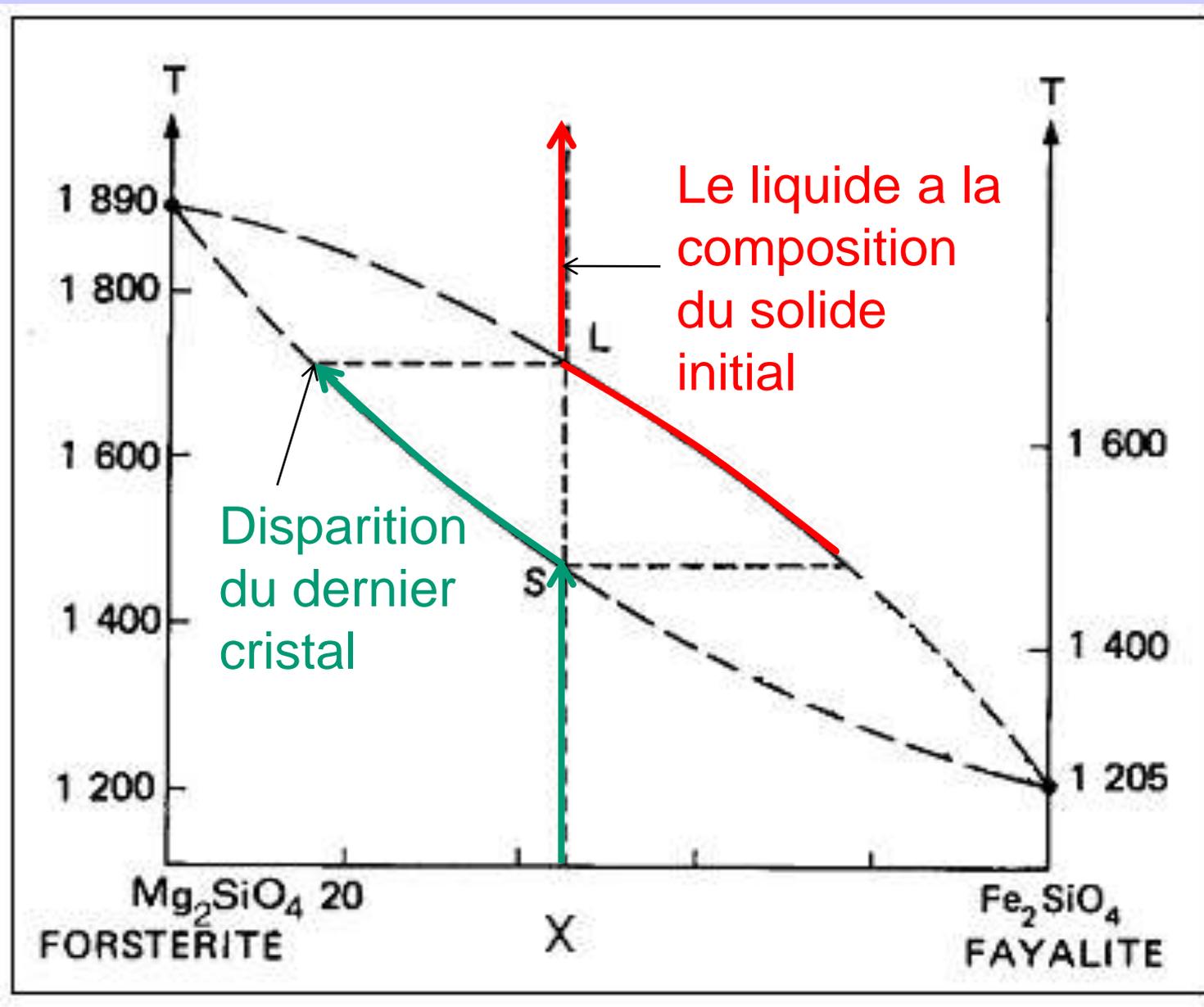
**P est fixé, donc 1 seule variable d'état,
la T, pour décrire le système**

$\varphi = 1$ une seule phase liquide

$$k = 2$$

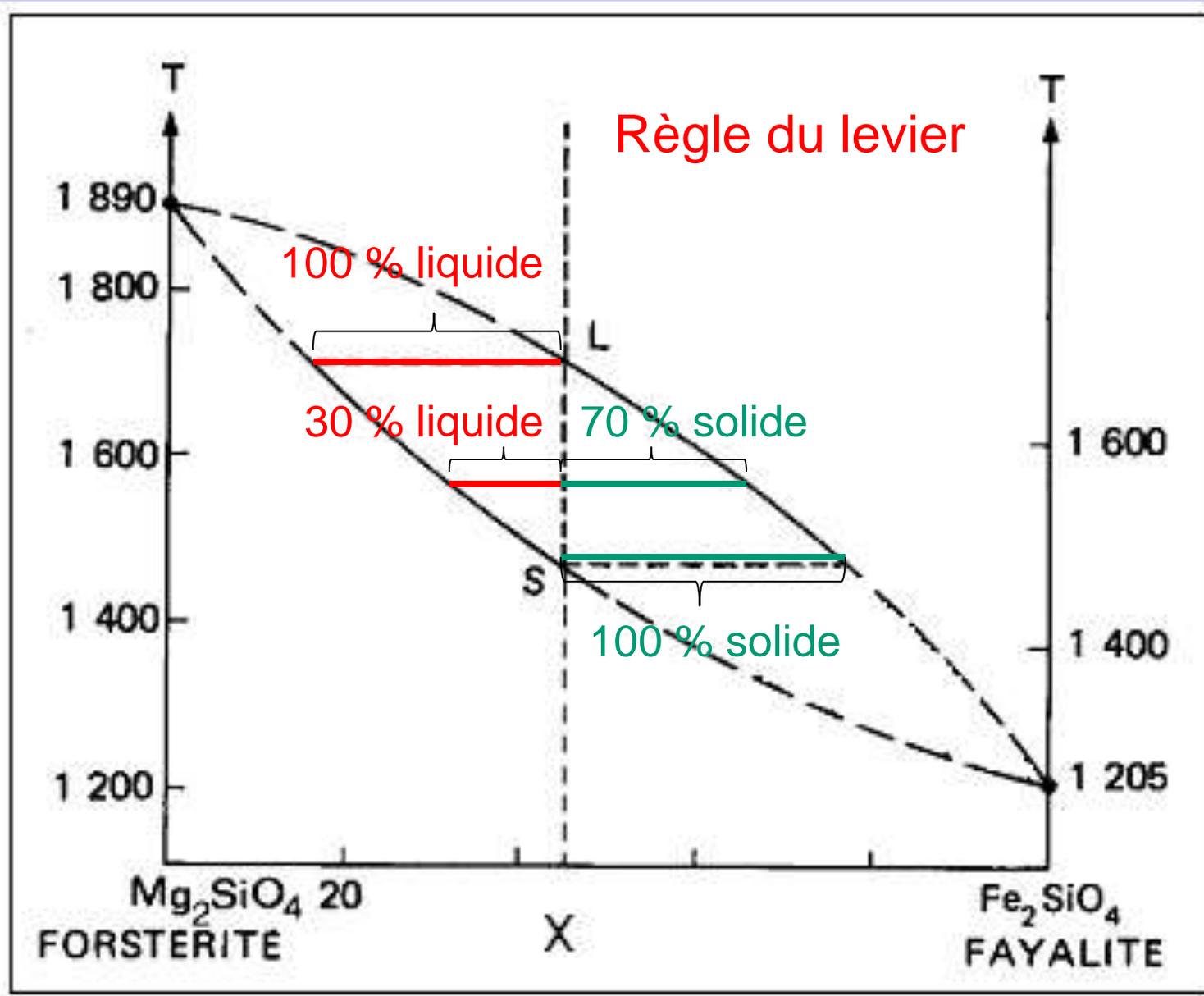
$$\rightarrow v = 2$$

**\rightarrow La température et la composition chimique
du liquide varient indépendamment
(le liquide a la composition du solide initial)**



Document 3 : Diagramme binaire pour l'olivine.

(Dercourt J., Paquet J., " Géologie : objets et méthodes ", Dunod Ed.).



Document 3 : Diagramme binaire pour l'olivine.

(Dercourt J., Paquet J., " Géologie : objets et méthodes ", Dunod Ed.).

b. Fusion d'un mélange binaire avec eutectique

(minéraux quelconques ne formant pas de série isomorphe, immiscibles à l'état solide)



Diopside
(clinopyroxène)
 $\text{CaMg}(\text{Si}_2\text{O}_6)$
T fusion = 1391 C



Anorthite
(plagioclase)
 $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$
T fusion = 1550 C

Quand tout est solide :

$$v = k + 1 - \varphi$$

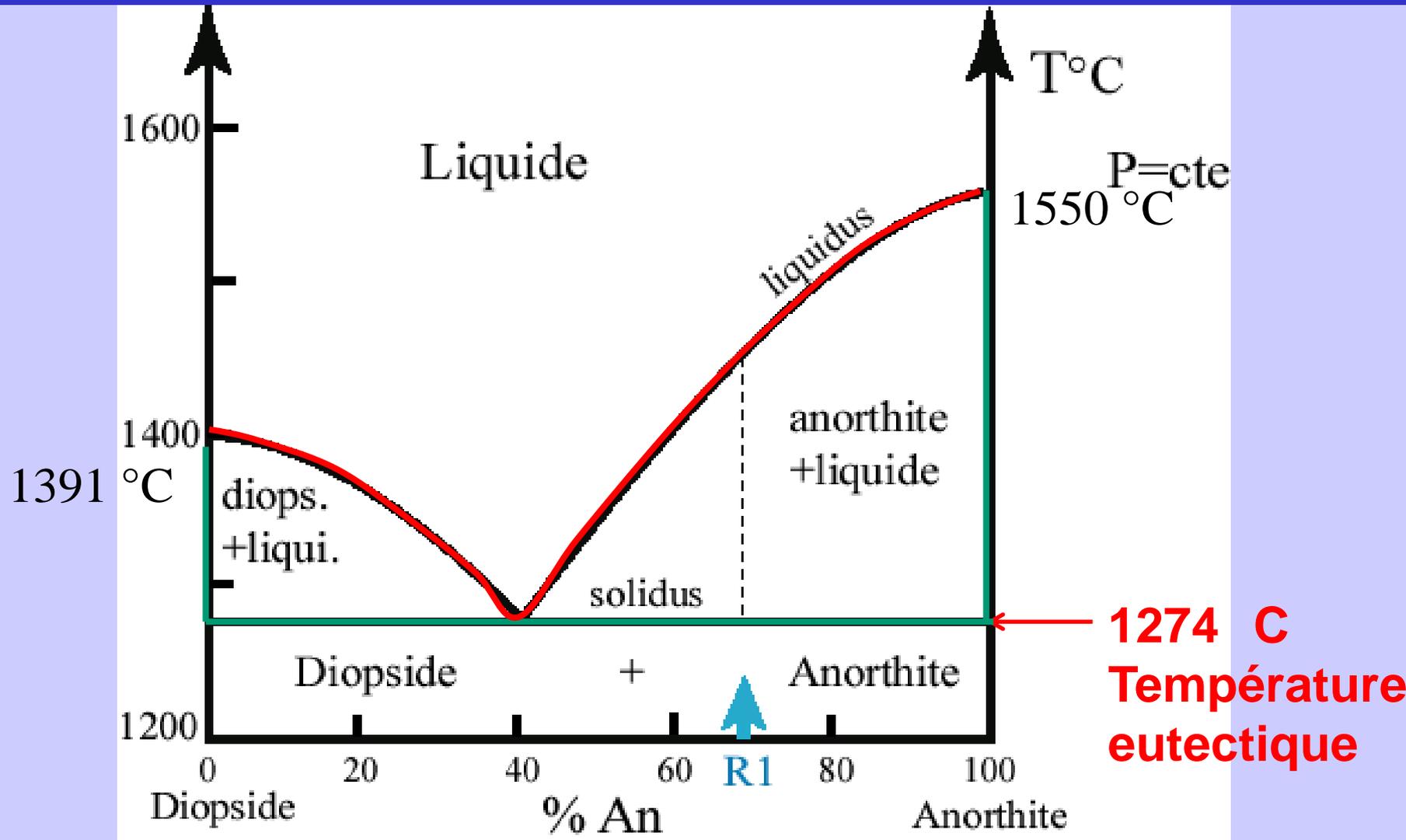
**P est fixé, donc 1 seule variable d'état,
la T, pour décrire le système**

$\varphi = 2$ deux phases car minéraux immiscibles

$k = 2$ (2 minéraux en mélange)

$$\rightarrow v = 1$$

→ Seule la température change jusqu'à la température eutectique (qui dépend des minéraux en mélange)



Document 4 : Diagramme binaire pour des minéraux ne formant pas de série isomorphe, immiscibles à l'état solide : cas du mélange Diopside (clinopyroxène) $\text{CaMg}(\text{Si}_2\text{O}_6)$ - Anorthite (plagioclase) $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$.

Quand la première goutte de liquide apparaît :

$$v = k + 1 - \varphi$$

**P est fixé, donc 1 seule variable d'état,
la T, pour décrire le système**

$\varphi = 3$ trois phases car 2 minéraux immiscibles + liquide

$k = 2$ (2 minéraux en mélange)

$$\rightarrow v = 0$$

→ La température ne peut plus augmenter tant qu'il y a trois phases, c'est-à-dire tant que l'un des deux minéraux n'a pas disparu !

Quand le dernier cristal de diopside disparaît :

$$v = k + 1 - \varphi$$

**P est fixé, donc 1 seule variable d'état,
la T, pour décrire le système**

$\varphi = 2$ deux phases car 1 minéral + liquide

$k = 2$ (2 minéraux en mélange)

$$\rightarrow v = 1$$

→ La température augmente à nouveau, et la composition du liquide et du solide résiduel suivent respectivement le liquidus et le solidus (le solide résiduel est constitué à 100 % d'anorthite, mais sa quantité diminue)

Quand le dernier cristal d'anorthite disparaît :

$$v = k + 1 - \varphi$$

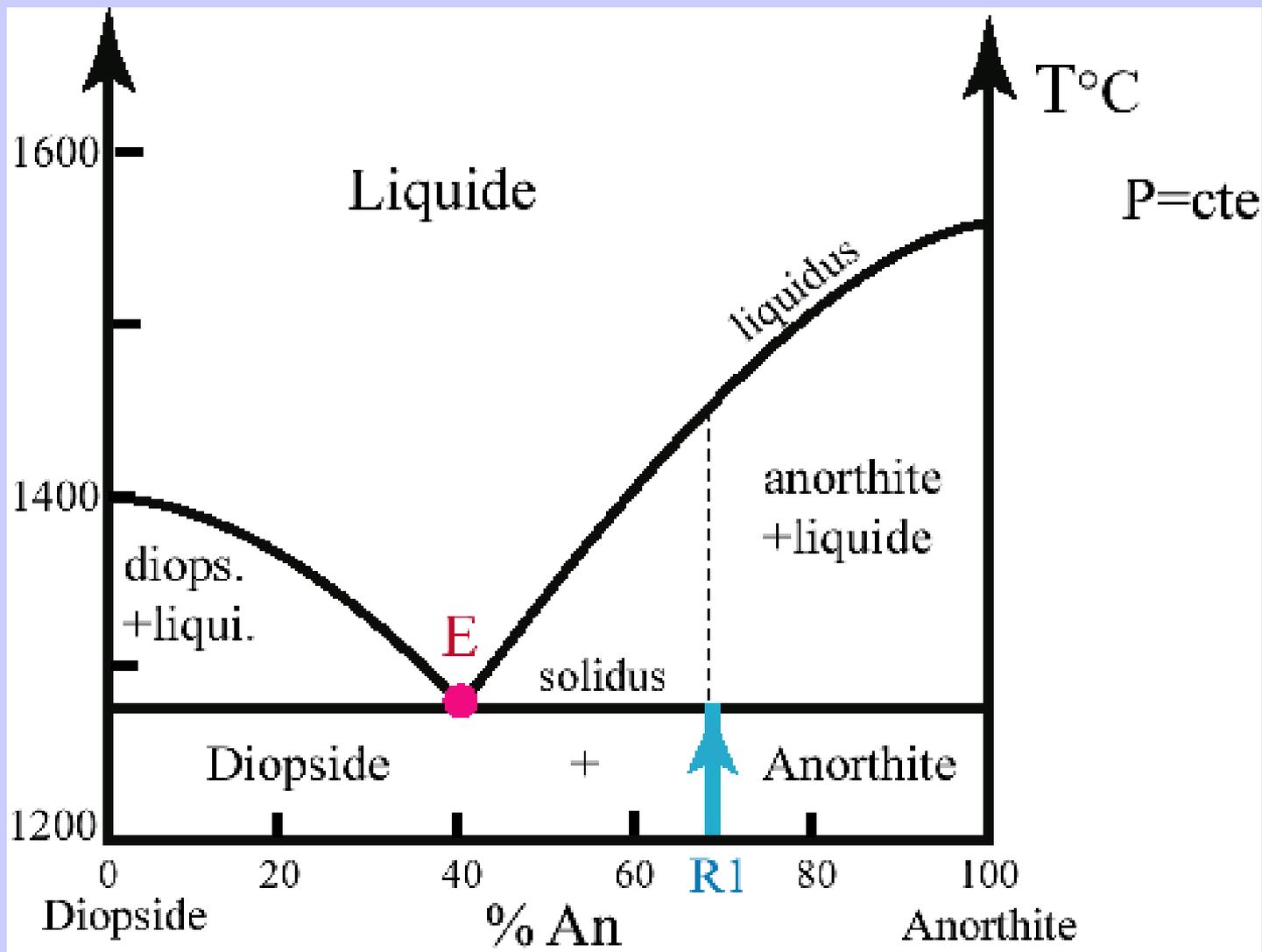
**P est fixé, donc 1 seule variable d'état,
la T, pour décrire le système**

$\varphi = 1$ une seule phase : le liquide

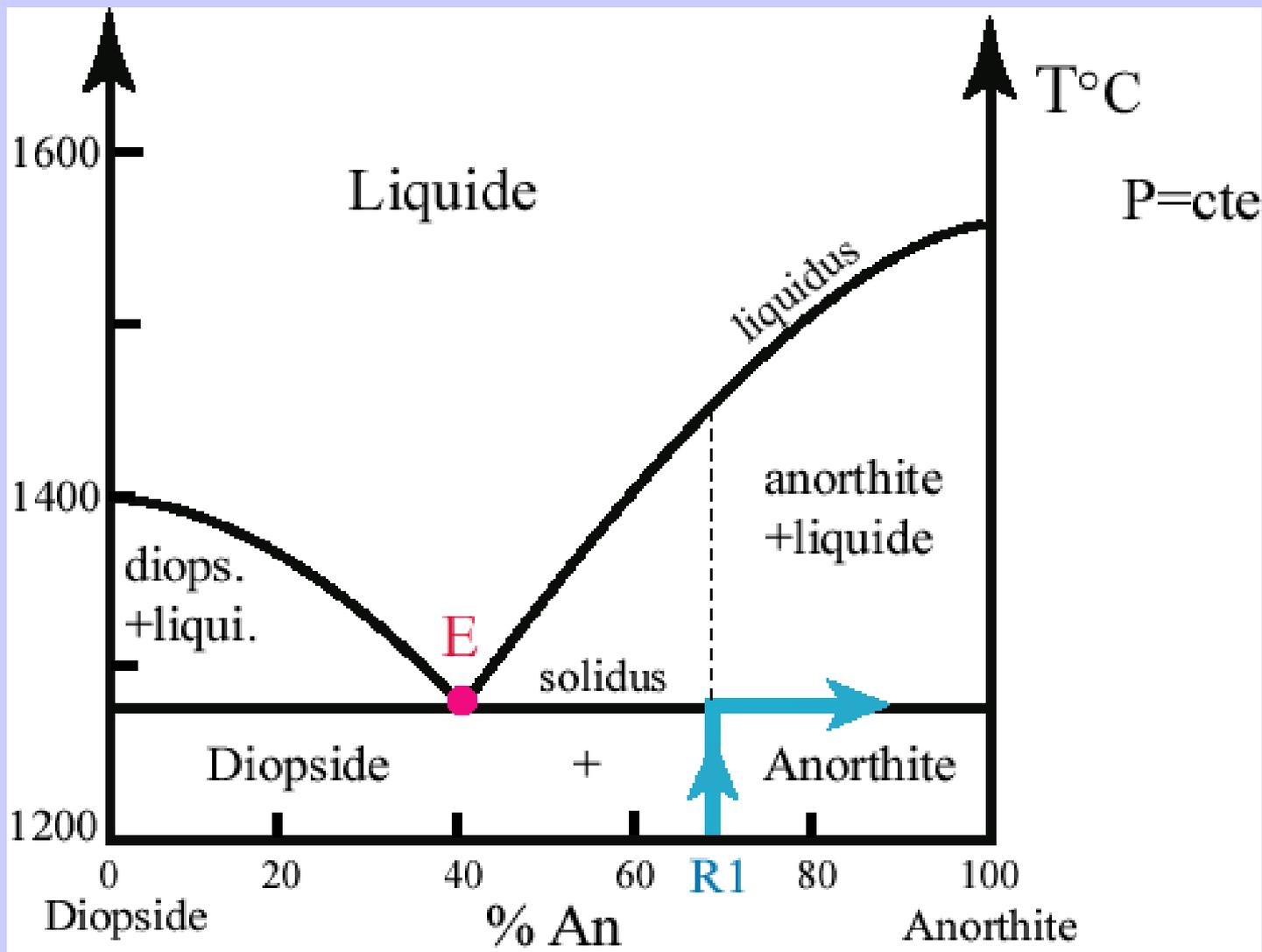
$k = 2$ (2 minéraux en mélange)

$$\rightarrow v = 2$$

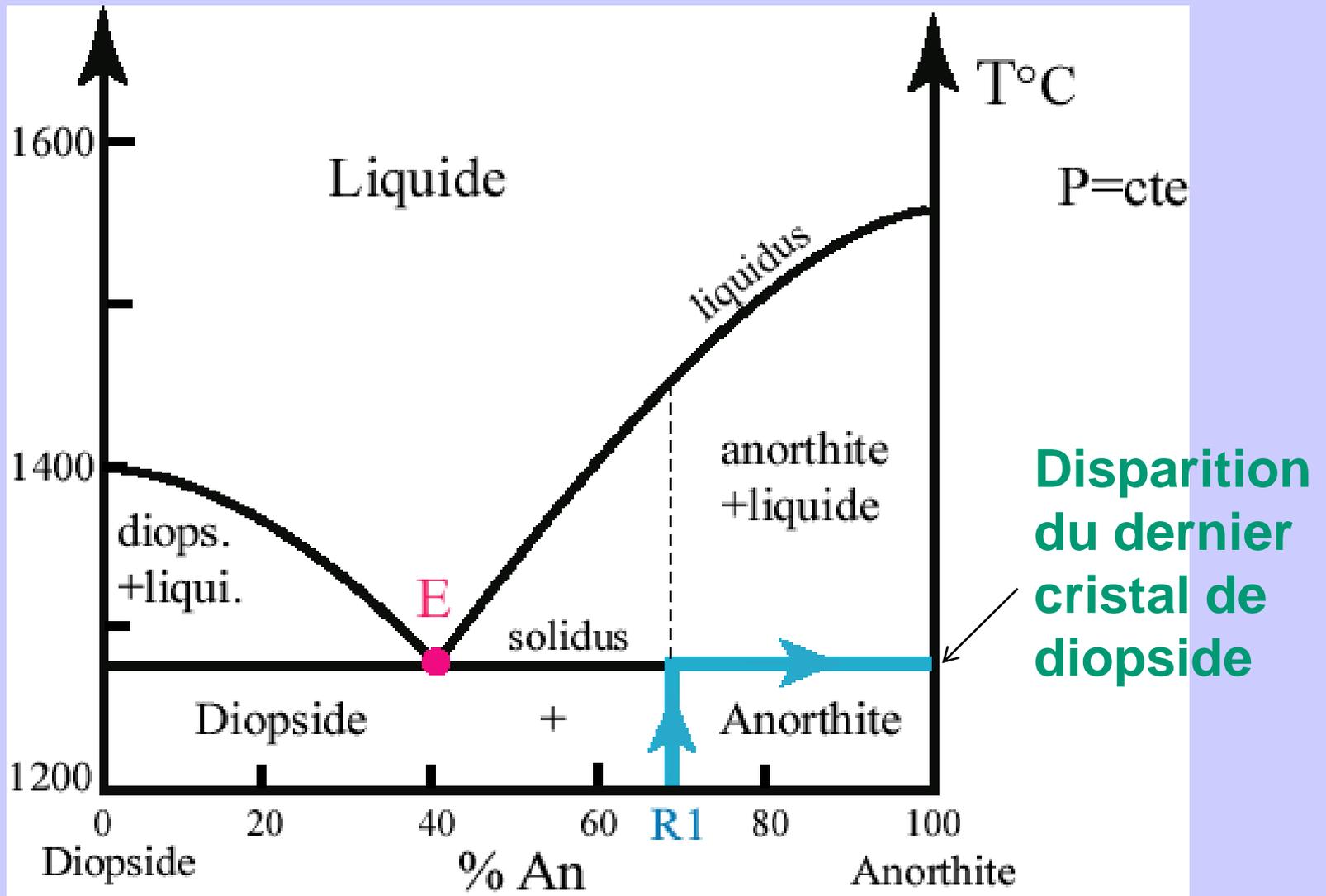
**\rightarrow La température augmente à nouveau, indépendamment de
la composition des minéraux en mélange.**



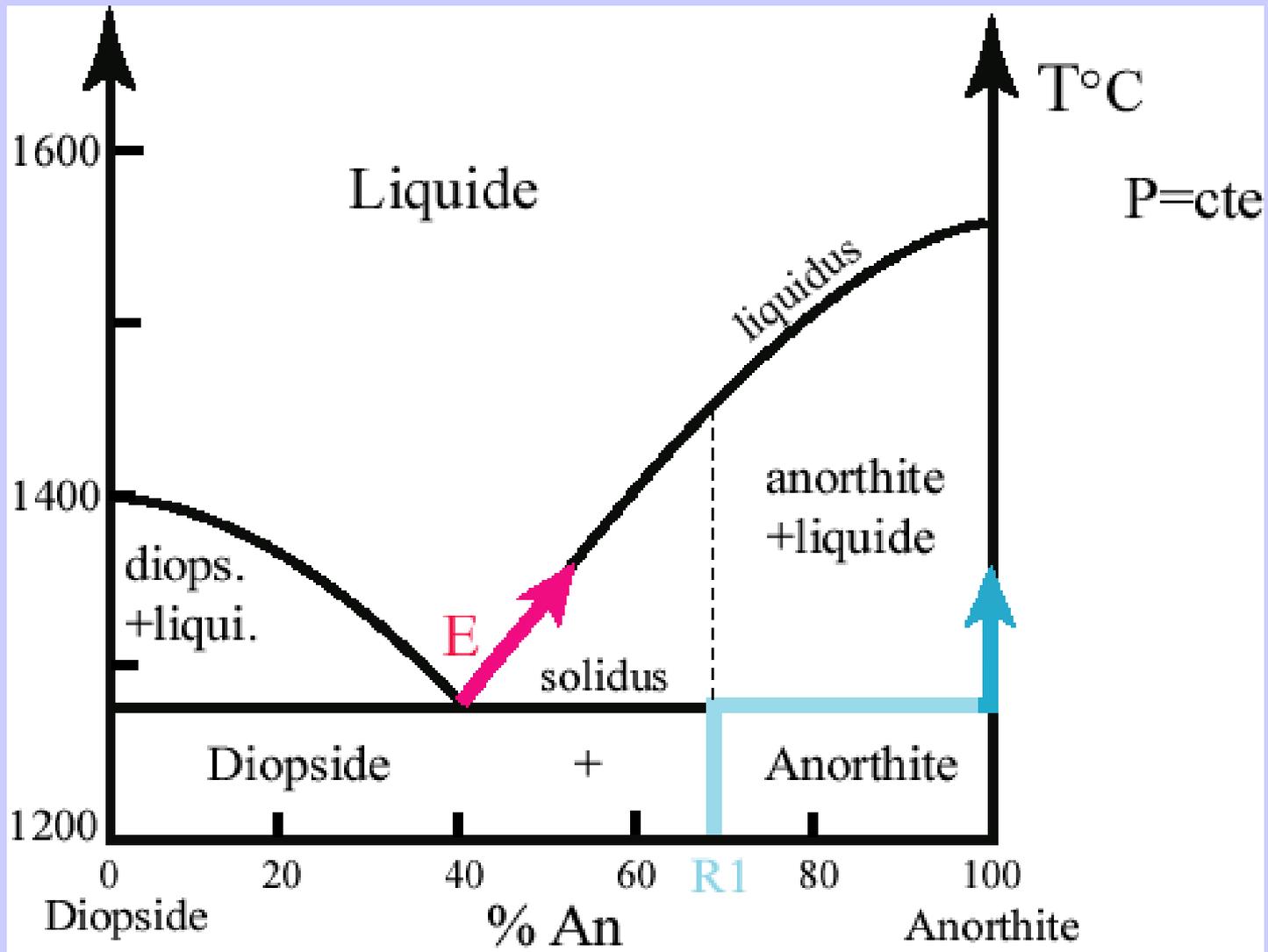
Document 4 : Diagramme binaire pour des minéraux ne formant pas de série isomorphe, immiscibles à l'état solide : cas du mélange Diopside (clinopyroxène) $\text{CaMg}(\text{Si}_2\text{O}_6)$ - Anorthite (plagioclase) $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$.



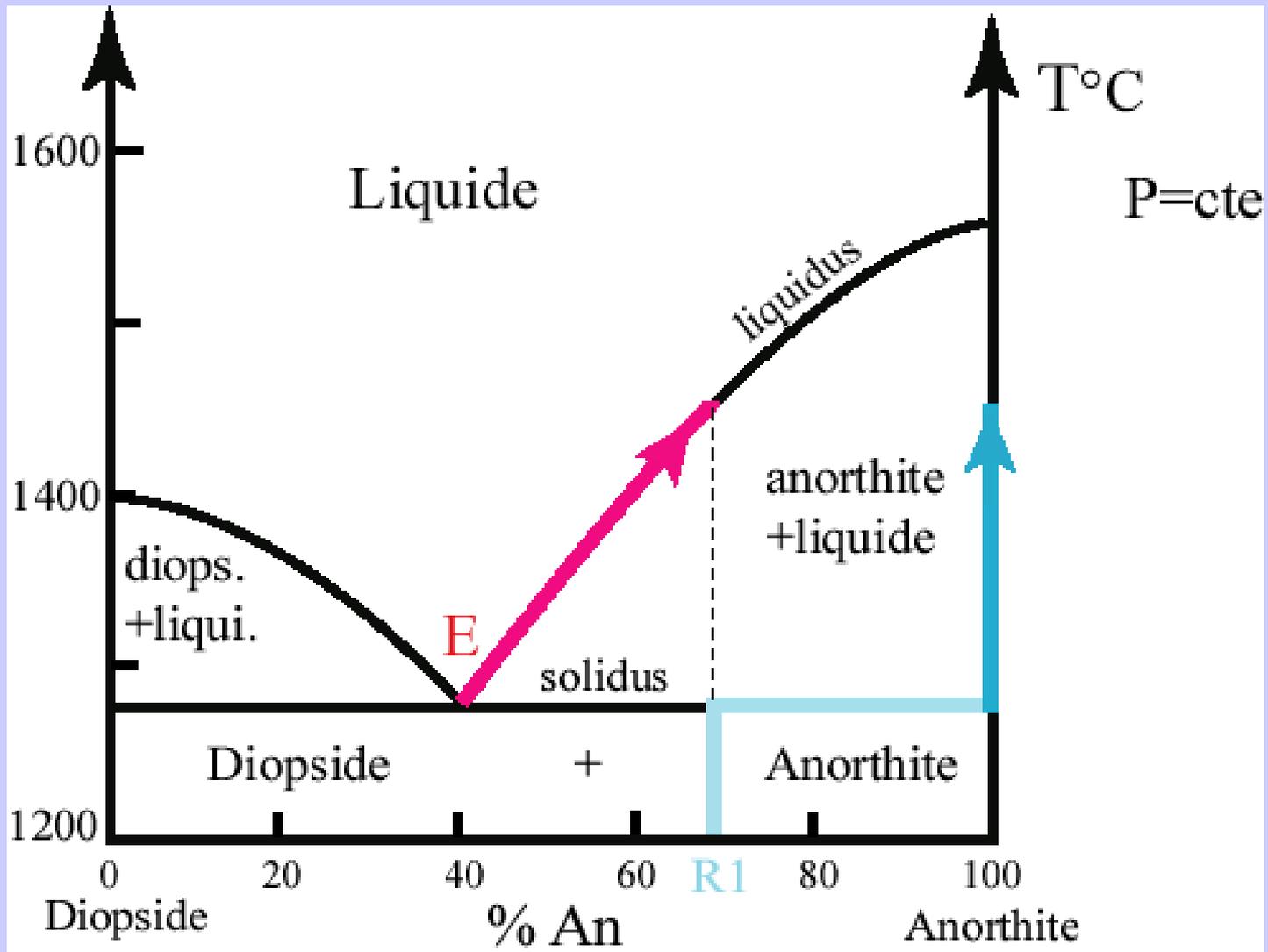
Document 4 : Diagramme binaire pour des minéraux ne formant pas de série isomorphe, immiscibles à l'état solide : cas du mélange Diopside (clinopyroxène) $\text{CaMg}(\text{Si}_2\text{O}_6)$ - Anorthite (plagioclase) $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$.



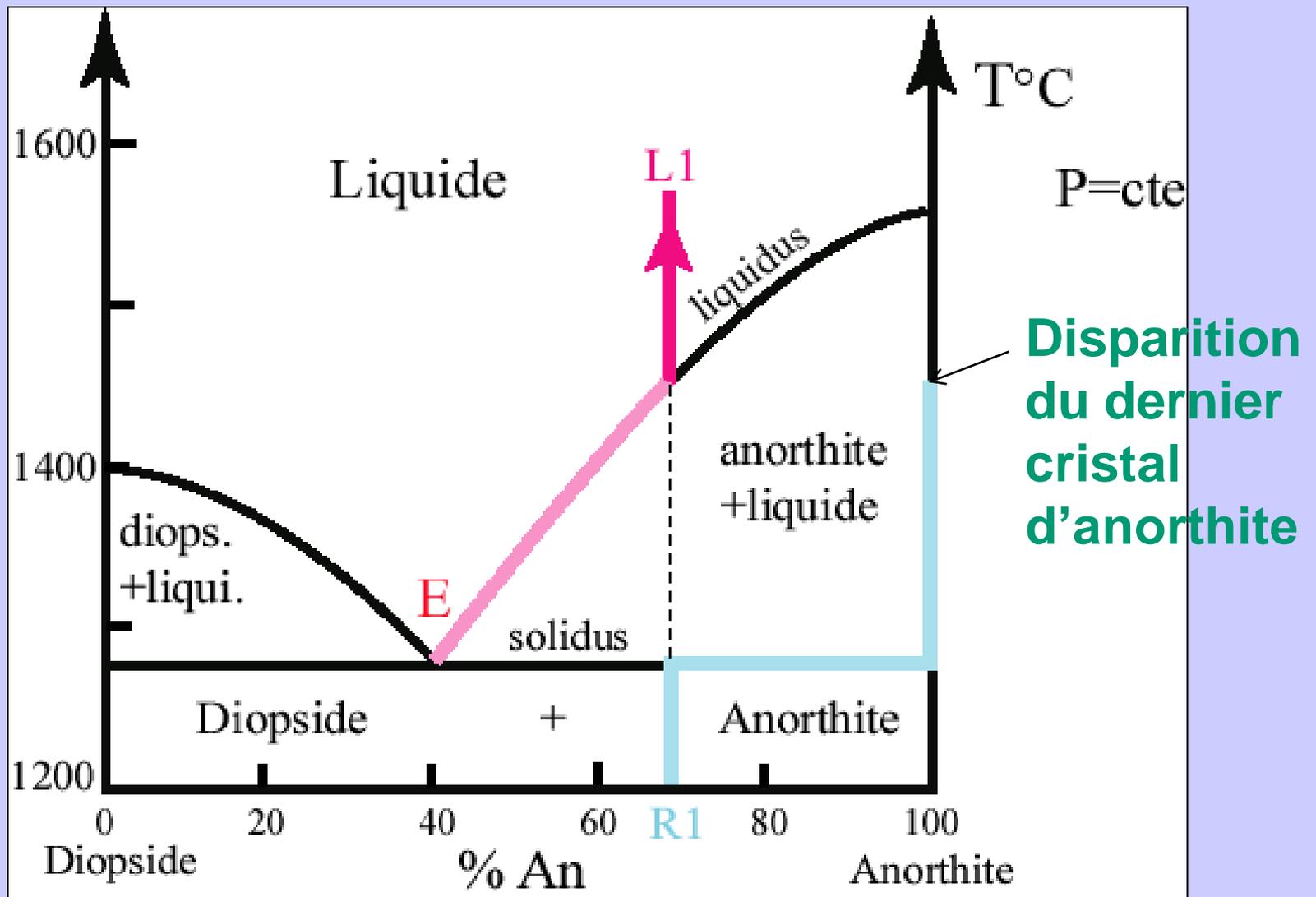
Document 4 : Diagramme binaire pour des minéraux ne formant pas de série isomorphe, immiscibles à l'état solide : cas du mélange Diopside (clinopyroxène) $\text{CaMg}(\text{Si}_2\text{O}_6)$ - Anorthite (plagioclase) $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$.



Document 4 : Diagramme binaire pour des minéraux ne formant pas de série isomorphe, immiscibles à l'état solide : cas du mélange Diopside (clinopyroxène) $\text{CaMg}(\text{Si}_2\text{O}_6)$ - Anorthite (plagioclase) $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$.

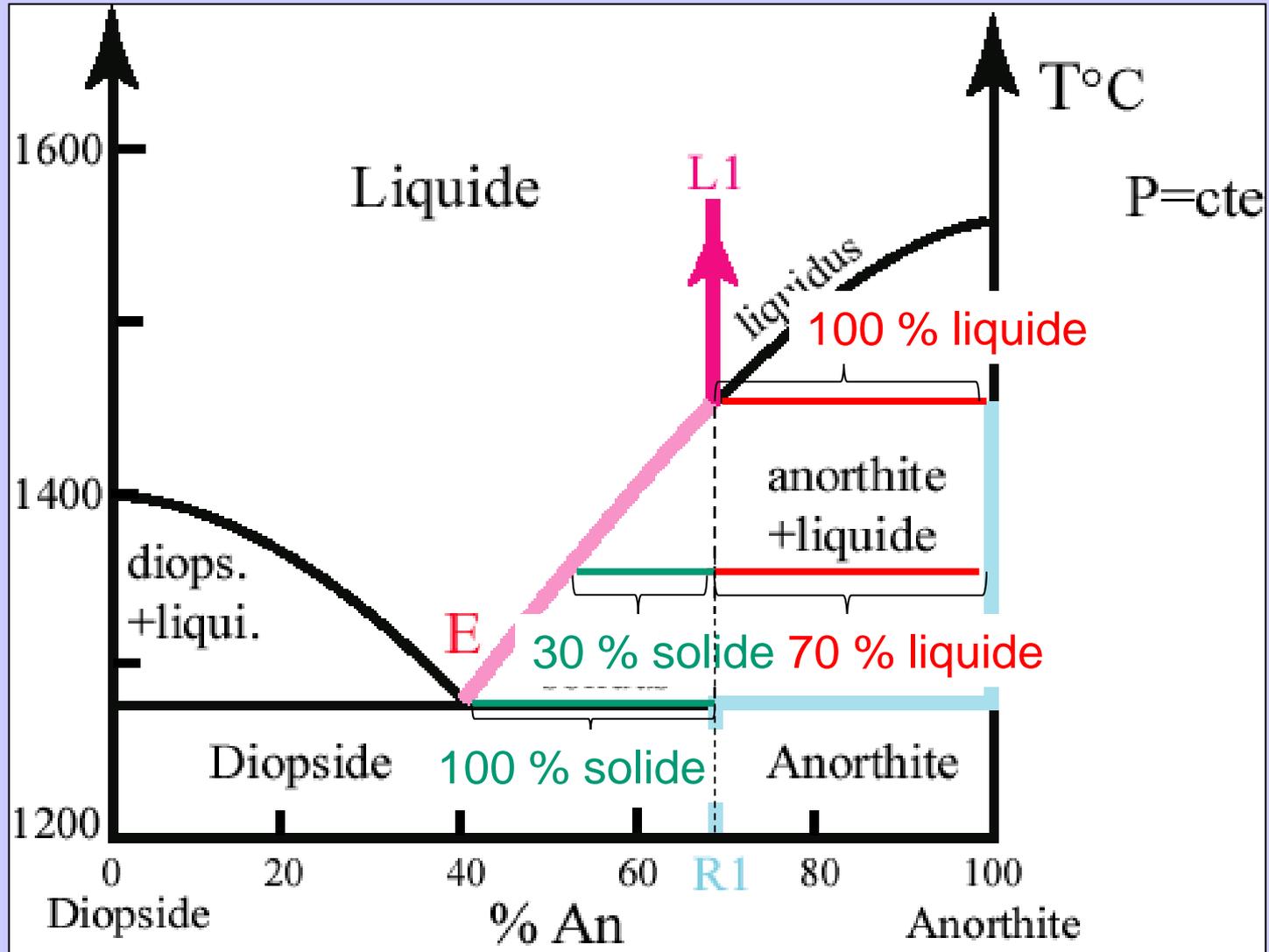


Document 4 : Diagramme binaire pour des minéraux ne formant pas de série isomorphe, immiscibles à l'état solide : cas du mélange Diopside (clinopyroxène) $\text{CaMg}(\text{Si}_2\text{O}_6)$ - Anorthite (plagioclase) $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$.



Document 4 : Diagramme binaire pour des minéraux ne formant pas de série isomorphe, immiscibles à l'état solide : cas du mélange Diopside (clinopyroxène) $\text{CaMg}(\text{Si}_2\text{O}_6)$ - Anorthite (plagioclase) $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$.

Règle du levier



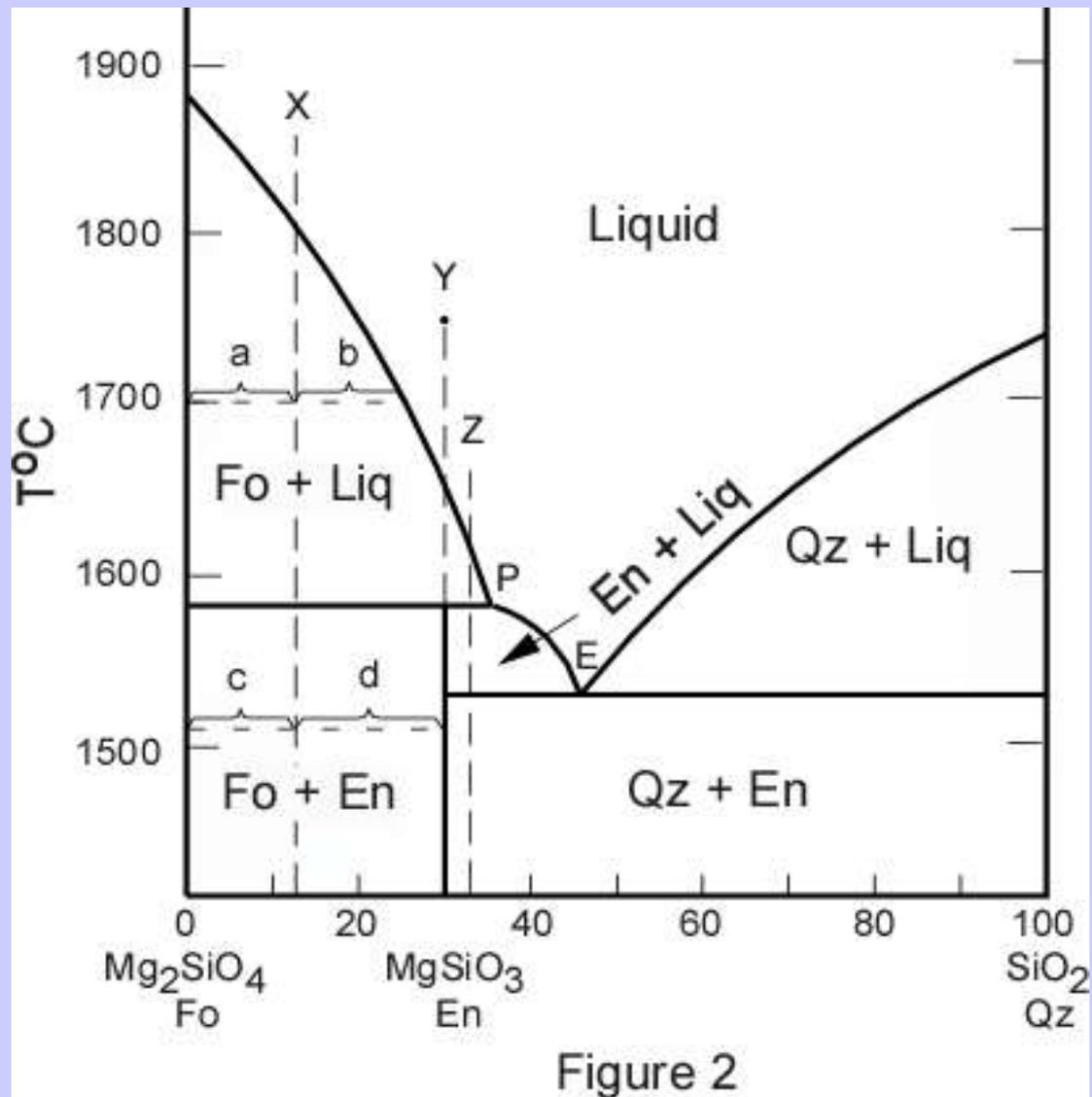
c. Fusion non congruente



Enstatite :
orthopyroxène
 $Mg_2(Si_2O_6)$

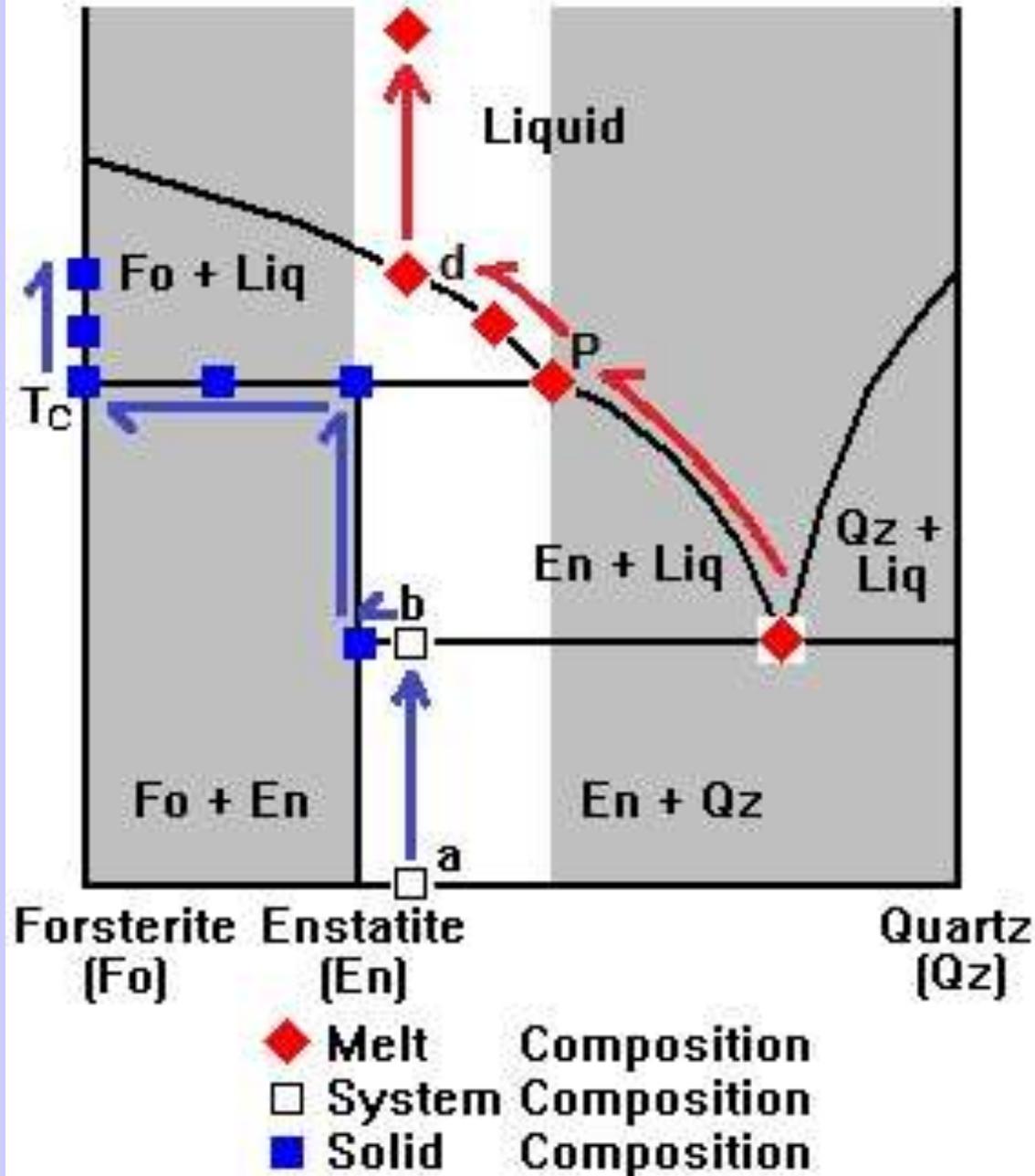


Quartz
 SiO_2



Document 5. Diagramme avec minéraux engendrant une espèce intermédiaire. Cas d'une fusion incongruente.

Les étapes d'une fusion incongruente.



d. Fusion d'un mélange ternaire



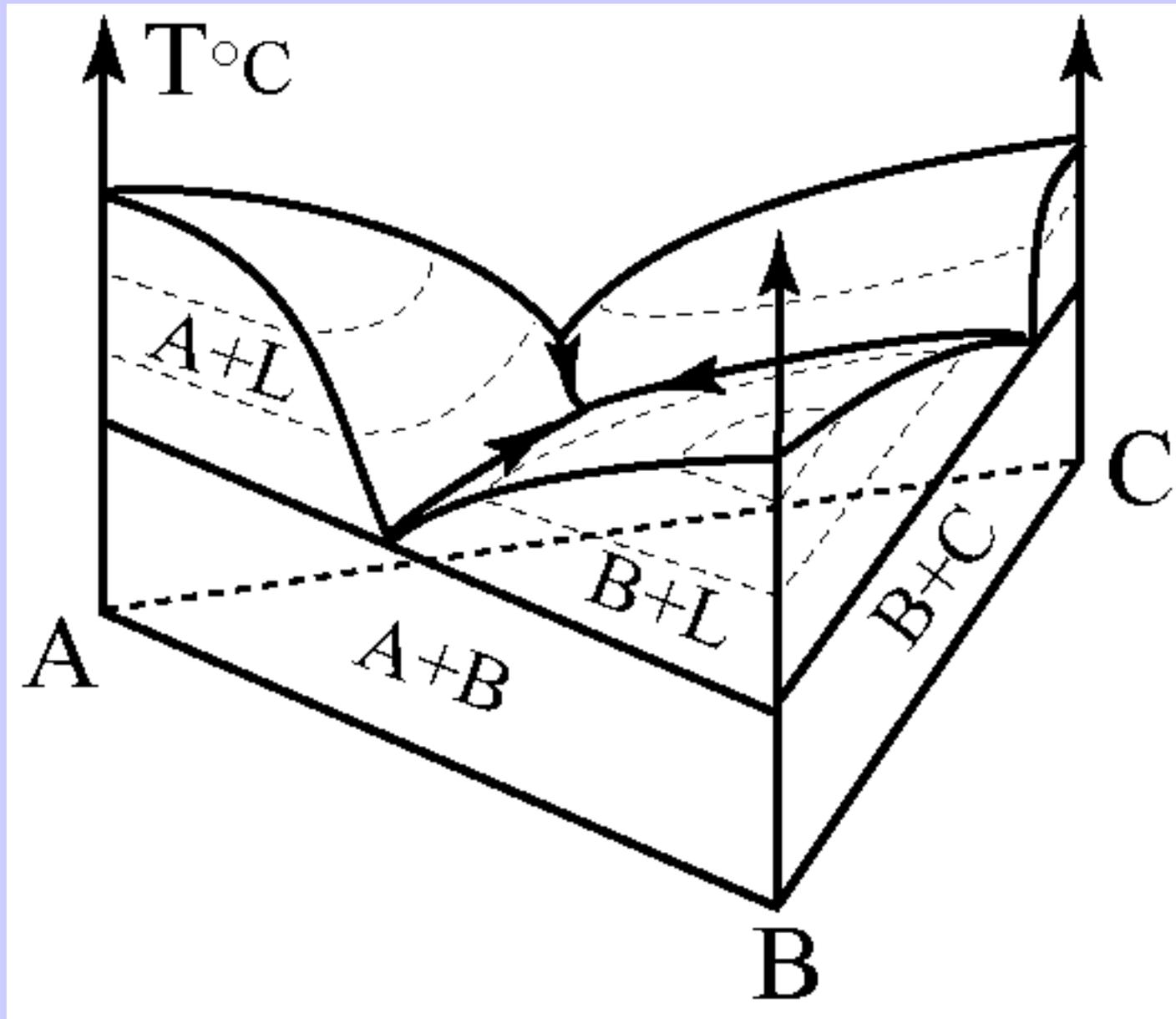
Diopside
(clinopyroxène)
 $\text{CaMg}(\text{Si}_2\text{O}_6)$



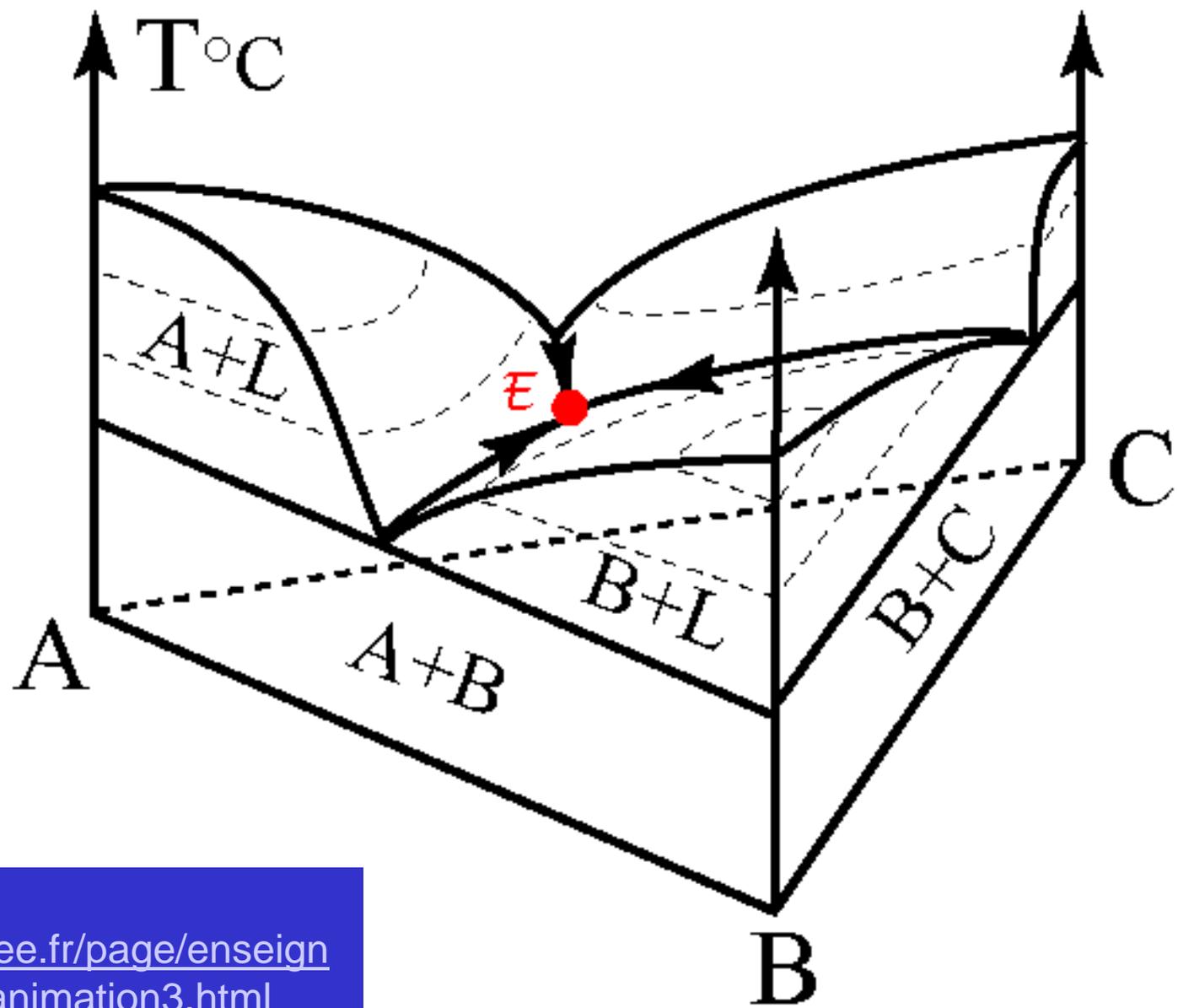
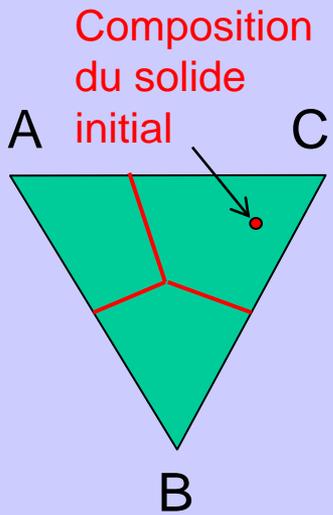
Enstatite
(orthopyroxène)
 $\text{Mg}_2(\text{Si}_2\text{O}_6)$



Grenat
(nérosilicate)
 $\text{X}_3^{2+}\text{Y}_2^{3+}[\text{SiO}_4]_3$

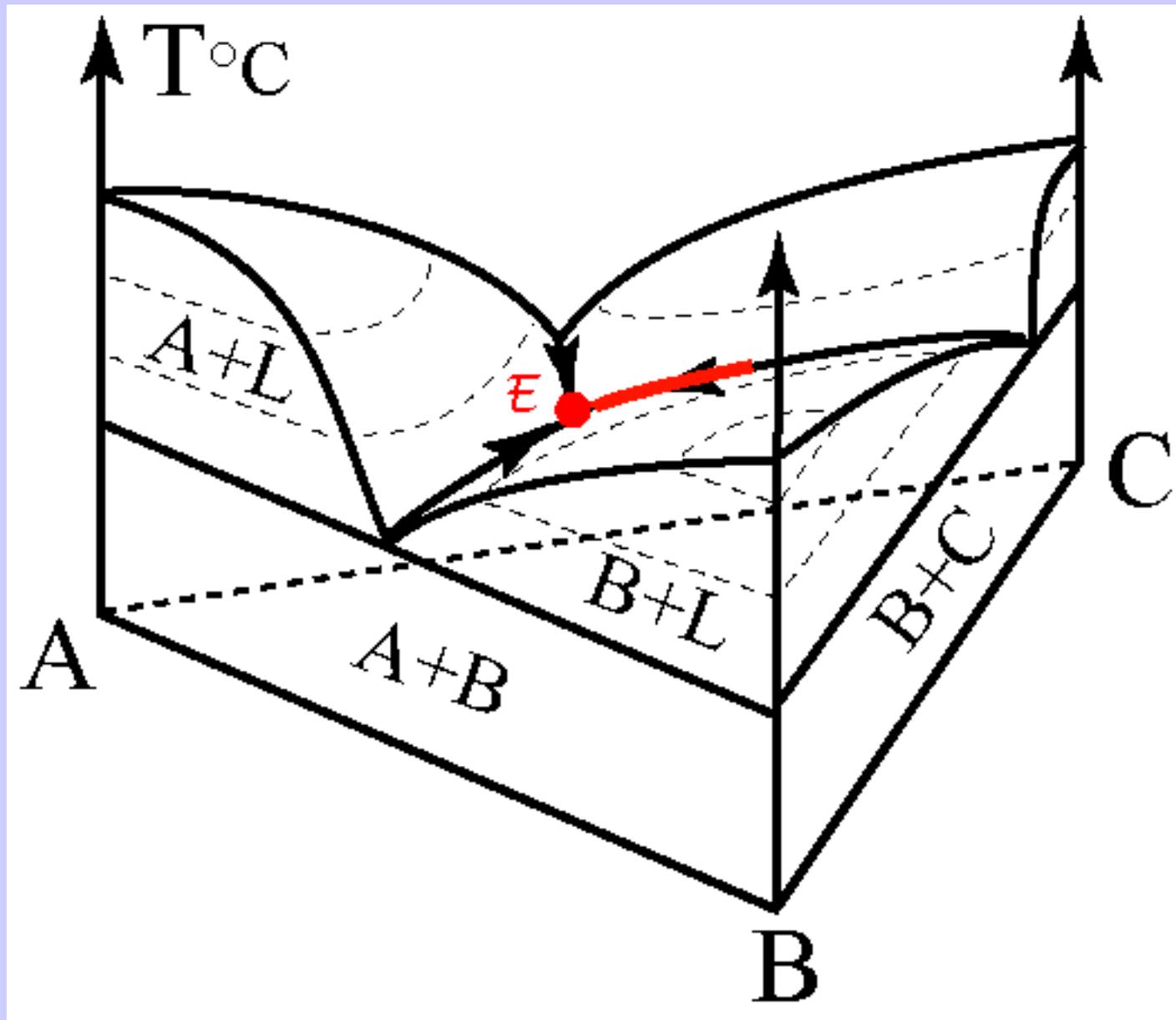


Document 6. Diagramme ternaire représentant la fusion d'un mélange de trois minéraux A, B et C.

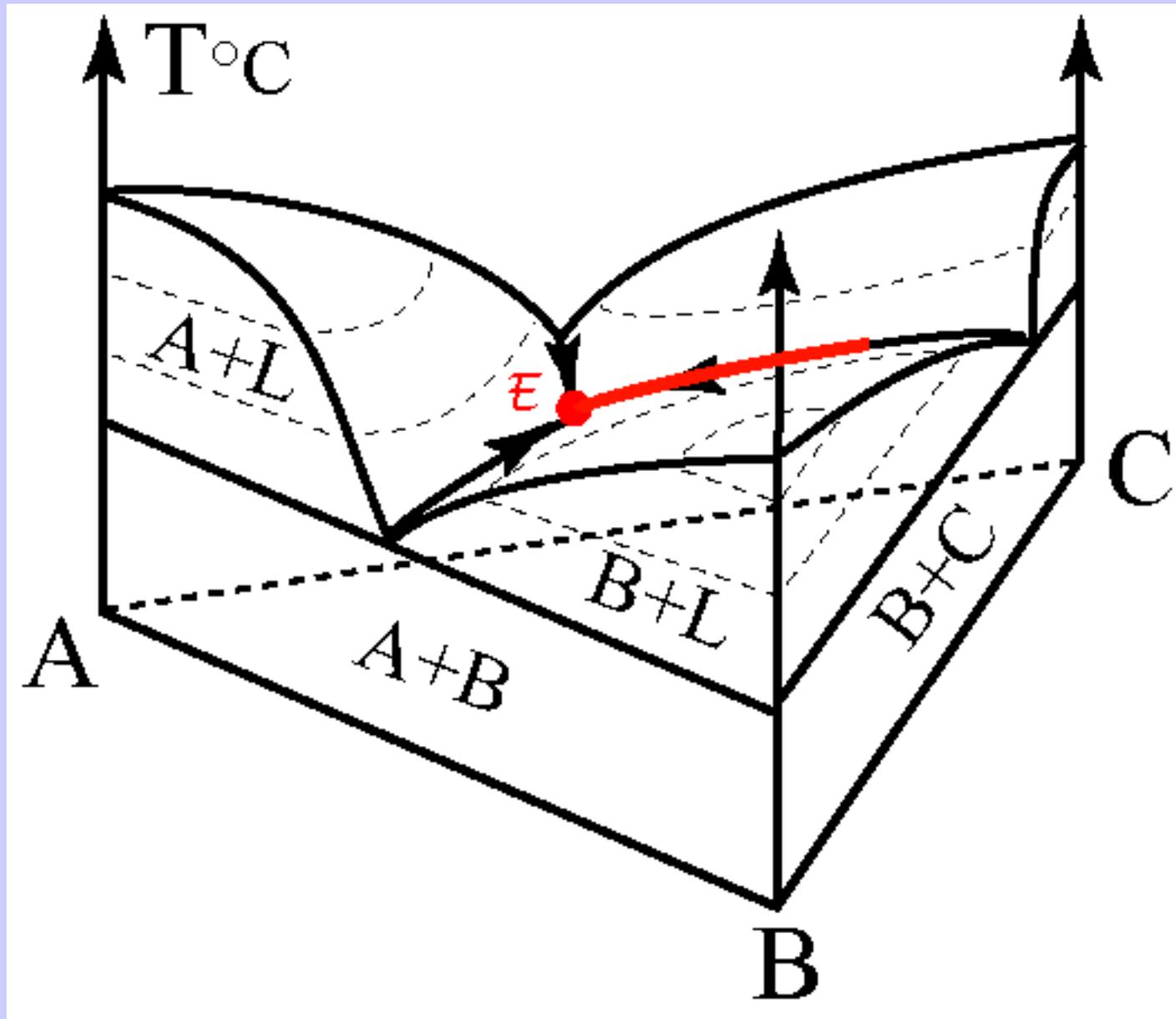


Animation :
<http://christian.nicollet.free.fr/page/enseignement/LicenceSN/ani3/animation3.html>

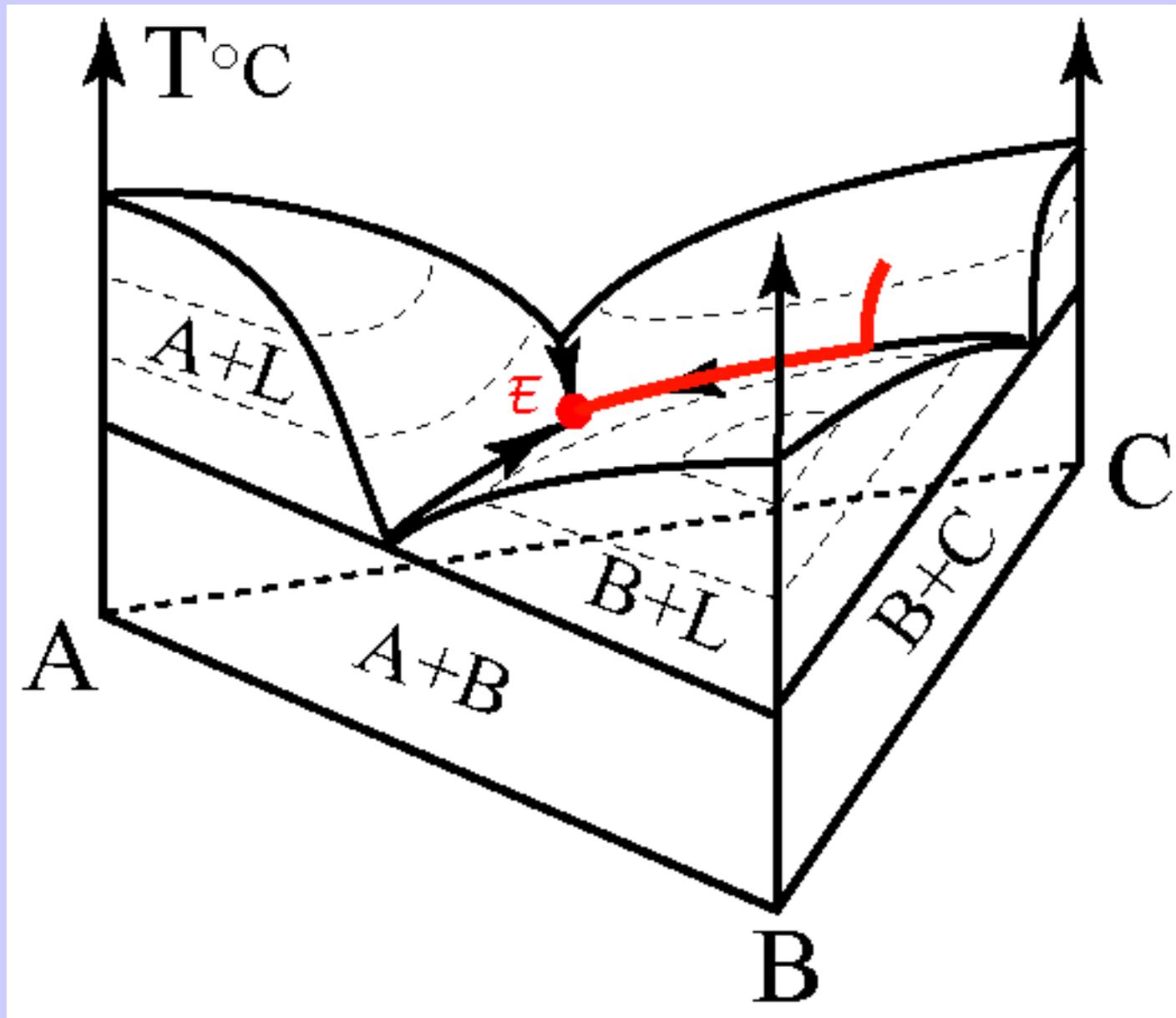
Document 6. Diagramme ternaire représentant la fusion d'un mélange de trois minéraux A, B et C.



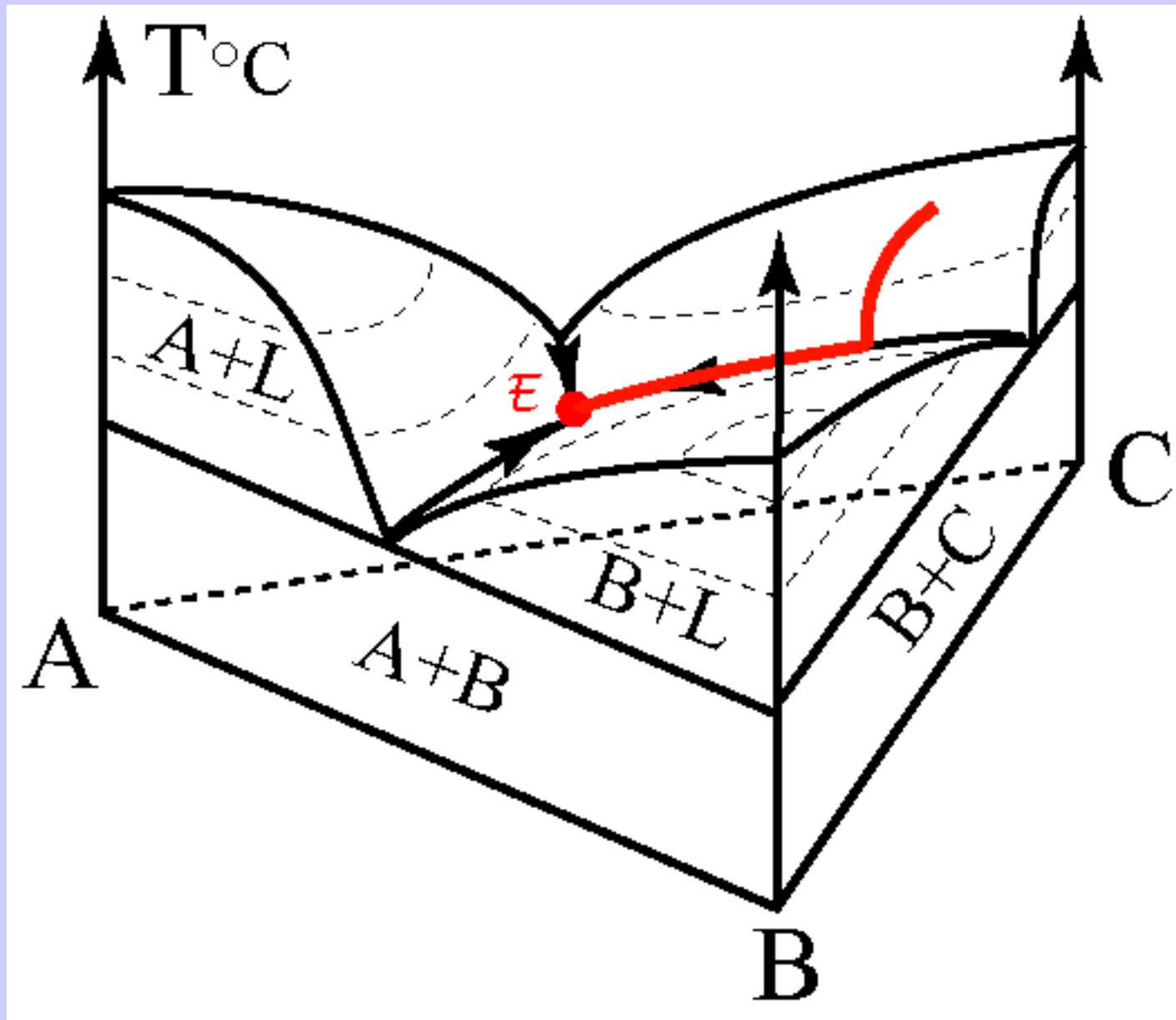
Document 6. Diagramme ternaire représentant la fusion d'un mélange de trois minéraux A, B et C.



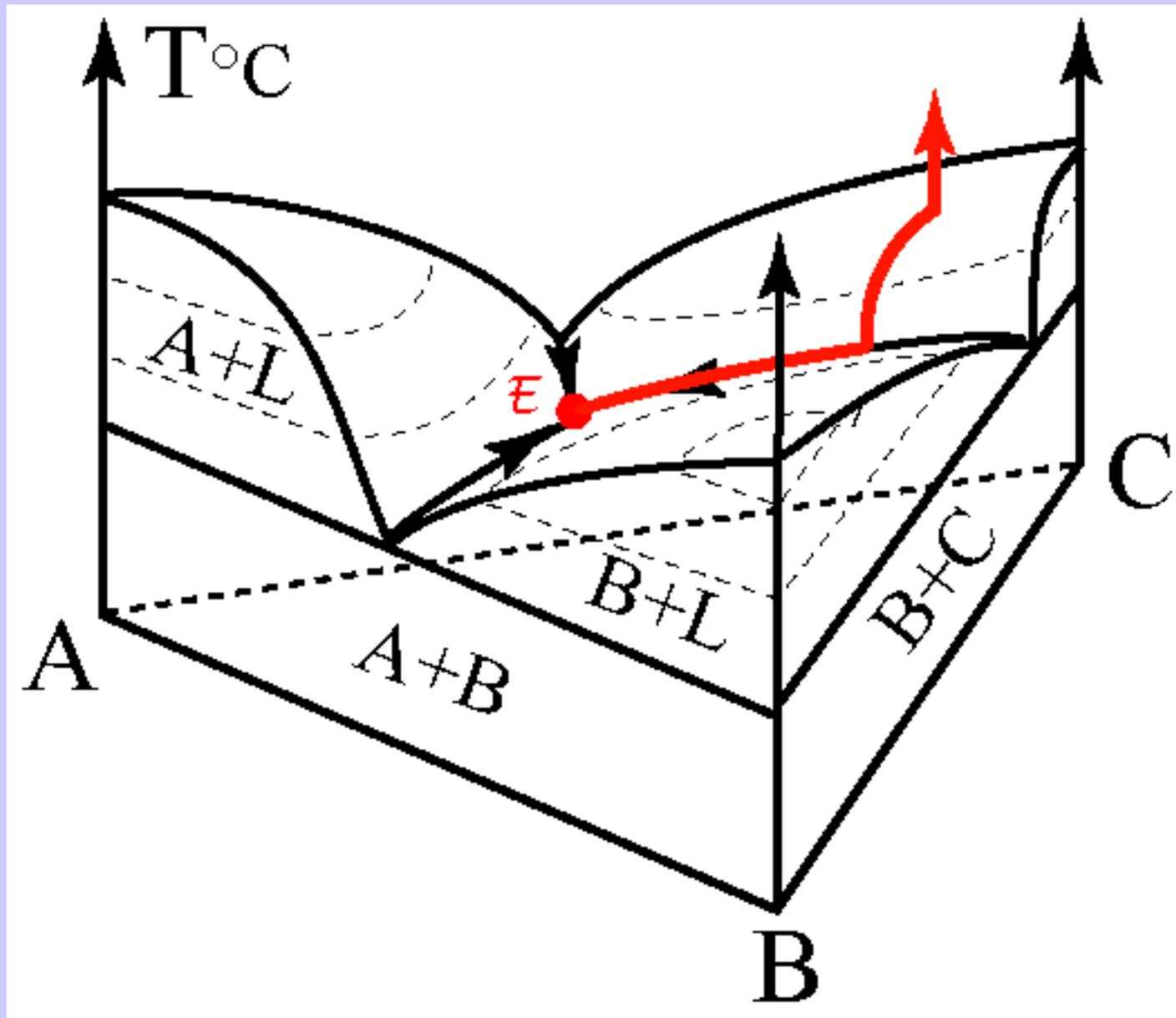
Document 6. Diagramme ternaire représentant la fusion d'un mélange de trois minéraux A, B et C.



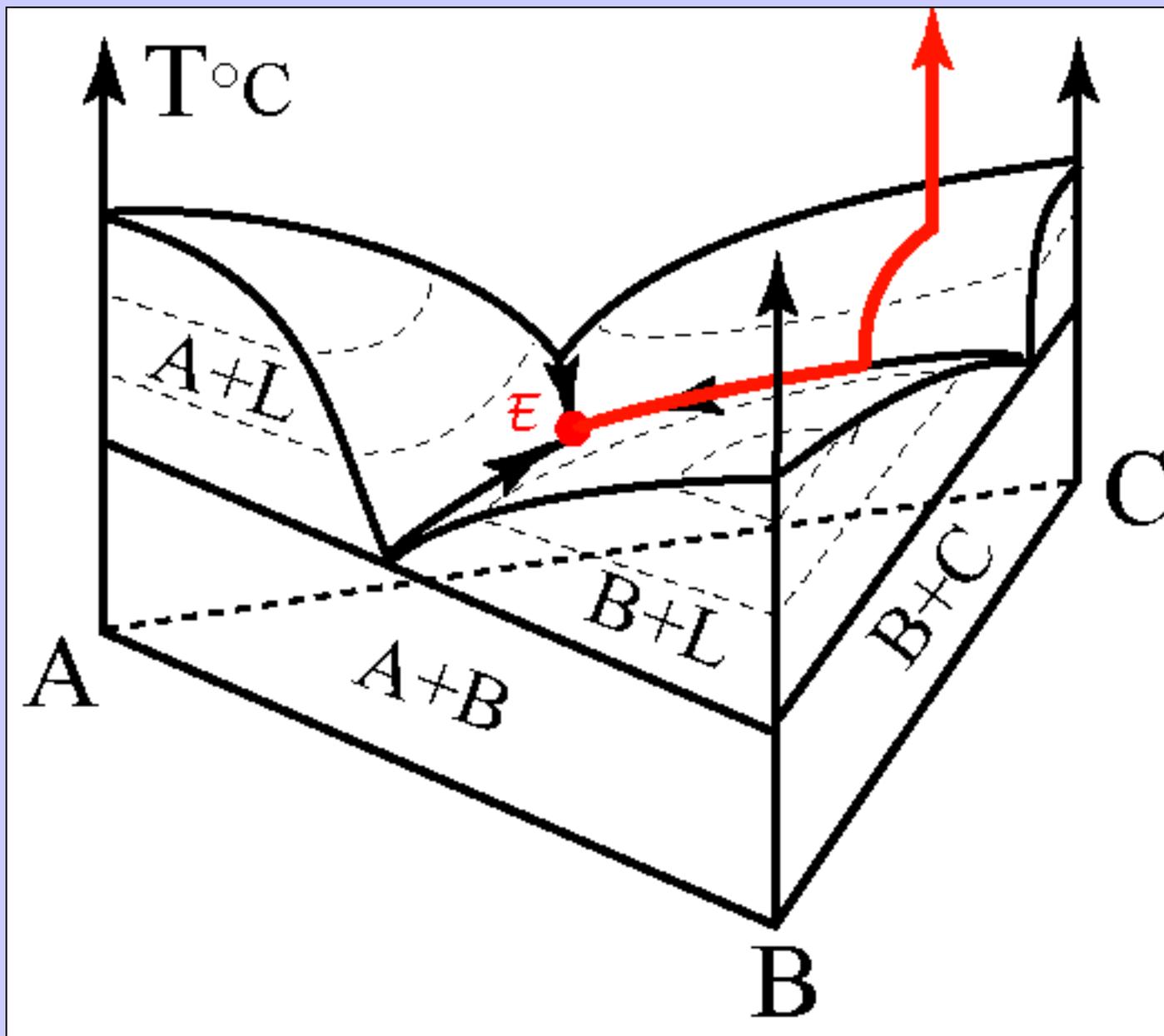
Document 6. Diagramme ternaire représentant la fusion d'un mélange de trois minéraux A, B et C.



Document 6. Diagramme ternaire représentant la fusion d'un mélange de trois minéraux A, B et C.



Document 6. Diagramme ternaire représentant la fusion d'un mélange de trois minéraux A, B et C.



Document 6. Diagramme ternaire représentant la fusion d'un mélange de trois minéraux A, B et C.

Cas de la fusion du manteau à l'origine des magmas basaltiques :



Diopside
(clinopyroxène)
 $\text{CaMg}(\text{Si}_2\text{O}_6)$

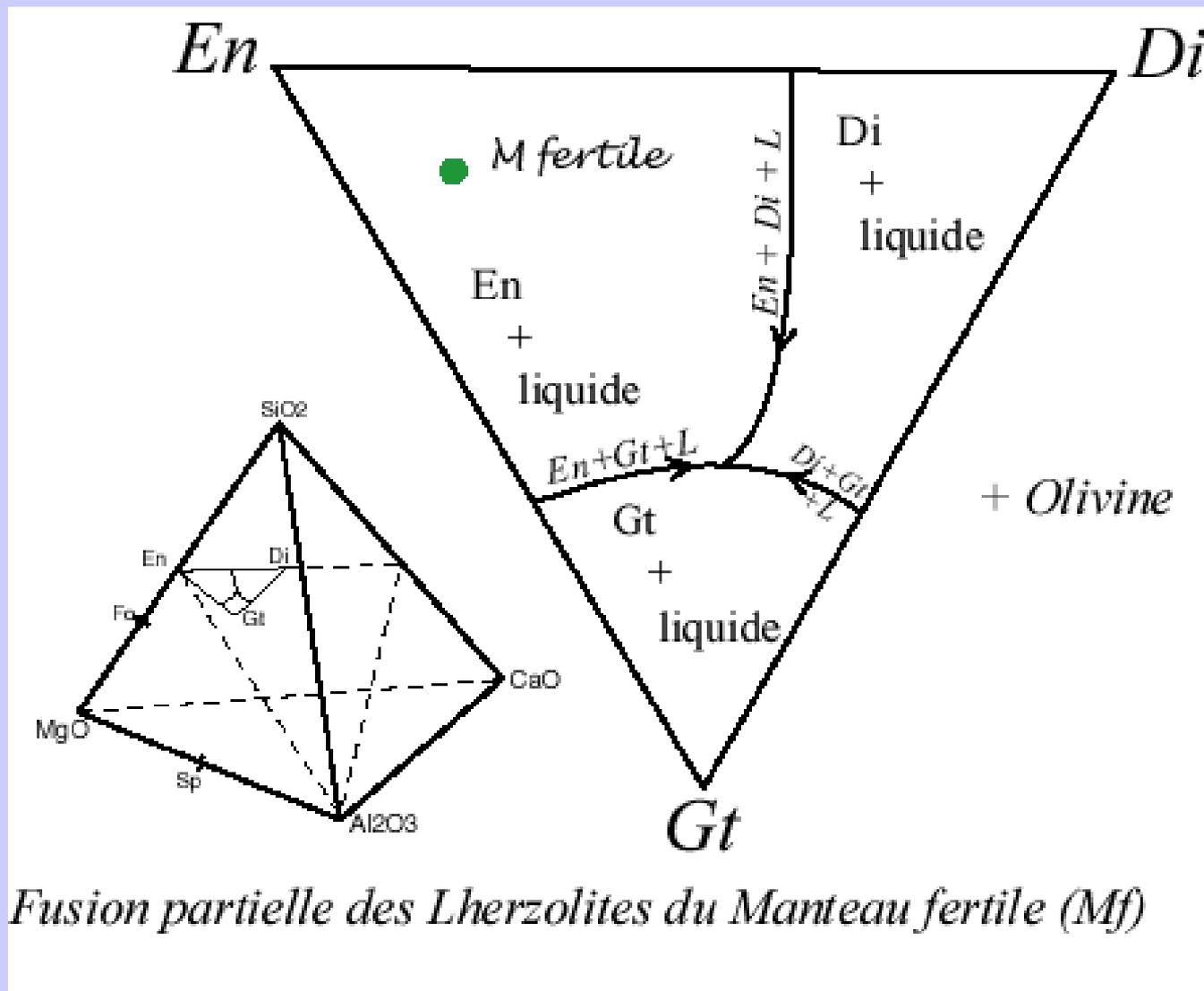


Enstatite
(orthopyroxène)
 $\text{Mg}_2(\text{Si}_2\text{O}_6)$

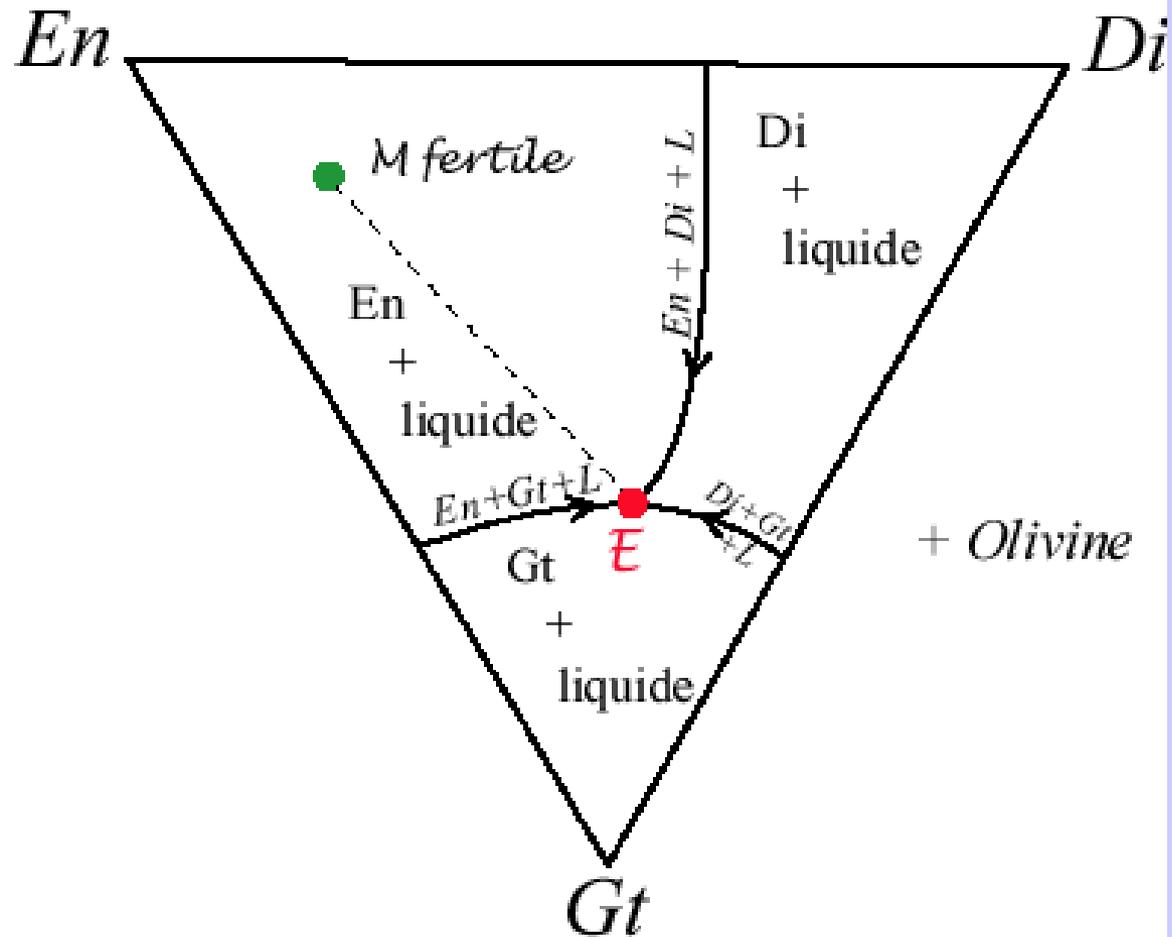


Grenat
(néosilicate)
 $\text{X}_3^{2+}\text{Y}_2^{3+}[\text{SiO}_4]_3$

+ Olivine (forstérite $\text{Mg}_2(\text{SiO}_4)$)

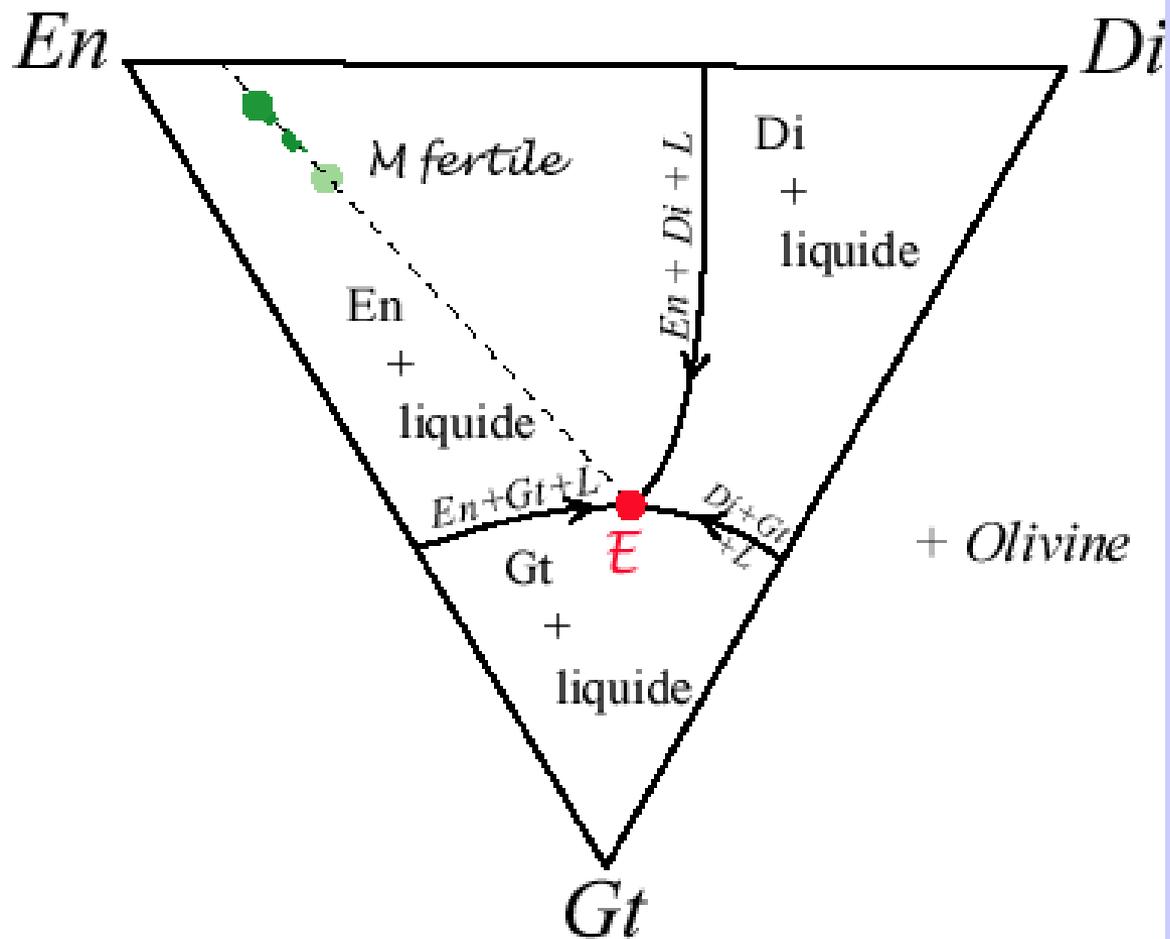


Document 7. Représentation de la composition du manteau fertile et projection triangulaire du diagramme ternaire de la fusion du manteau. Cette projection représente la surface du liquidus.



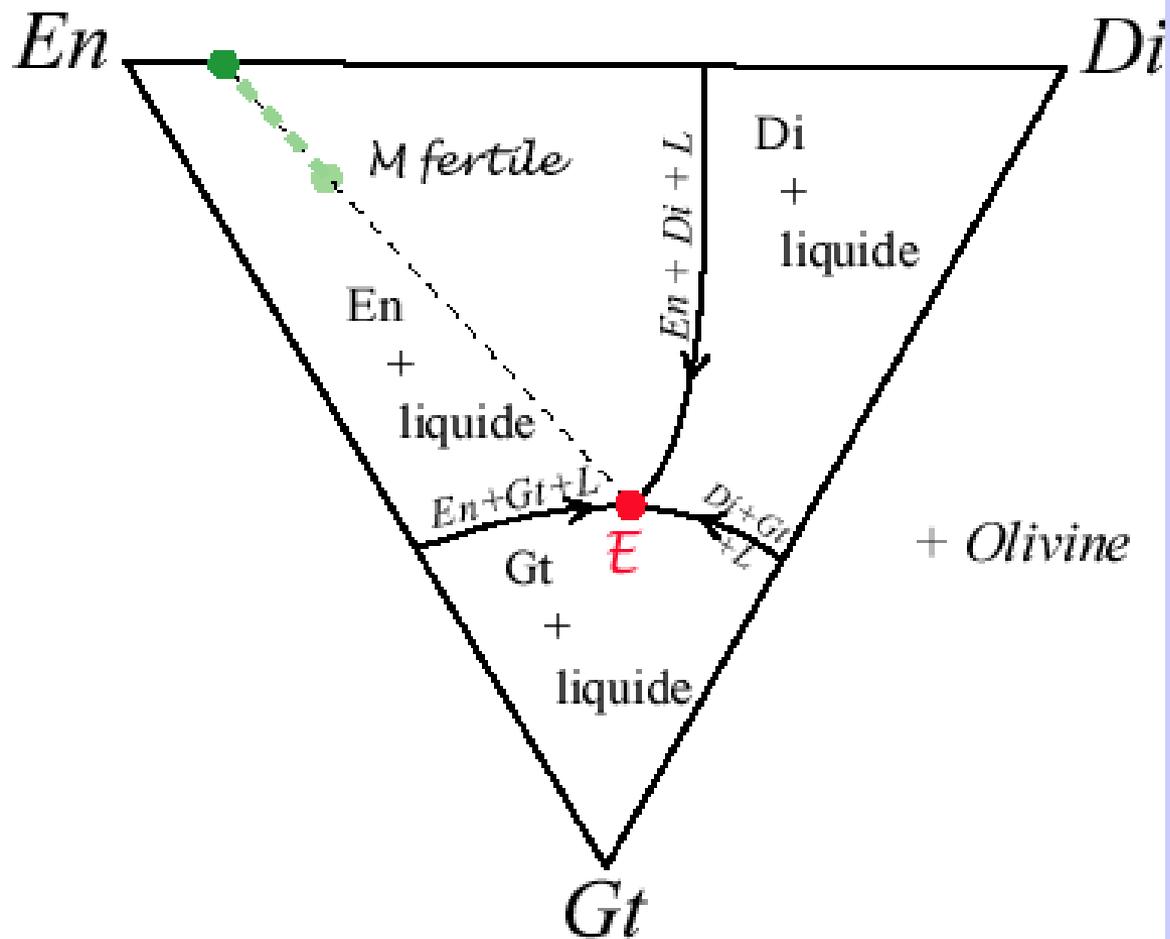
Fusion partielle des Lherzolites du Manteau fertile (Mf)

Document 7. Représentation de la composition du manteau fertile et projection triangulaire du diagramme ternaire de la fusion du manteau. Cette projection représente la surface du liquidus.



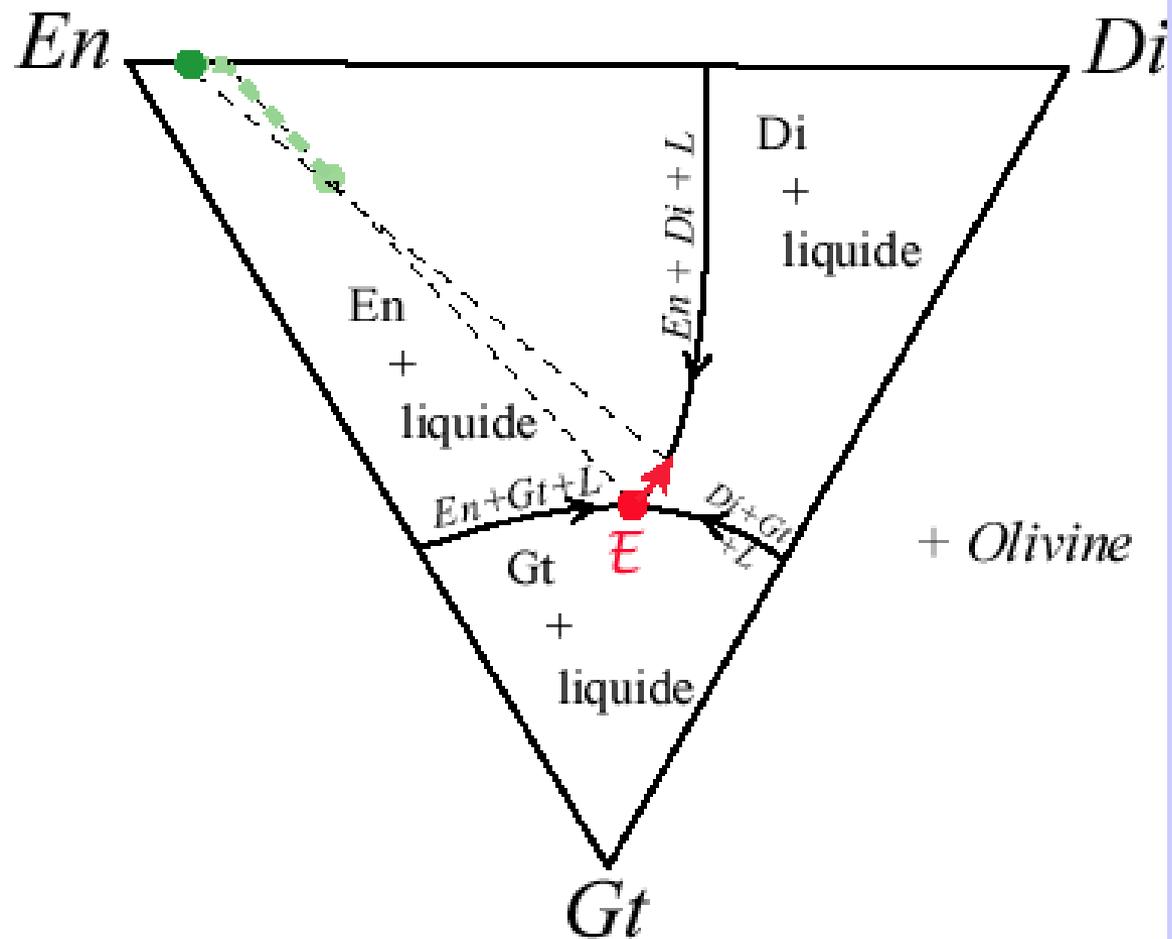
Fusion partielle des Lherzolites du Manteau fertile (Mf)

Document 7. Représentation de la composition du manteau fertile et projection triangulaire du diagramme ternaire de la fusion du manteau. Cette projection représente la surface du liquidus.



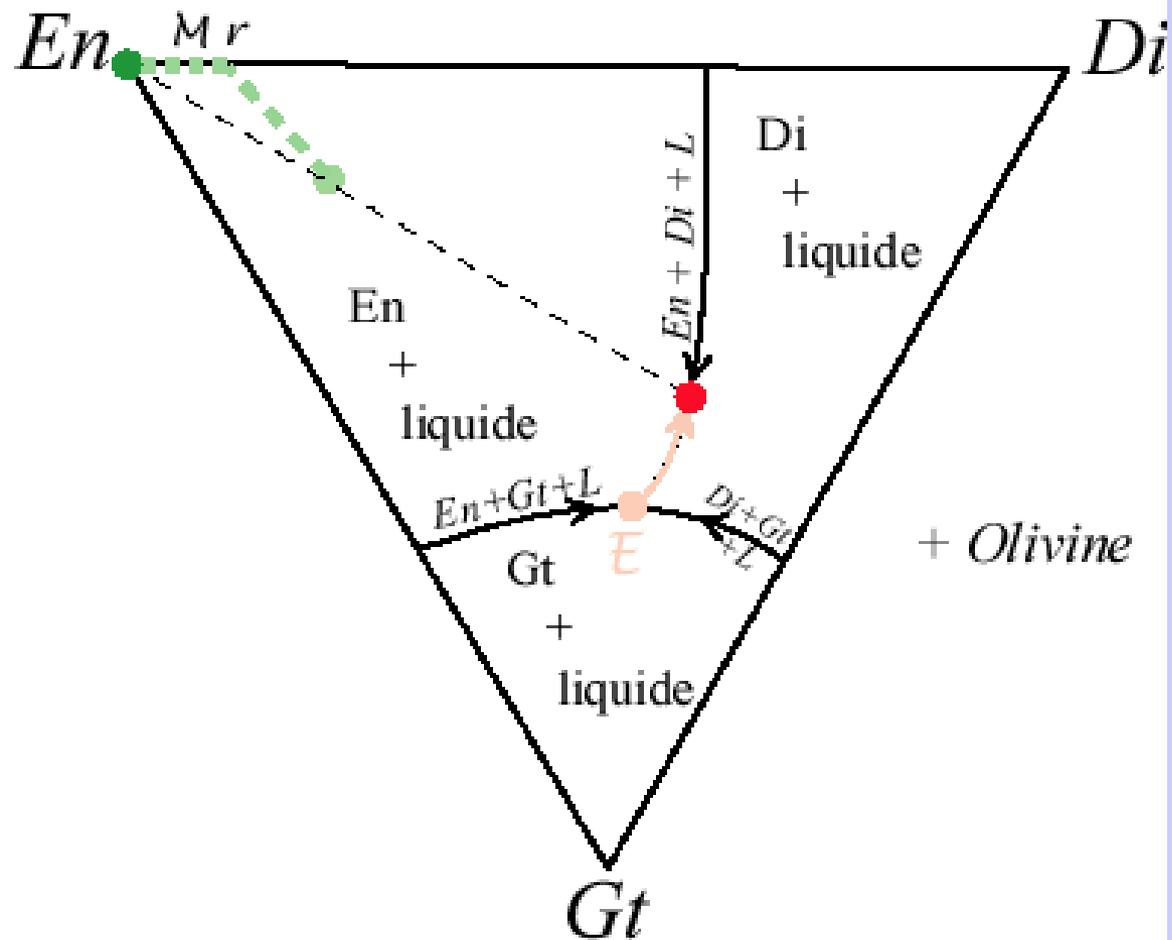
Fusion partielle des Lherzolites du Manteau fertile (Mf)

Document 7. Représentation de la composition du manteau fertile et projection triangulaire du diagramme ternaire de la fusion du manteau. Cette projection représente la surface du liquidus.



Fusion partielle des Lherzolites du Manteau fertile (Mf)

Document 7. Représentation de la composition du manteau fertile et projection triangulaire du diagramme ternaire de la fusion du manteau. Cette projection représente la surface du liquidus.



Fusion partielle des Lherzolites du Manteau fertile (Mf)

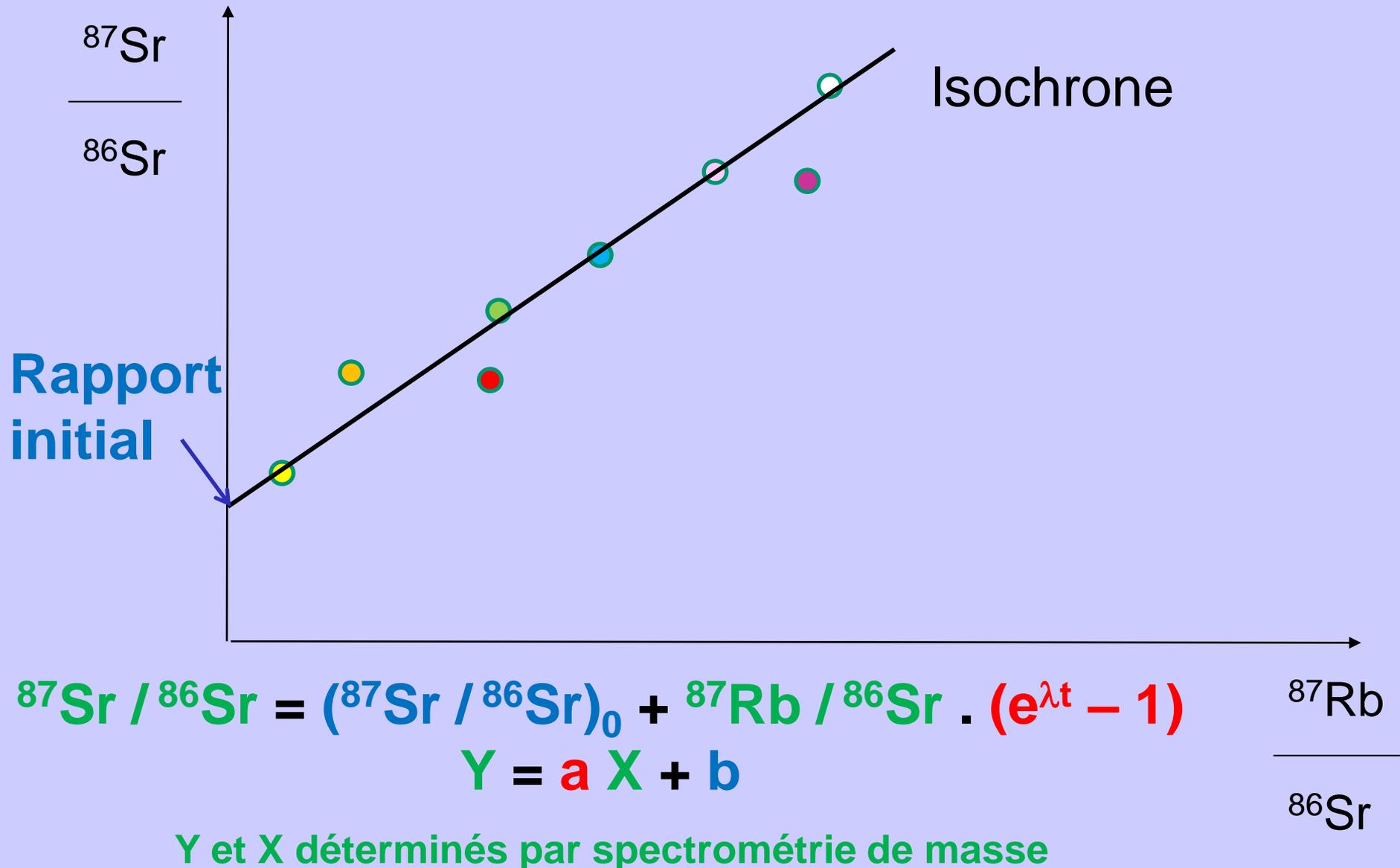
Document 7. Représentation de la composition du manteau fertile et projection triangulaire du diagramme ternaire de la fusion du manteau. Cette projection représente la surface du liquidus.

e. Bilan

- **La composition du premier liquide formé diffère de celle de la roche mère**
- **Le taux de FP conditionne la composition du magma**
- **L'ordre de disparition des minéraux dépend de la composition de la roche mère**
- **La composition du liquide eutectique dépend de la nature des minéraux en mélange, pas de leurs proportions**
- **On distingue les éléments magmatophiles = incompatibles des éléments compatibles**
- **La fusion partielle exerce un tri géochimique**

3. Facteurs influençant la composition du magma primaire

a. Nature de la source

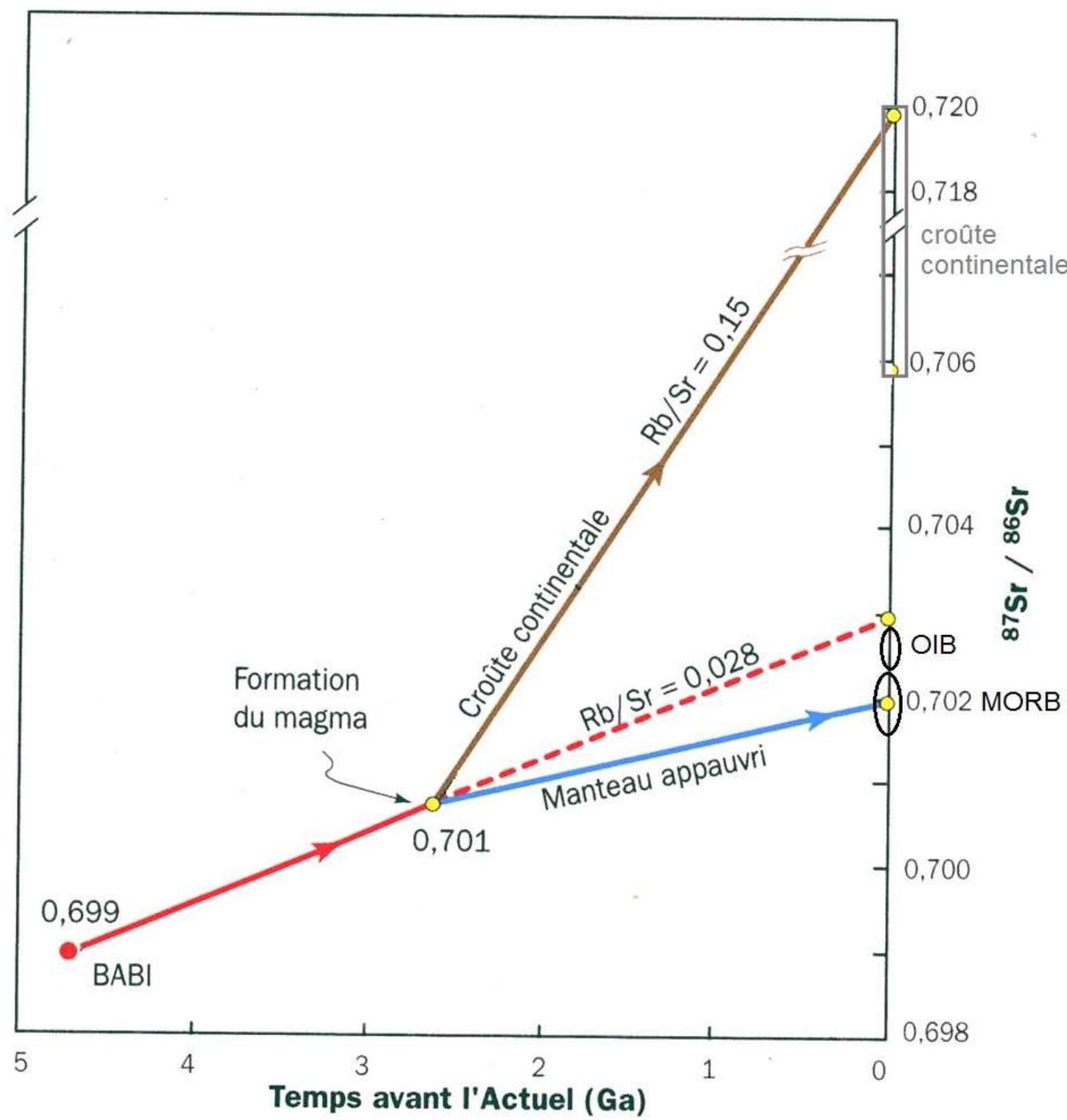


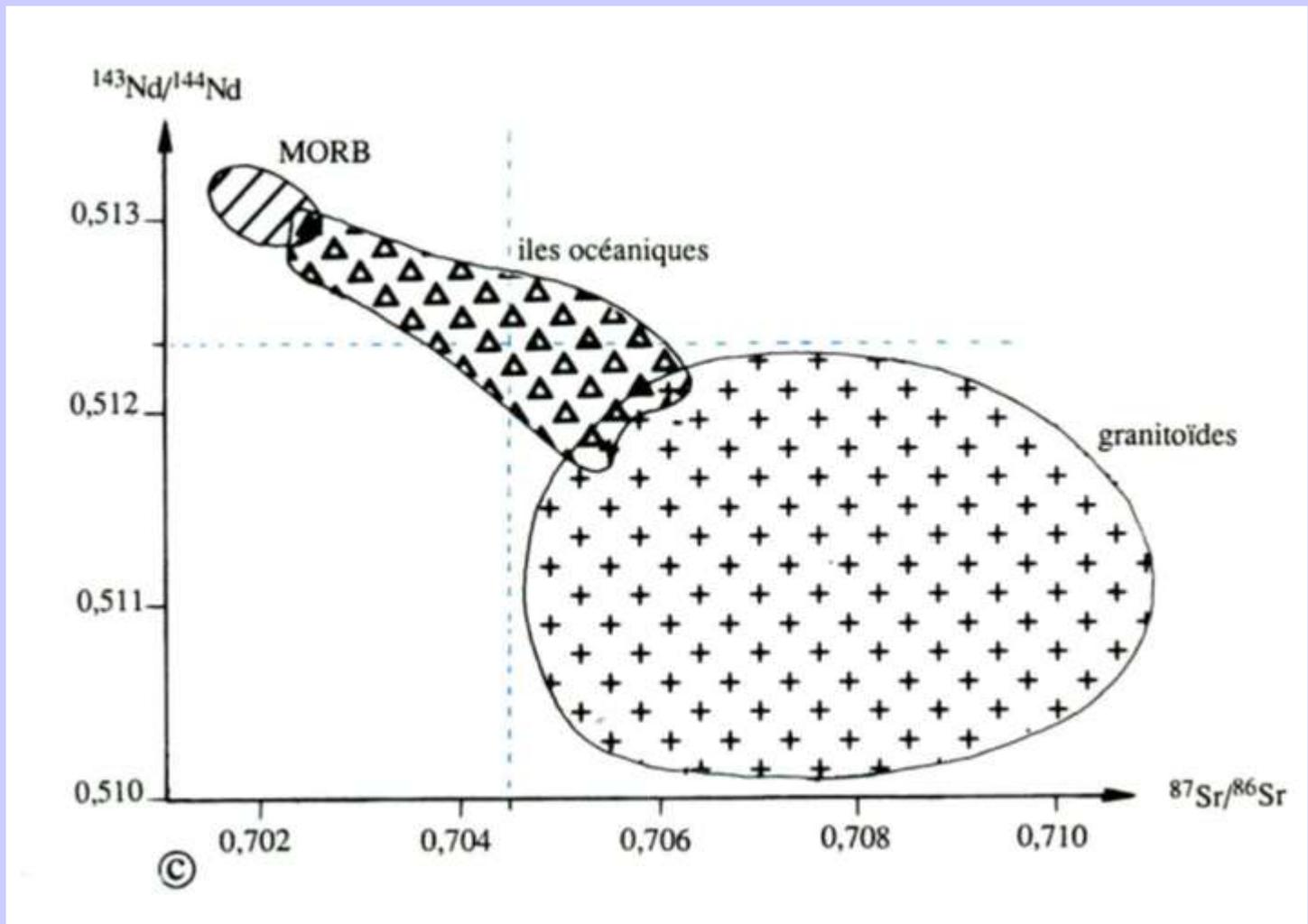
Document 8.

Evolution isotopique du strontium dans le manteau supérieur et dans la croûte continentale avant et après formation de magma par FP.

BABI = Basalt Achondrit Best Initial

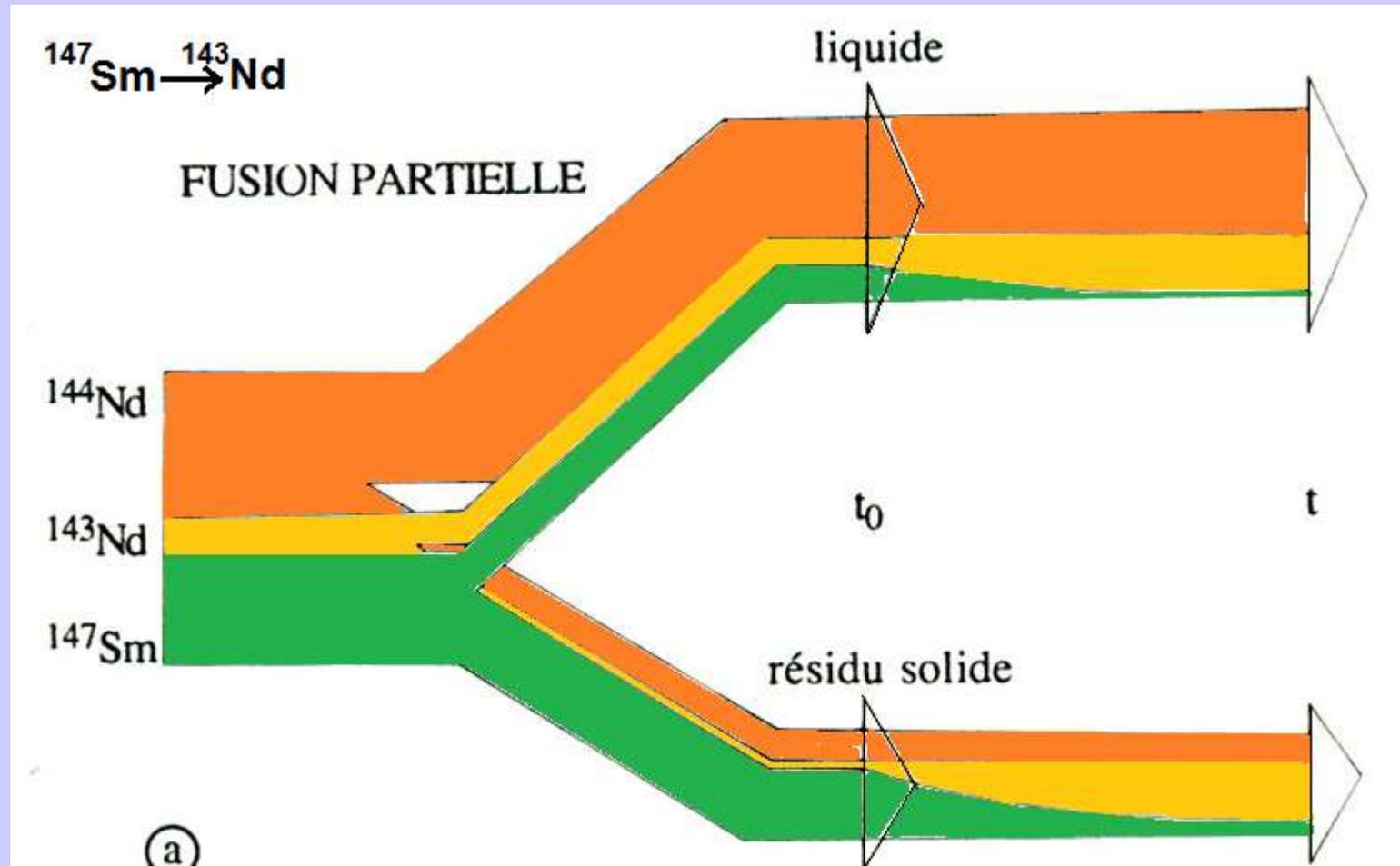
Bousquet, Robert, Géosciences, la dynamique du système Terre Belin 2013



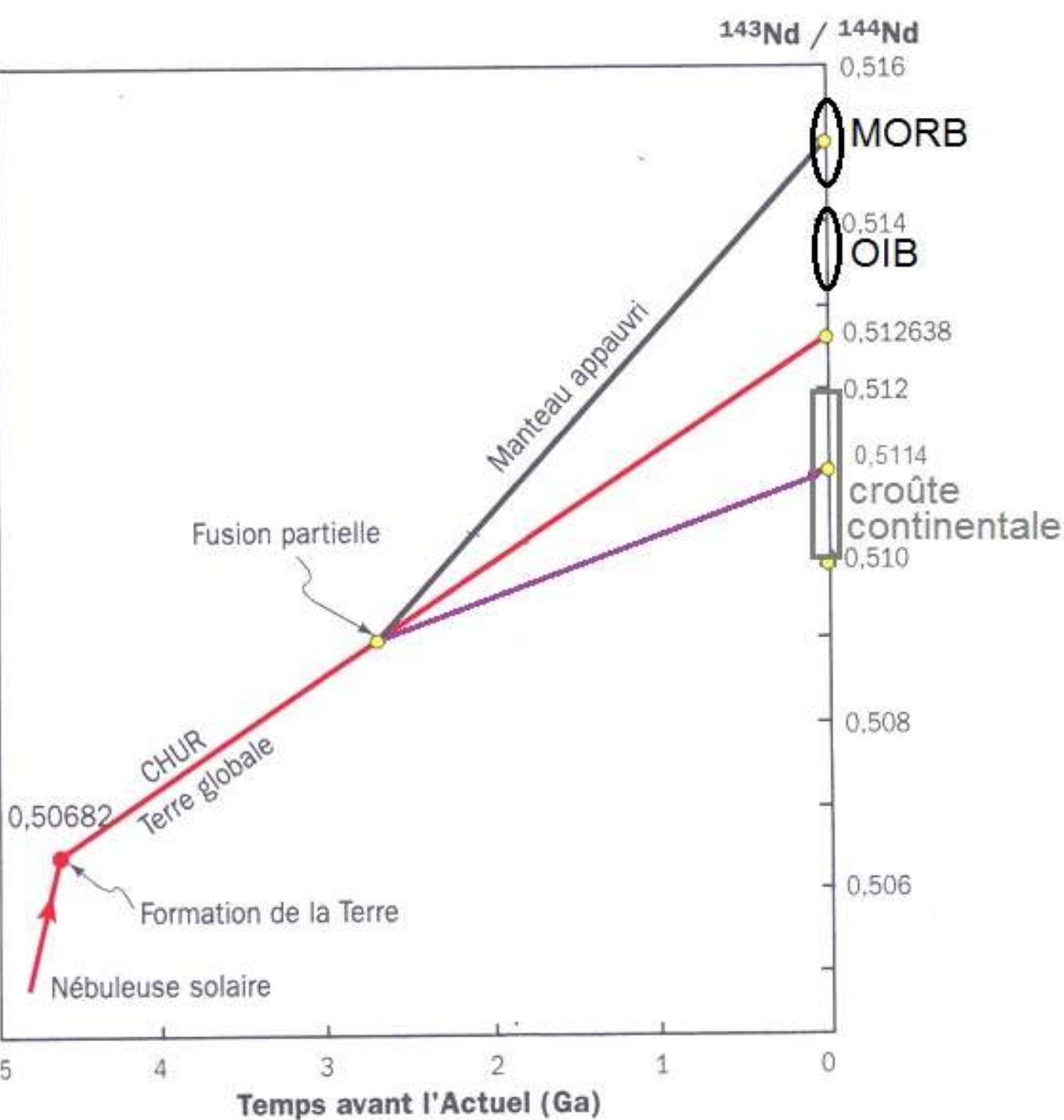


Rapports isotopiques actuels $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ et $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ des basaltes de dorsale (MORB), d'îles intra-océaniques (OIB) et de granitoïdes.

Le fractionnement isotopique de ^{143}Nd , ^{144}Nd et ^{147}Sm



Le rapport $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ augmente davantage dans le résidu solide du fait de la désintégration radioactive de ^{147}Sm en ^{143}Nd .



Document 9.
 Evolution isotopique du néodyme dans différents réservoirs avant et après fusion partielle.

CHUR = réservoir chondritique uniforme.

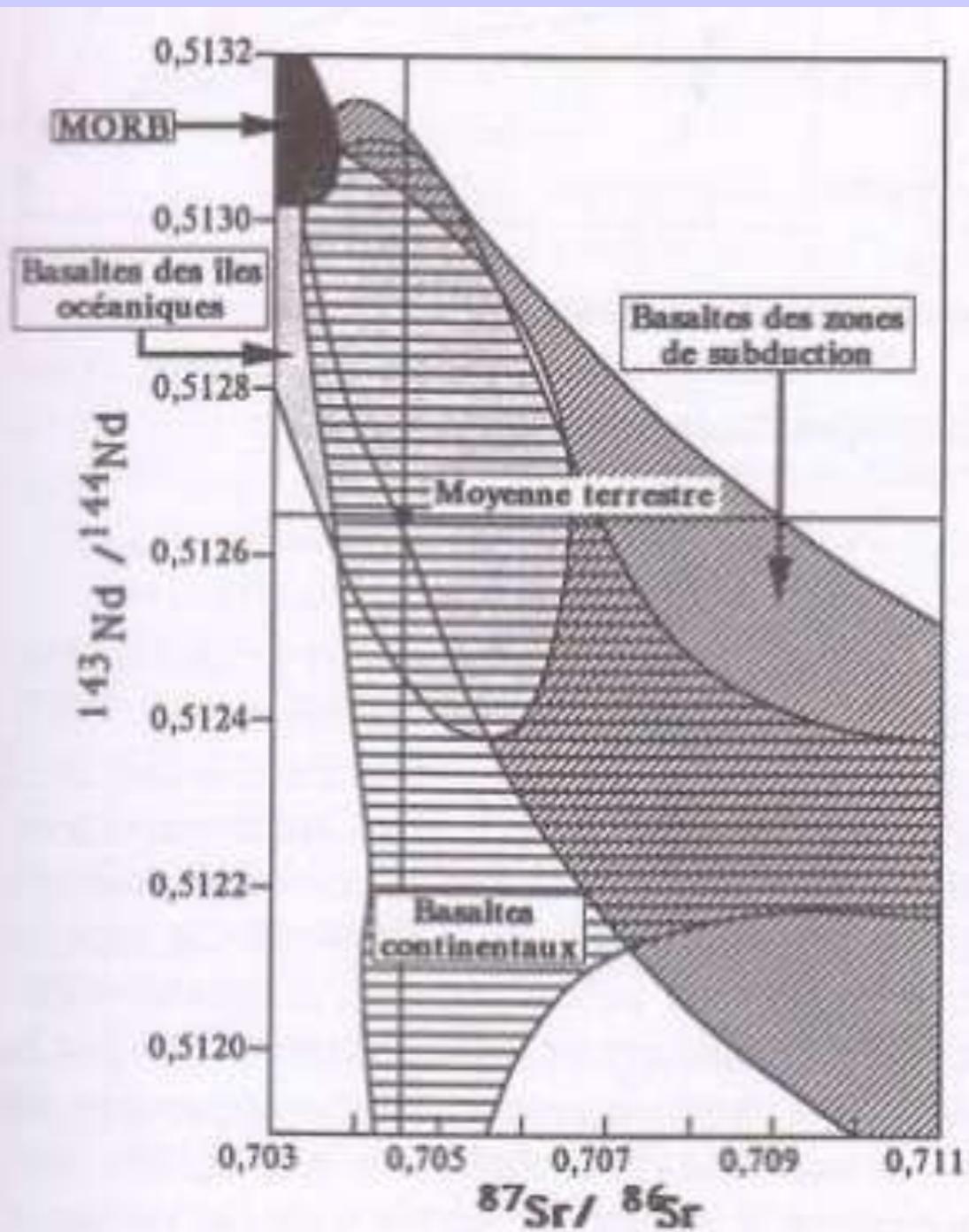
Document 10.

Diagramme

$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ vs

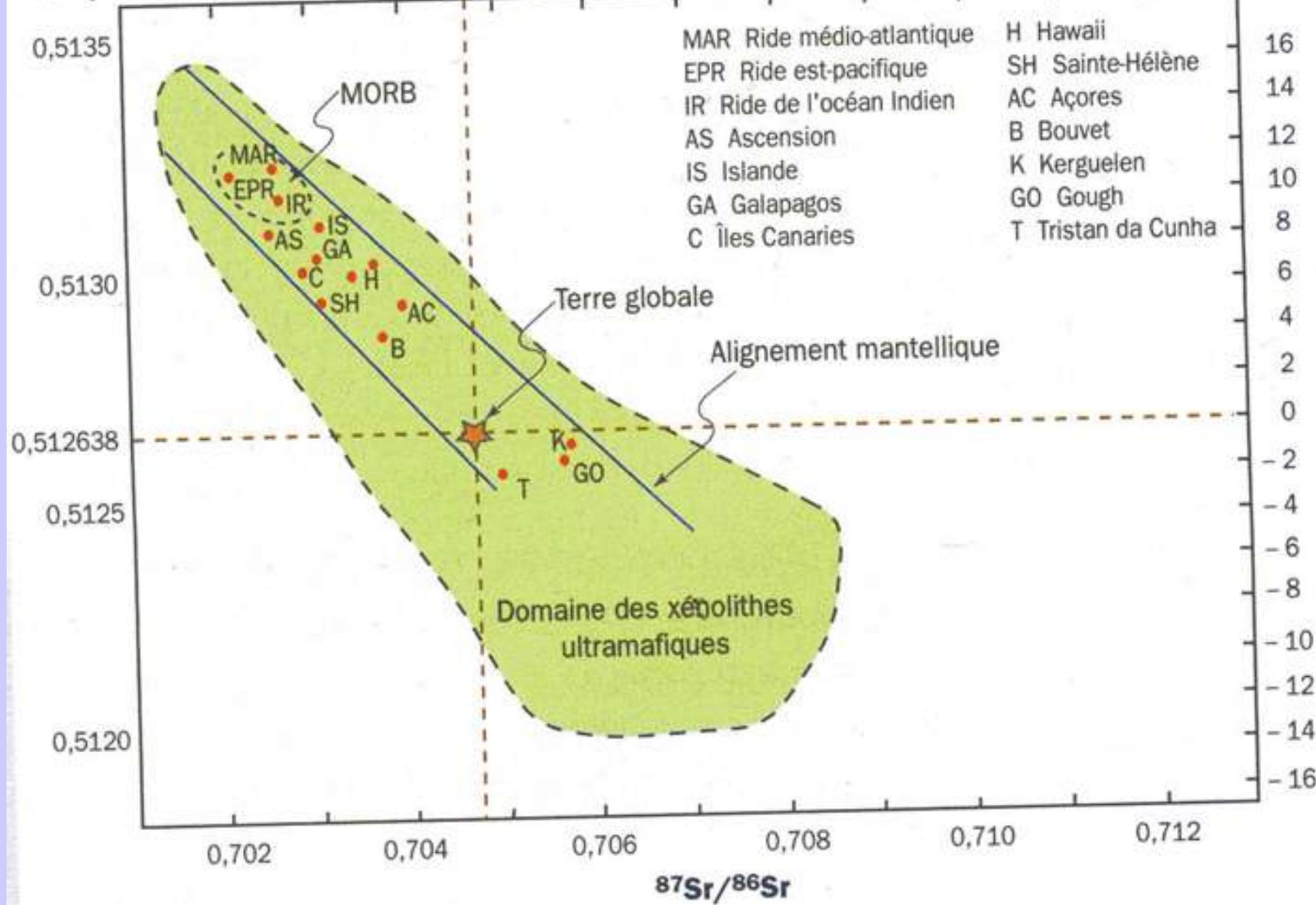
$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ des

basaltes actuels.

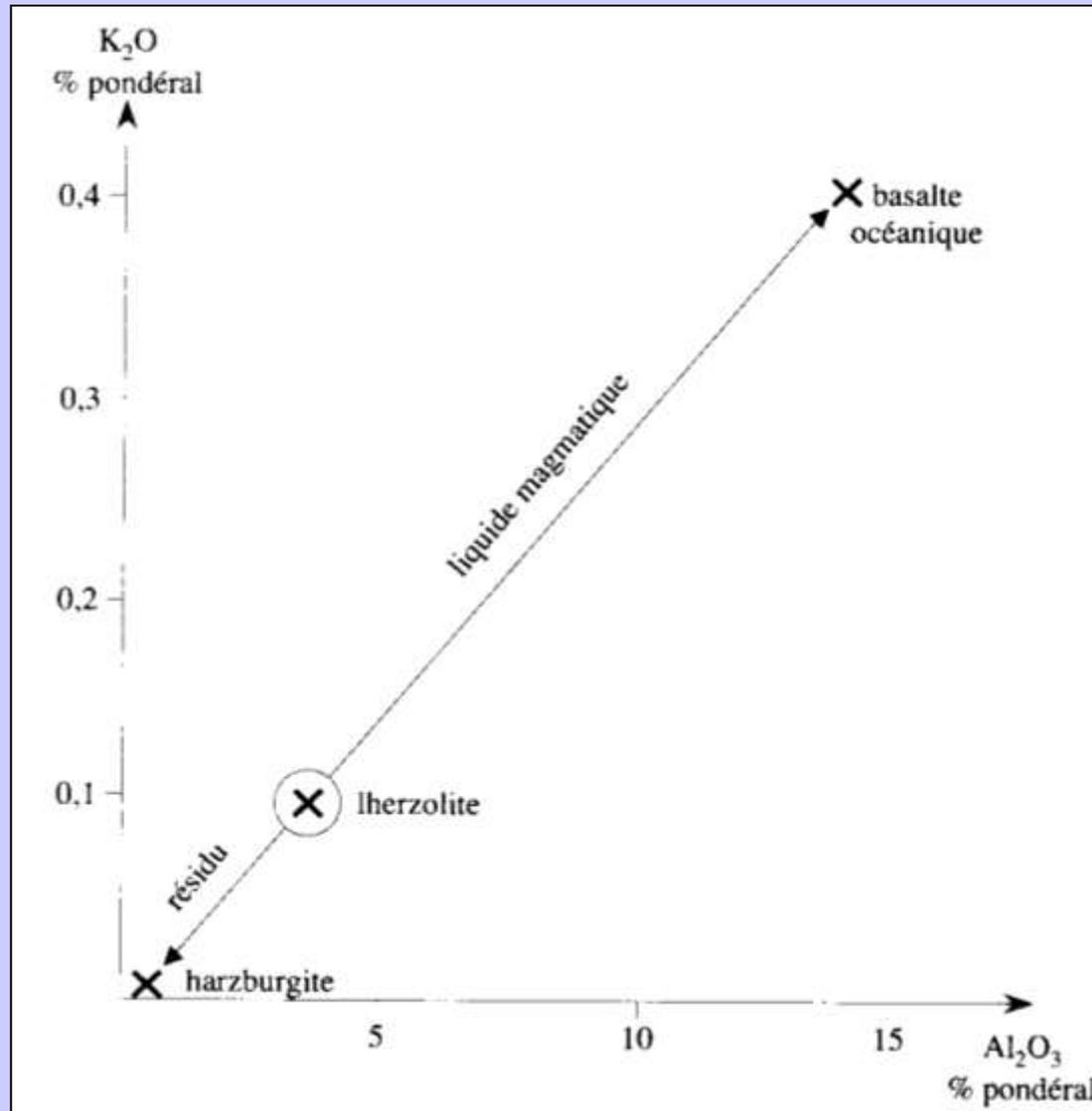


$^{143}\text{Nd} / ^{144}\text{Nd}$

ϵNd

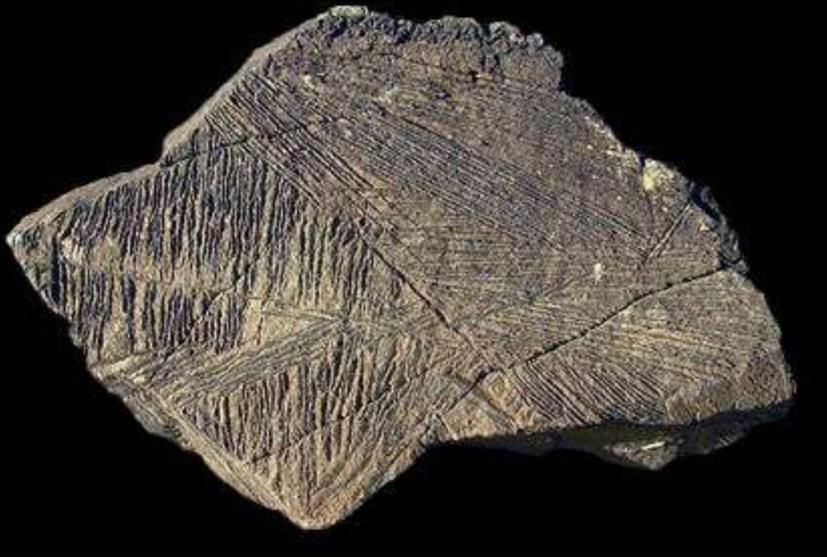


b. Taux de fusion partielle



Document 11. Diagramme $\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{K}_2\text{O}$.

(Caron J.M. et coll., " Comprendre et enseigner la planète Terre ", Ophrys Ed.)



Les komatiites sont des roches ultramafiques très rares et essentiellement d'âge archéen (2 Ga pour la plupart). Les plus récentes (Phanérozoïque) sont celles de l'île de Gorgona (Colombie). Les komatiites contiennent des olivines spinifex (minéraux en forme de baguettes), témoins d'une cristallisation extrêmement rapide.

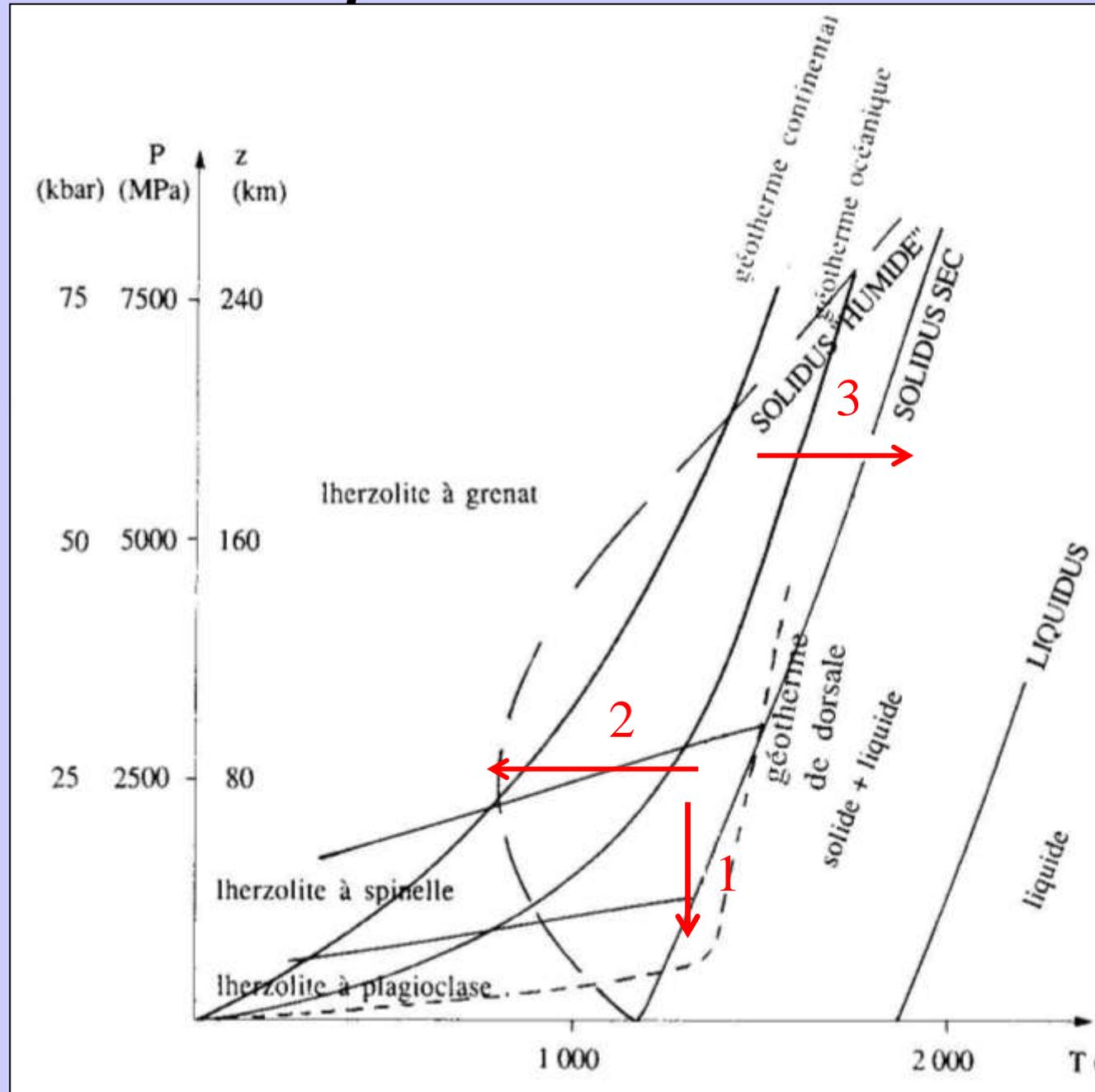
Roche magmatique	Température	Vitesse de refroidissement	SiO ₂	Al ₂ O ₃	FeMgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O
Basalte de l'île de Gorgone	1 250°C	1	49,8 %	13,5 %	20,1 %	10,6 %	3,5 %	0,2 %	0 %
Komatiite de l'île de Gorgone	1 600°C	1	47,1 %	11,8 %	30,8 %	9,7 %	0,8 %	0,1 %	0 %
Péridotite de l'expérience de fusion des péridotites	1 600°C	1	43,7 %	2,7 %	46 %	3 %	0,3 %	0,1 %	0 %

Données tirées de JUTEAU : *Géologie de la croûte océanique*, Dunod, Tableau II4 : Analyse de laves basaltiques de contexte intraplaque océanique (KTG et BPG).

Estimation du taux de fusion partielle pour une komatiite.

4. Conditions de la fusion partielle

Document 12. Conditions de fusion partielle du manteau.



(Caron J.M. et coll., " Comprendre et enseigner la planète Terre ", Ophrys Ed.)

II. Des magmas primaires aux magmas différenciés

1. *La différenciation magmatique*

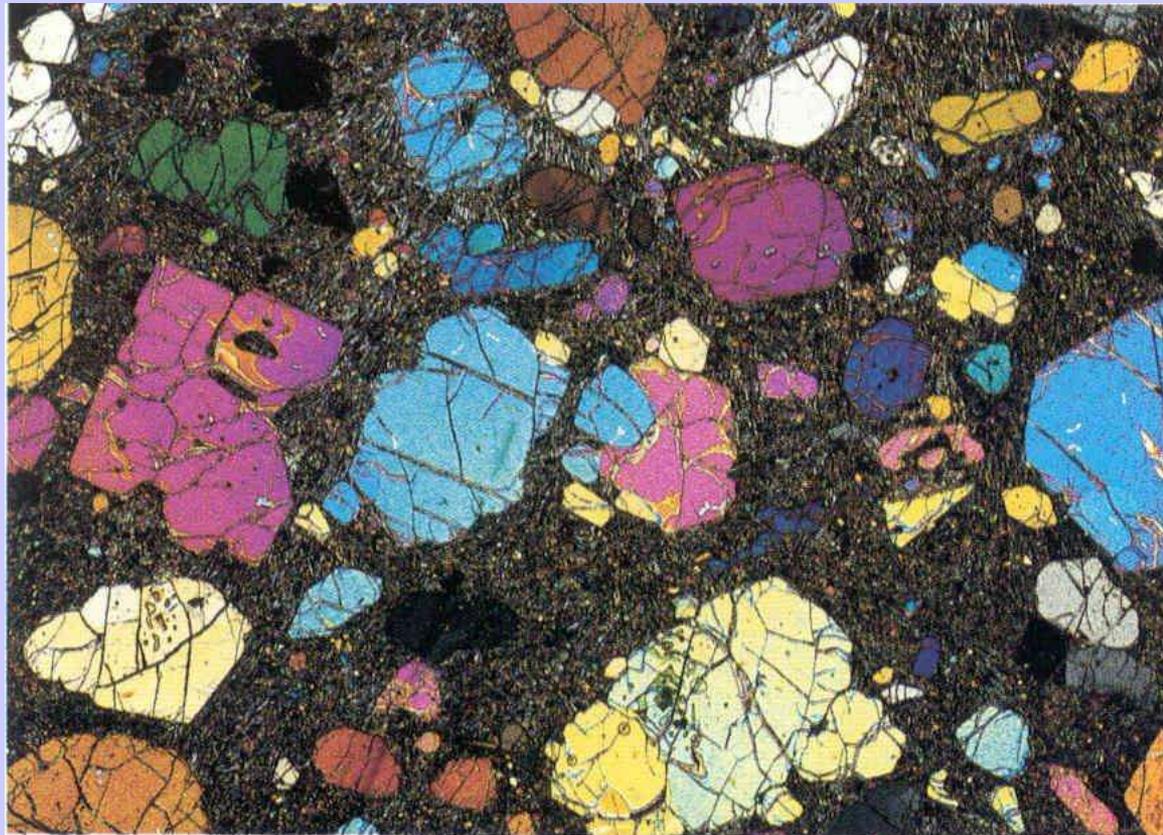
a. Par cristallisation fractionnée

α. Mise en évidence de la cristallisation fractionnée

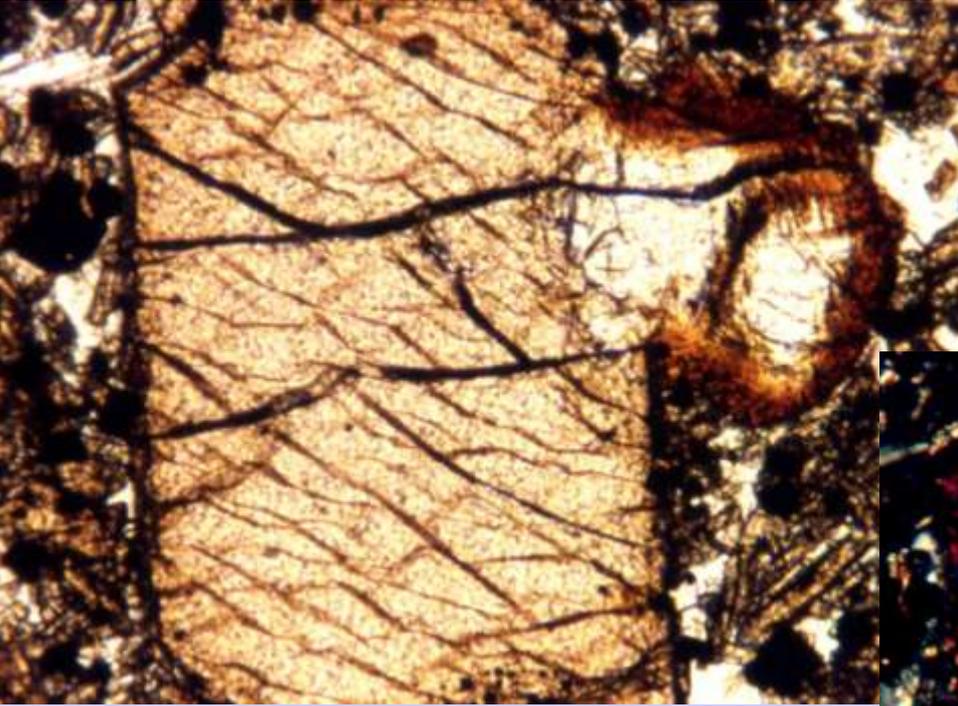
➤ **Observation en lame mince des relations entre minéraux**

**Basalte alcalin,
coulée de la
Vache,
Lassolas. MO,
LPA**

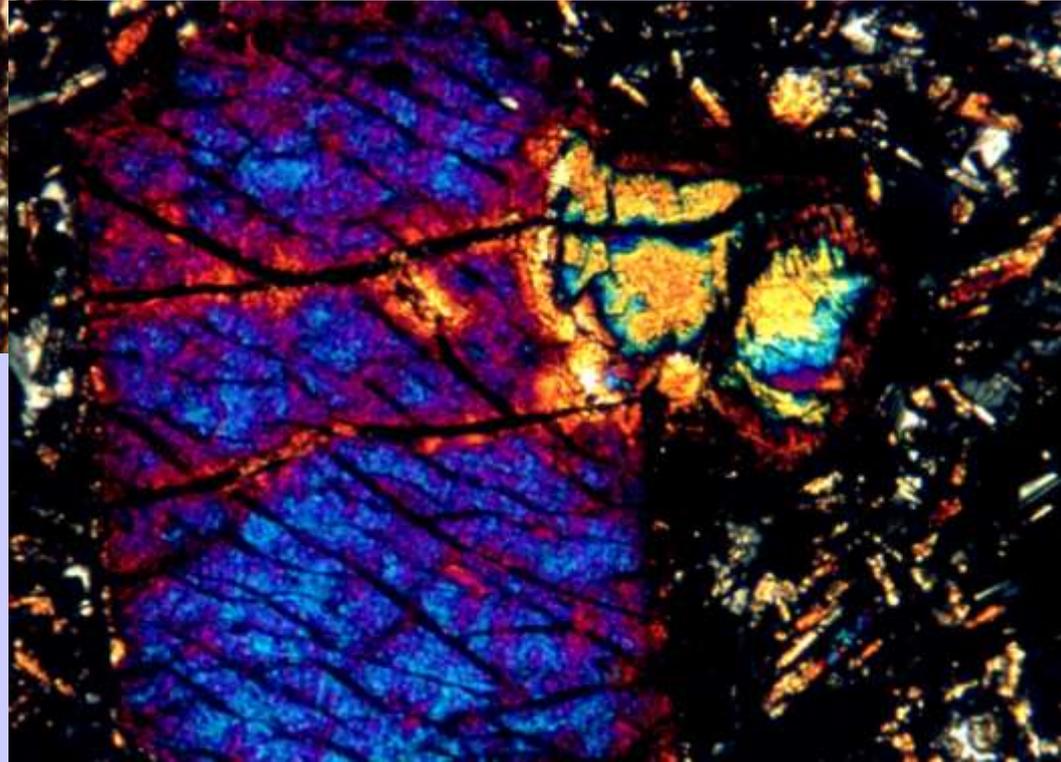
planet-terre.ens-lyon.fr



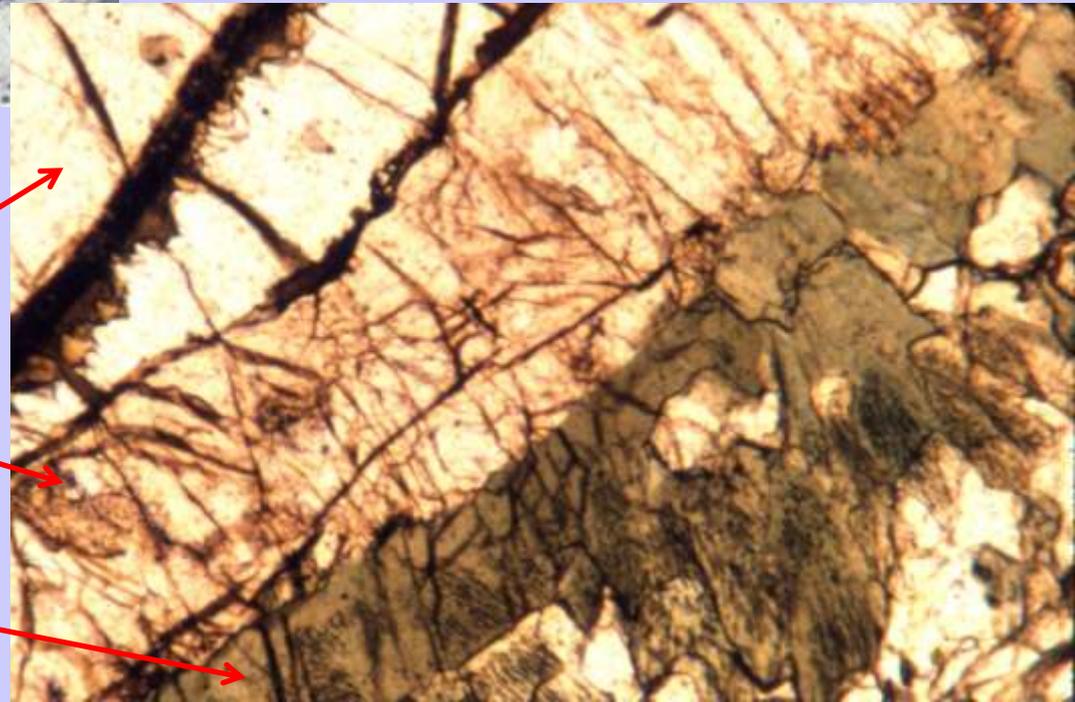
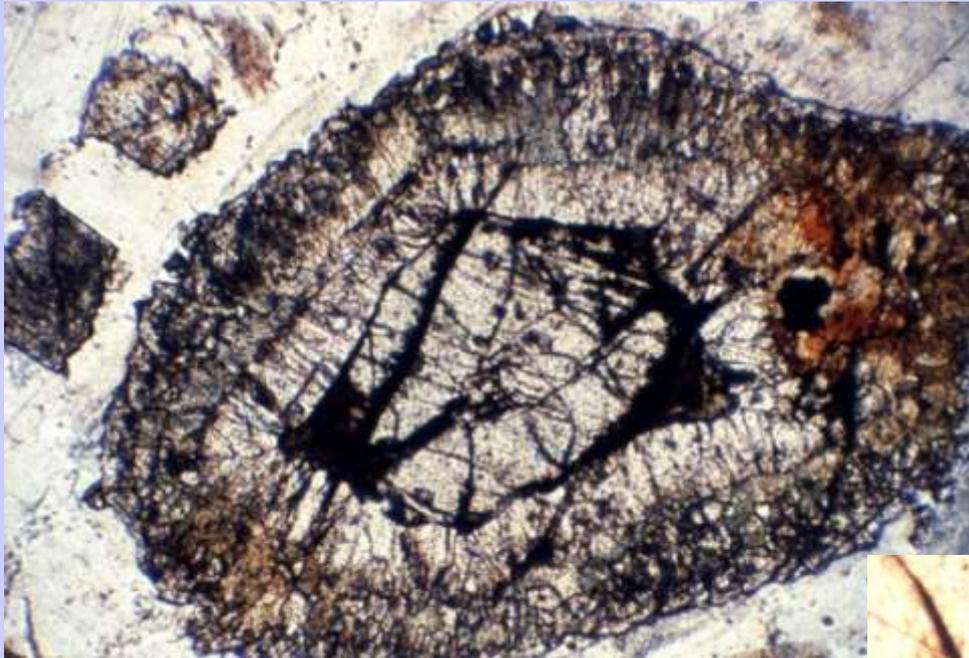
➤ Observation en lame mince des relations entre minéraux



Olivine « incluse » dans un pyroxène

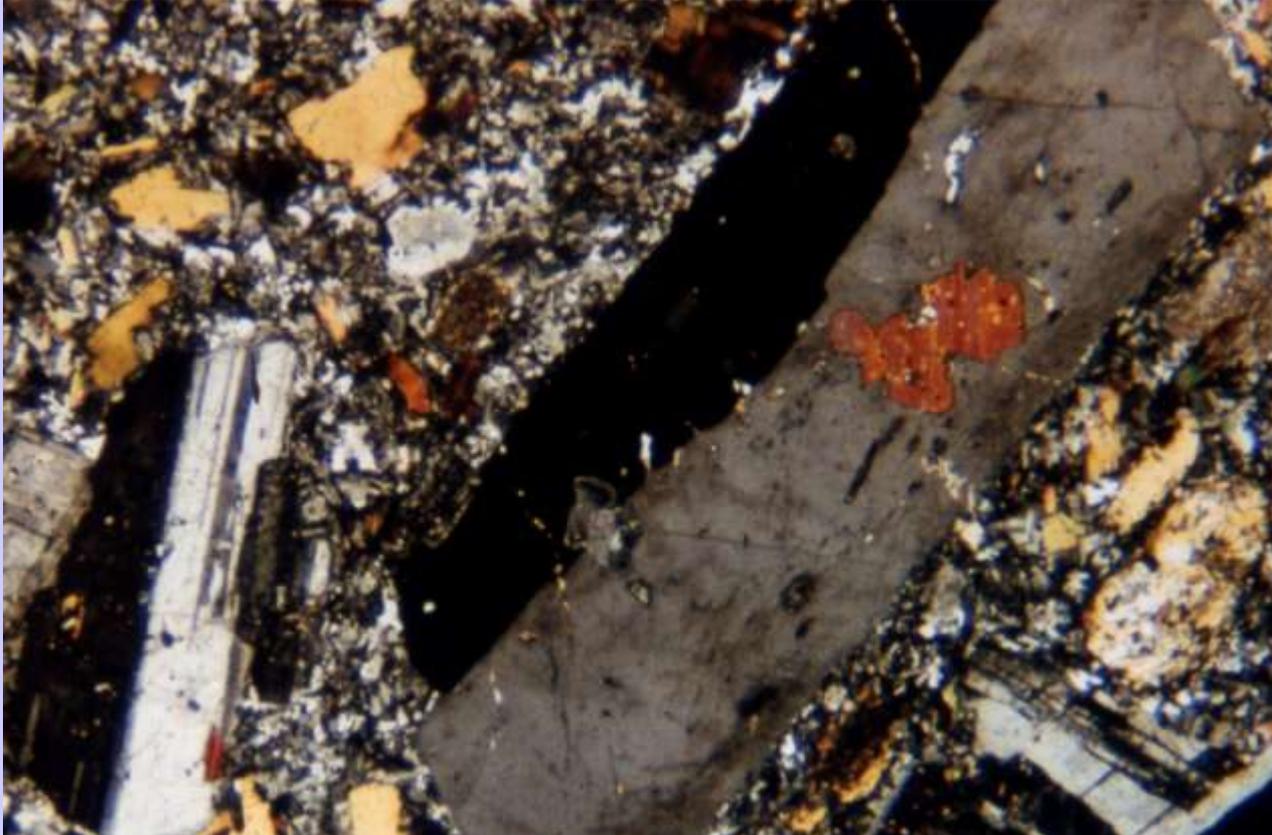


➤ Observation en lame mince des relations entre minéraux



Olivine « blindée »
par un pyroxène,
lui-même entouré
d'amphibole

➤ Observation en lame mince des relations entre minéraux



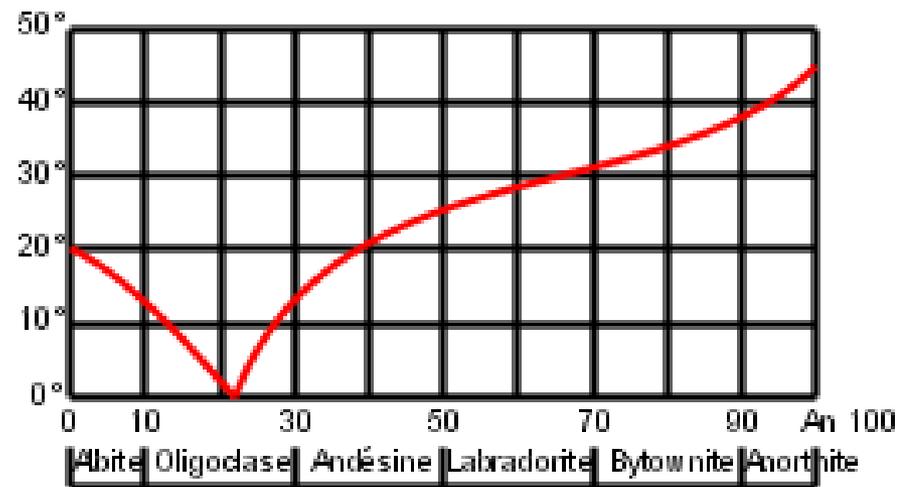
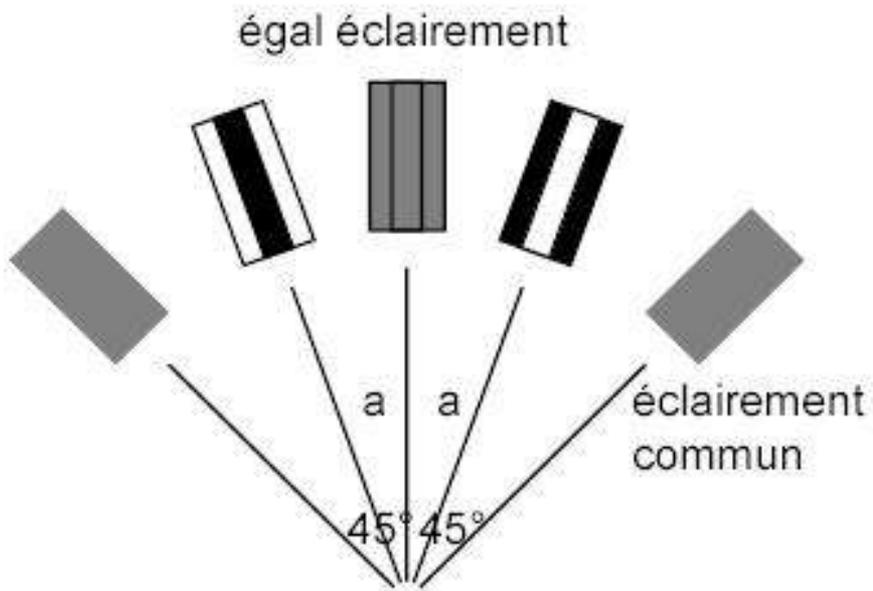
Biotite « incluse » dans un cristal d'orthose

➤ Observation en lame mince des relations entre minéraux



C. Nicollet

Zonation minérale dans un plagioclase



Angle d'extinction des plagioclases

L'angle d'extinction des plagioclases dépend
des proportions Ca / Na



→ La zonation indique un
changement dans la
composition du plagioclase,
donc du magma résiduel.

➤ Observation de terrain : âge et nature des roches produites

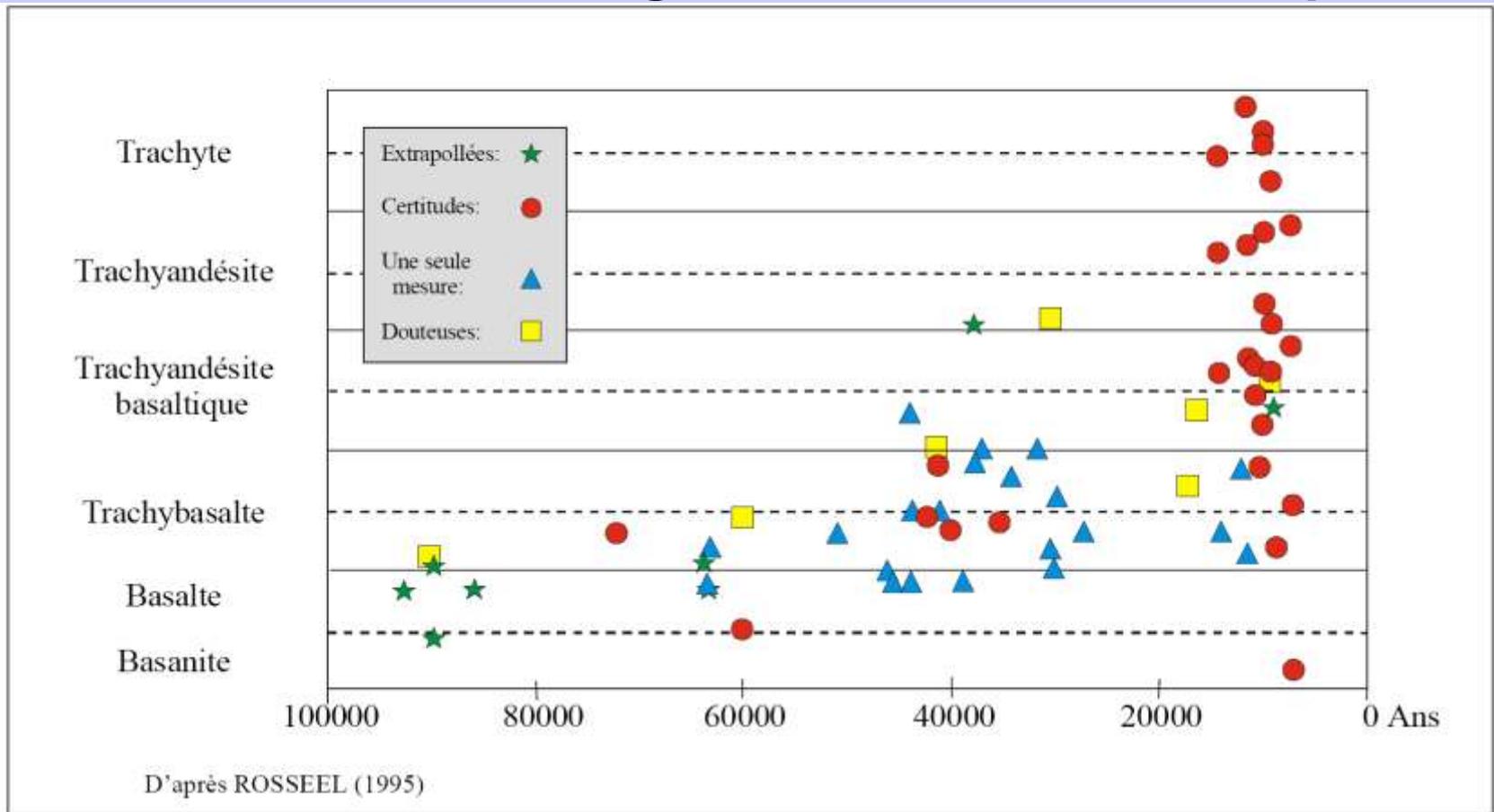
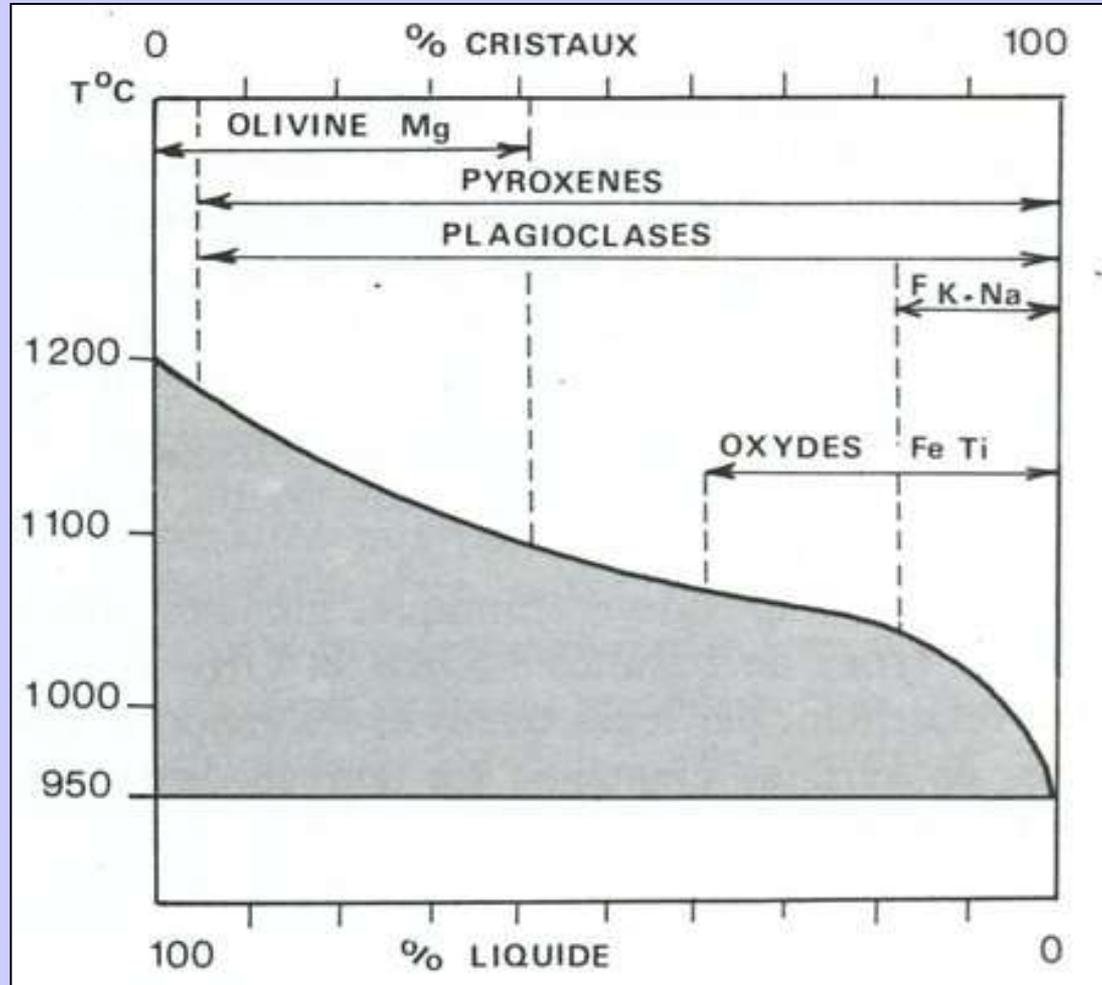


Figure 11 – Diagramme montrant l'ensemble des âges des produits volcaniques de la Chaîne des Puys en relation avec leur chimisme (d'après Rosseel, 1996 et de Goër, 1997). Un examen attentif des périodes d'activité montre clairement l'alternance de périodes d'activité et de périodes d'arrêt du volcanisme. Certaines de ces périodes de repos sont plus longues que celle qui nous sépare des dernières éruptions volcaniques (7000 ans). Ceci suggère qu'une reprise de l'activité volcanique est possible. Il est cependant impossible de savoir quand : dans 2 mois ou dans 2000 ans. Par contre l'évolution chimique et volcanologique passée des éruptions de la Chaîne des Puys indiquent une évolution marquée vers des produits de plus en plus riches en silice et par conséquent un dynamisme de plus en plus explosif.

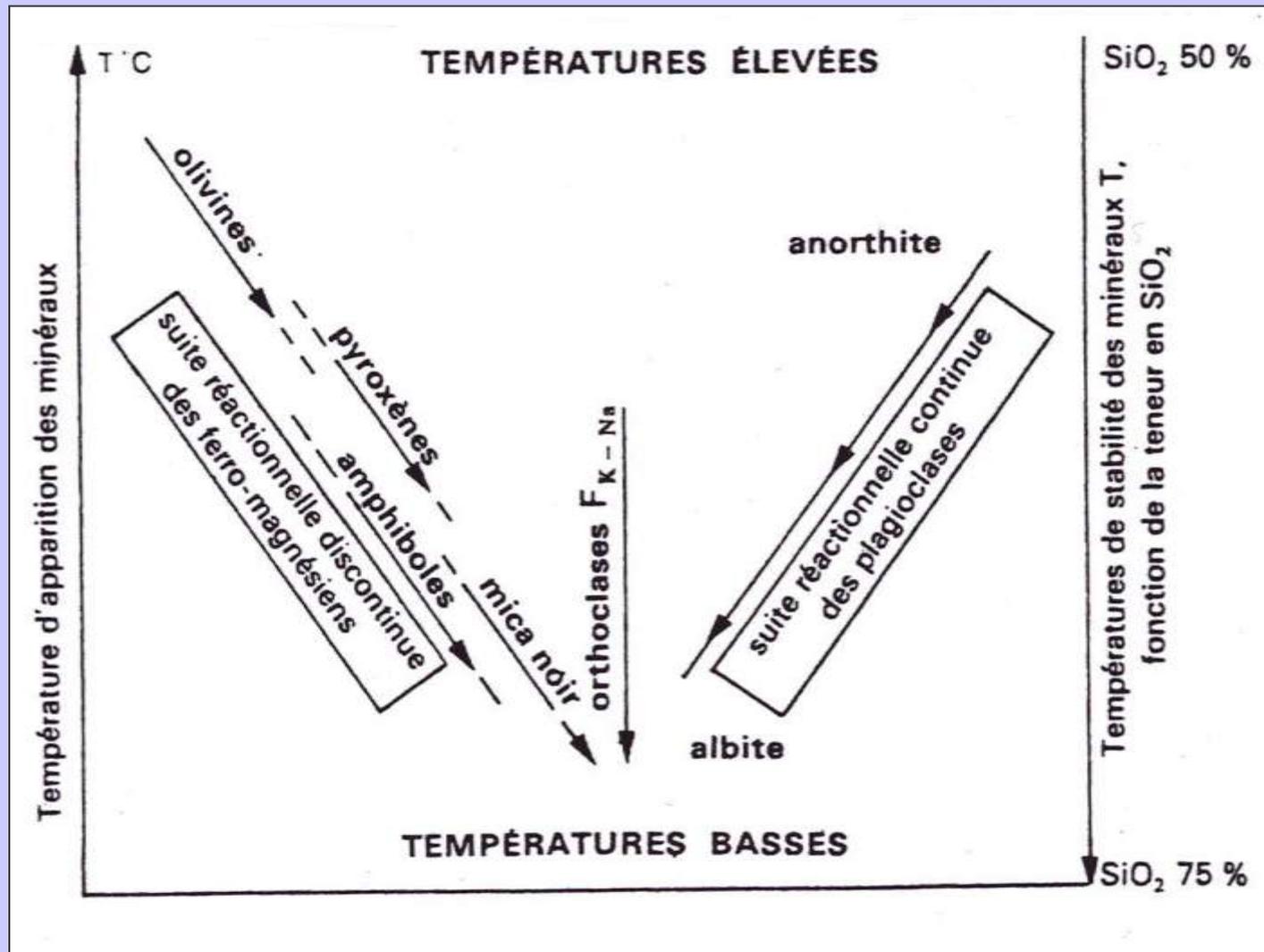
➤ Observation d'un ordre d'apparition des minéraux



Document 13. Ordre d'apparition des minéraux lors de la cristallisation lente d'une coulée de basalte d'Hawaï.

Le pourcentage de liquide est apprécié d'après celui des verres des laves solidifiées. A 900 °C, la lave est solide.

β. Approche expérimentale : les travaux de Bowen



Document 14. Les suites réactionnelles de Bowen.

(Dercourt J., Paquet J., "Géologie : objets et méthodes", Dunod Ed.).

- **Suite réactionnelle des ferro-magnésiens :**

Cas d'un magma peu riche en silice :

Liquide \rightarrow olivine + liquide

Olivine + liquide \rightarrow olivine + pyroxène

Cas d'un magma un peu plus riche en silice :

Liquide \rightarrow olivine + liquide

Olivine + liquide \rightarrow liquide

Liquide \rightarrow pyroxène + liquide

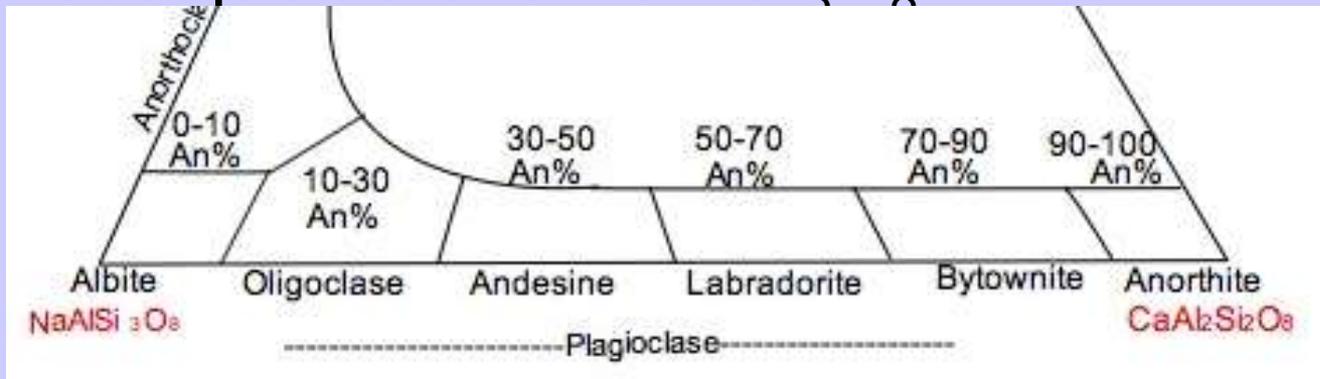
Pyroxènes + liquide \rightarrow amphiboles

Amphiboles + liquide \rightarrow mica

Mica + liquide \rightarrow quartz

- **Suite réactionnelle des plagioclases :**

- Suite continue (albite et anorthite ont la même structure cristalline)
- Pôle calcique : anorthite $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$
- Pôle sodique : albite $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$

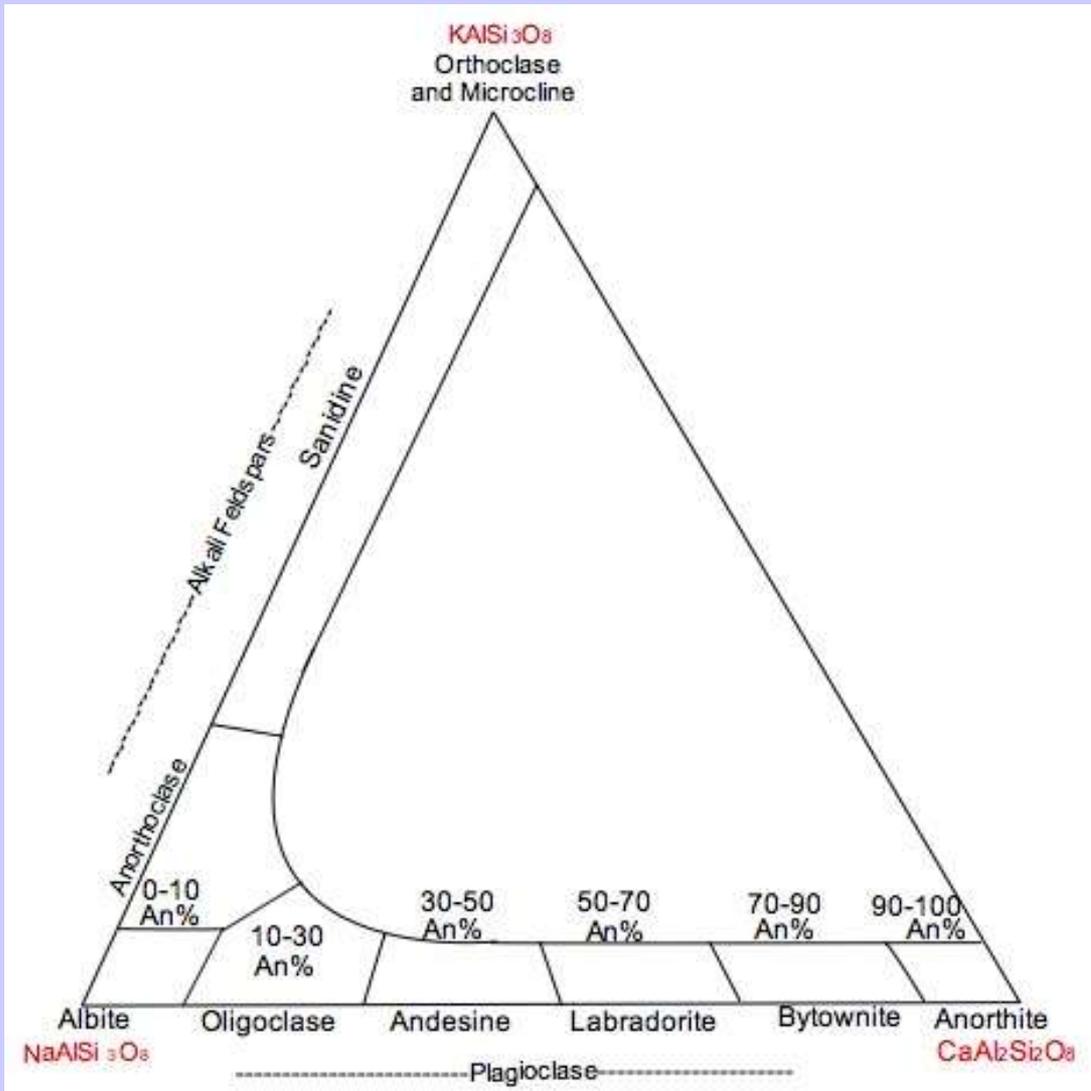


Lorsque la température diminue :

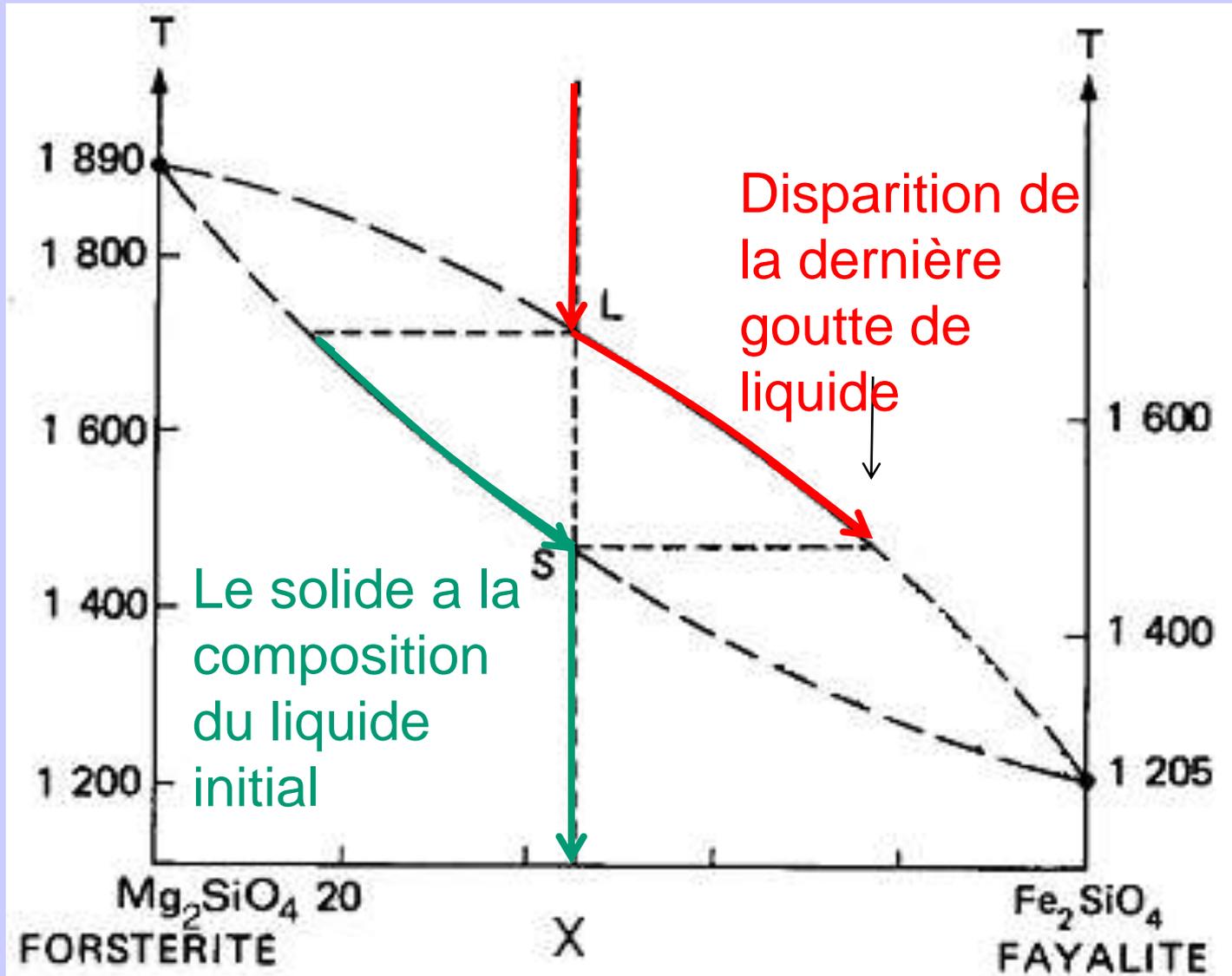
Plagioclase riche en Ca (anorthite) + liquide →
plagioclase un peu moins riche en Ca (bytownite) +
liquide

- Suite réactionnelle des feldspaths potassiques :

Sanidine → anorthose → orthose → quartz
ou feldspathoïde

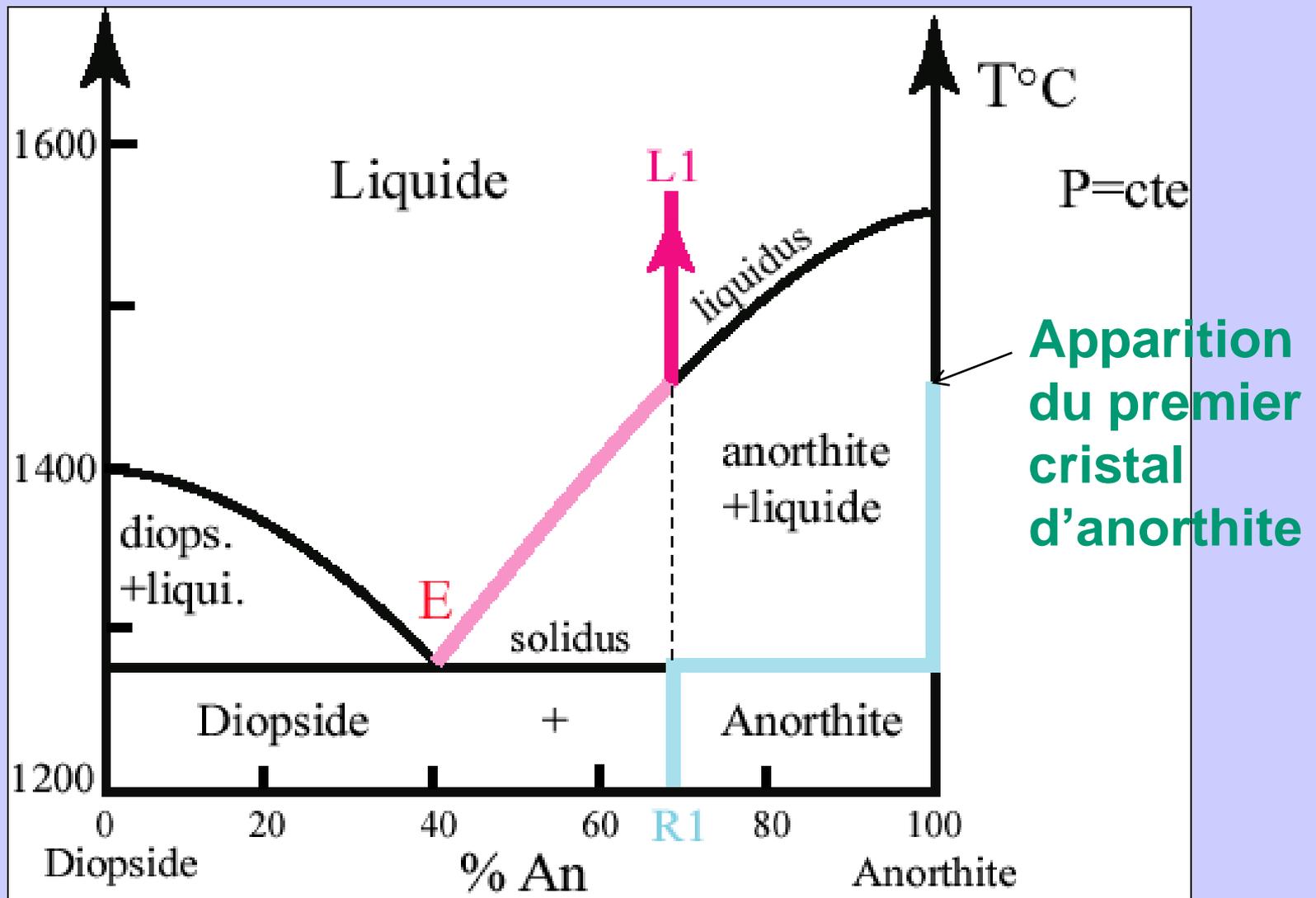


γ. Ordre d'apparition des minéraux dans les diagrammes étudiés



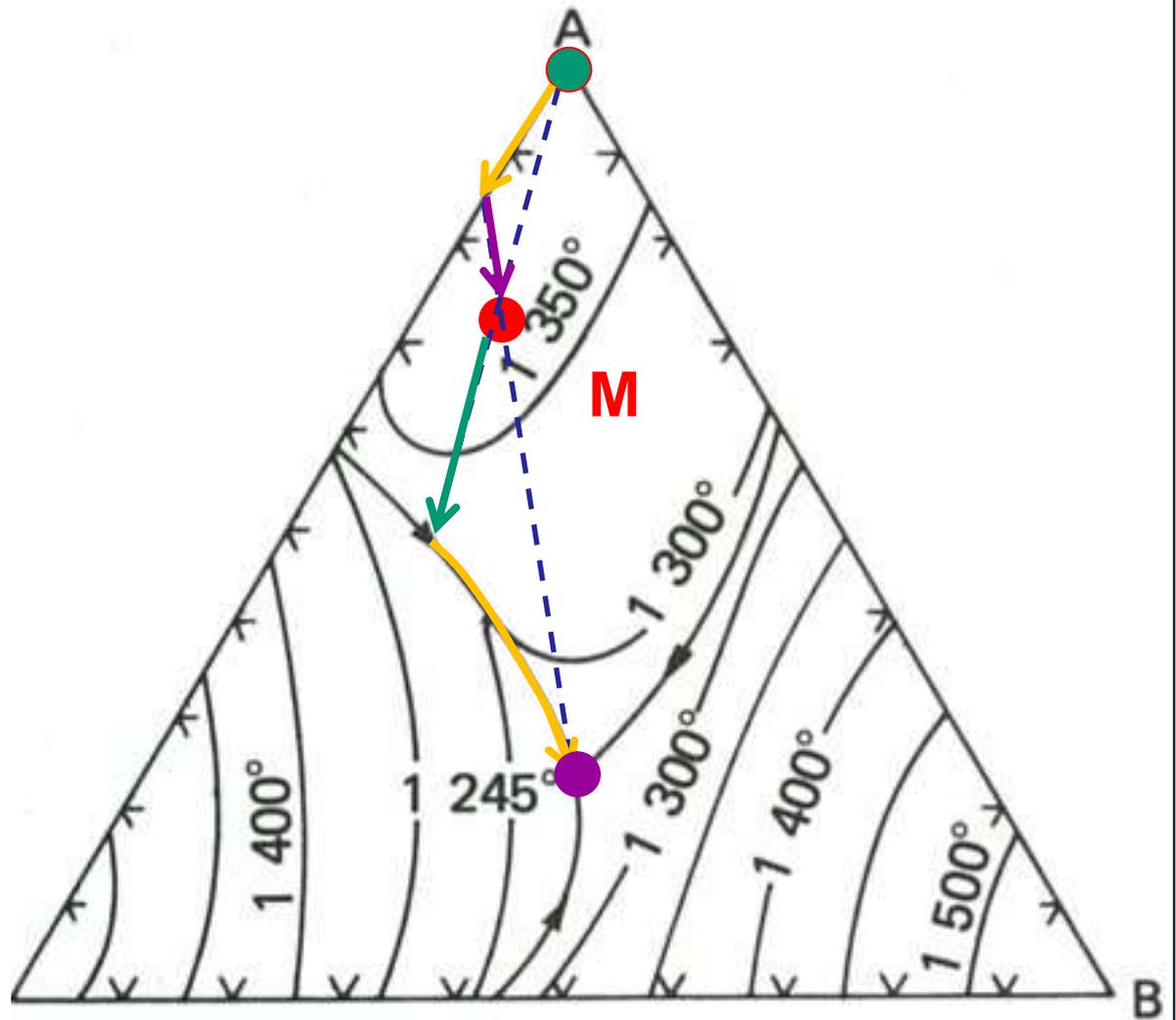
Cristallisation fractionnée dans un diagramme binaire (ex. olivine).

(Dercourt J., Paquet J., " Géologie : objets et méthodes ", Dunod Ed.).



Cristallisation fractionnée dans un diagramme binaire avec eutectique (inverser le sens de la flèche sous L1).

A cristallise, la composition du liquide résiduel évolue en « descendant » la surface liquidus jusqu'à la ligne cotectique A+C+liquide
A + C cristallisent, la composition du liquide résiduel suit la ligne cotectique jusqu'au puits eutectique
A + B + C cristallisent, le liquide a la composition de l'eutectique, jusqu'à ce qu'il n'en reste plus
A la fin, le solide a la même composition M que le liquide initial

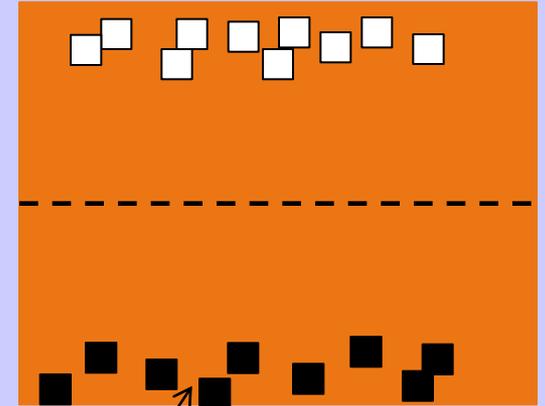
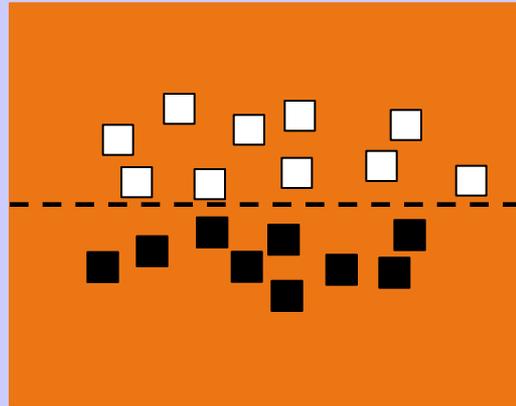
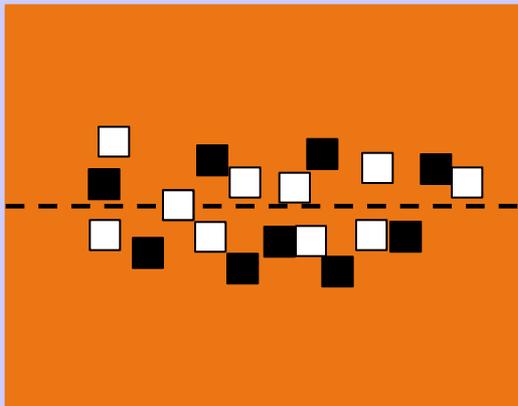


Document 15. Cas du refroidissement d'un liquide de composition M.
 Cette projection représente la surface du liquidus.

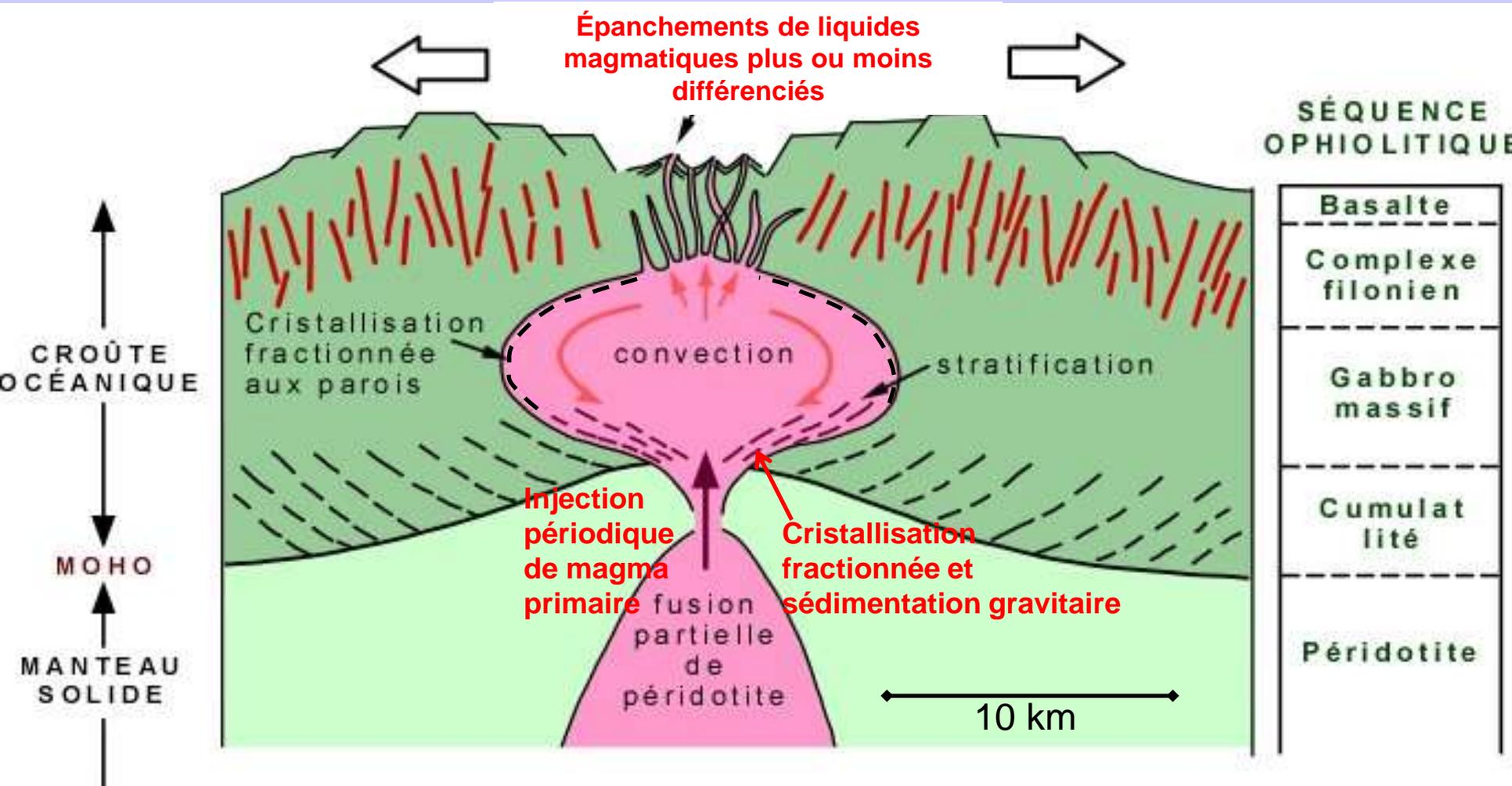
δ. Séparation solide / liquide dans la chambre magmatique et différenciation des magmas

➤ **La sédimentation gravitaire**

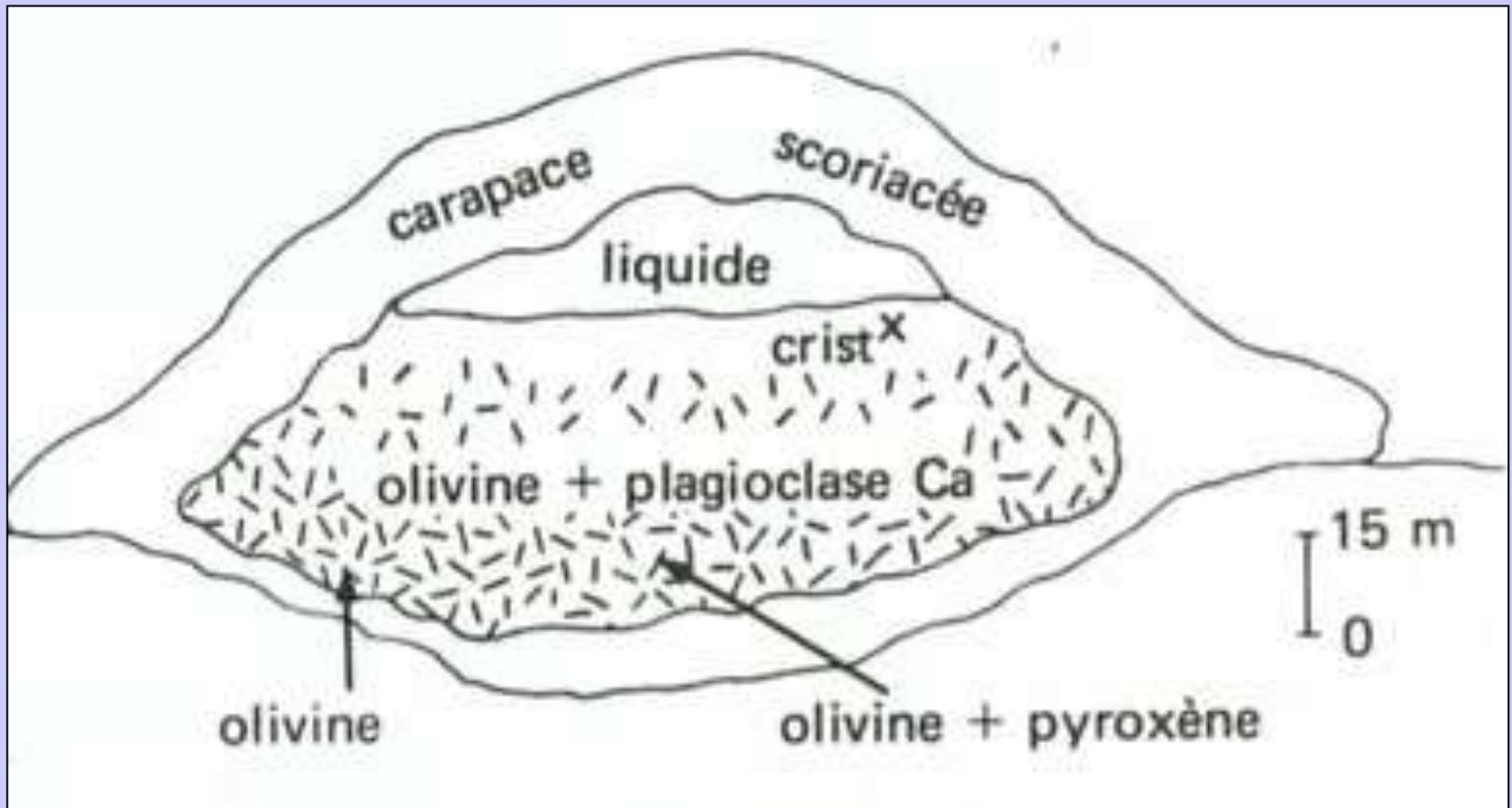
Séparation des minéraux selon leur densité :



schlieren



Document 16. Différenciation magmatique dans une chambre magmatique (cas d'une dorsale rapide).



Document 17. Mécanisme de “ sédimentation ” des cristaux les premiers formés dans un culot basaltique en cours de refroidissement.

(Dercourt J., Paquet J. “ Géologie, objets et méthodes ”, Dunod Ed.).

➤ La cristallisation aux parois

Différence de température entre le cœur de la chambre magmatique et les parois → croissance cristalline sur les parois et liquide résiduel au cœur

➤ Le filtre – presse

Lorsque la phase solide est importante par rapport à la phase liquide :

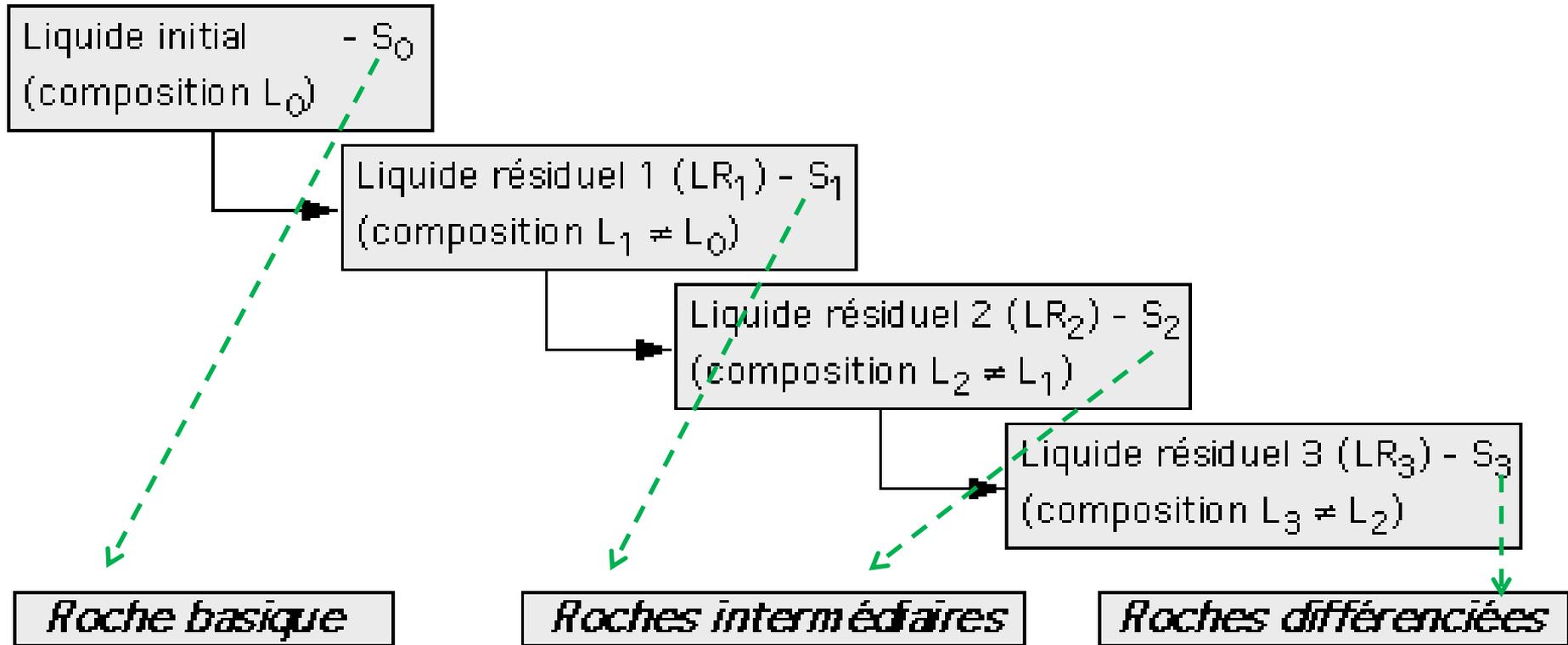
Compaction des cristaux → liquide interstitiel chassé

Document 18. Principe de la cristallisation fractionnée.

MAGMA PRIMAIRE

MAGMA INTERMÉDIAIRE

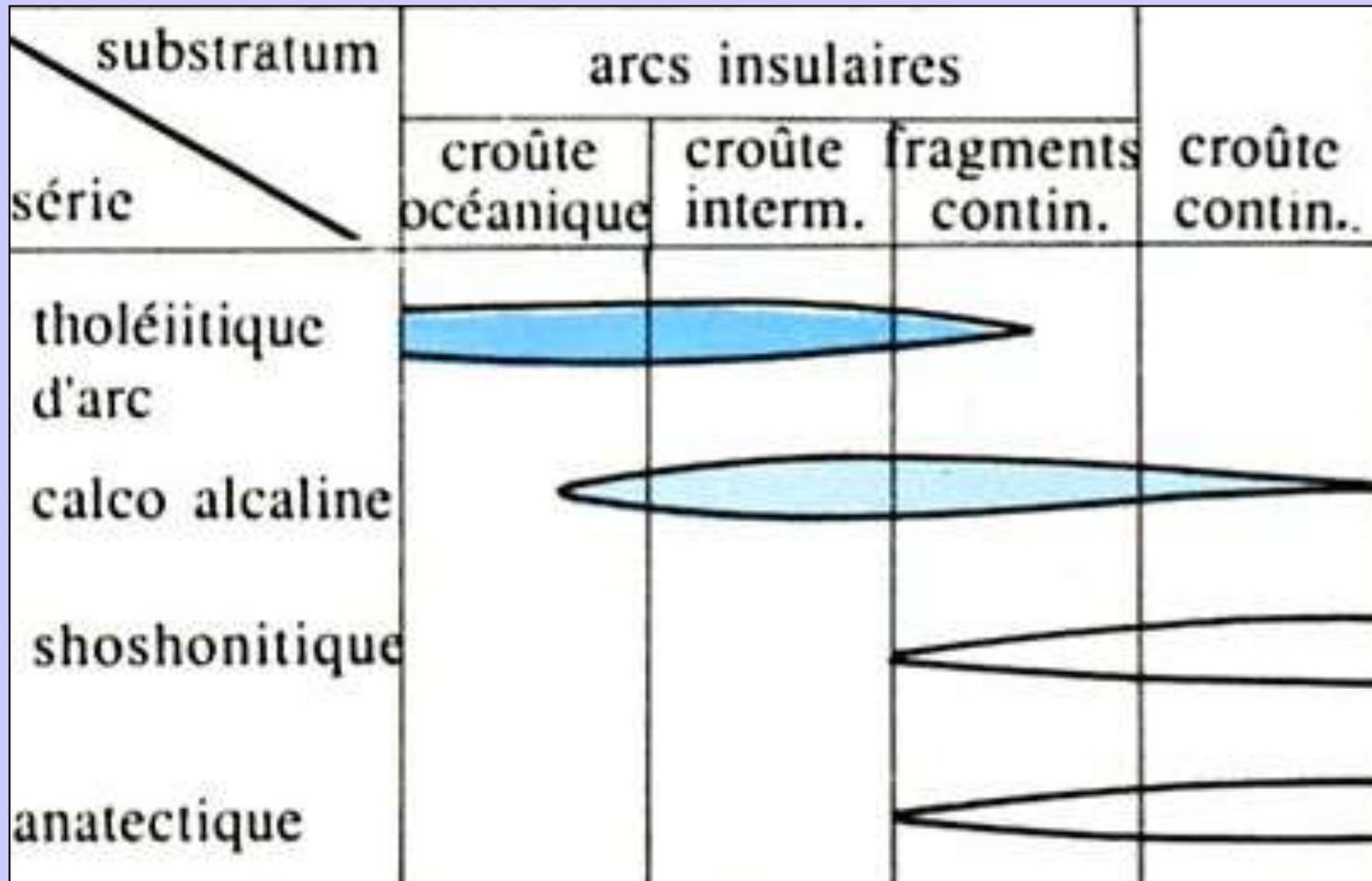
MAGMA DIFFÉRENCIÉ



Différenciation magmatique : tout processus permettant à un magma (primaire) d'évoluer vers un magma différent.

Nécessité d'une séparation cristaux / phase liquide

b. Mélanges, contamination par la croûte chevauchante



Document 19. Distribution des séries volcaniques orogéniques dans différents types de zones de subduction.

(Caron J.M. et coll., " Comprendre et enseigner la Planète Terre ", Ophrys Ed.).

Mélange de deux magmas de compositions chimiques différentes

<http://planet-terre.ens-lyon.fr/image-de-la-semaine/lmg333-2010-11-29.xml>



Enclaves basiques
(gabbro à grain fin)
dans un granite rose.
Baie de Sainte-Anne,
Trégastel (Côtes
d'Armor).

Photographie : Florence Kalfoun

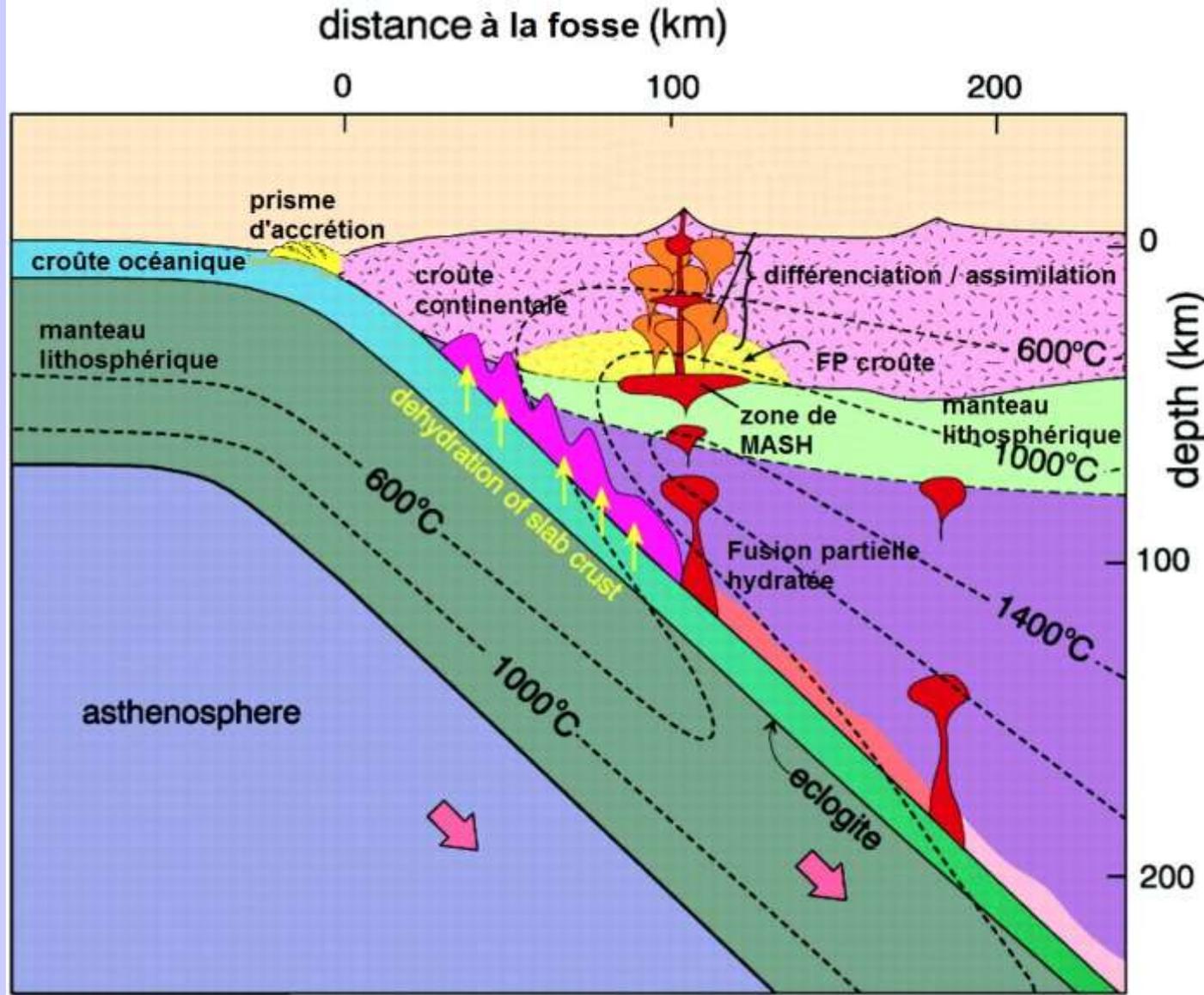


Enclaves de gabbro
contenant des orthoses.
Baie de Sainte-Anne,
Trégastel (Côtes d'Armor).

Orthose dans une enclave
de gabbro.

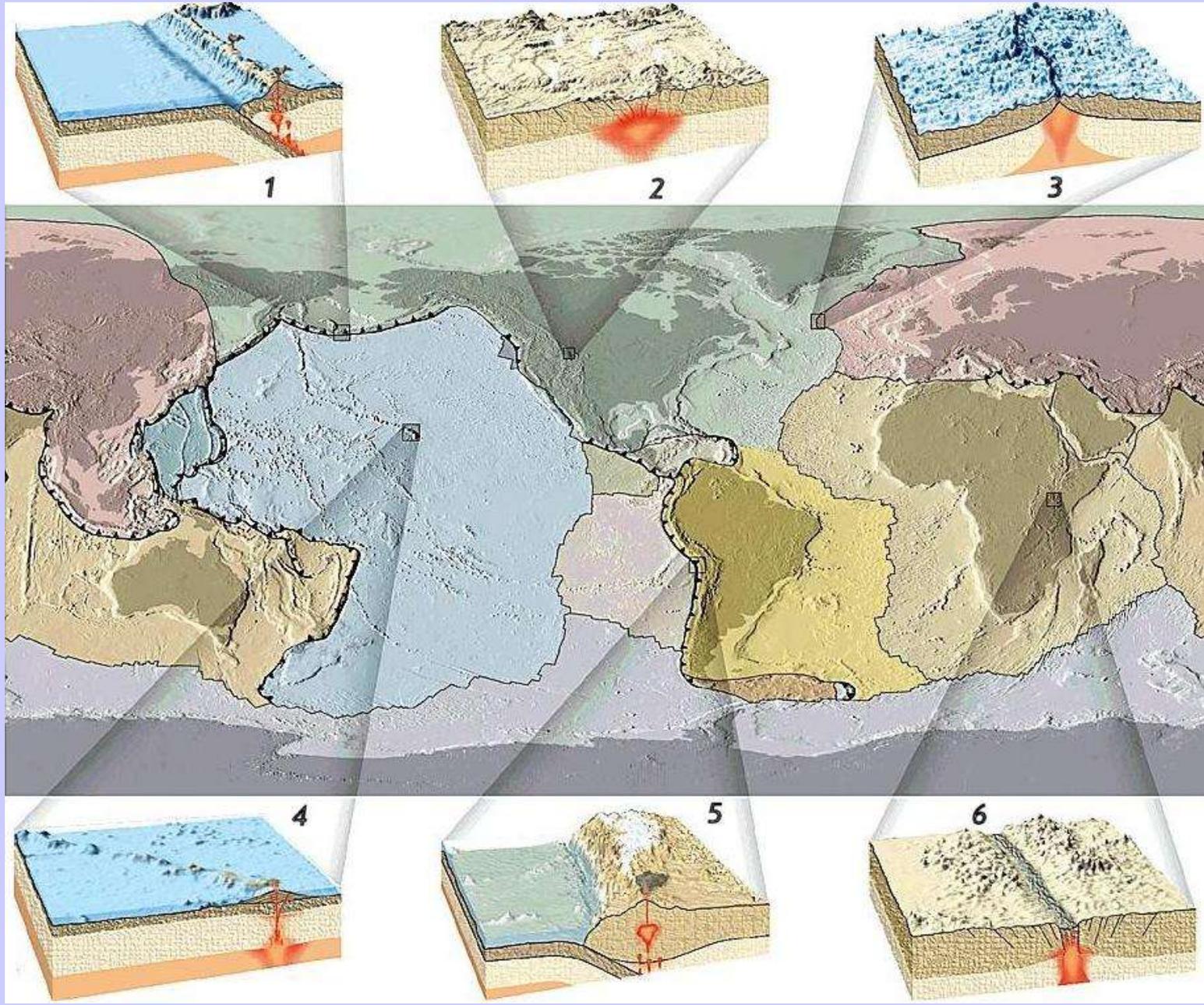
L'orthose est entourée d'un
liseré blanc, preuve d'une
réaction entre orthose et
gabbro. Cette auréole claire est
constituée de plagioclase (une
telle structure est nommée
texture rapakivi).





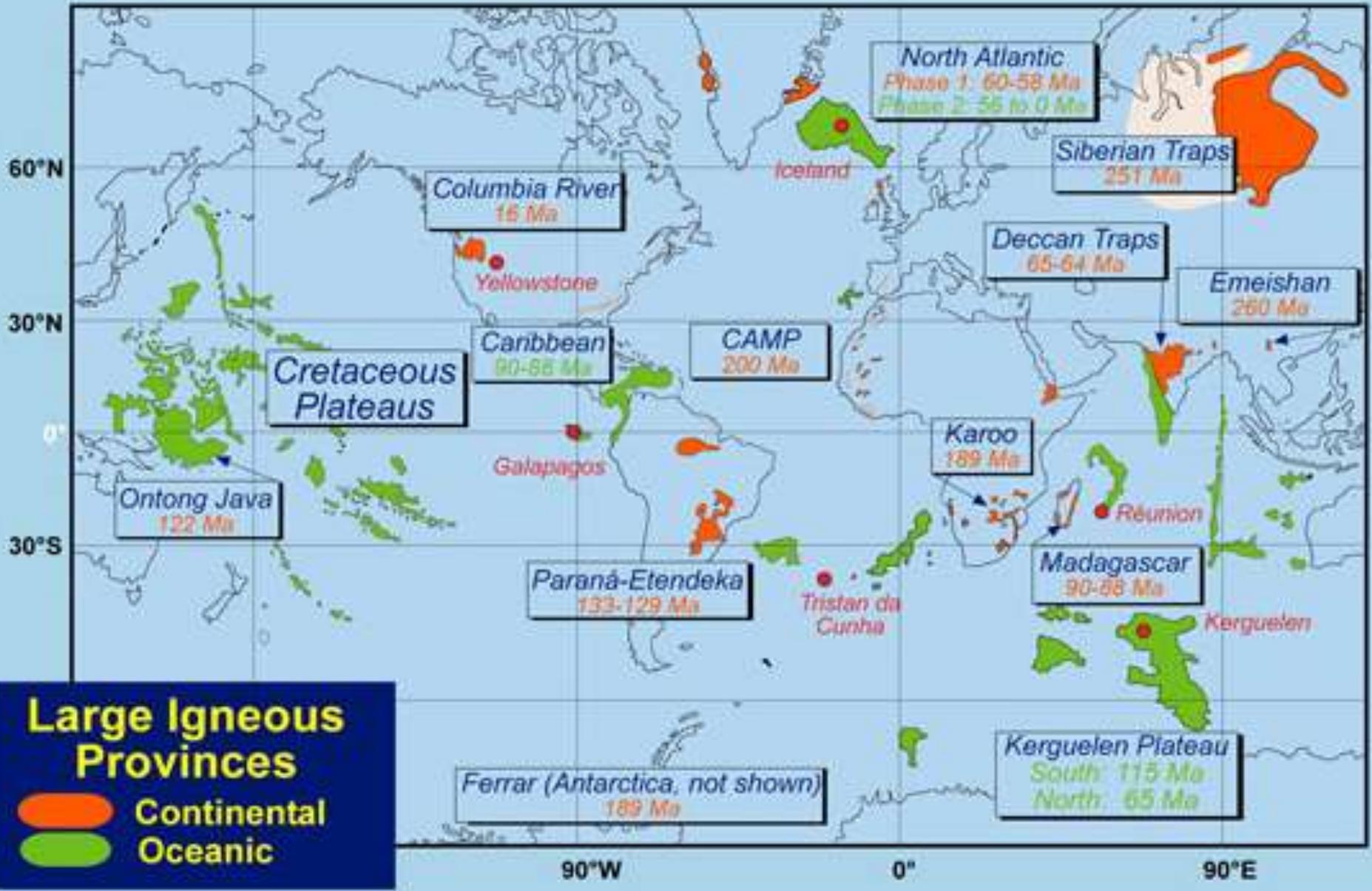
Document 20. Modèle de formation des magmas dans une zone de subduction MASH.

2. Principales séries et contextes géodynamiques



Document 21. Bilan : Magmatisme et contextes géodynamiques

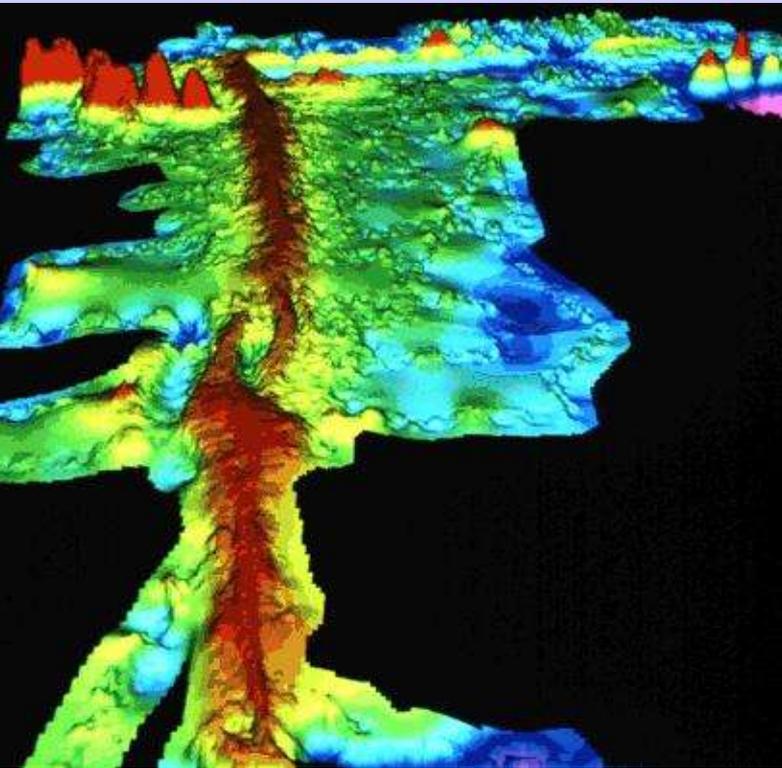
Contexte géodynamique	Source du magma	Conditions de la fusion partielle	Profondeur FP	Taux FP	Nature et chimie magma I	Roches magmatiques et série correspondantes
Dorsales	Manteau asthénosphérique	Décompression adiabatique	Débute vers 75 km 20 – 30 km	20 – 25 %	Basalte tholéitique Assez riche en SiO ₂ : 47-49 % pauvre en alcalins : K ₂ O < 0,5 % Na ₂ O ≈ 2,5 %	basalte MORB gabbro Série tholéitique
Points chauds	Manteau inférieur ? (700 à 2900 km)	Augmentation de T consécutive à panache mantellique ascendant	Débute vers 300 km ? 50 – 100 km	5 % (peut atteindre 20 %)	Basalte alcalin Pauvre en SiO ₂ : 44 – 47 % Riche en alcalins : K ₂ O 1 % Na ₂ O 3 - 4 %	basalte OIB, trachyte (alcaline) rhyolite (alcaline) Série alcaline
Subduction	Manteau asthénosphérique et/ou manteau lithosphérique	Hydratation consécutive au métamorphisme HP-BT de la LO subduite	100 – 150 km	10 %	Basalte alumineux Saturé en SiO ₂ : 48 - 53 % Riche en Al ₂ O ₃ > 16 % Riche en eau Assez riche en alcalins	andésite granodiorite rhyolite granite Série calco-alcaline



III. Des magmas aux roches magmatiques

1. Dans le cas du volcanisme

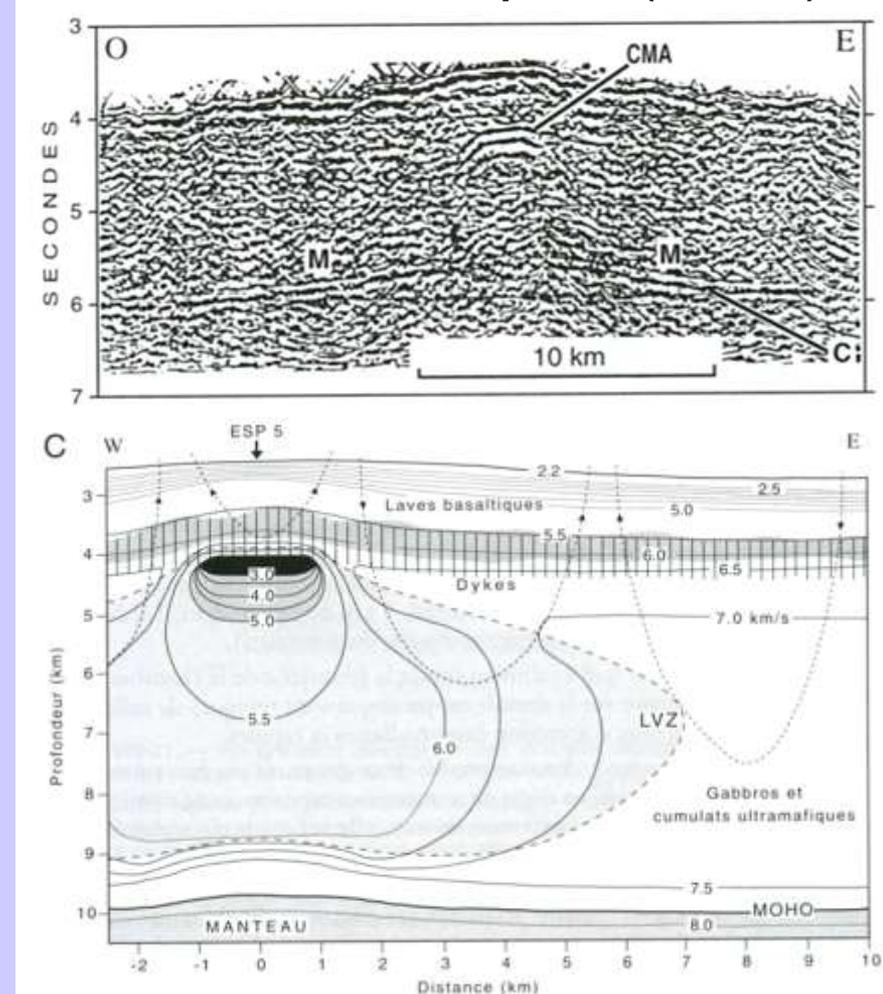
a. Accrétion océanique au niveau des dorsales

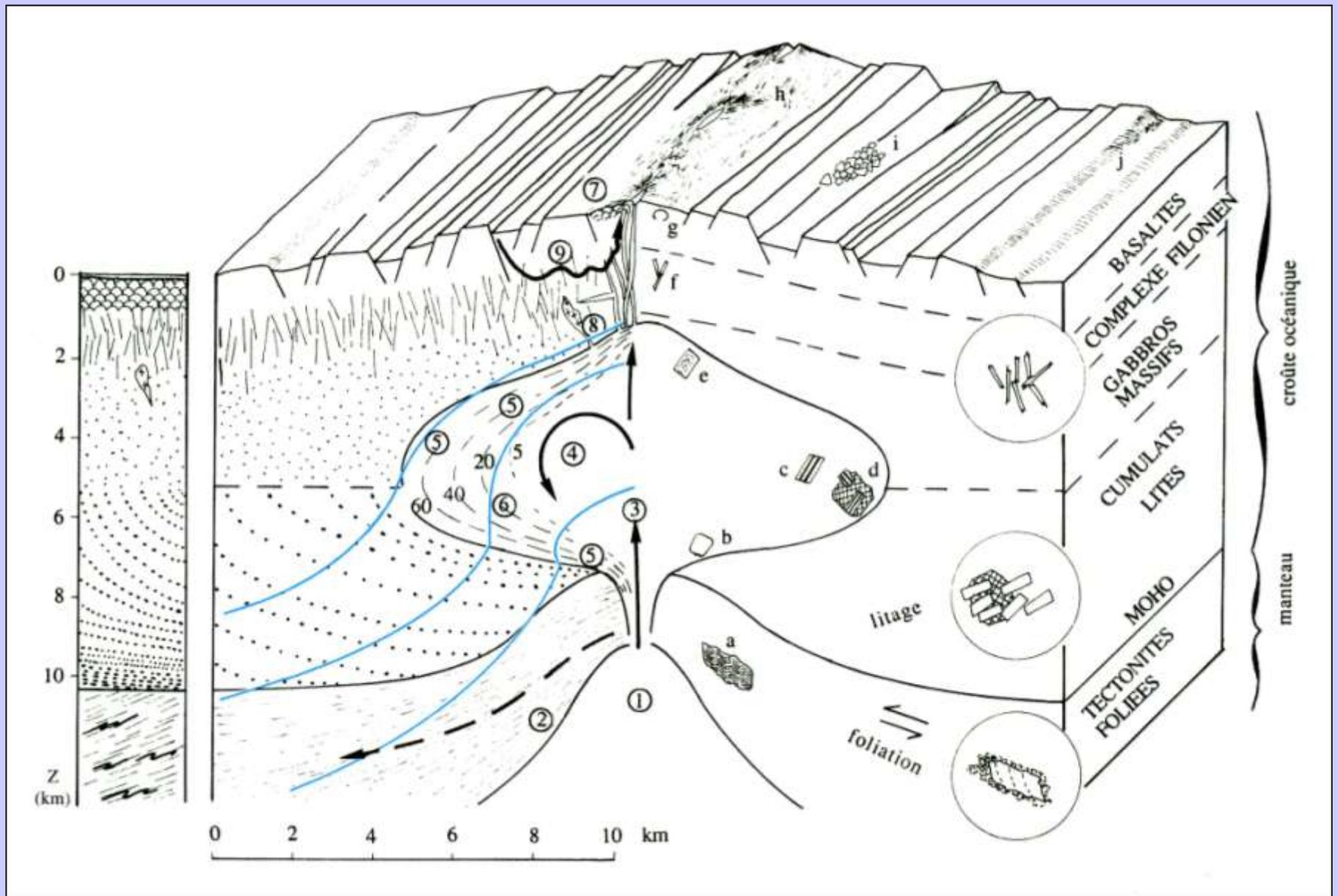


Carte topographique numérique d'un segment de la dorsale est-Pacifique.

<http://pubs.usgs.gov/gip/dynamic/topomap.html>

Données sismiques (cf TP)





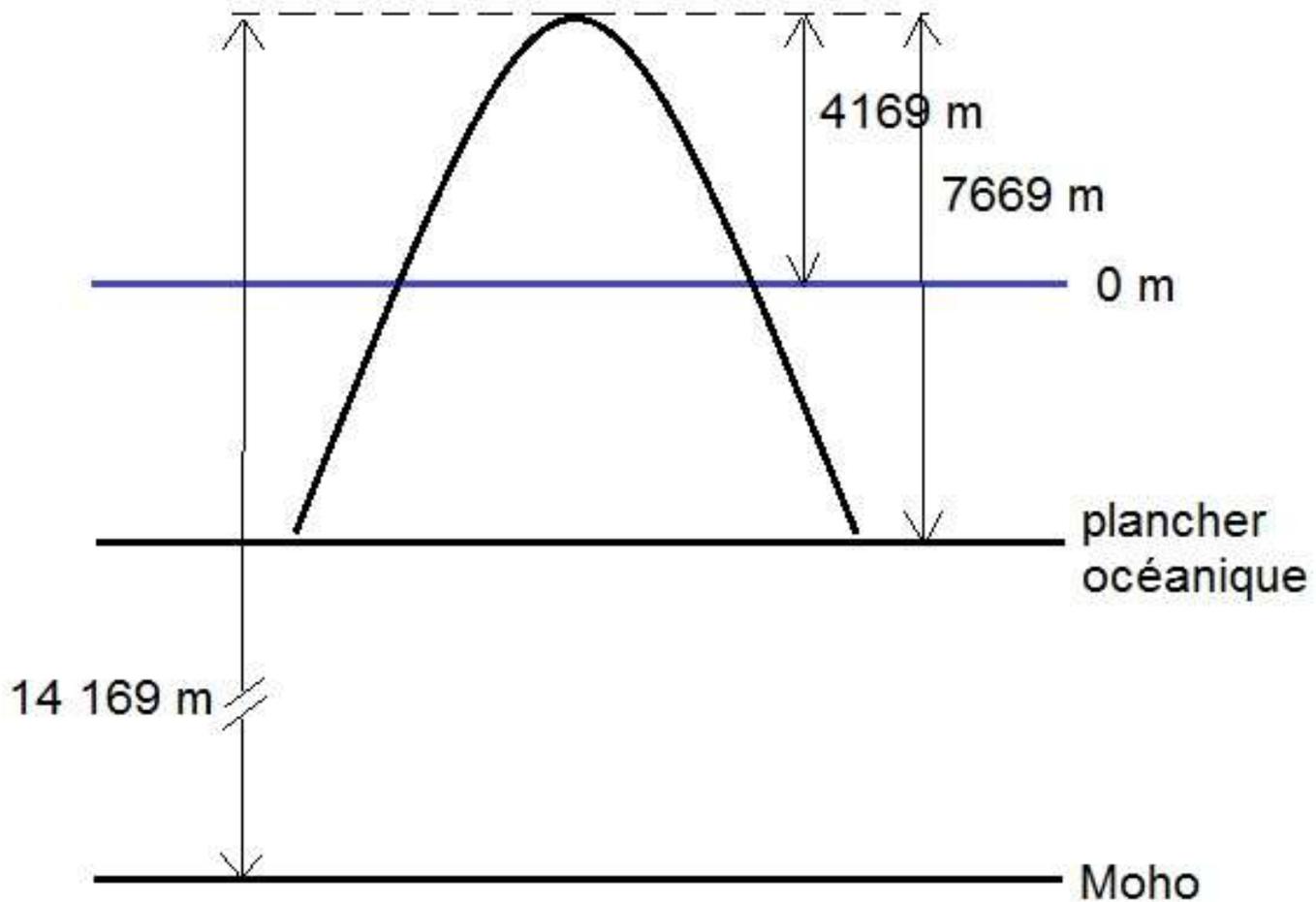
Document 22. Modèle de fonctionnement d'une chambre magmatique.

(Caron J.M. et coll., " Comprendre et enseigner la Planète Terre ", Ophrys Ed.).

b. Dans le cas du volcanisme intraplaque



Fontaine de lave du Pu 'u O 'o à Hawaï, octobre 1983.
La hauteur d'une telle fontaine varie de 10 à 100 m,
mais peut occasionnellement atteindre 500 m.



Cas du Mauna Loa

2^e plus haut sommet d'Hawaï, c'est le plus grand volcan du Monde

Pression du magma au dessus du Moho :

$$P = \rho g z$$

$\rho = 2,7$ (magma basaltique) g/cm^3

$z = 14\ 169$ m (au-dessus du Moho)

$g = 10$ m/s^2 ou N/kg

$1/10^5$ pour avoir un résultat en bar ($1 \text{ Pa} = 1 \text{ N/m}^2 = 10^{-5} \text{ bar}$)

$$P = 2,7 \times 10 \times 7669 \times 1/10^5 = 3,83 \text{ kbar}$$

Cette pression permet au magma d'arriver au sommet du Mauna Loa. Elle est acquise lors de la fusion partielle :

C'est la **surpression magmatique ΔP**

liée à la différence entre ρ magma et ρ encaissant (= manteau)

De la surpression
à la profondeur de la fusion partielle :

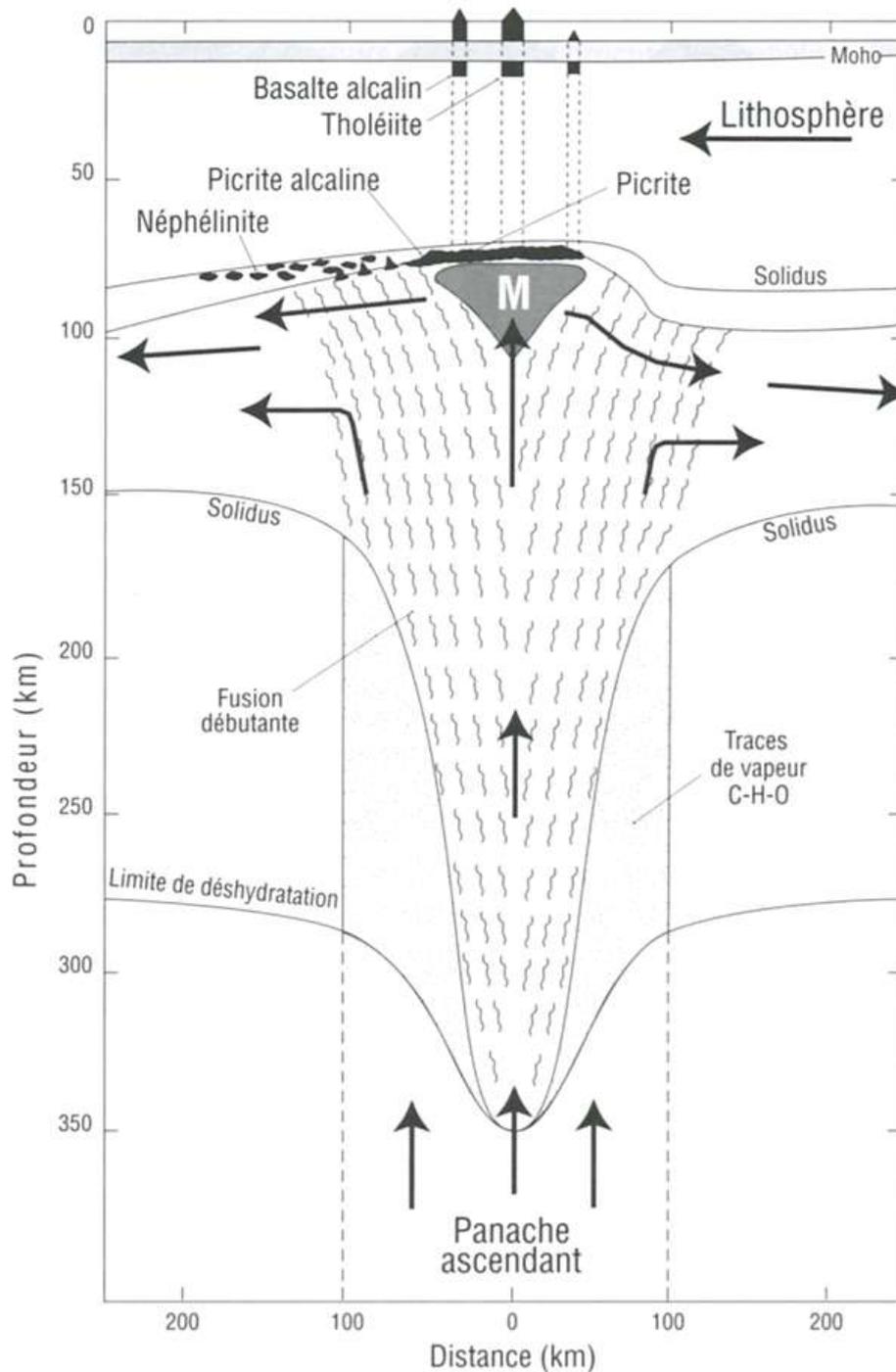
$$\Delta P = \Delta \rho g z$$

Avec $\Delta \rho = \rho_{\text{manteau}} - \rho_{\text{magma}} = 3,3 - 2,7 = 0,6 \text{ g/cm}^3$

$$z = \Delta P / \Delta \rho g = 3,83 / (0,6 * 10) \times 10^5 = 63\ 833 \text{ m}$$

(x10⁵ car pression donnée en bar)

→ **Le magma est formé 64 km sous le Moho,
Soit à 74 km sous le niveau de la mer**



Document 23. Modèle de production de magma dans un panache mantellique ascendant.

M : zone de stockage des magmas près du sommet du panache.

(Juteau T., Maury B, " Géologie de la croûte océanique ", Dunod Ed.).

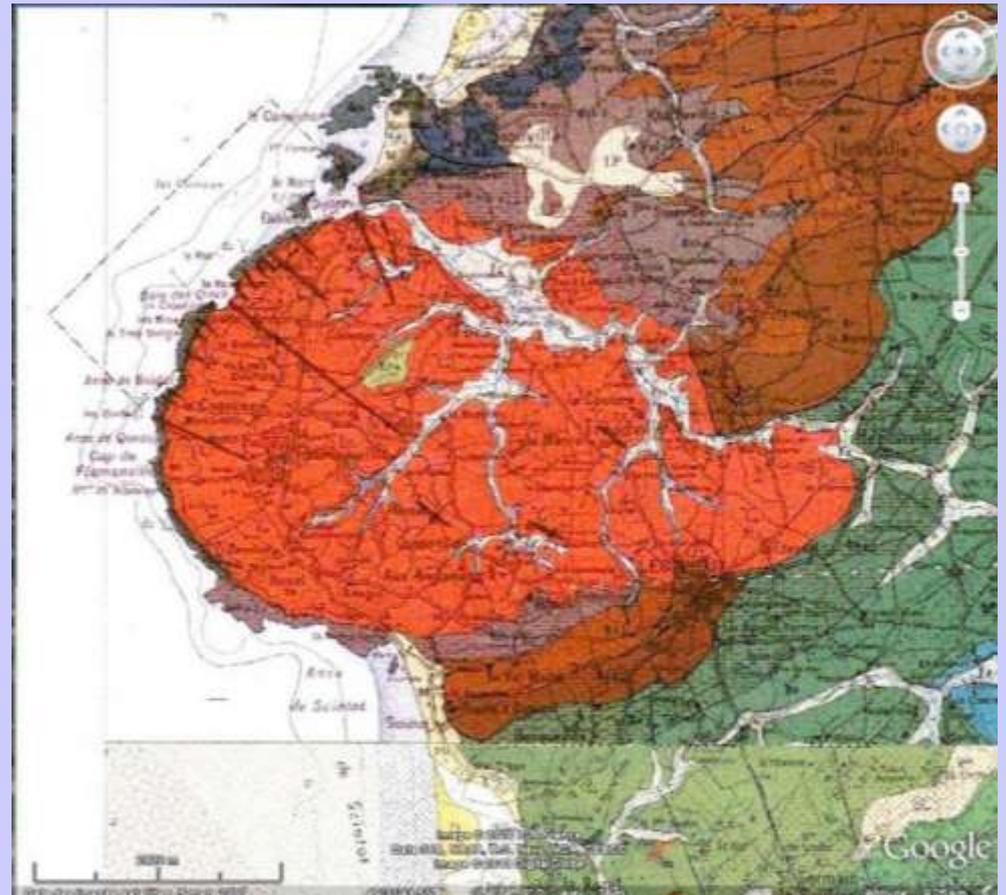
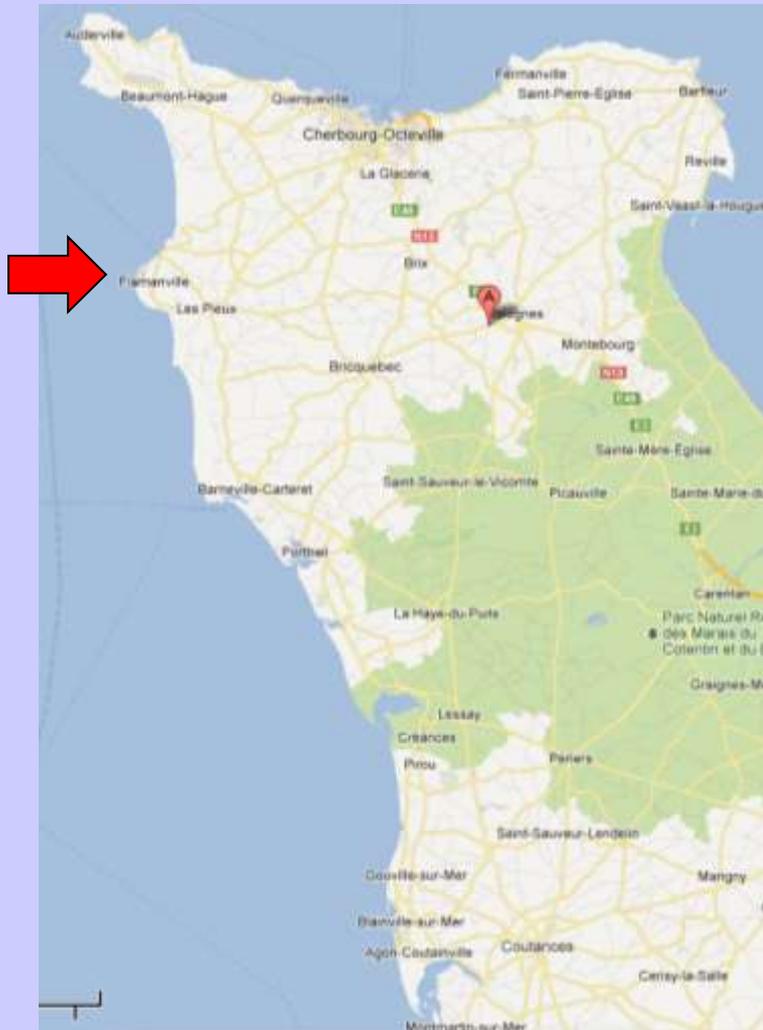
c. Dans le cas du volcanisme des zones de subduction

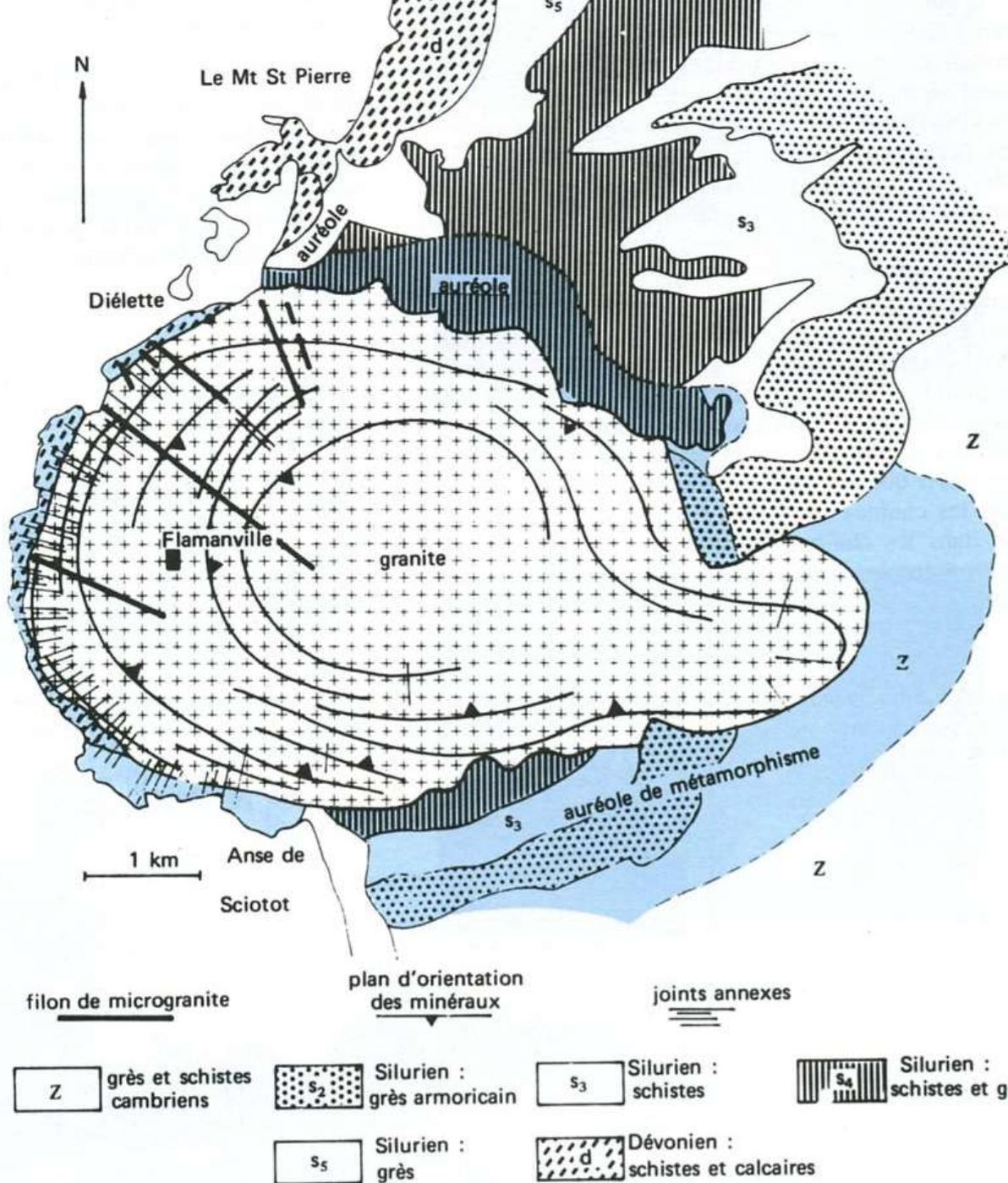
**Eruption du Mont
Saint Helens le 22
juillet 1980.**



2. Dans le cas du plutonisme

a. Le granite de Flamanville (région de Cherbourg, Cotentin)



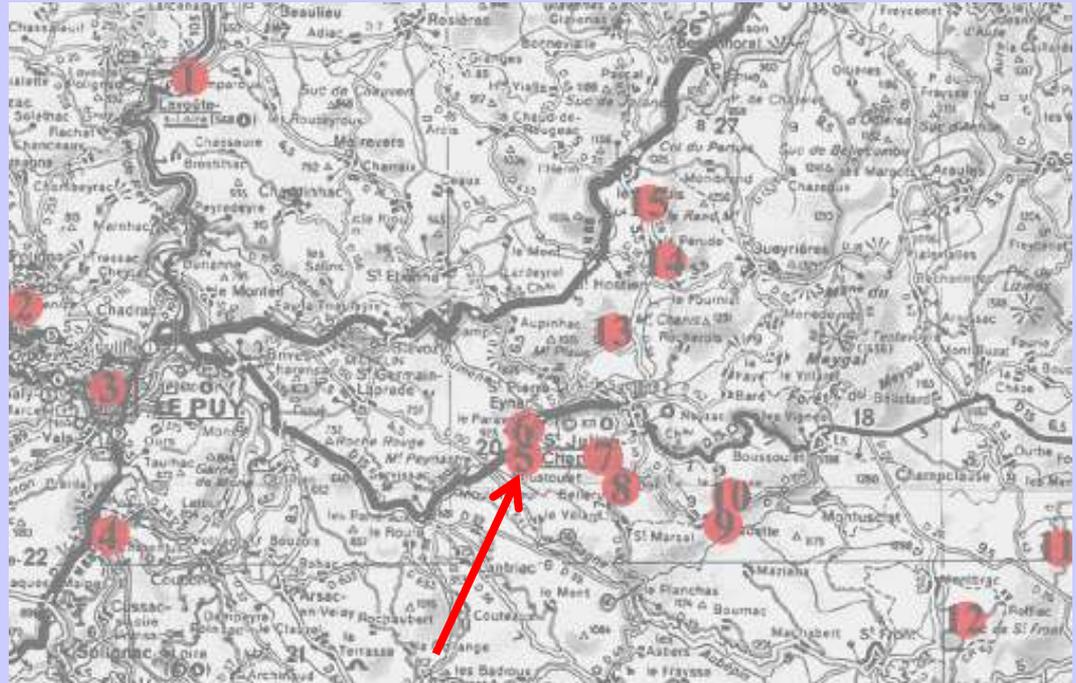
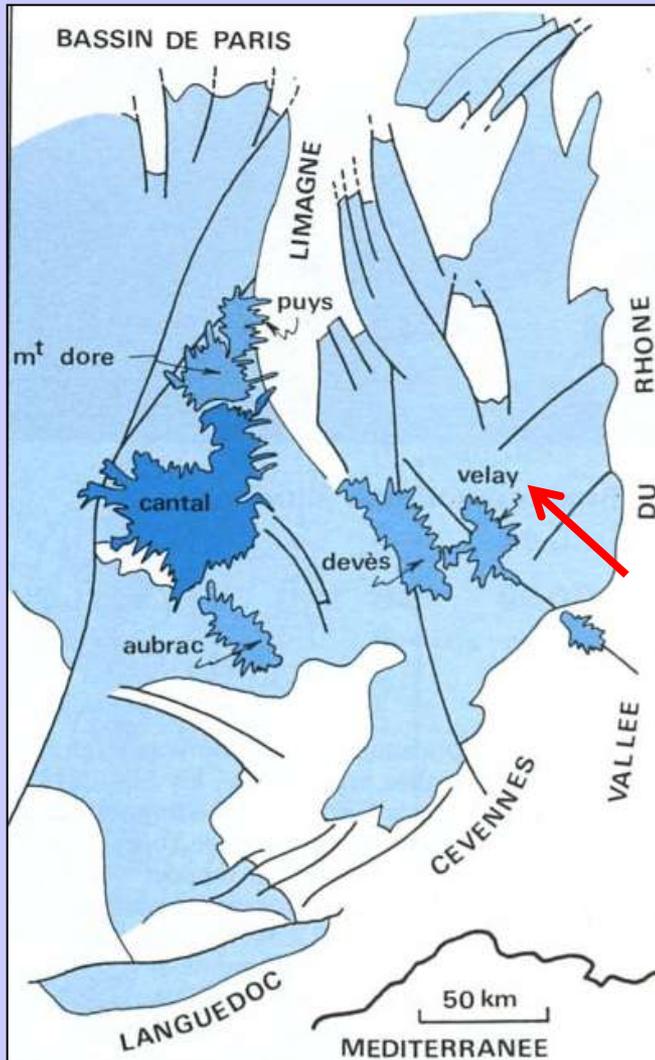


Orthose dans le granite de Flamanville : texture porphyroïde.

Document 24.
Carte géologique schématique du massif de Flamanville.

(Dercourt J., Paquet J. " Géologie, objets et méthodes ", Dunod Ed.).

b. Le granite à cordiérite du Velay



Itinéraire géologique dans le Velay

5 : granite à biotite et à cordiérite.

Localisation des principaux édifices volcaniques récents du Massif Central français.

(Dercourt J., Paquet J., "Géologie : Objets et méthodes" Dunod Ed.).

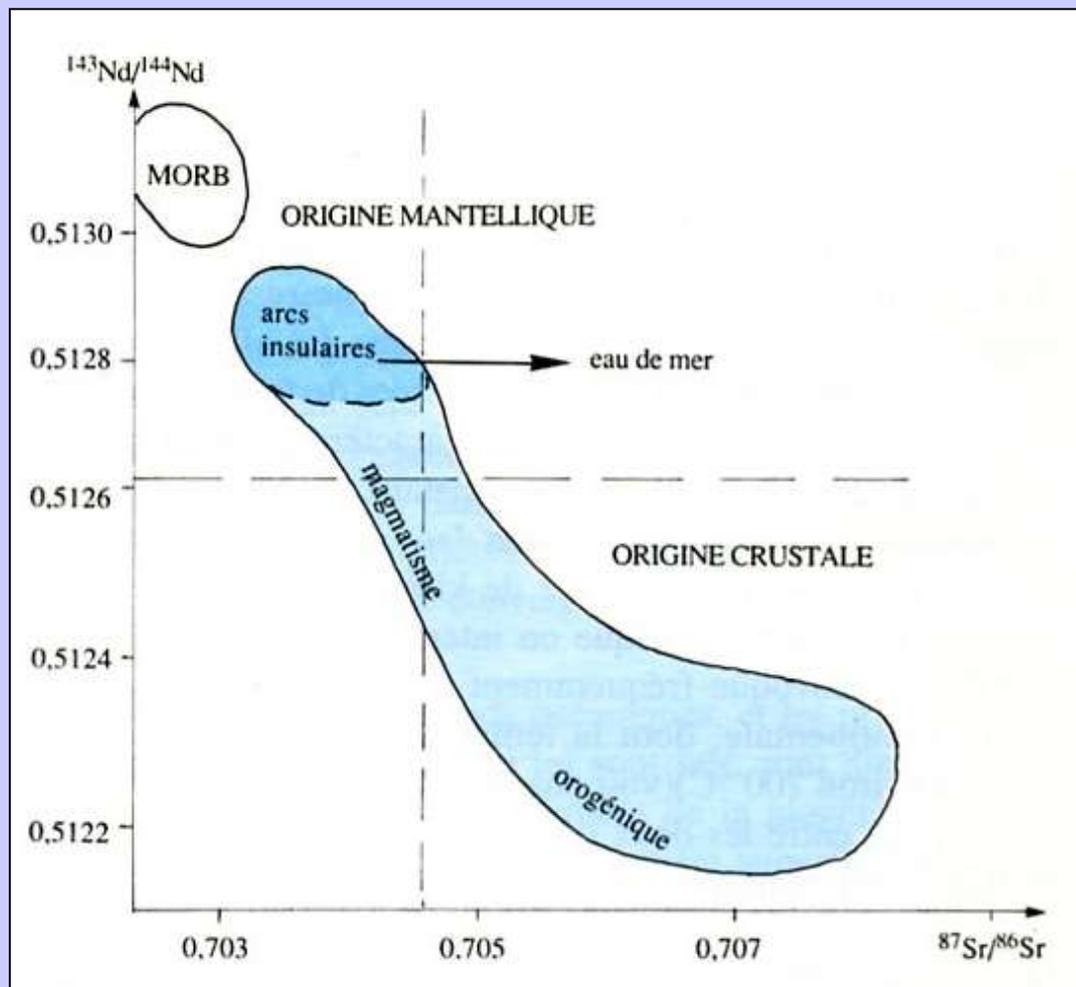


A gauche en haut : Granite du Velay à biotite et cordiérite.

A gauche en bas : migmatite (= anatexite) du Velay. Remarquer l'alternance de niveaux clairs (magmatiques granitiques) et de niveaux sombres (métamorphiques, à texture planaire conservée).

A droite : Orthogneiss constituant le toit du granite du Velay.





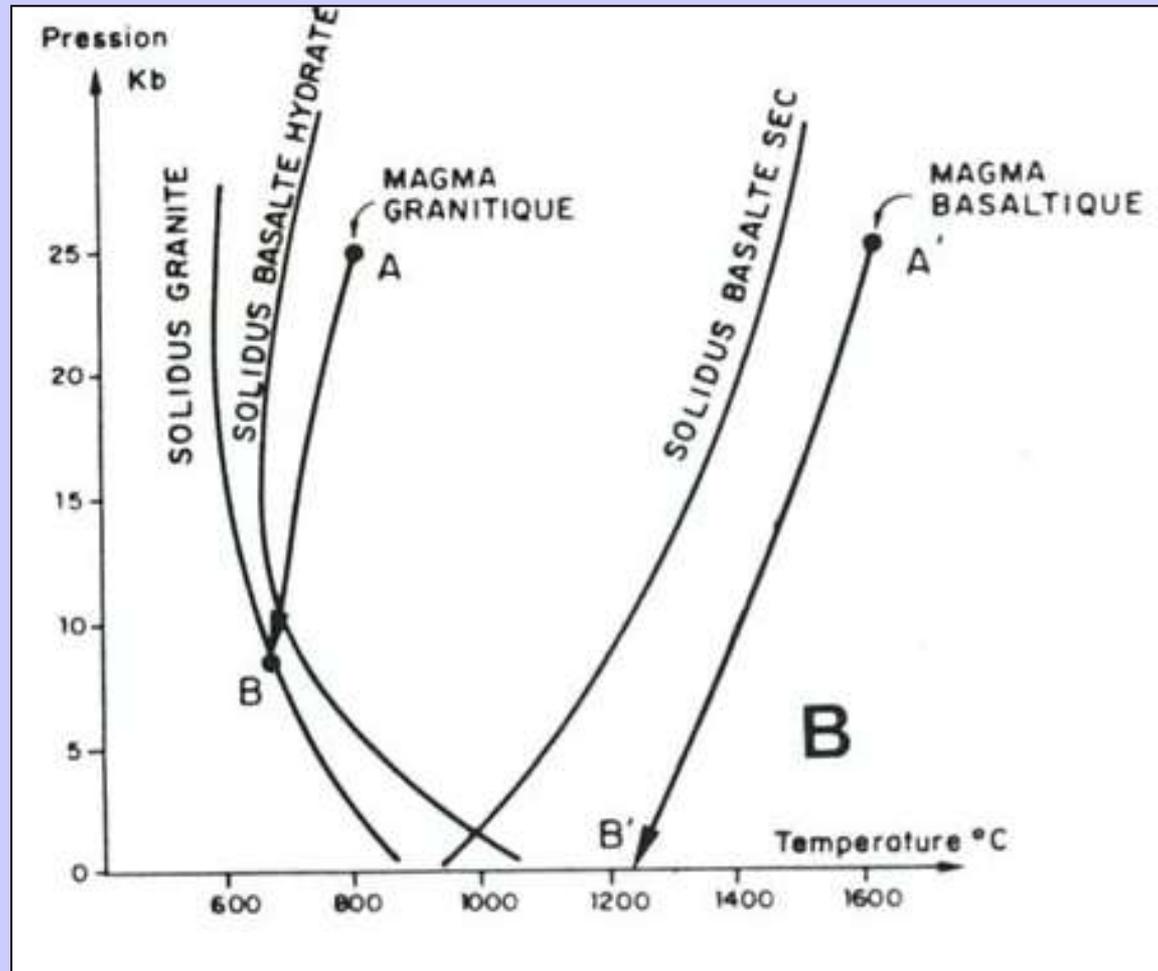
Document 25. Traceurs géochimiques du magmatisme orogénique.

L'origine mantellique du magmatisme orogénique est attestée par les faibles valeurs de $^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr}$ et les fortes valeurs de $^{143}\text{Nd} / ^{144}\text{Nd}$ (quadrant en haut à gauche).

L'influence crustale se traduit par des points en bas à droite du diagramme.

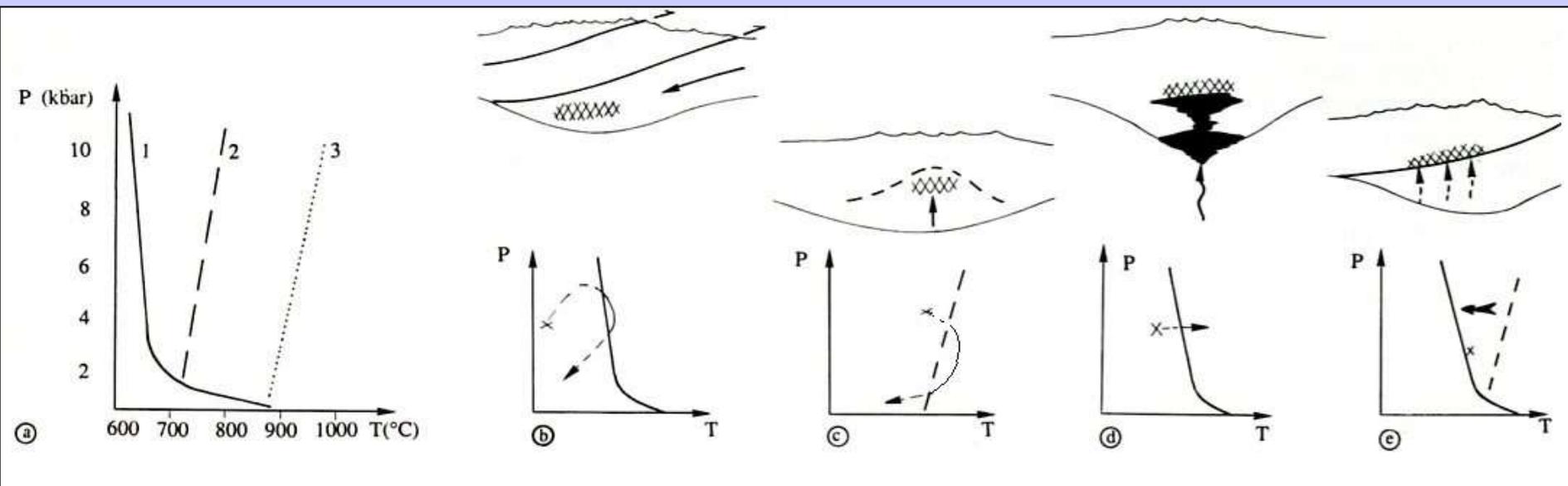
(Caron J.M. et coll., " Comprendre et enseigner la Planète Terre ", Ophrys Ed.).

c. Généralisation : mise en place des magmas granitiques



Document 26. Courbes solidus – liquidus pour un magma basaltique anhydre et pour un magma hydraté. Comparaison avec le solidus d'un magma granitique. La droite AB représente l'évolution d'un magma granitique lors de sa remontée. La droite A'B' celle d'un magma basaltique.

(Pomerol C. Renard M. "Eléments de géologie", Masson Ed.).



Document 27. Circonstances de l'anatexie crustale.

a. Solidus de différents magmas granitiques : mélange Q-Al-Or en présence d'eau (1) ; granite sec (2) ; mélange Q-Al-Or sec (3).

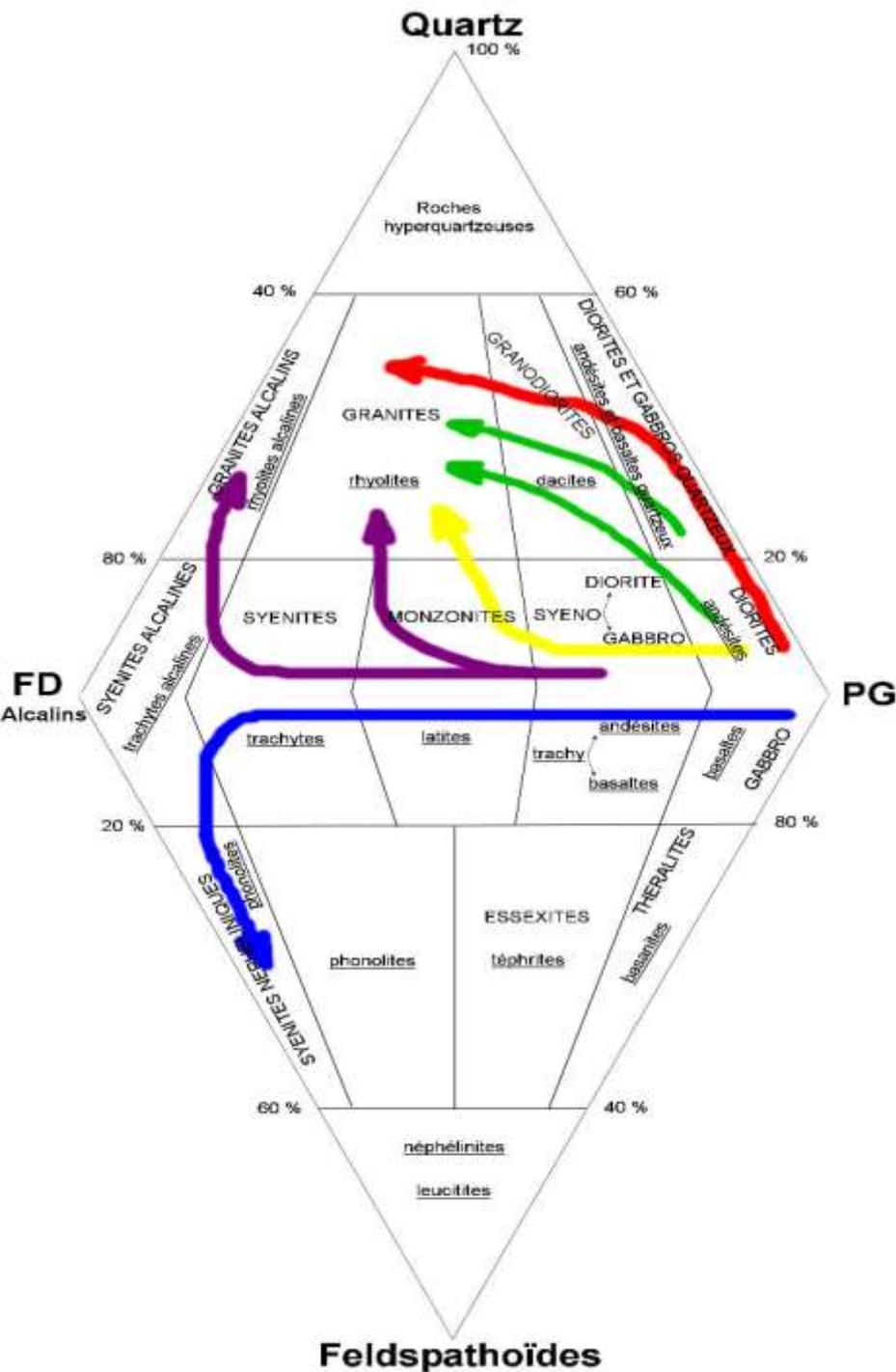
b. Enfouissement tectonique, réchauffement puis remontée isostatique liée au décapage par l'érosion.

c. Décompression liée à l'érosion et l'extension post-orogénique, réchauffement (richesse en éléments radiogènes).

d. Réchauffement par l'apport magmatique d'origine mantellique.

e. Déshydratation par métamorphisme de l'unité inférieure qui hydrate l'unité chevauchante.

(D'après : Caron J.M. et coll., « Comprendre et enseigner la Planète Terre », Ophrys Ed.).



Document 28. Principales séries magmatiques dans la diagramme de Streckeisen.

- 1 (rouge). Série tholéiitique.
- 2 (vert). Série calco-alcaline
- 3 (violet). Série alcaline saturée en silice
- 4 (bleu). Série alcaline sous-saturée en silice.