

ST F : Le magmatisme



ST – F – 2 :

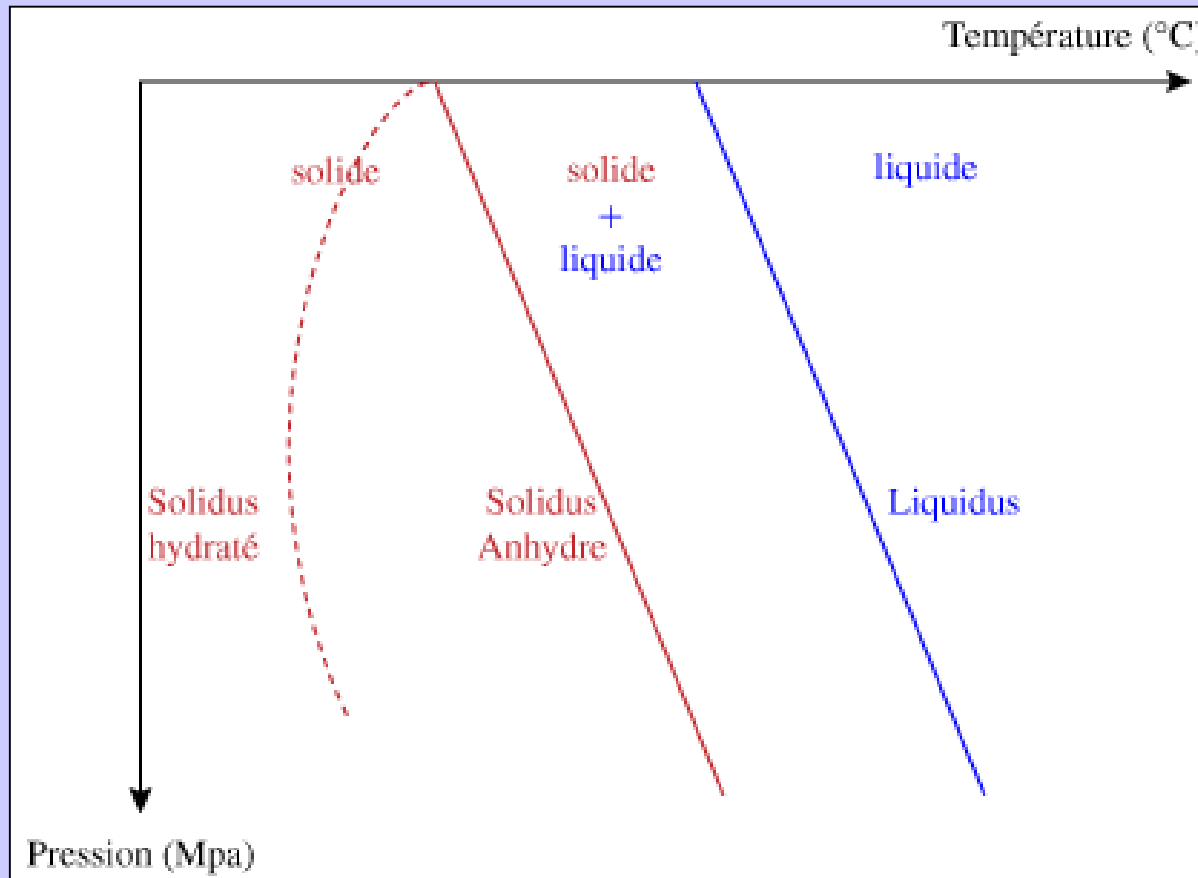
Etna, 2/10/05

Les processus fondamentaux du magmatisme

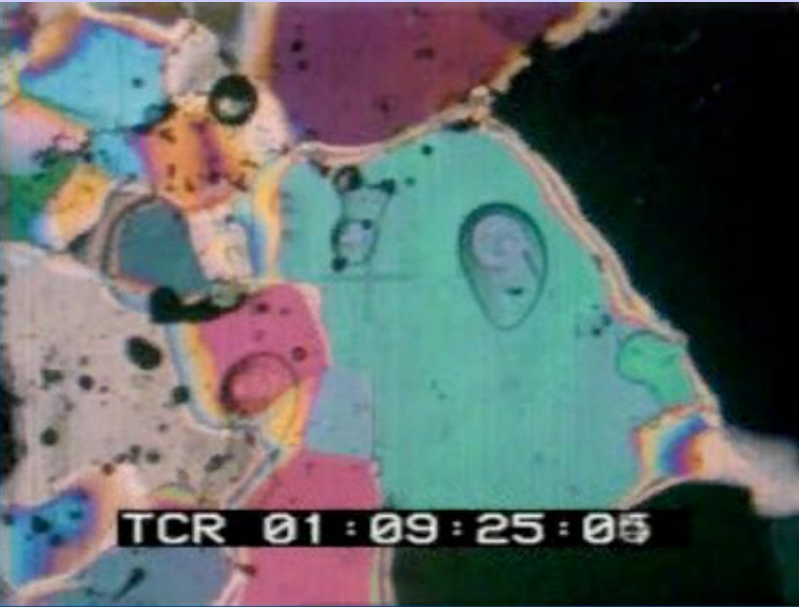
I. Production des magmas primaires

1. Quelques préliminaires à l'étude des magmas primaires

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



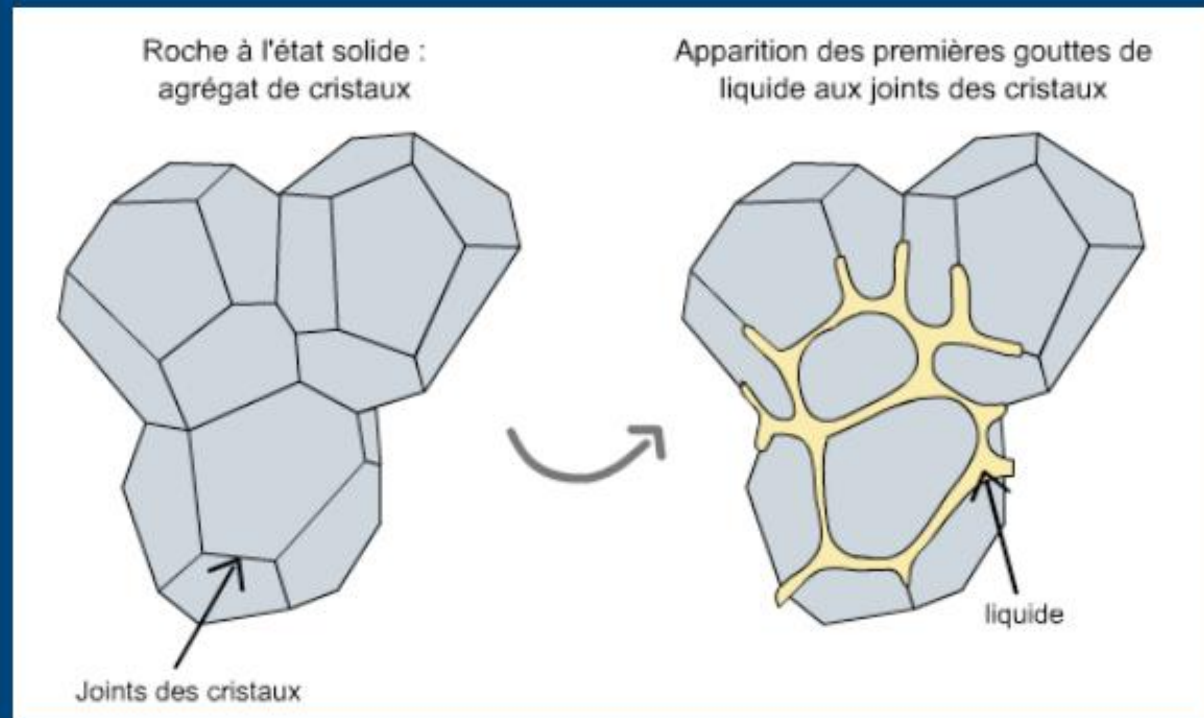
Document 1. Conditions P, T de la fusion d'une roche.



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.

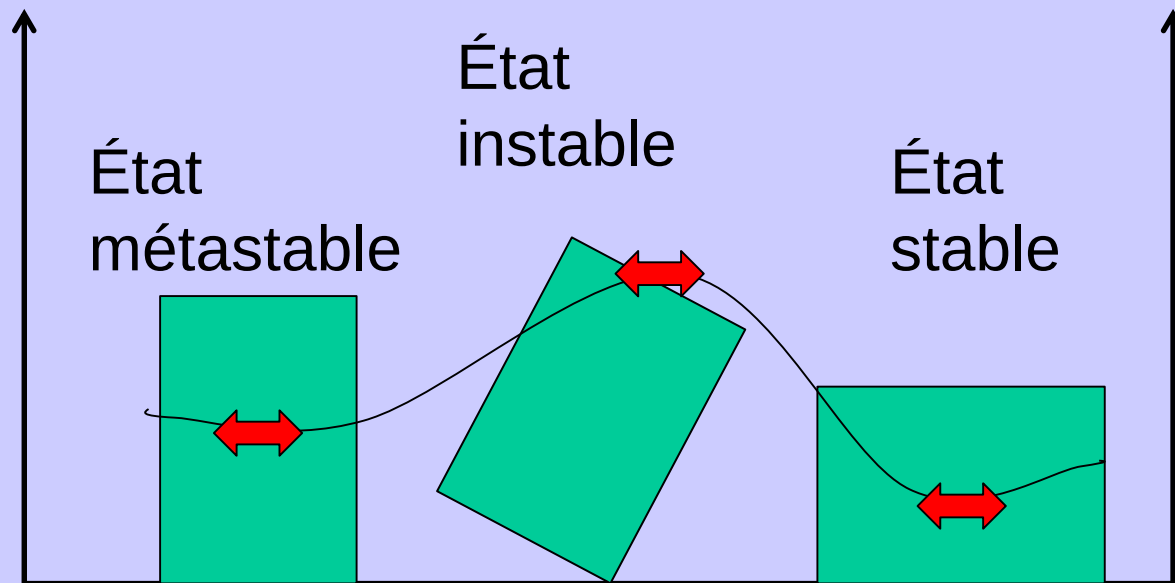


<http://objectif-terre.unil.ch>

I. Production des magmas primaires

1. Quelques préliminaires à l'étude des magmas primaires

b. Les roches magmatiques : des systèmes thermodynamiques hétérogènes

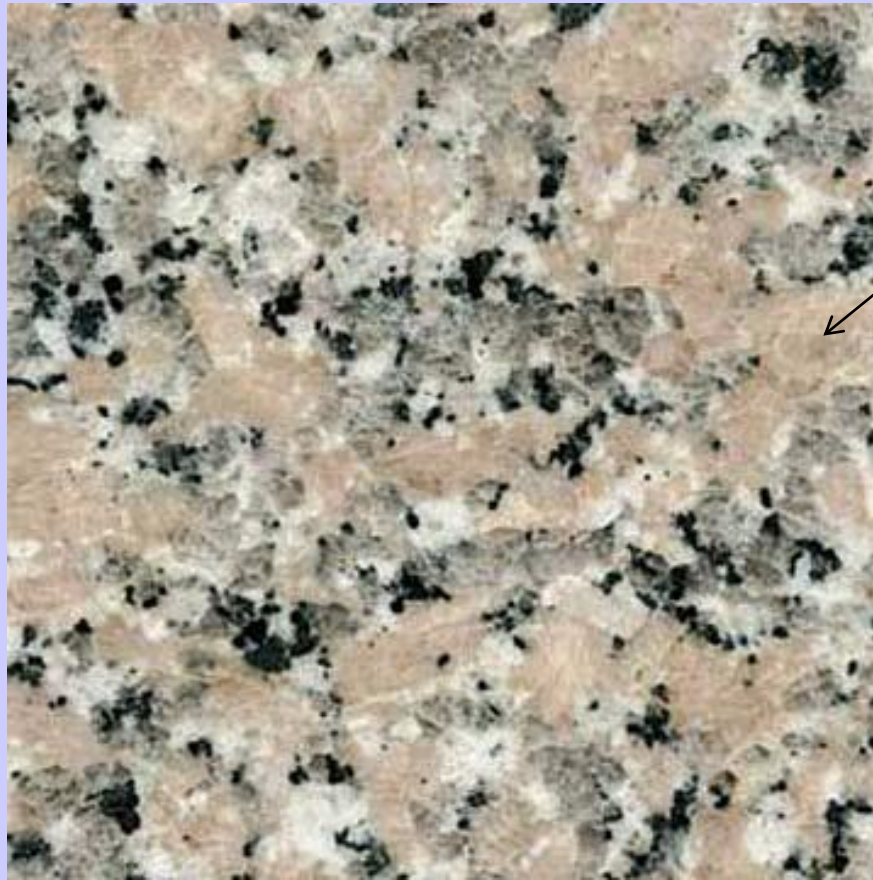


Analogie mécanique pour un solide rectangulaire

Les roches, des systèmes contenant plusieurs phases

Une roche = 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 $\text{K Al Si}_3\text{O}_8$) et par ses **caractéristiques physiques**

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

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

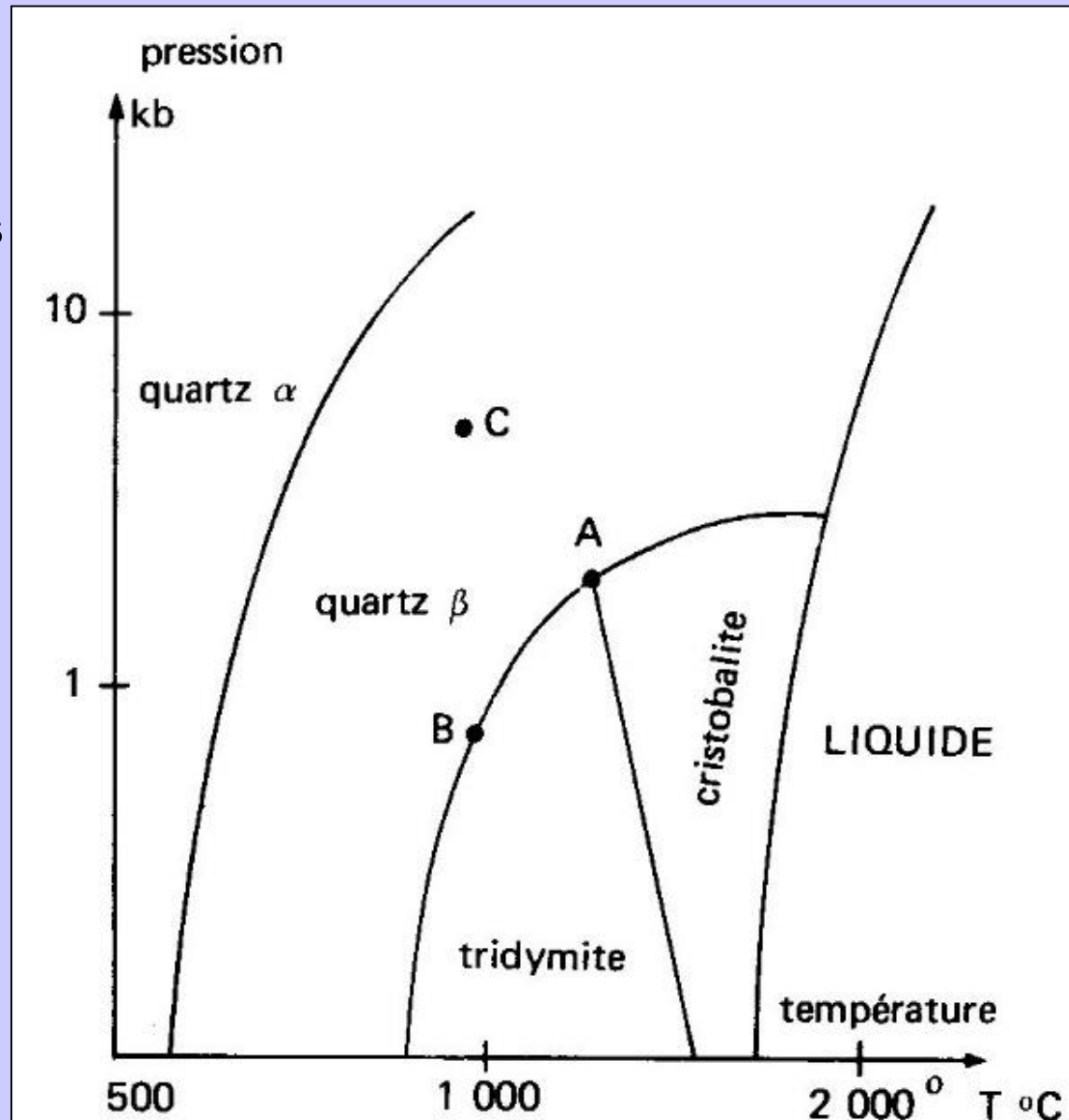
Document 2. Diagramme de phases de SiO₂.

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. Des données expérimentales pour comprendre la fusion partielle

a. Fusion d'un mélange binaire sans eutectique

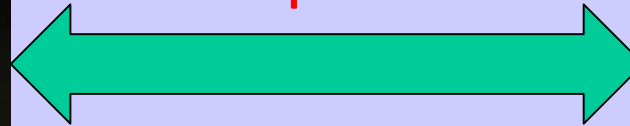
(minéraux formant une série isomorphe, miscibles à l'état solide)



Albite
(plagioclase sodique)
 $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$
 $T^\circ \text{ fusion} = 1120^\circ \text{C}$

**Intermédiaires :
miscibilité complète**

$\rightarrow \phi = 1$

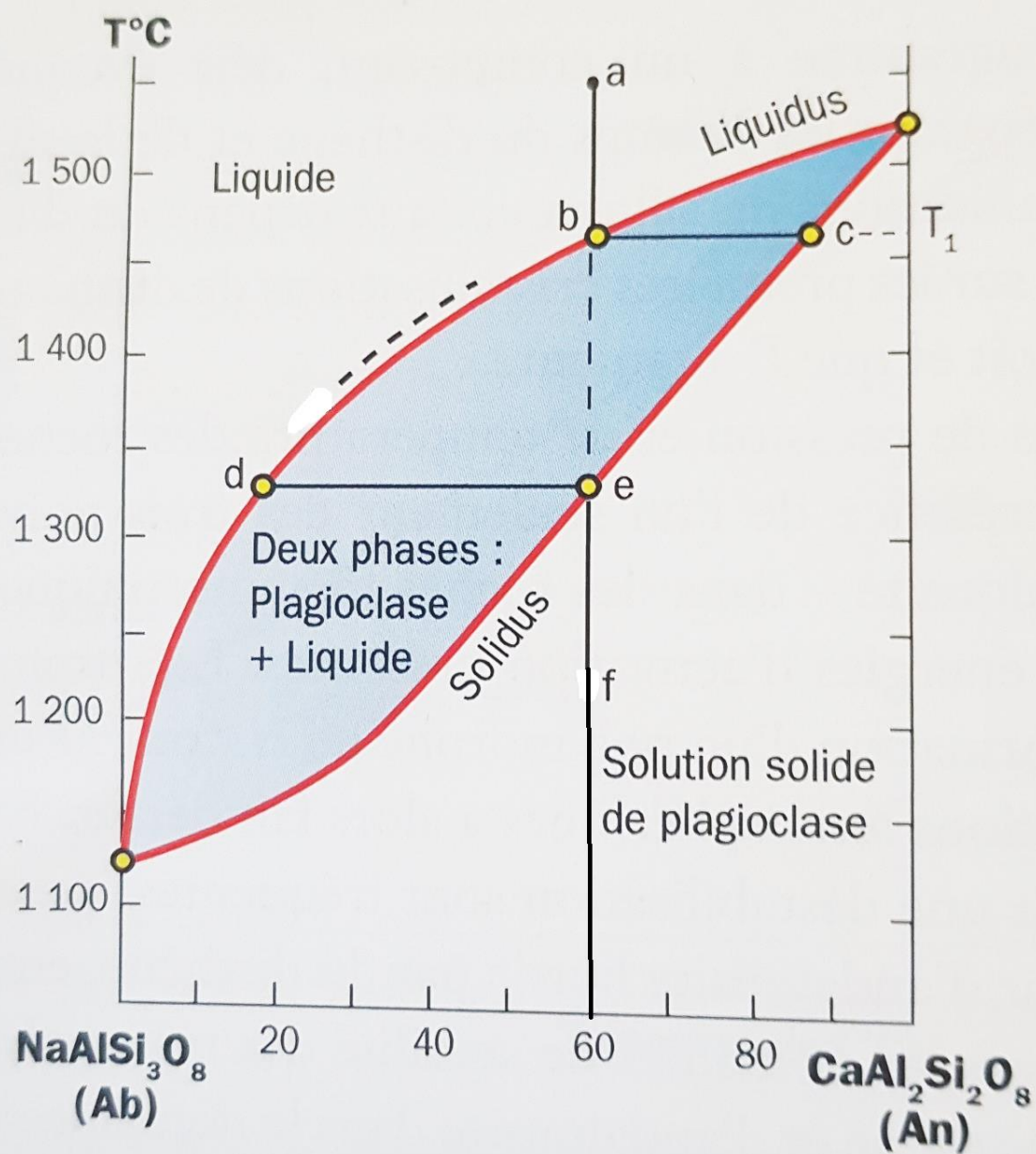


**deux minéraux
en mélange**

$\rightarrow k = 2$



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



Document 3. Diagramme binaire albite- anorthite.

(D'après : Bousquet, Robert, Géosciences, la dynamique du système Terre, Belin 2013)

Quand tout est solide :

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

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

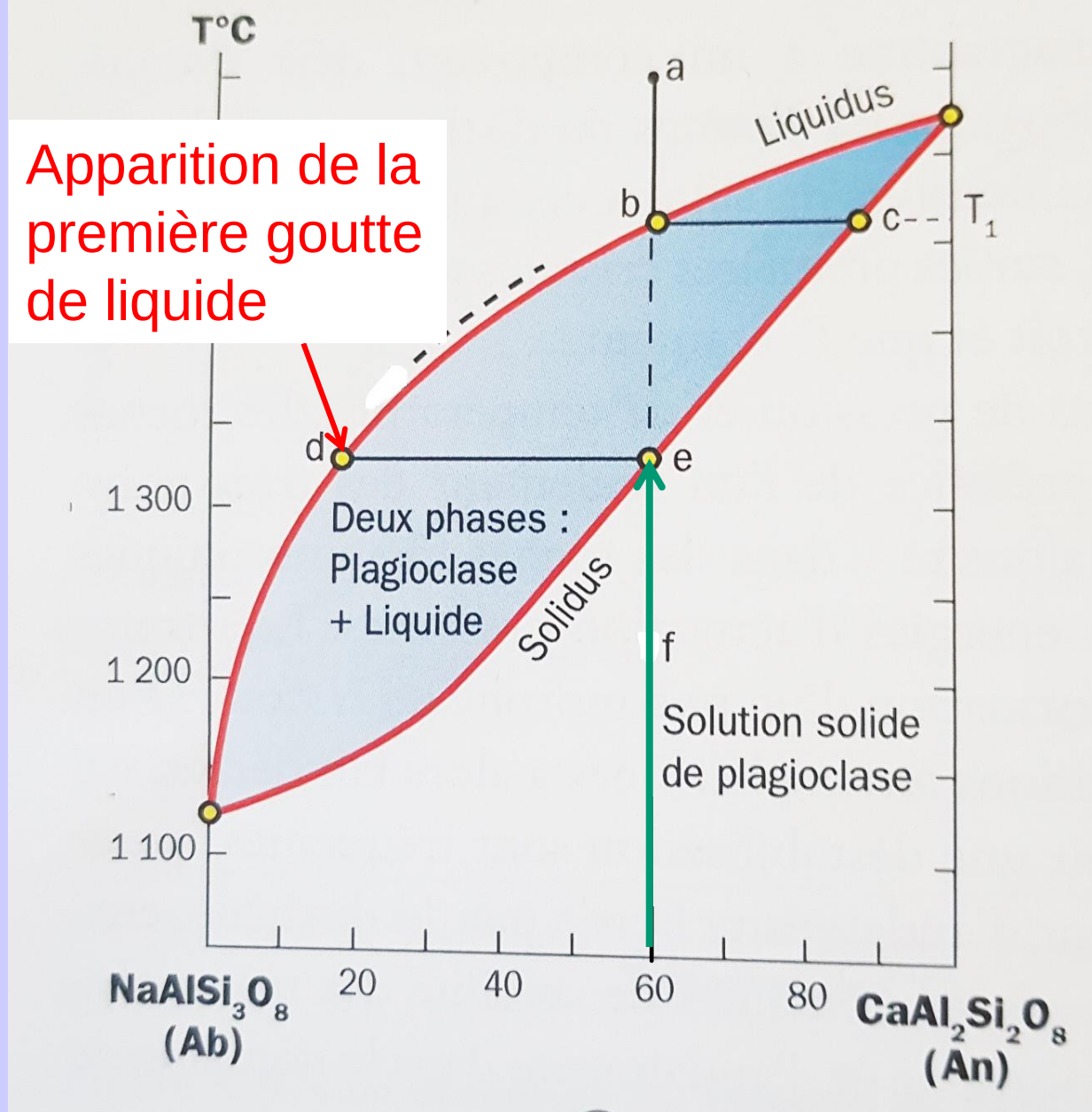
$\varphi = 1$ une seule phase car miscibilité complète

$k = 2$ (2 minéraux en mélange)

$$\rightarrow v = 2$$

→ La température et la composition chimique
du mélange varient indépendamment

Apparition de la première goutte de liquide



Document 3. Diagramme binaire albite- anorthite.

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

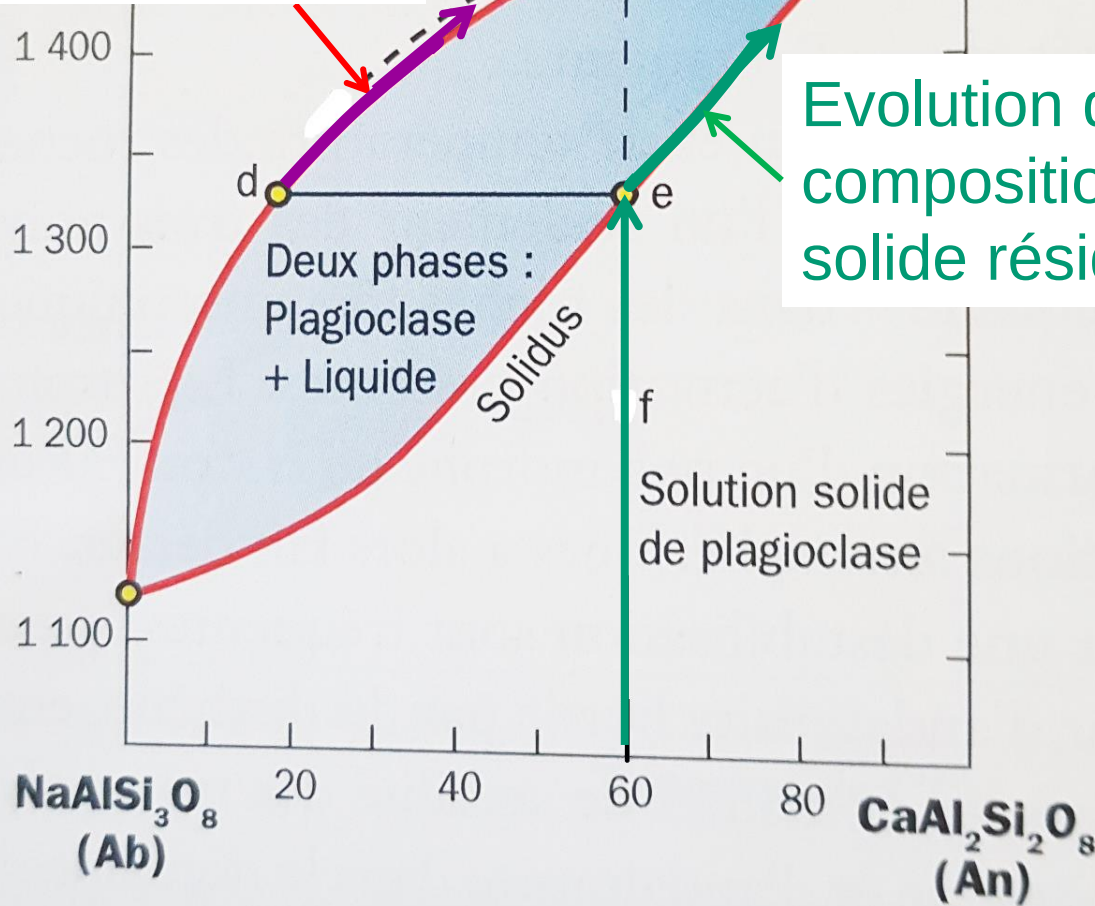
$\varphi = 2$ car une phase liquide + une phase solide

$$k = 2$$

$$\rightarrow v = 1$$

→ 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)

Evolution de la composition du liquide



Evolution de la composition du solide résiduel

Document 3. Diagramme binaire albite- anorthite.

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**

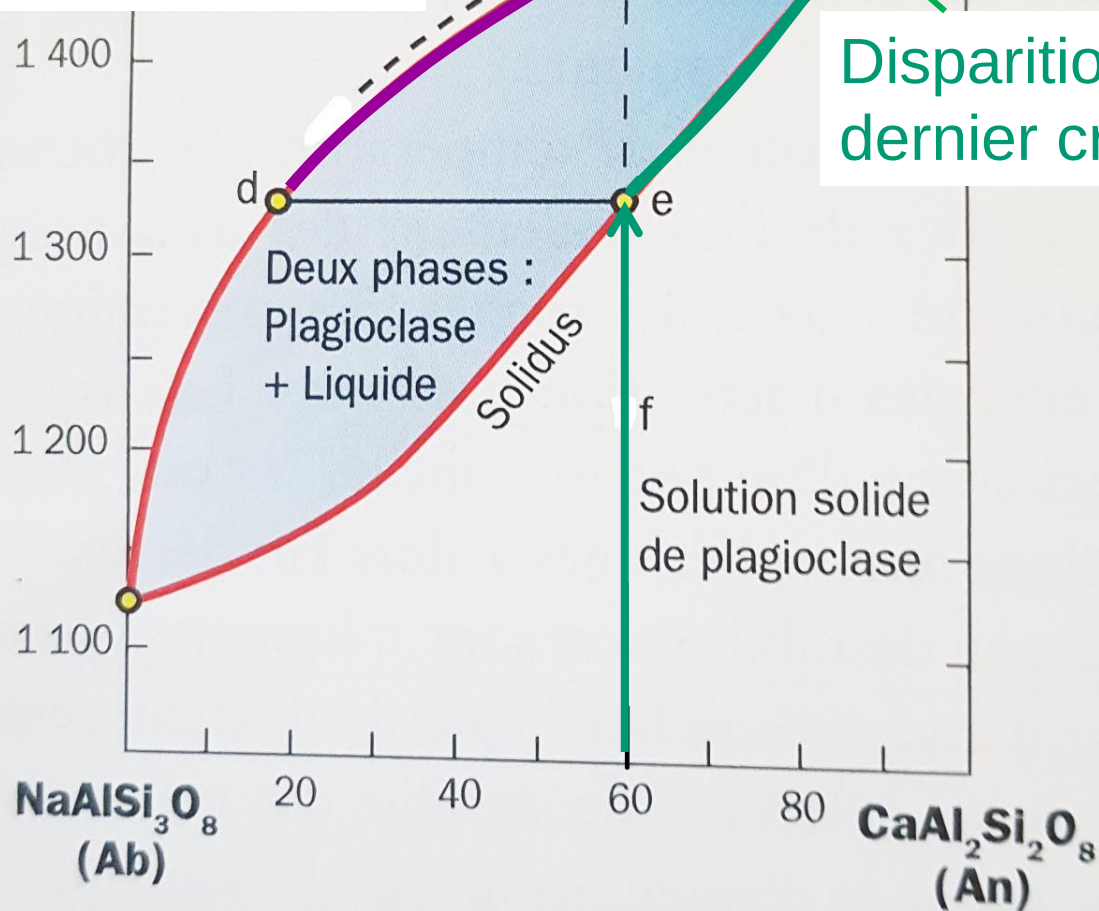
$\varphi = 1$ une seule phase liquide

$$k = 2$$

$$\rightarrow v = 2$$

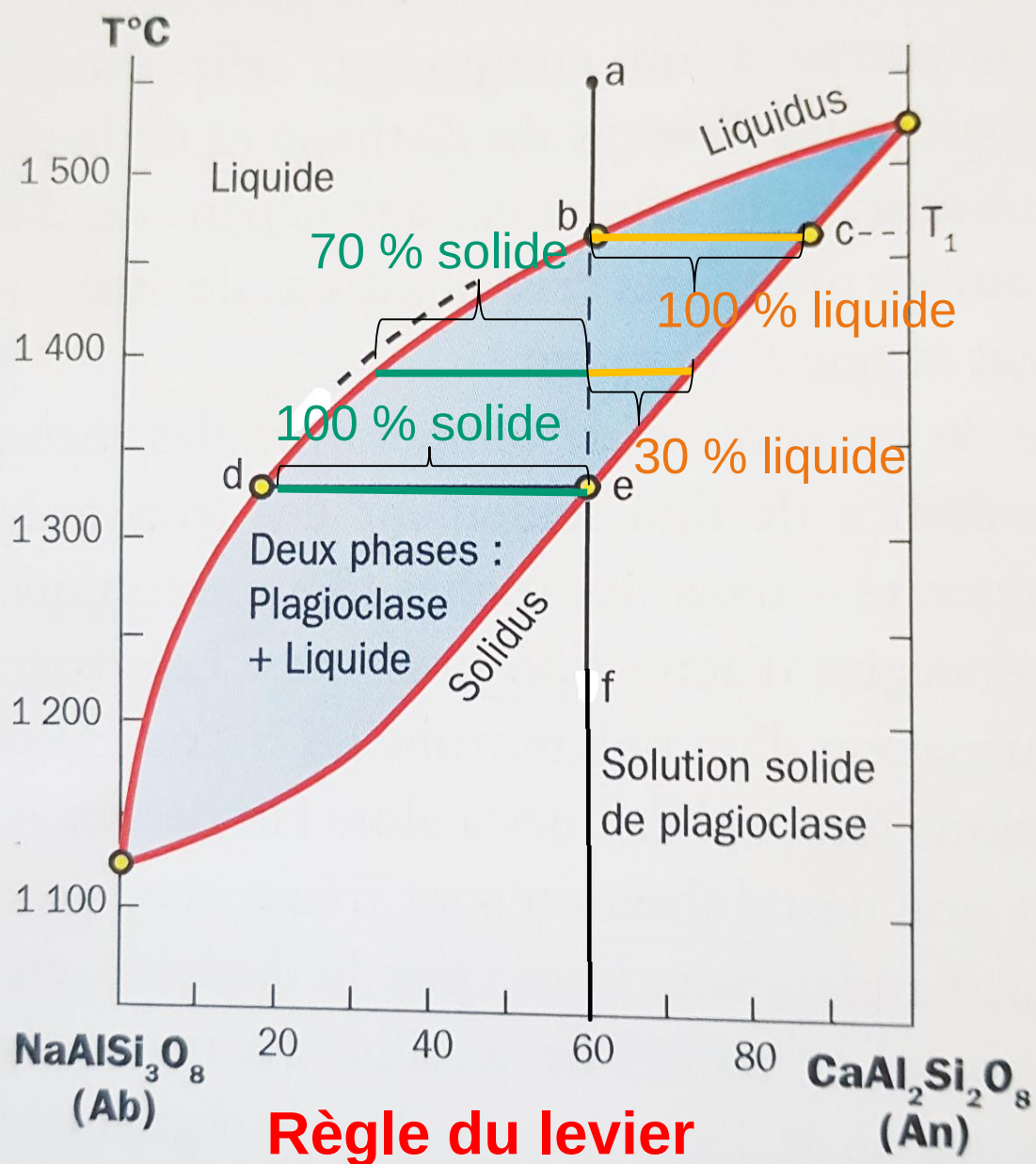
**$\rightarrow$ La température et la composition chimique
du liquide varient indépendamment
(le liquide a la composition du solide initial)**

Le liquide a la composition du solide initial



Disparition du dernier cristal

Document 3. Diagramme binaire albite- anorthite.



Document 3. Diagramme binaire albite- anorthite.

(D'après : Bousquet, Robert, Géosciences, la dynamique du système Terre, Belin 2013)

b. Fusion d'un mélange binaire avec eutectique

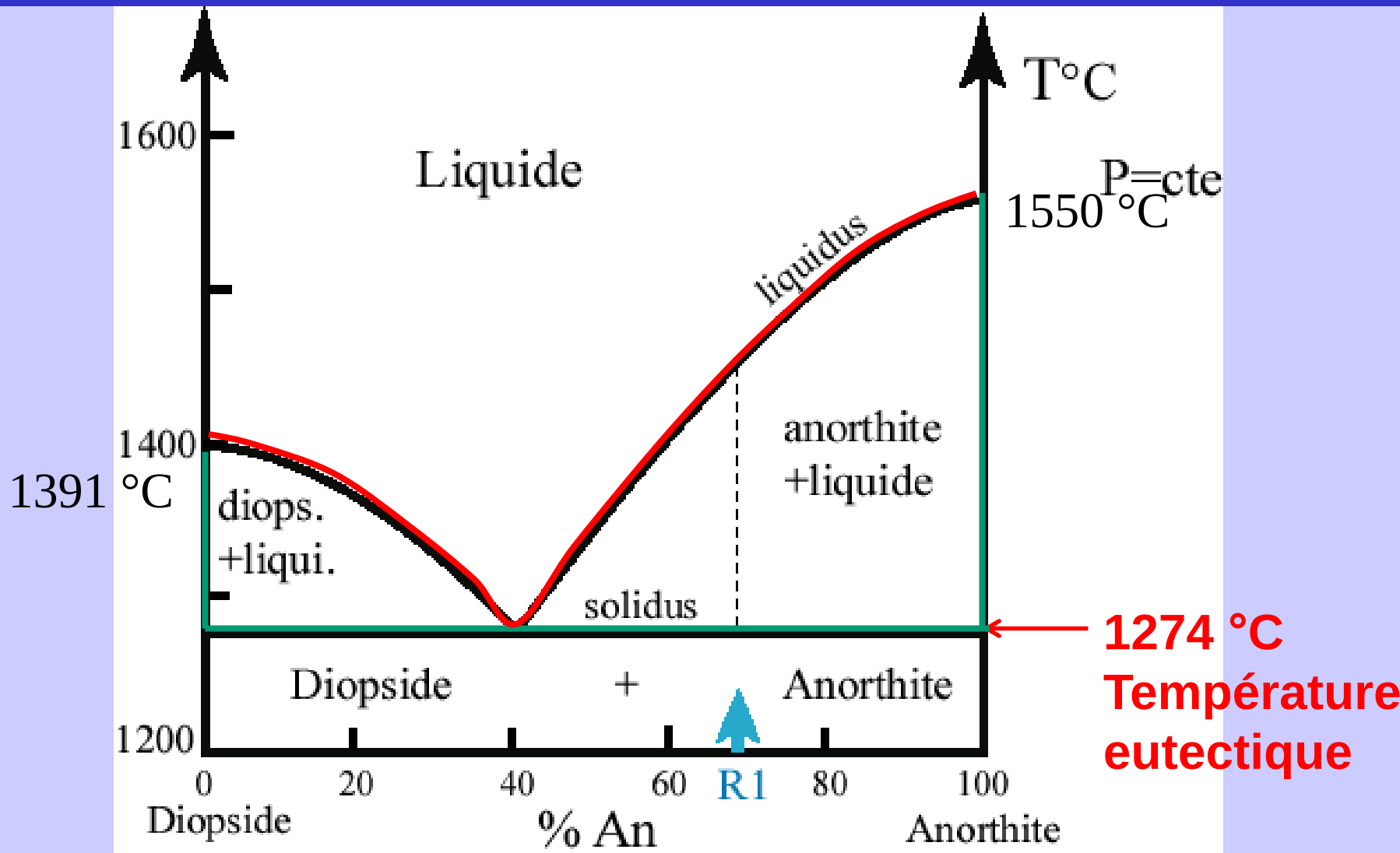
(minéraux quelconques ne formant pas de série isomorphe, immiscibles à l'état solide)



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



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



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 tout est solide :

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

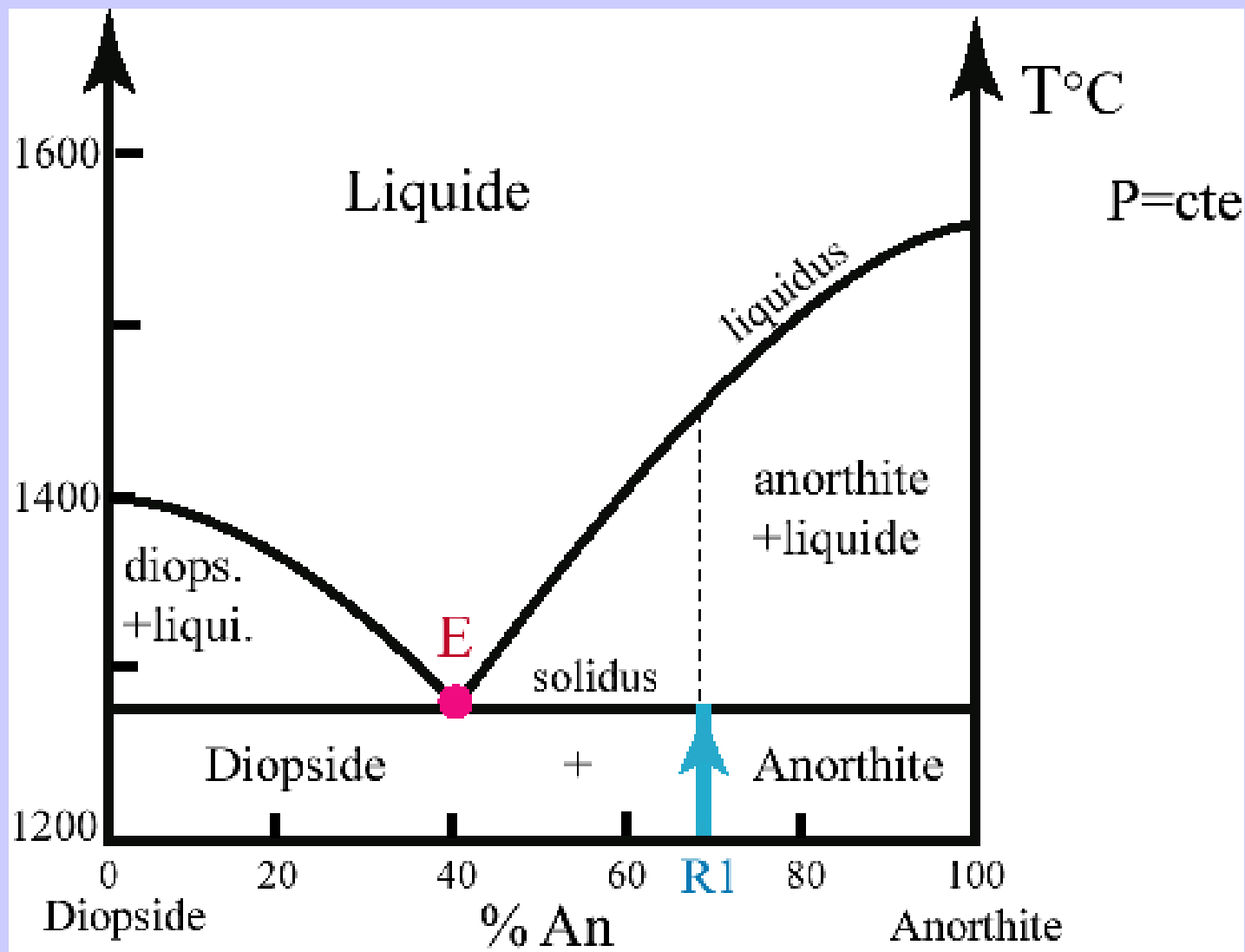
P est fixé, donc 1 seule variable d'état,
la T, pour décrire le système

$\varphi = 2$ 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 :

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

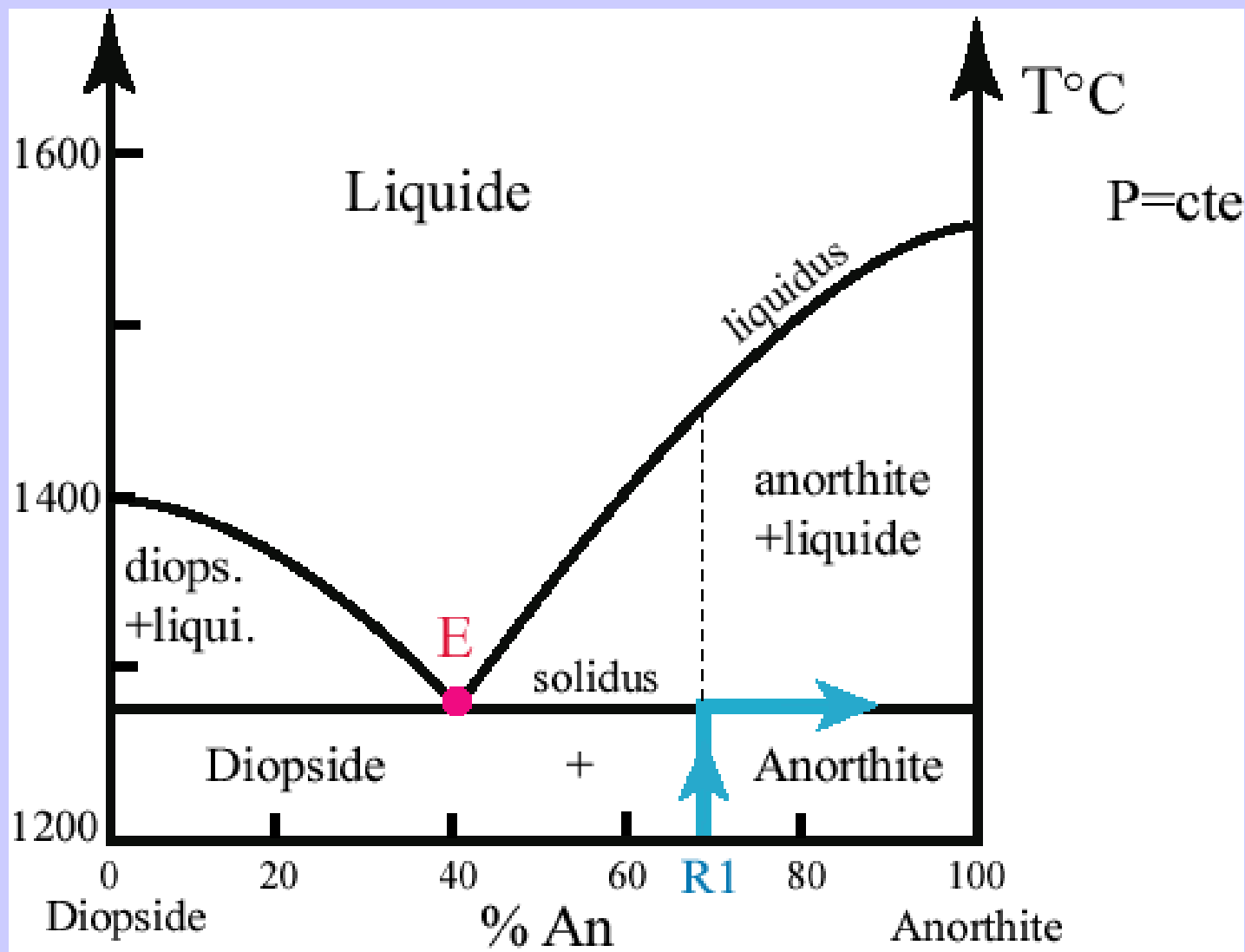
**P est fixé, donc 1 seule variable d'état,
la T, pour décrire le système**

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

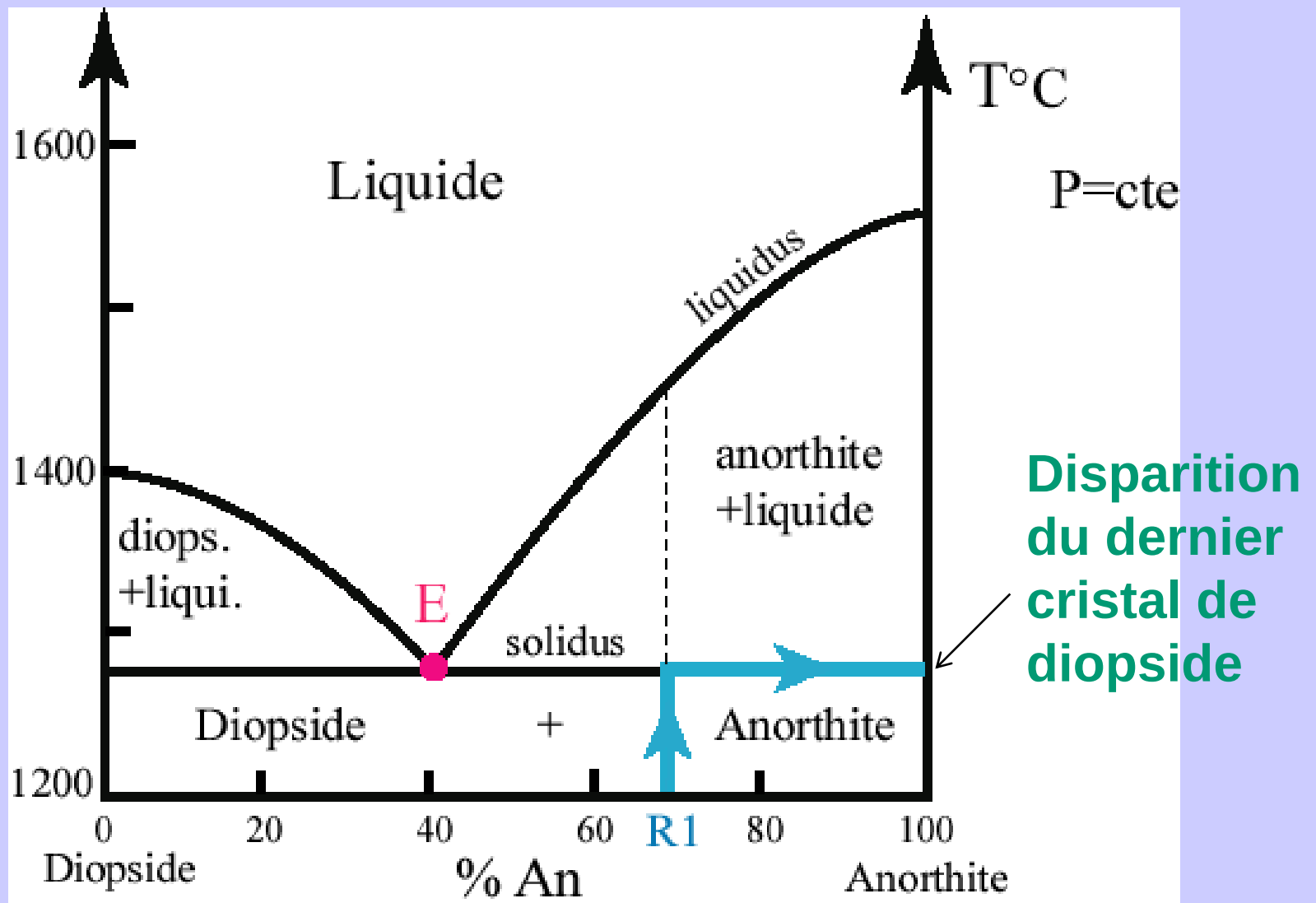
$k = 2$ (2 minéraux en mélange)

$$\rightarrow v = 0$$

→ 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 !



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) $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$.

Quand le dernier cristal de diopside disparaît :

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

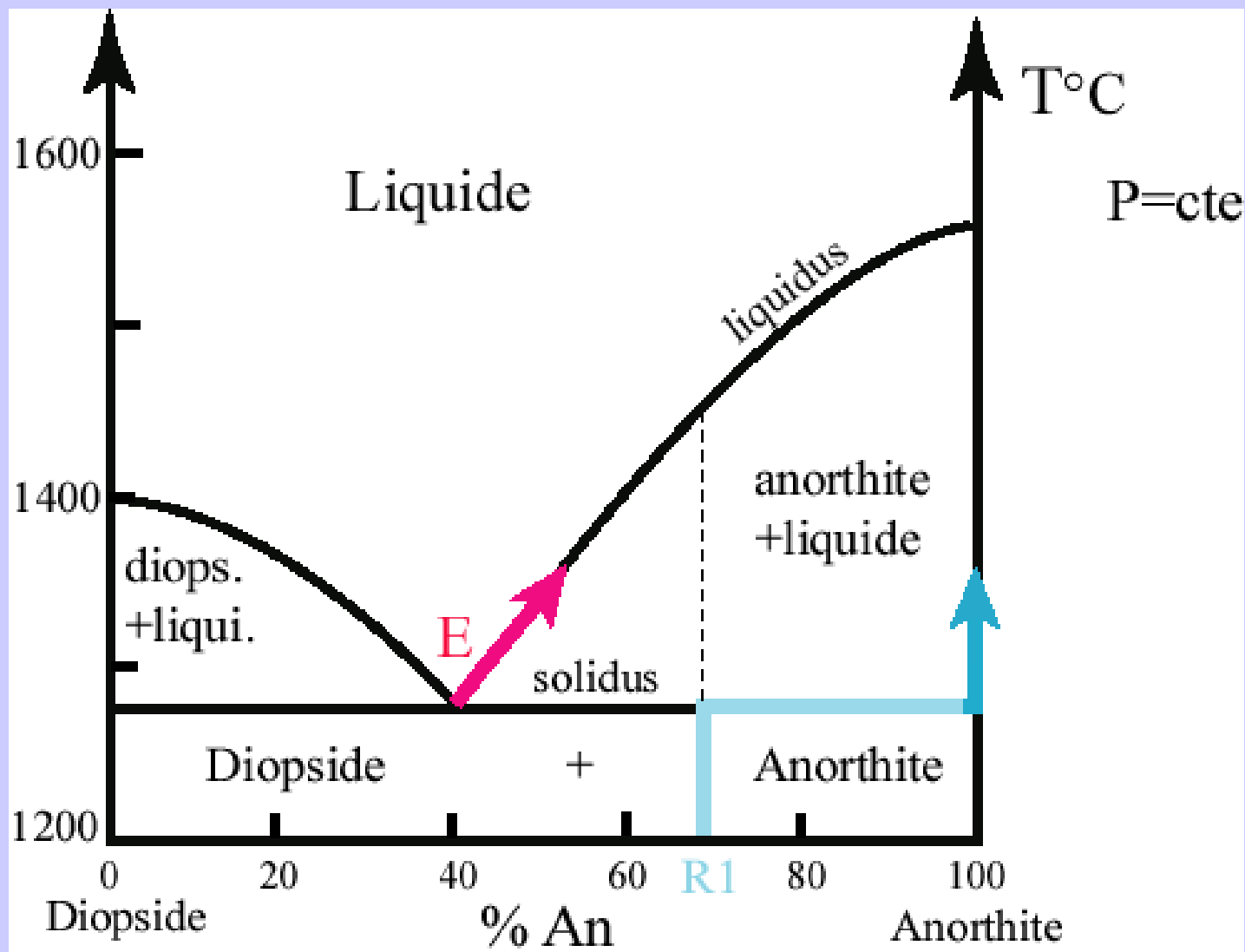
P est fixé, donc 1 seule variable d'état,
la T, pour décrire le système

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

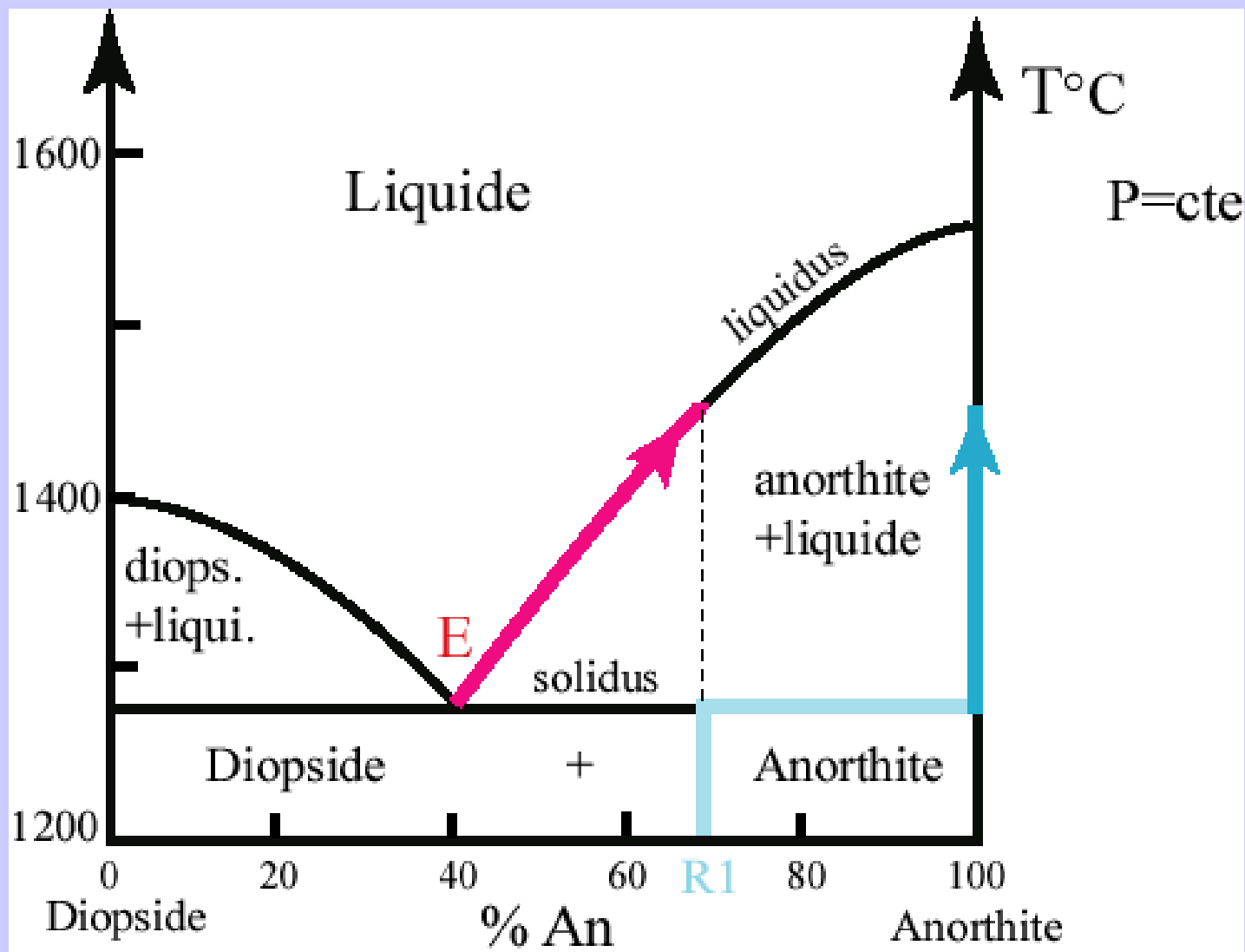
$k = 2$ (2 minéraux en mélange)

$$\rightarrow v = 1$$

→ 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)



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) $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$.

Quand le dernier cristal d'anorthite disparaît :

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

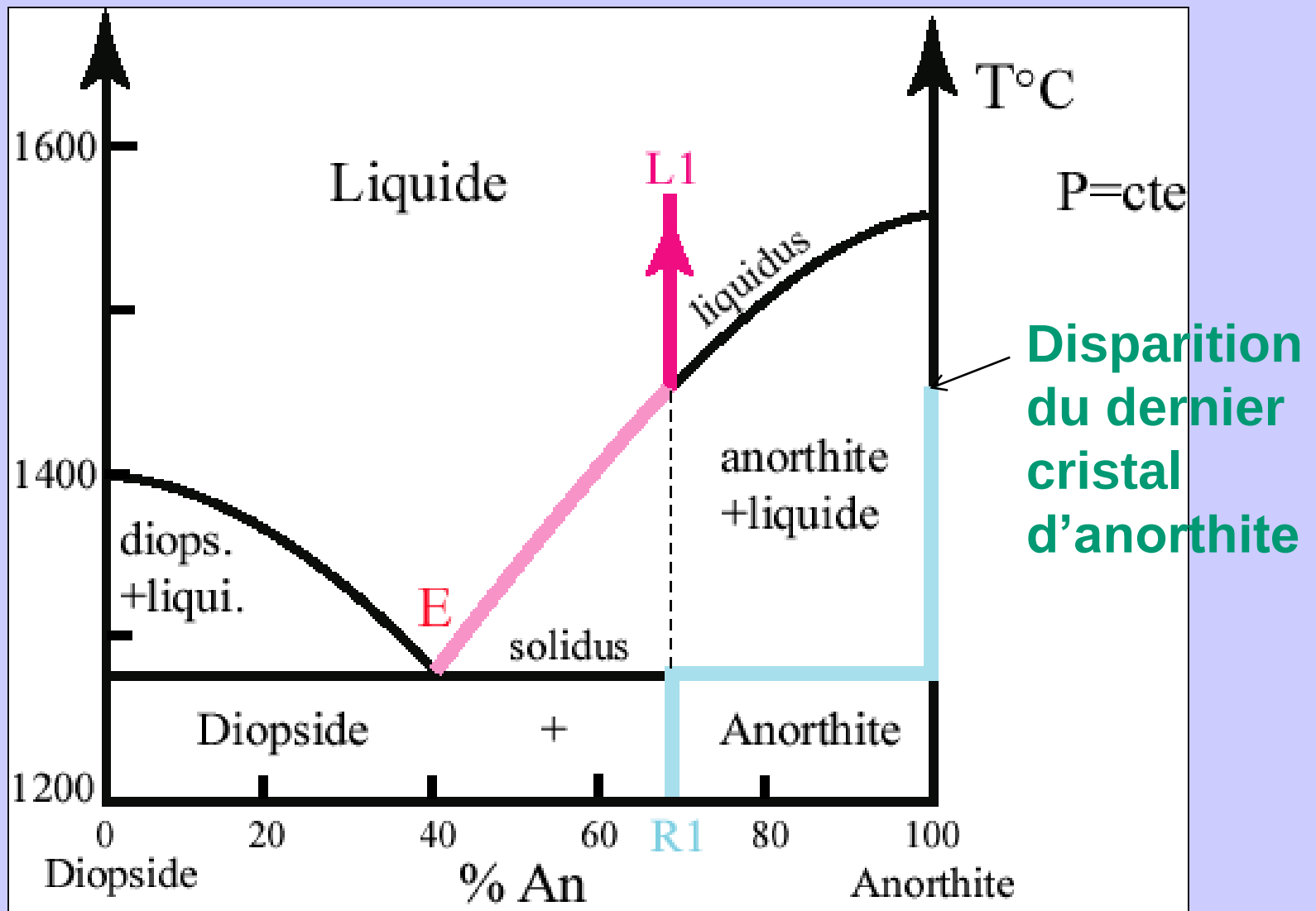
P est fixé, donc 1 seule variable d'état,
la T, pour décrire le système

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

$k = 2$ (2 minéraux en mélange)

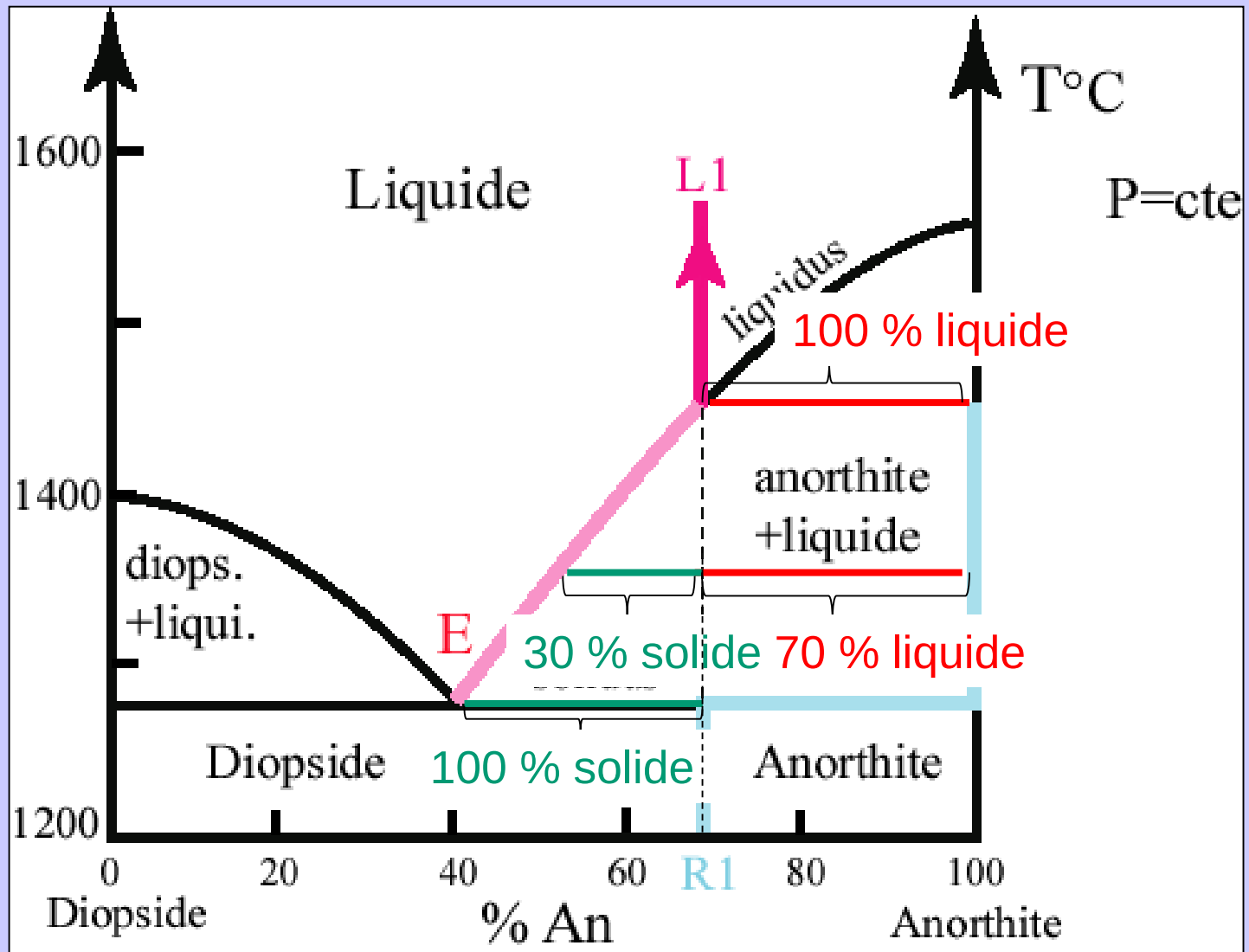
$$\rightarrow v = 2$$

→ 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) $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$.

Règle du levier



c. Fusion de mélanges ternaires



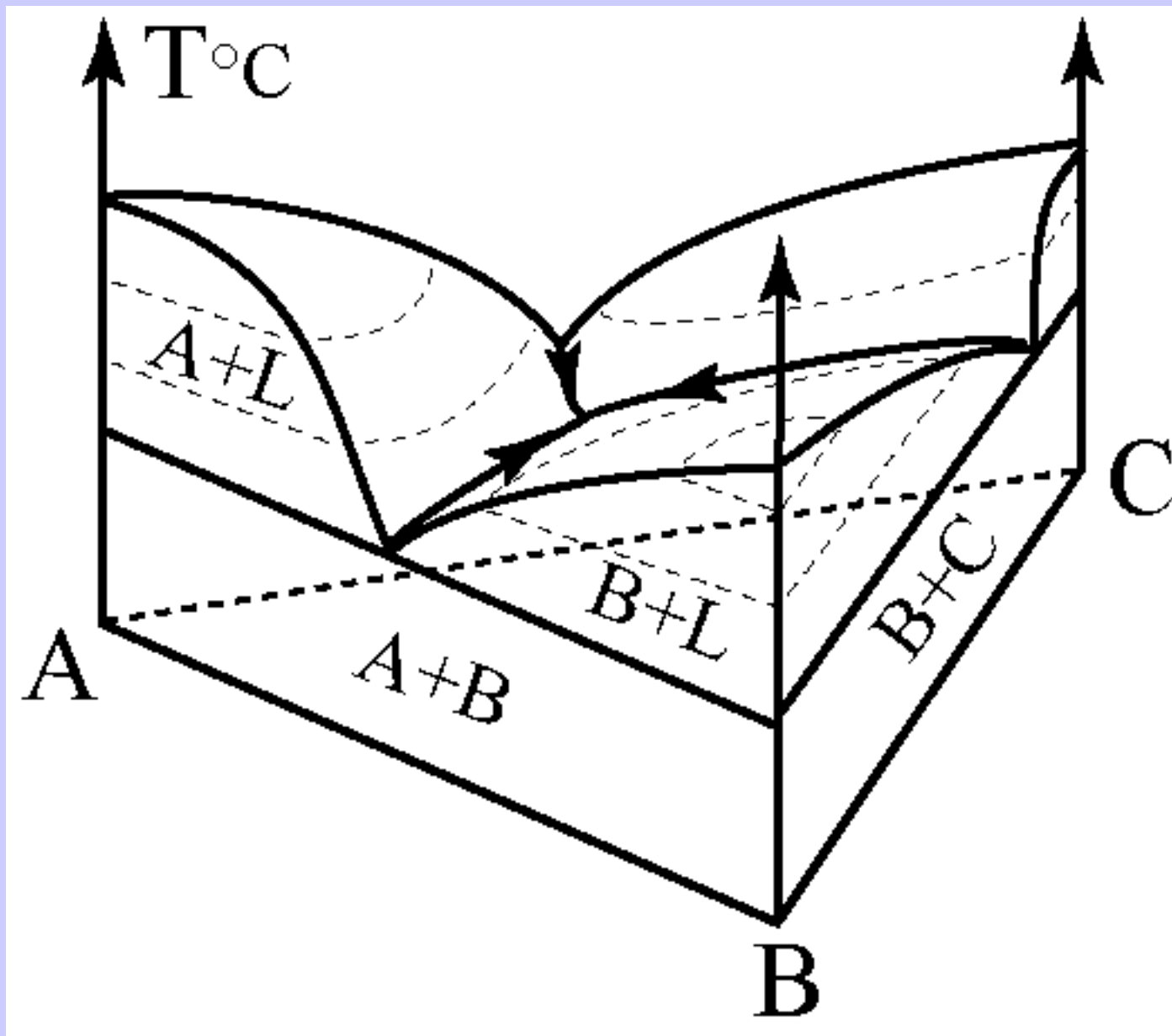
Diopside
(clinopyroxène)
 $\text{CaMg}(\text{Si}_2\text{O}_6)$



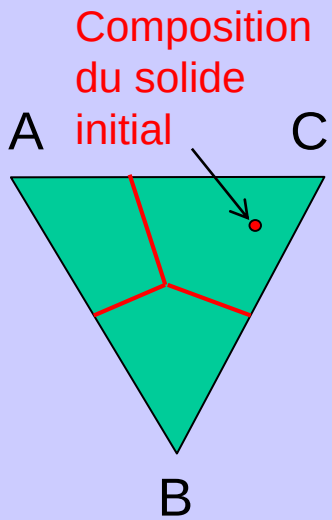
Olivine
(Fe,Mg) SiO_4



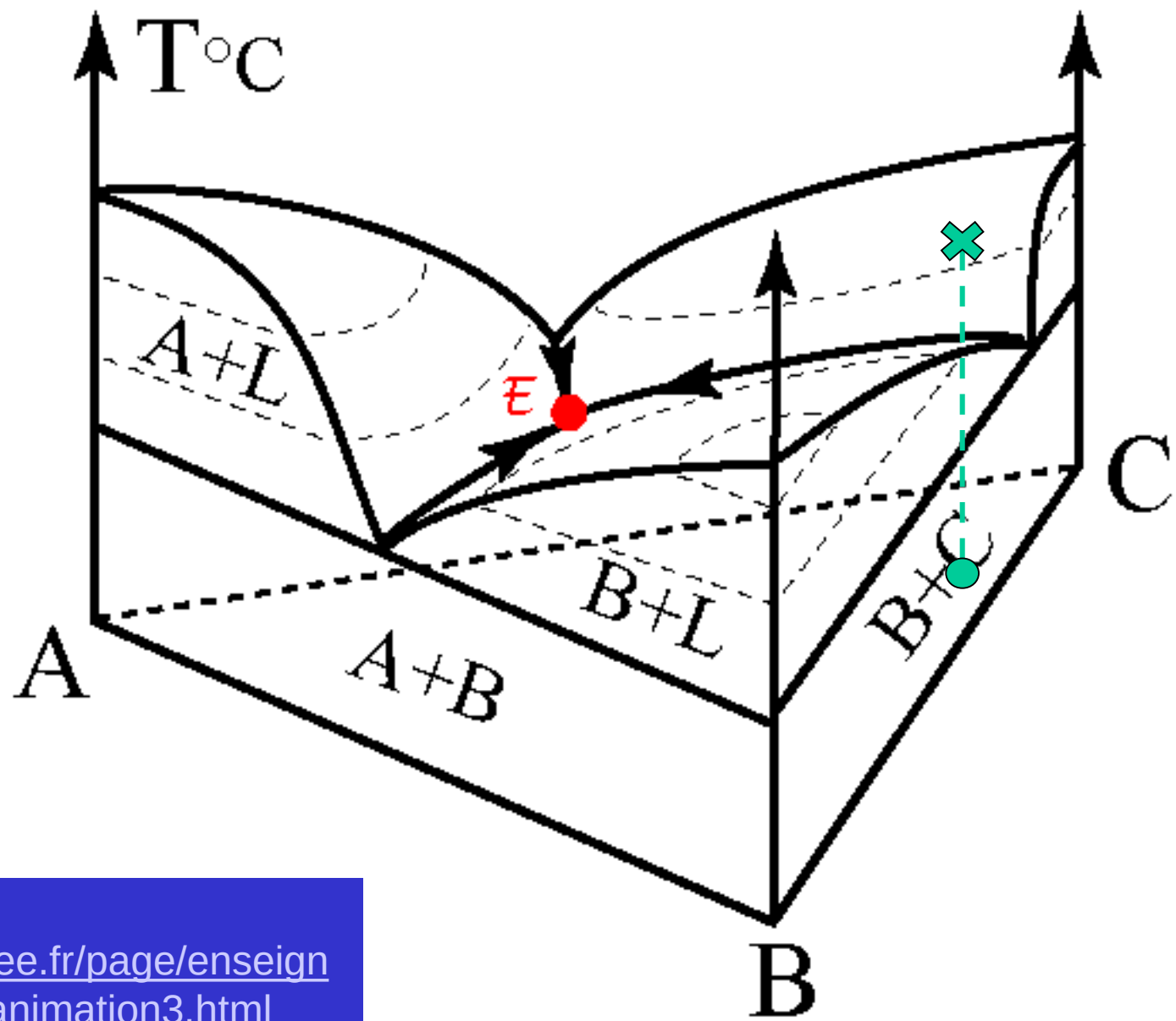
Grenat
(nésosilicate)
 $\text{X}_3^{2+}\text{Y}_2^{3+}[\text{SiO}_4]_3$



Document 5. Diagramme ternaire représentant la fusion d'un mélange de trois minéraux A, B et C.

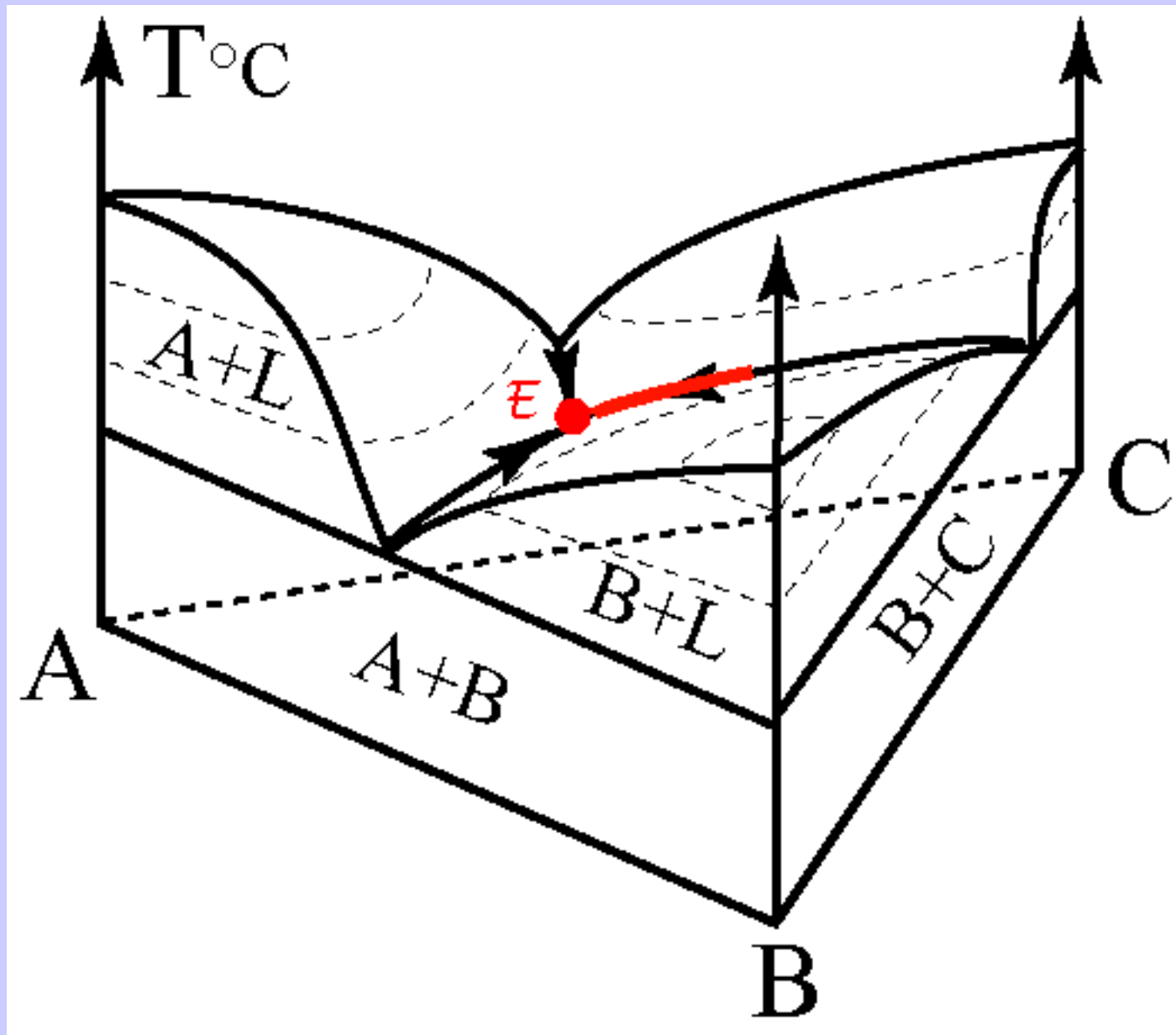


SI : 10 % A
20 % B
70 % C
E : 40 % A
40 % B
20 % C

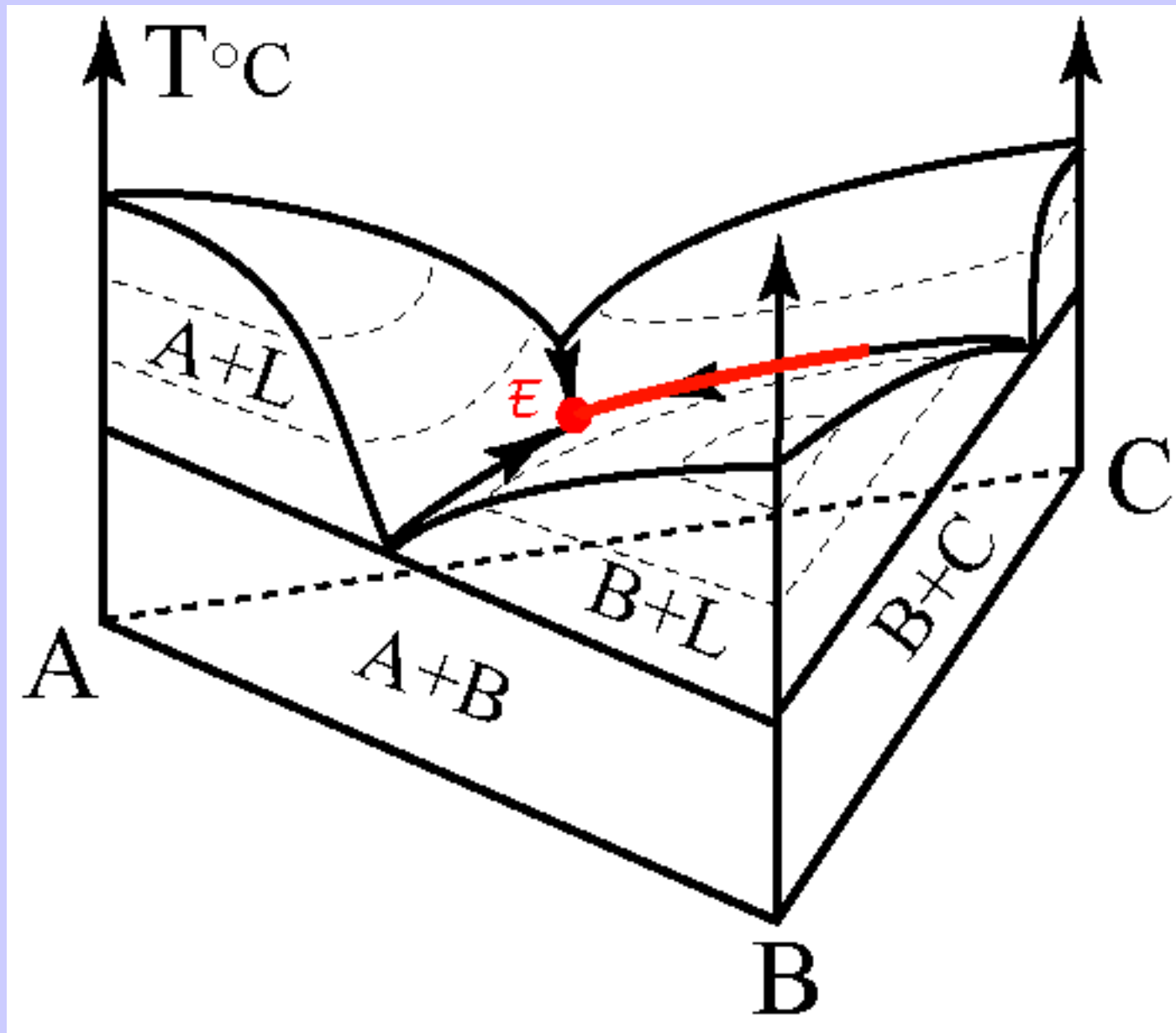


Animation :
<http://christian.nicollet.free.fr/page/enseignement/LicenceSN/ani3/animation3.html>

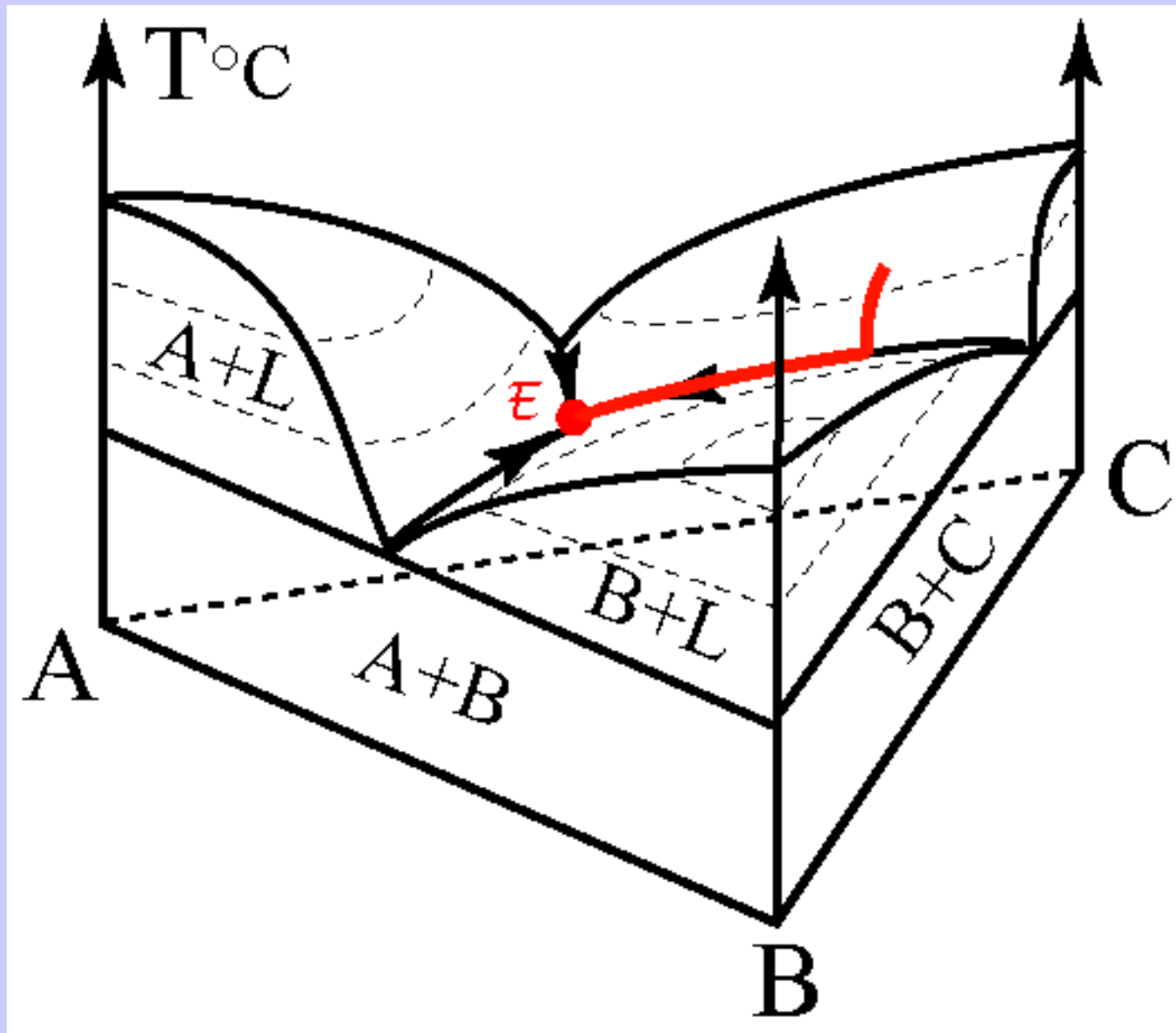
Document 5. Diagramme ternaire représentant la fusion d'un mélange de trois minéraux A, B et C.



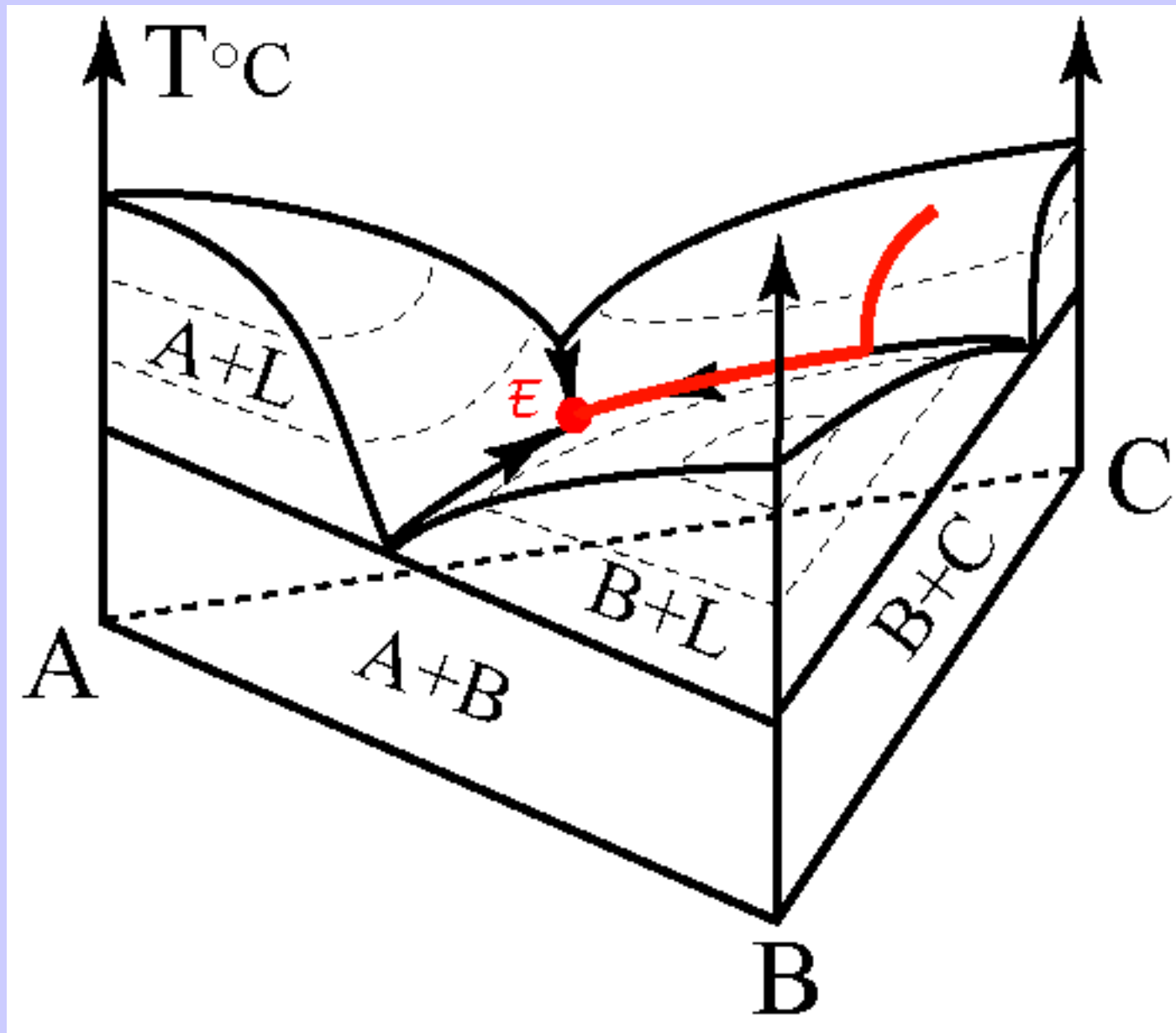
Document 5. Diagramme ternaire représentant la fusion d'un mélange de trois minéraux A, B et C.



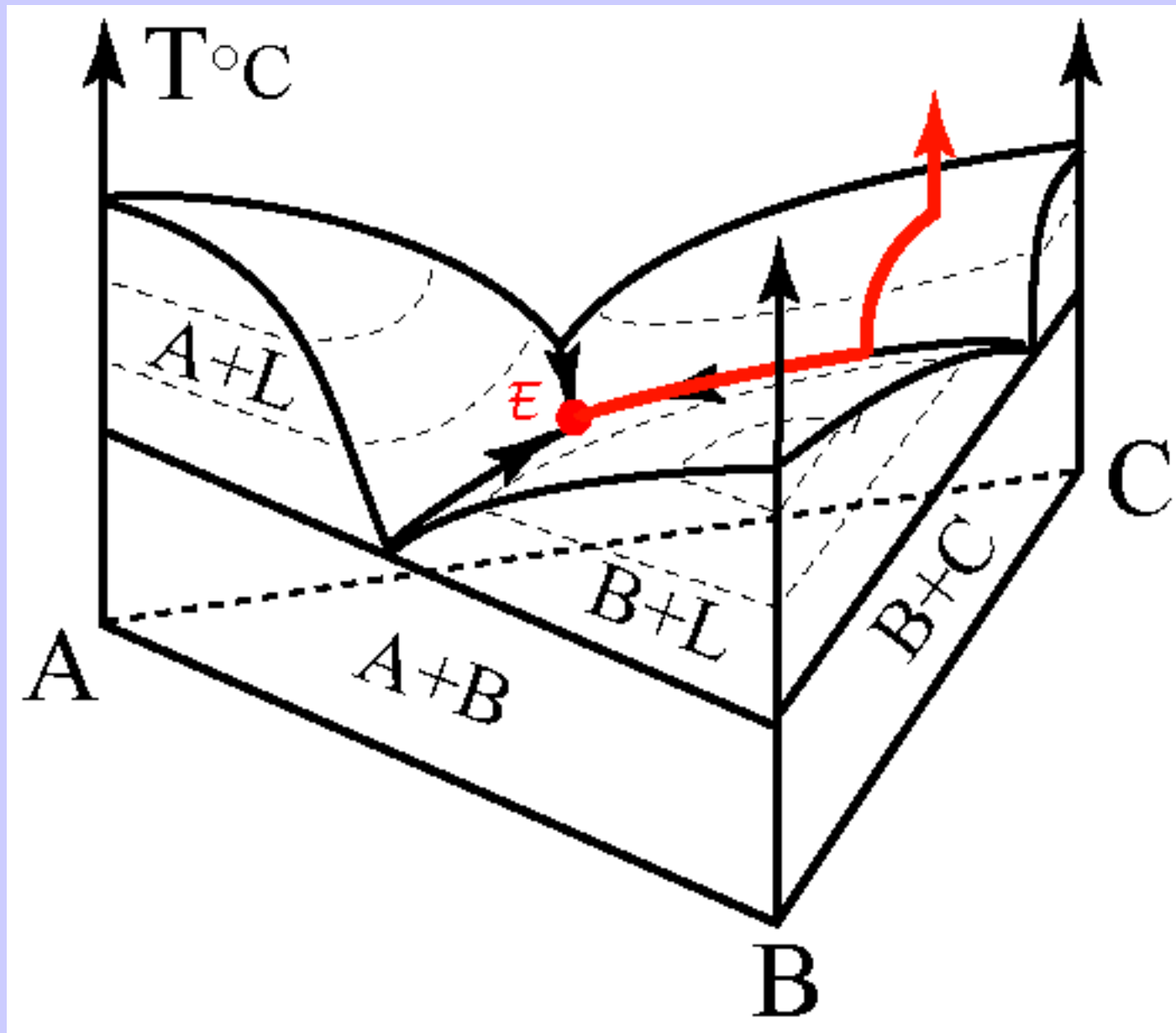
Document 5. Diagramme ternaire représentant la fusion d'un mélange de trois minéraux A, B et C.



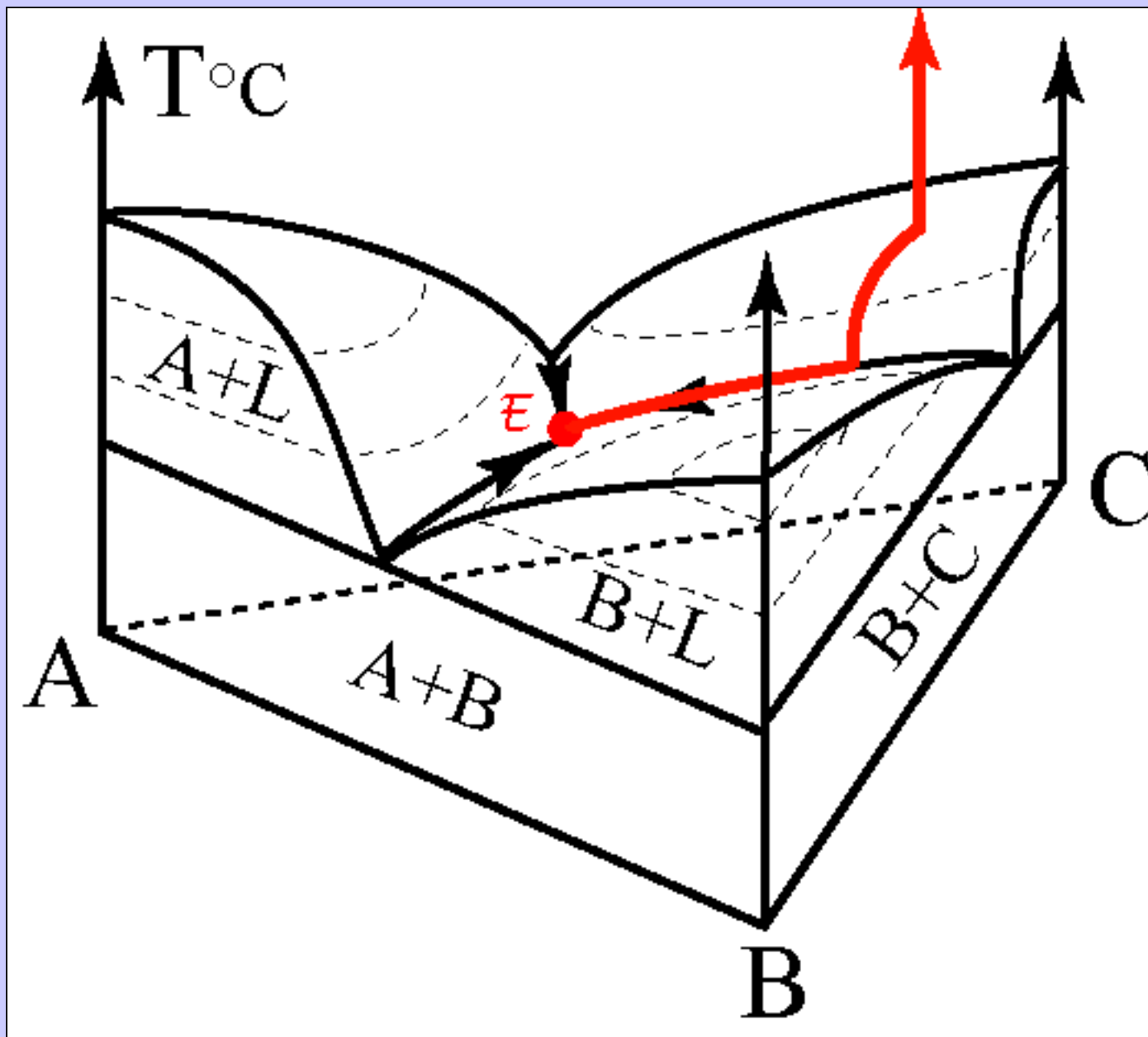
Document 5. Diagramme ternaire représentant la fusion d'un mélange de trois minéraux A, B et C.



Document 5. Diagramme ternaire représentant la fusion d'un mélange de trois minéraux A, B et C.



Document 5. Diagramme ternaire représentant la fusion d'un mélange de trois minéraux A, B et C.



Document 5. 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)
 $\text{CaMg}(\text{Si}_2\text{O}_6)$



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



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

LH : 18 % Di

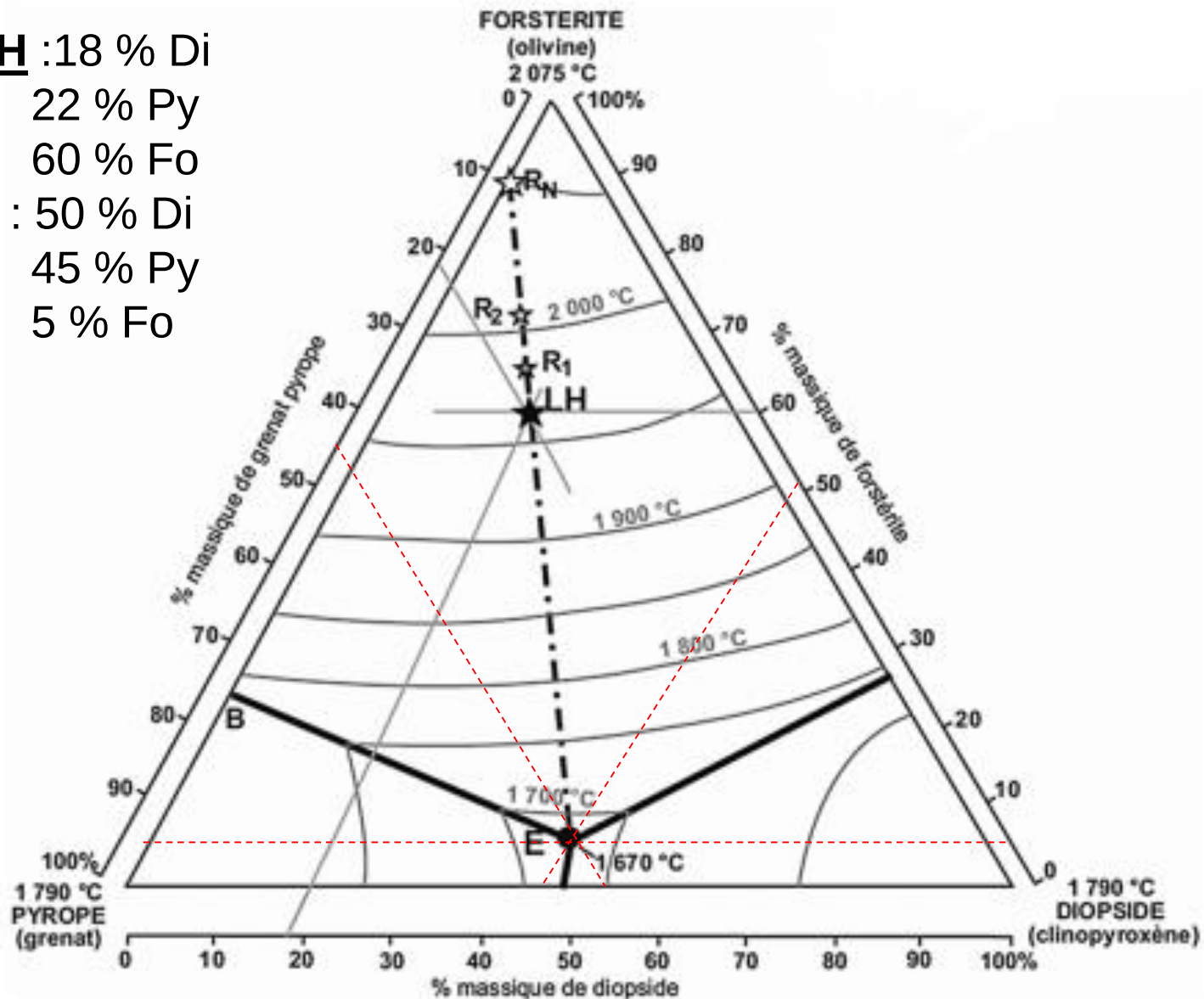
22 % Py

60 % Fo

E : 50 % Di

45 % Py

5 % Fo

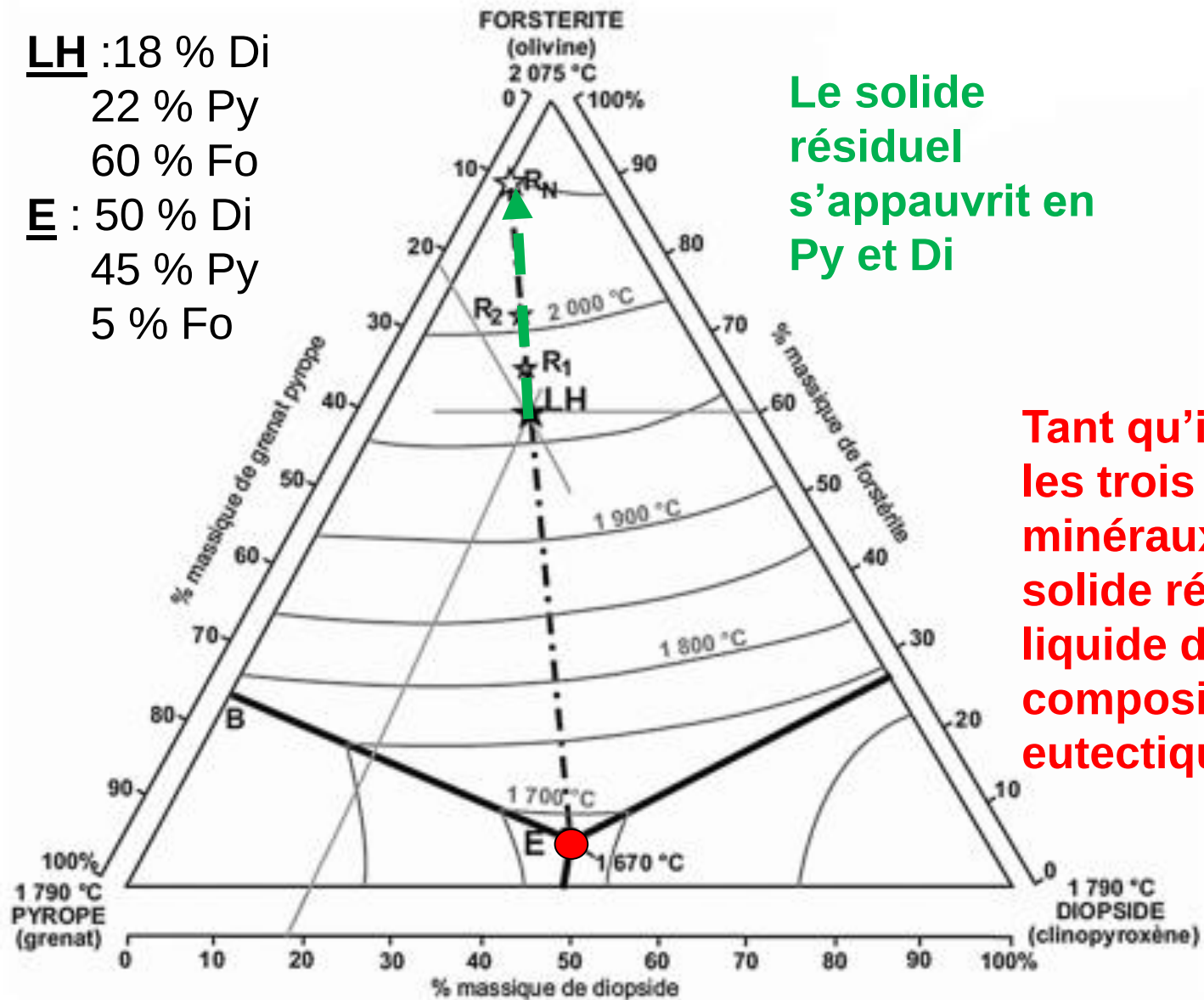


Document 6. Diagramme ternaire des minéraux cardinaux de la péridotite mantellique

LH : 18 % Di
 22 % Py
 60 % Fo
E : 50 % Di
 45 % Py
 5 % Fo

Le solide
 résiduel
 s'appauvrit en
 Py et Di

Tant qu'il reste
 les trois
 minéraux dans le
 solide résiduel :
 liquide de
 composition
 eutectique

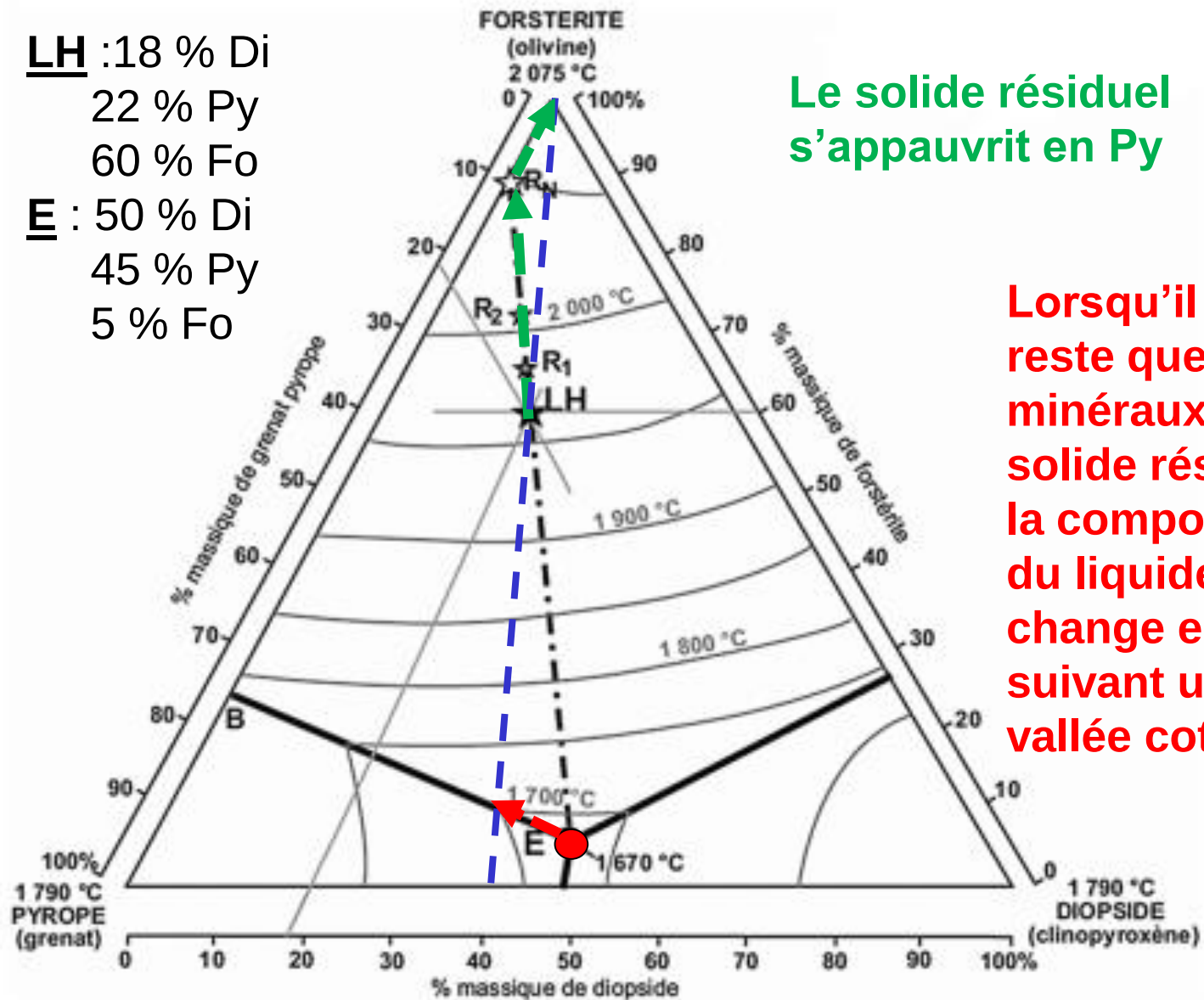


Document 6. Diagramme ternaire des minéraux cardinaux de la péridotite mantellique

LH : 18 % Di
 22 % Py
 60 % Fo
E : 50 % Di
 45 % Py
 5 % Fo

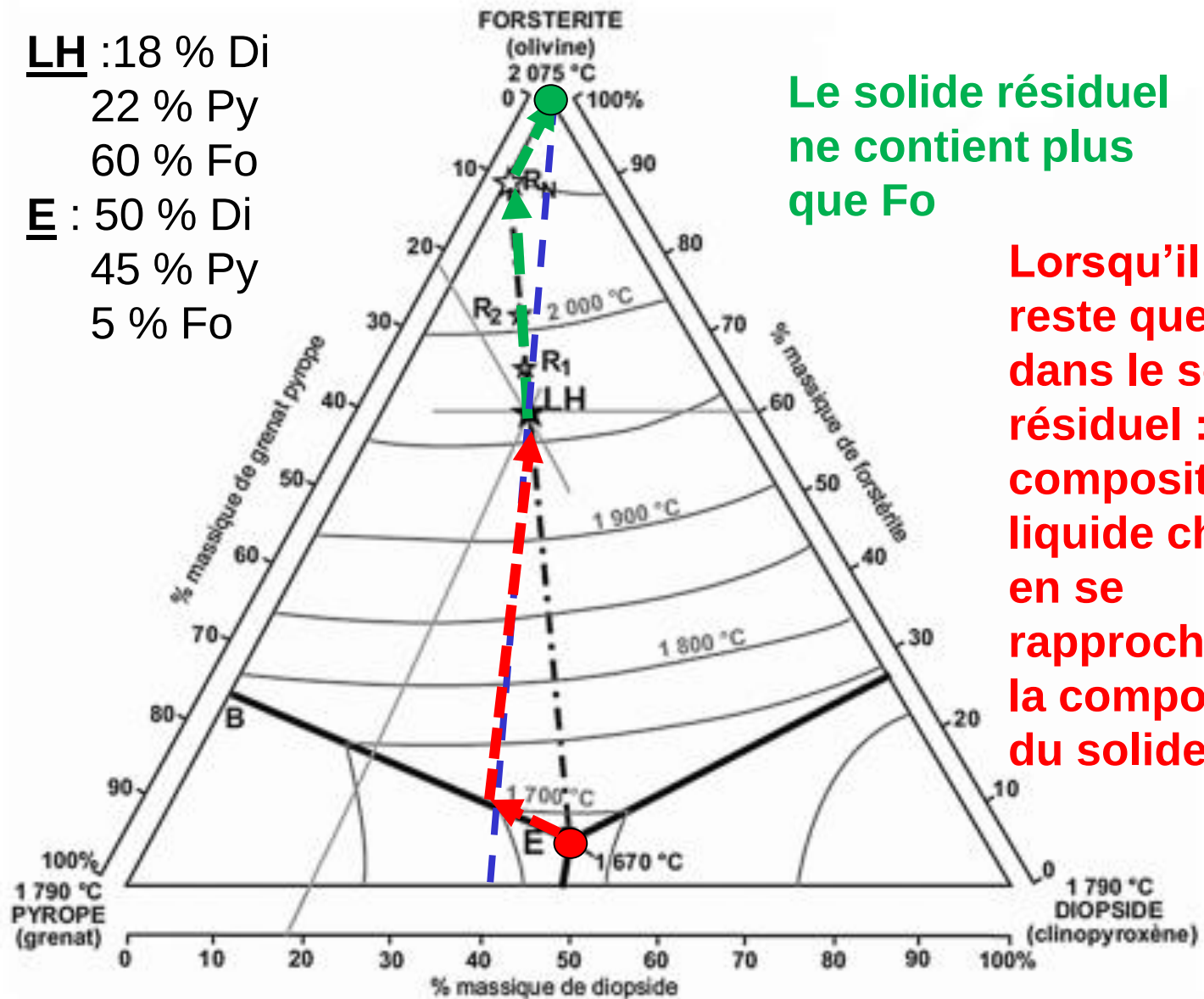
Le solide résiduel
 s'appauvrit en Py

Lorsqu'il ne
 reste que 2
 minéraux dans le
 solide résiduel :
 la composition
 du liquide
 change en
 suivant une
 vallée cotectique



**Document 6. Diagramme ternaire des minéraux
 cardinaux de la péridotite mantellique**

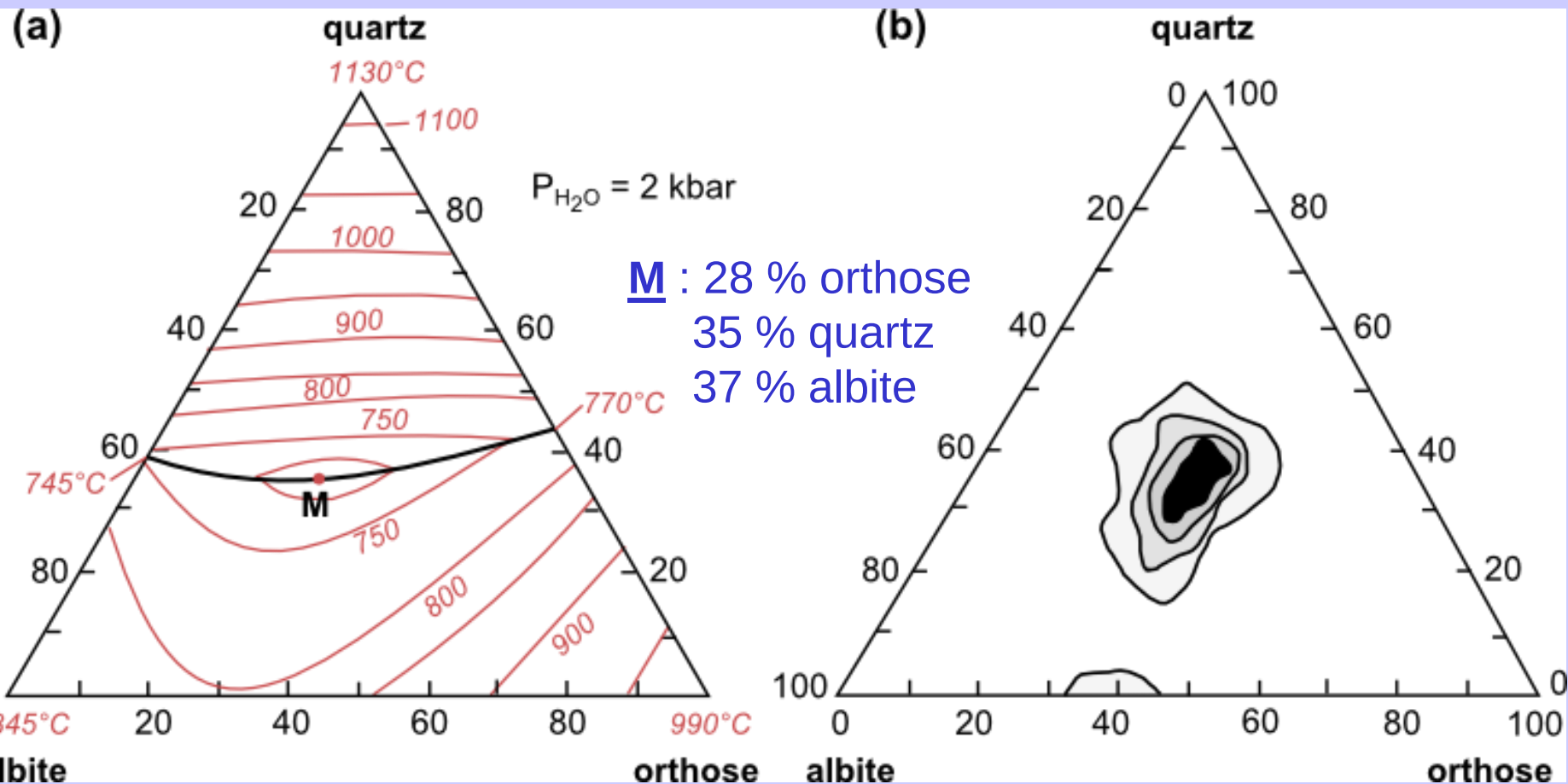
LH : 18 % Di
 22 % Py
 60 % Fo
E : 50 % Di
 45 % Py
 5 % Fo



Le solide résiduel
 ne contient plus
 que Fo

Lorsqu'il ne
 reste que Fo
 dans le solide
 résiduel : la
 composition du
 liquide change
 en se
 rapprochant de
 la composition
 du solide initial

Document 6. Diagramme ternaire des minéraux cardinaux de la péridotite mantellique



Document 7. Diagramme de phase d'un mélange ternaire quartz – albite – orthose (a) et proportions de minéraux clairs des granites (b)

Bilan (1)

- 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

Analyses chimiques représentatives de roches mantelliques et d'un basalte océanique

	Harzburgite ophiolitique	Lherzolite	Basalte océanique
SiO ₂	42.3	45.3	47.1
TiO ₂	0.1	0.2	2.3
Al ₂ O ₃	0.5	3.6	14.2
Fe ₂ O ₃ +FeO	7.1	7.3	11.0
MnO	0.1	0.1	0.2
MgO	49.6	41.3	12.7
CaO	0.1	1.9	9.9
Na ₂ O	0.1	0.2	2.2
K ₂ O	0.005	0.1	0.4

Bilan (2)

- On distingue les éléments magmatophiles = incompatibles des éléments compatibles
- La fusion partielle exerce un tri géochimique
- La fusion partielle des péridotites mantelliques produit un magma primaire de composition basaltique
- La fusion partielle de la croûte continentale (anatexie crustale) produit un liquide de composition granitique

3. Facteurs influençant la composition du magma primaire

a. Nature de la source

Analyses chimiques représentatives de roches mantelliques et d'un basalte océanique.

	Harzburgite ophiolitique	Lherzolite	Basalte océanique
SiO ₂	42.3	45.3	47.1
TiO ₂	0.1	0.2	2.3
Al ₂ O ₃	0.5	3.6	14.2
Fe ₂ O ₃ + FeO	7.1	7.3	11.0
MnO	0.1	0.1	0.2
MgO	49.6	41.3	12.7
CaO	0.1	1.9	9.9
Na ₂ O	0.1	0.2	2.2
K ₂ O	0.005	0.1	0.4

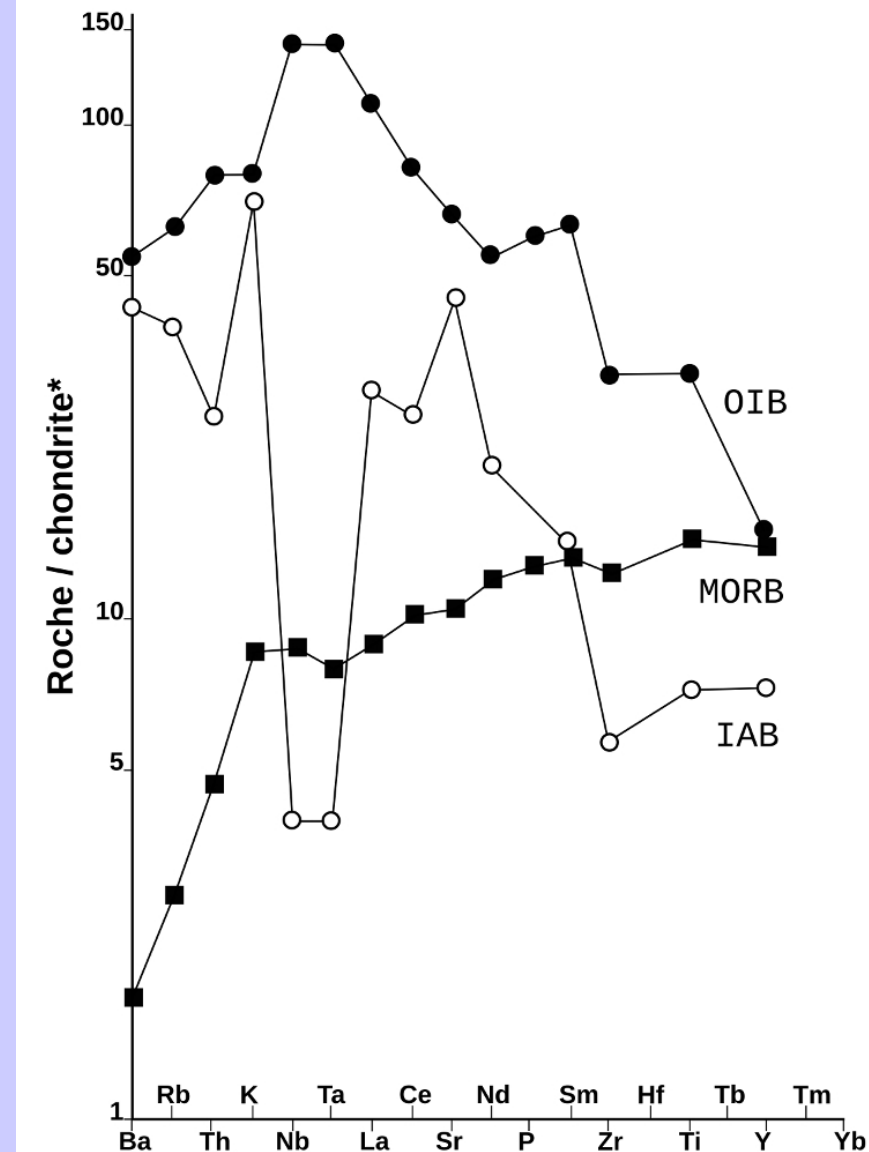
La lherzolite est le matériau source (péridotite fertile)

La harzburgite est le résidu (péridotite résiduelle)

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

Spectres élémentaires normalisés aux chondrites de trois basaltes de contextes géodynamiques différents.

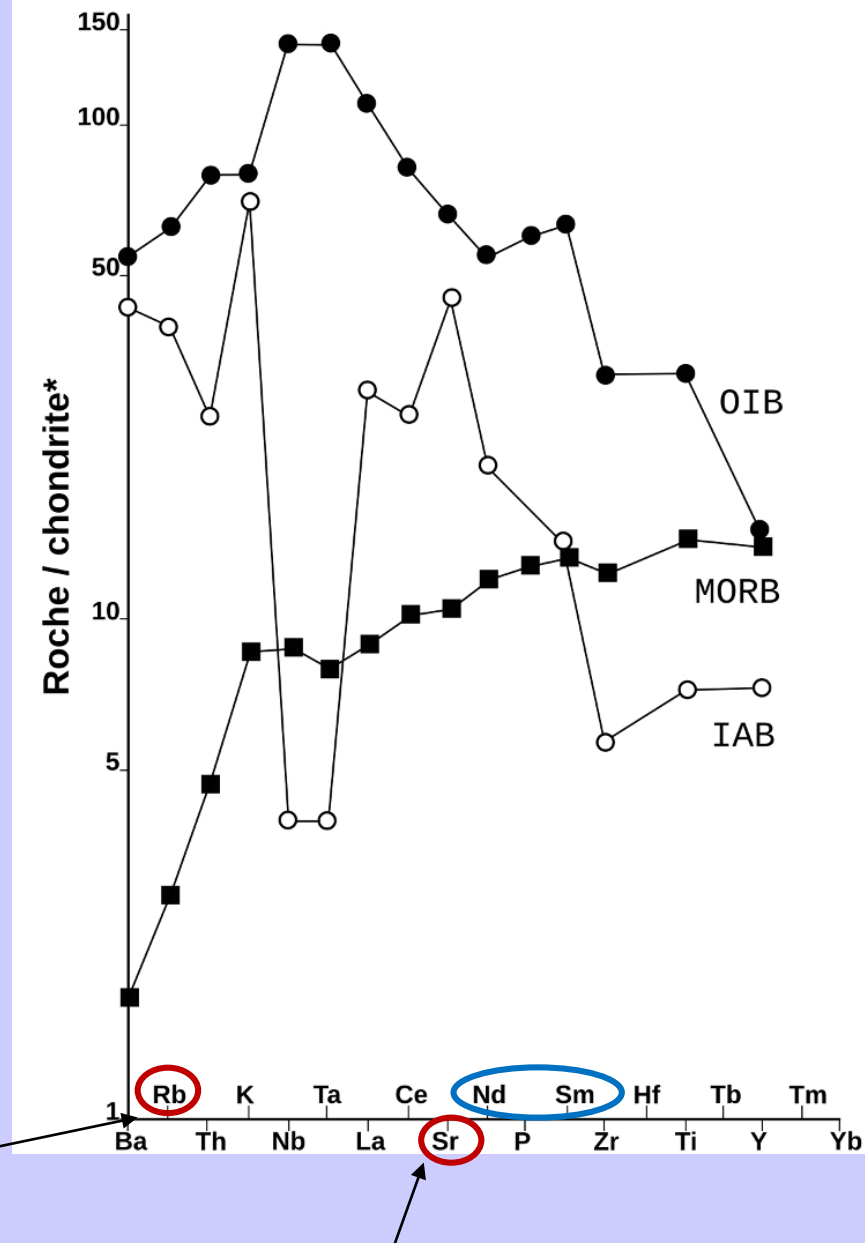
Les 3 basaltes sont respectivement un basalte alcalin de type OIB (île océanique), un basalte tholéiitique de type MORB (dorsale) et un basalte calco-alcalin d'arc insulaire (IAB).



Dans ces arachnogrammes, les éléments sont positionnés des plus incompatibles à gauche aux moins incompatibles à droite.

Spectres élémentaires normalisés aux chondrites de trois basaltes de contextes géodynamiques différents.

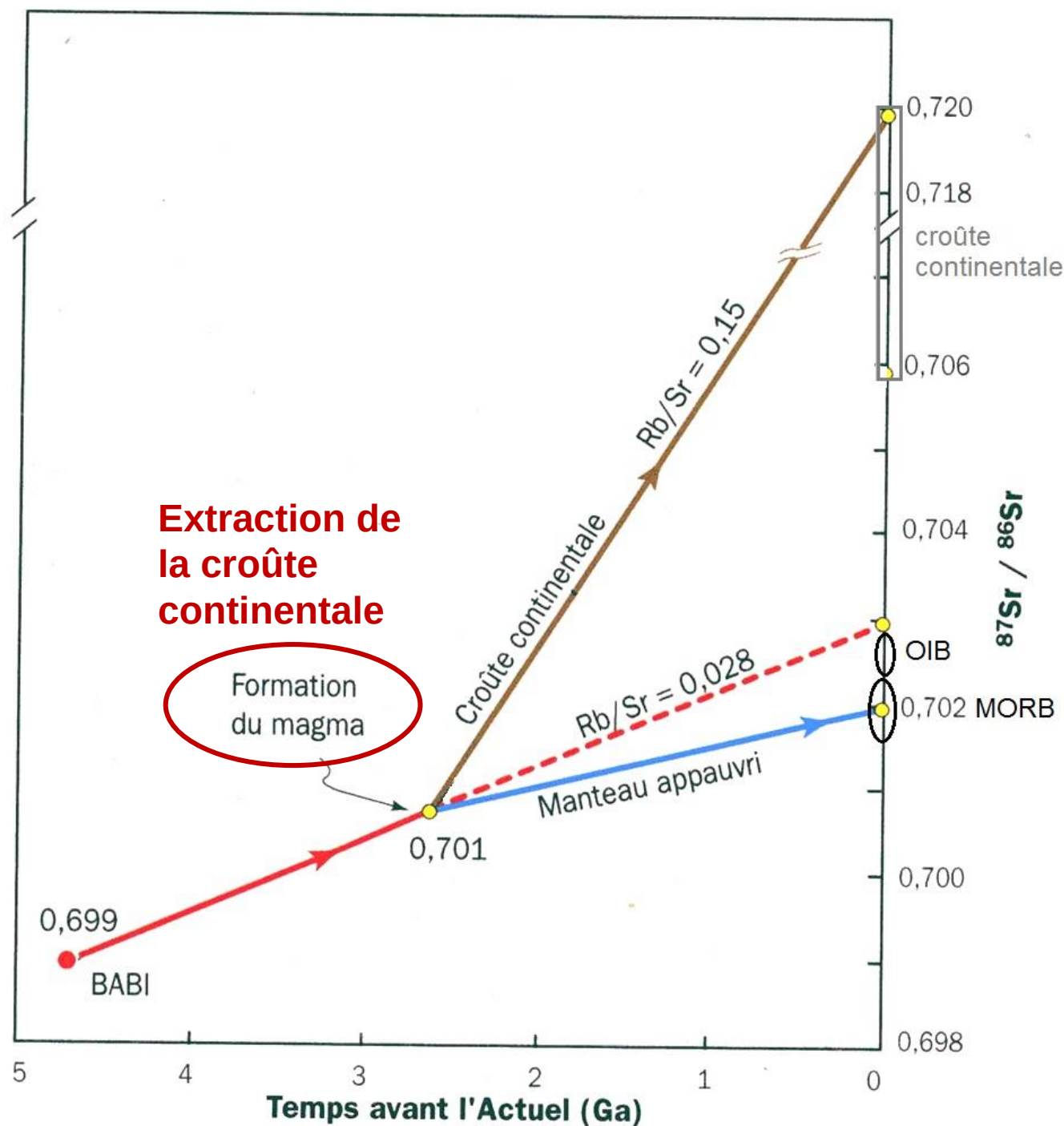
Les 3 basaltes sont respectivement un basalte alcalin de type OIB (île océanique), un basalte tholéiitique de type MORB (dorsale) et un basalte calco-alcalin d'arc insulaire (IAB).



Rb très incompatible

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



Rapports isotopiques et source du magma :

- **Le rapport isotopique $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$**



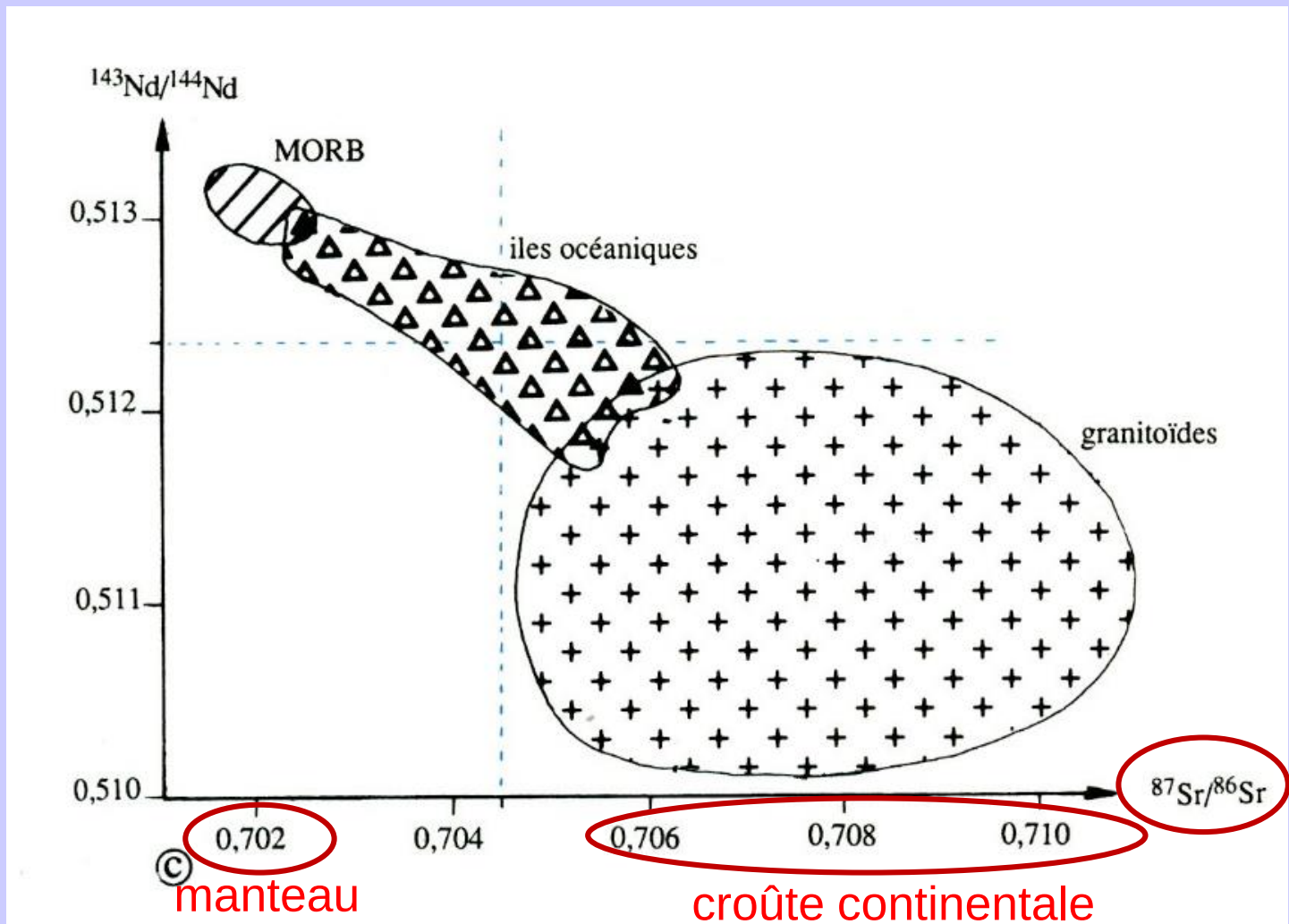
(élément père) (élément fils)

^{86}Sr = isotope stable

Rb très incompatible => **s'est concentré dans la CC**
lors de la formation des continents

d'où : ^{87}Sr **plus** concentré dans la CC que dans le
manteau

d'où : $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ **CC >>>** $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ manteau



Document 9. 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.

Rapports isotopiques et source du magma :

- **Le rapport isotopique $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$**

$$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{\text{CC}} \ggg ^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{\text{manteau}}$$

- **Le rapport isotopique $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$**

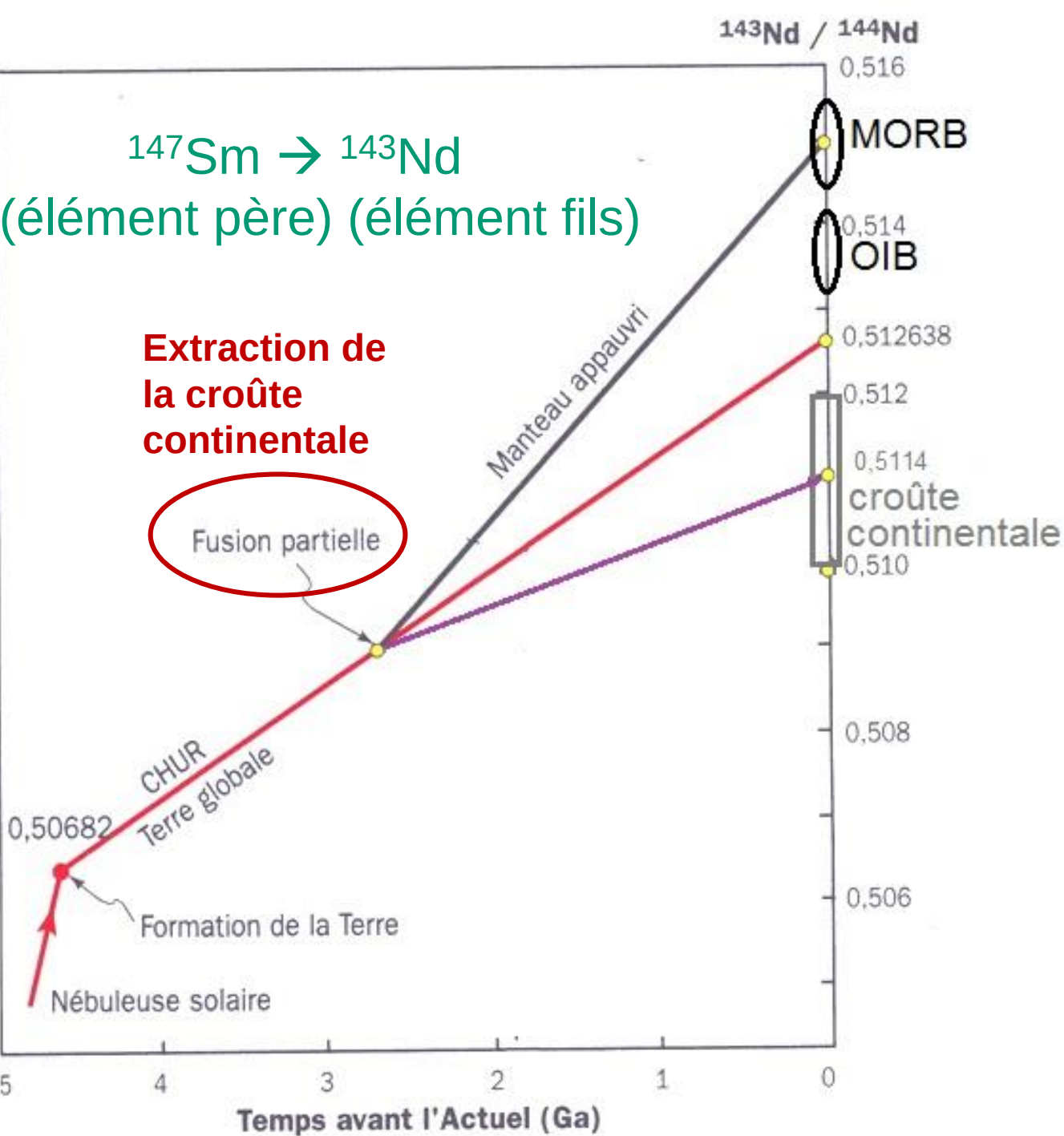


(élément père) (élément fils)
 ^{144}Nd = isotope stable

Sm compatible => est **resté dans le manteau** lors de la formation des continents

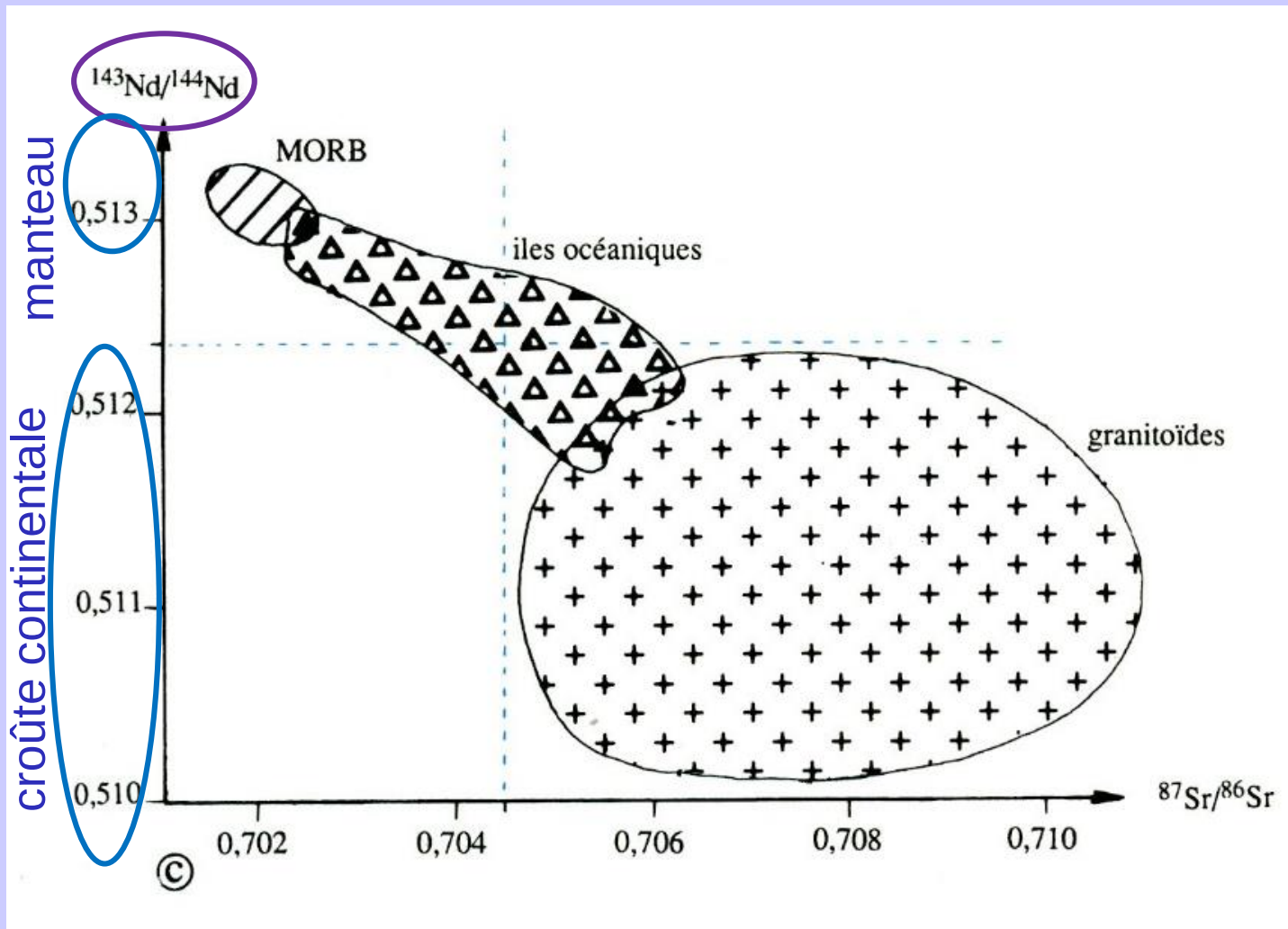
d'où : ^{143}Nd **plus** concentré dans le manteau que dans la CC

d'où : $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{\text{CC}} \lll ^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{\text{manteau}}$



Document 10. Evolution isotopique du néodyme dans différents réservoirs avant et après fusion partielle.

CHUR = réservoir
chondritique uniforme.



Document 9. 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.

b. Taux de fusion partielle

Analyses chimiques représentatives de roches mantelliques et d'un basalte océanique.

La lherzolite est le matériau source (péridotite fertile)

La harzburgite est le résidu (péridotite résiduelle)

	Harzburgite ophiolitique	Lherzolite	Basalte océanique
SiO ₂	42.3	45.3	47.1
TiO ₂	0.1	0.2	2.3
Al ₂ O ₃	0.5	3.6	14.2
Fe ₂ O ₃ +FeO	7.1	7.3	11.0
MnO	0.1	0.1	0.2
MgO	49.6	41.3	12.7
CaO	0.1	1.9	9.9
Na ₂ O	0.1	0.2	2.2
K ₂ O	0.005	0.1	0.4

$$F = (C_{K_{SI}} - C_{K_{SR}}) / (C_{K_L} - C_{K_{SR}})$$

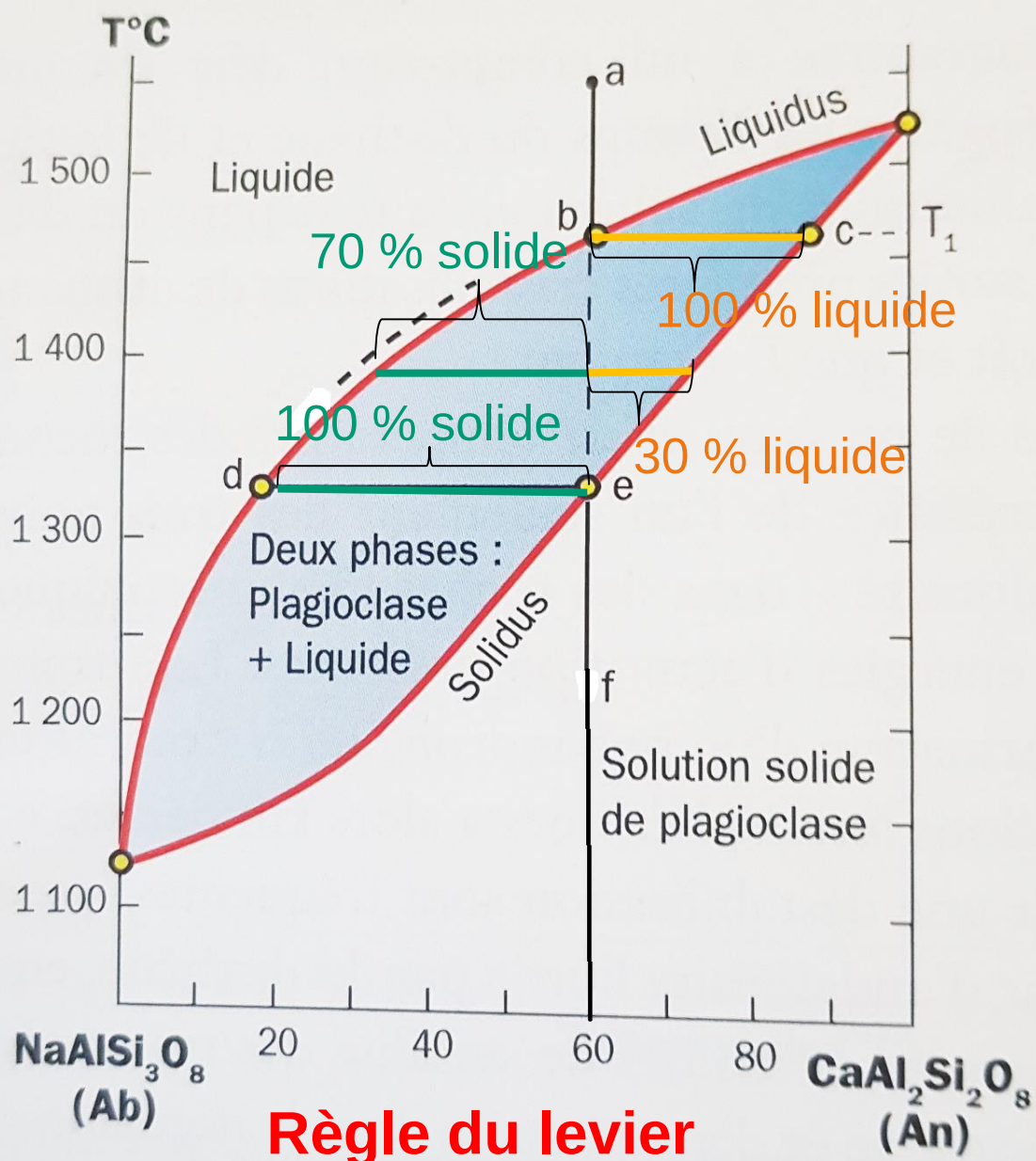


Les komatiites sont des roches ultramafiques très rares et essentiellement d'âge archéen (2 Ga pour la plupart). Les plus récentes (Phanérozoïque) sont celles de l'île de Gorgona (Colombie). Les komatiites contiennent des olivines spinifex (minéraux en forme de baguettes), témoins d'une cristallisation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

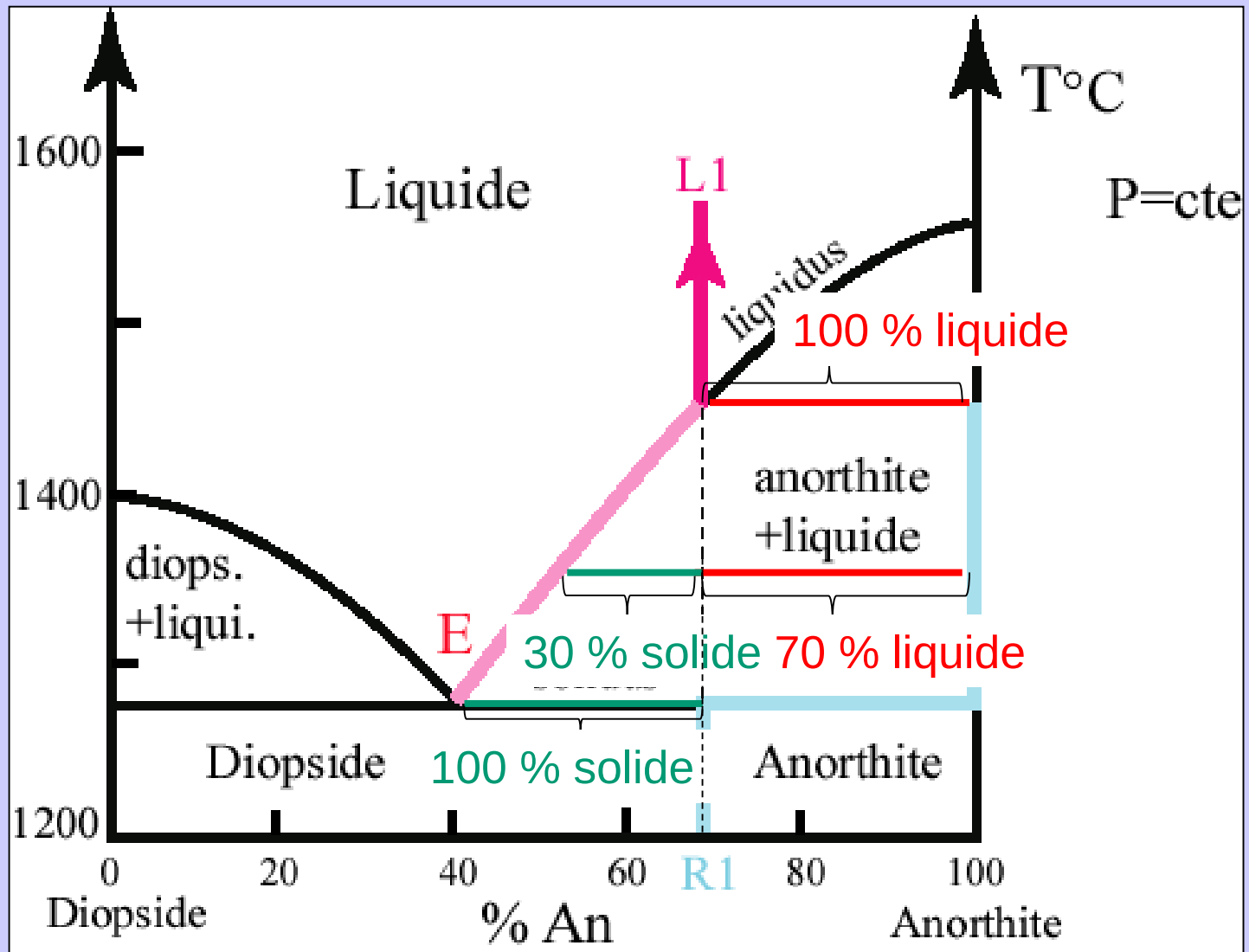
Quelles informations permettent d'estimer le taux de fusion partielle?



Document 3. Diagramme binaire albite- anorthite.

(D'après : Bousquet, Robert, Géosciences, la dynamique du système Terre, Belin 2013)

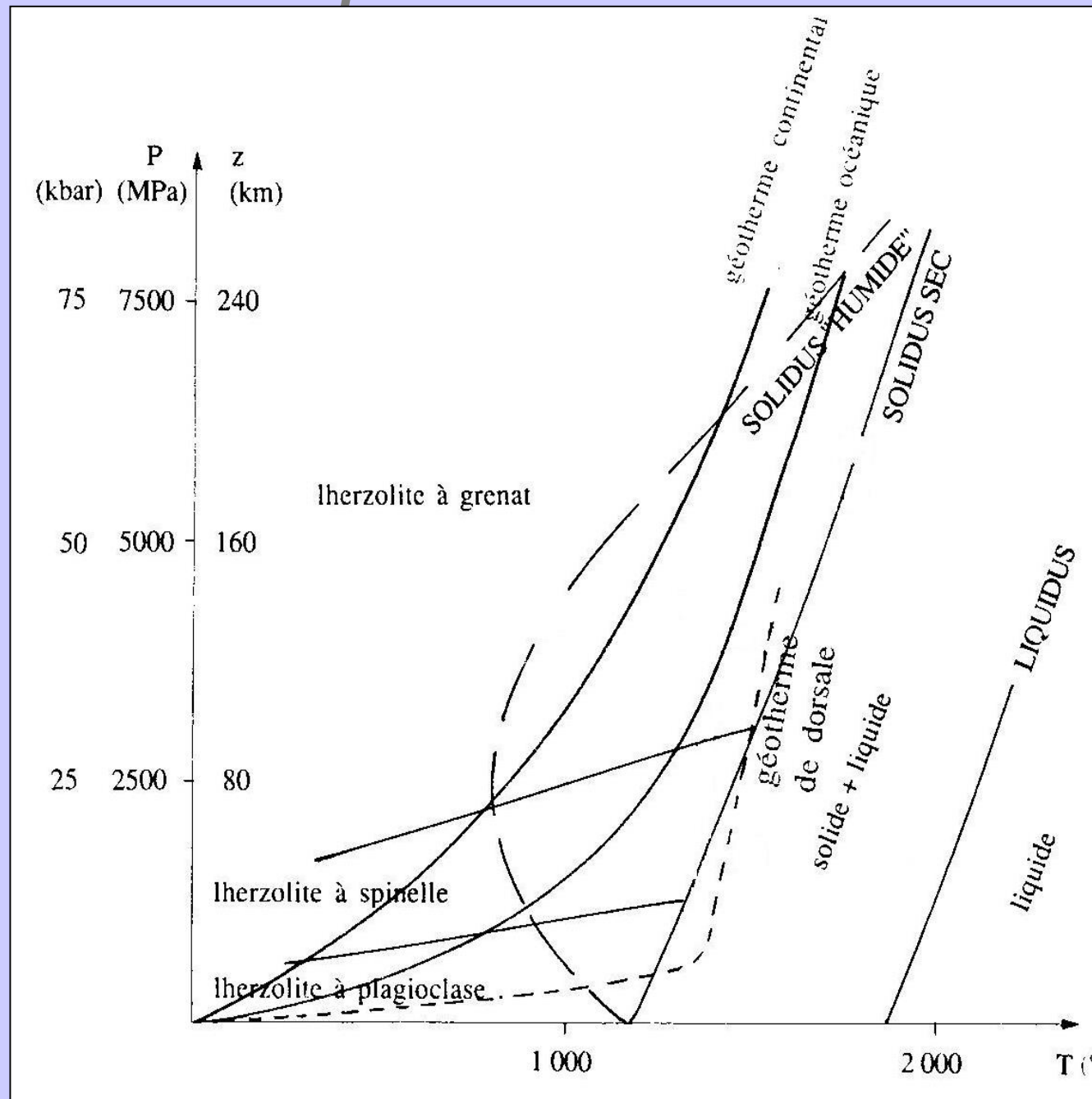
Règle du levier



4. Conditions de la fusion partielle

Document 11. Conditions de fusion partielle du manteau.

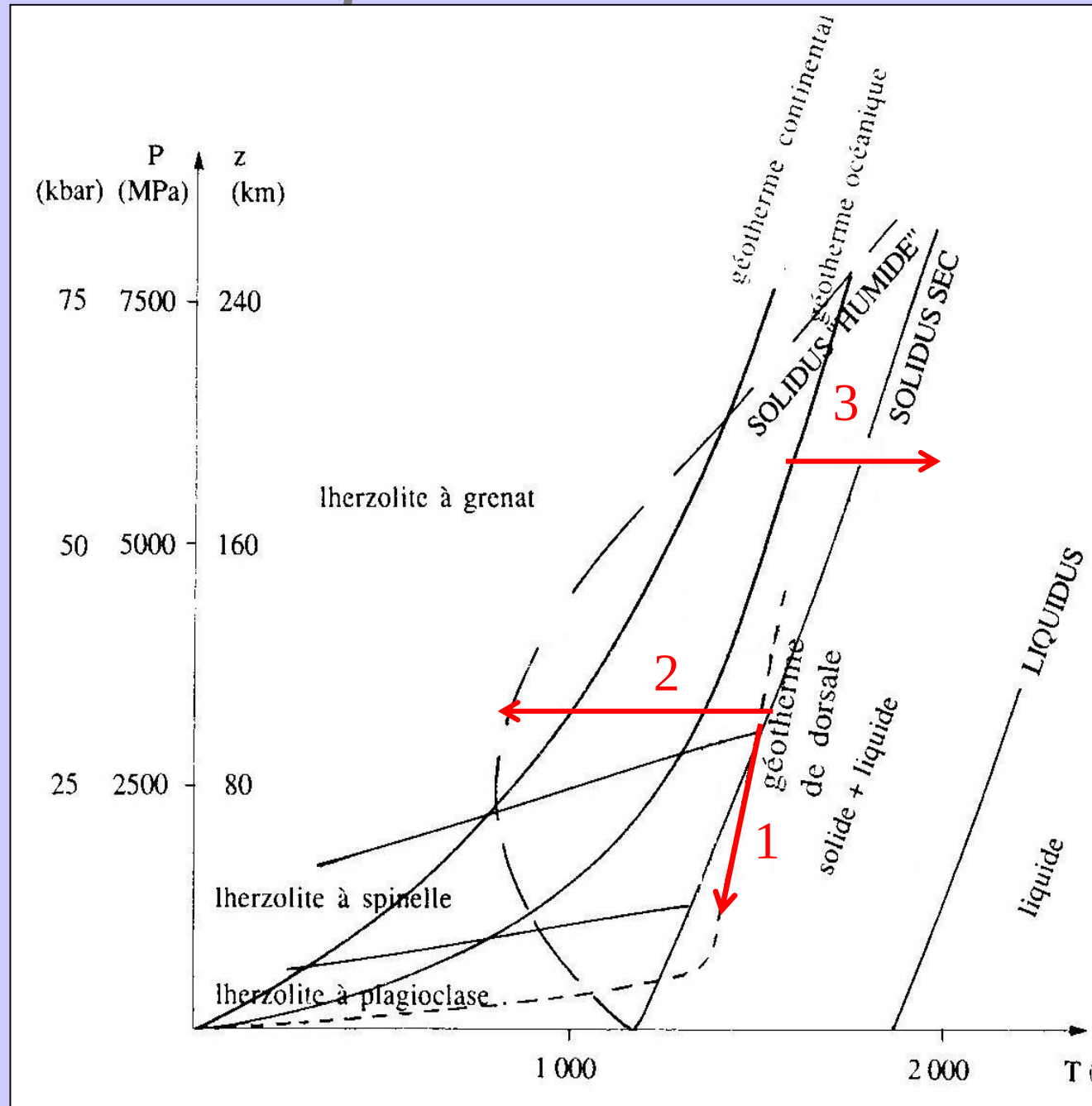
(Caron J.M. et coll., “
Comprendre et enseigner la
planète Terre”, Ophrys Ed.)



4. Conditions de la fusion partielle

Document 11. Conditions de fusion partielle du manteau.

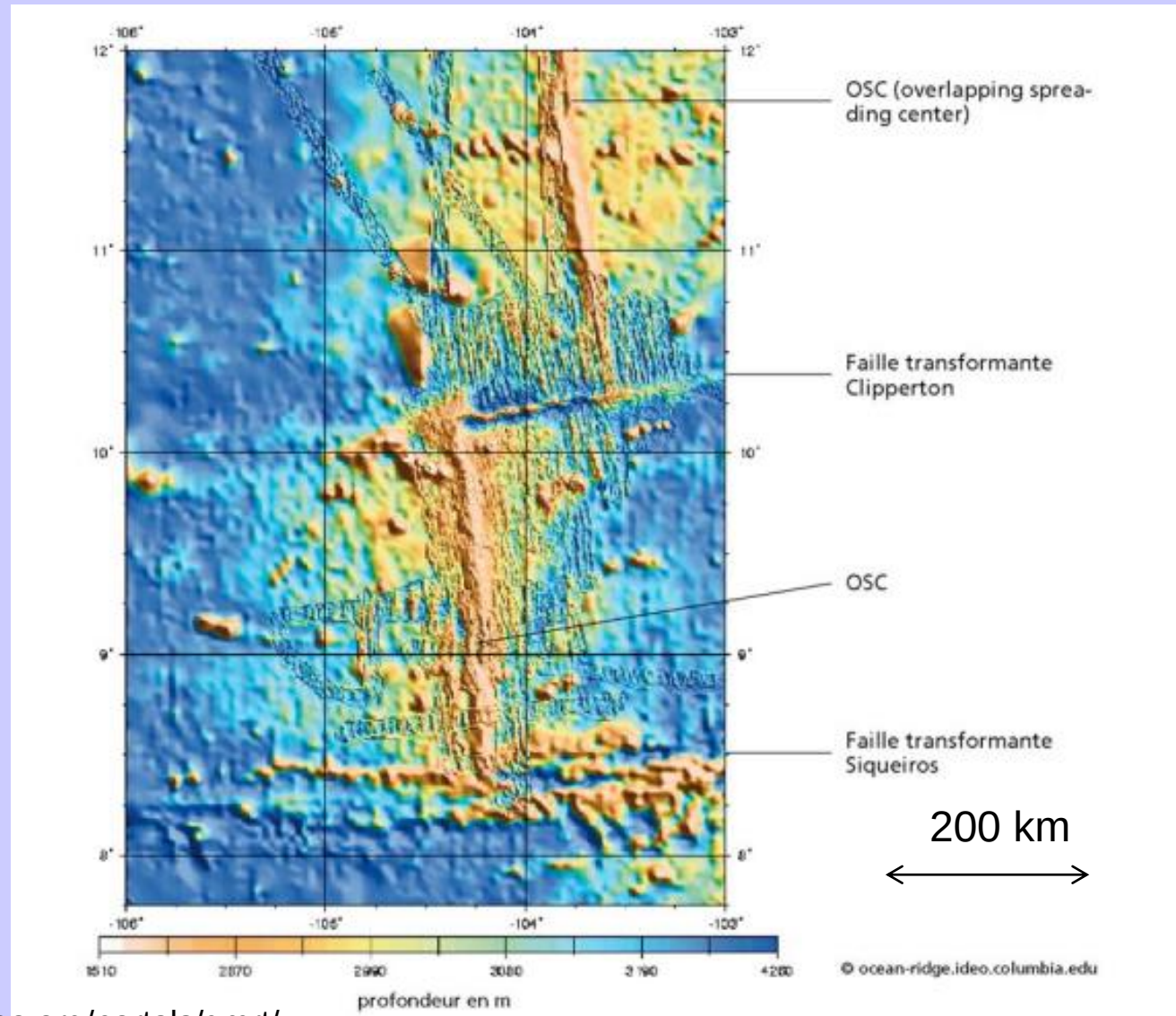
(Caron J.M. et coll., “
Comprendre et enseigner la
planète Terre”, Ophrys Ed.)



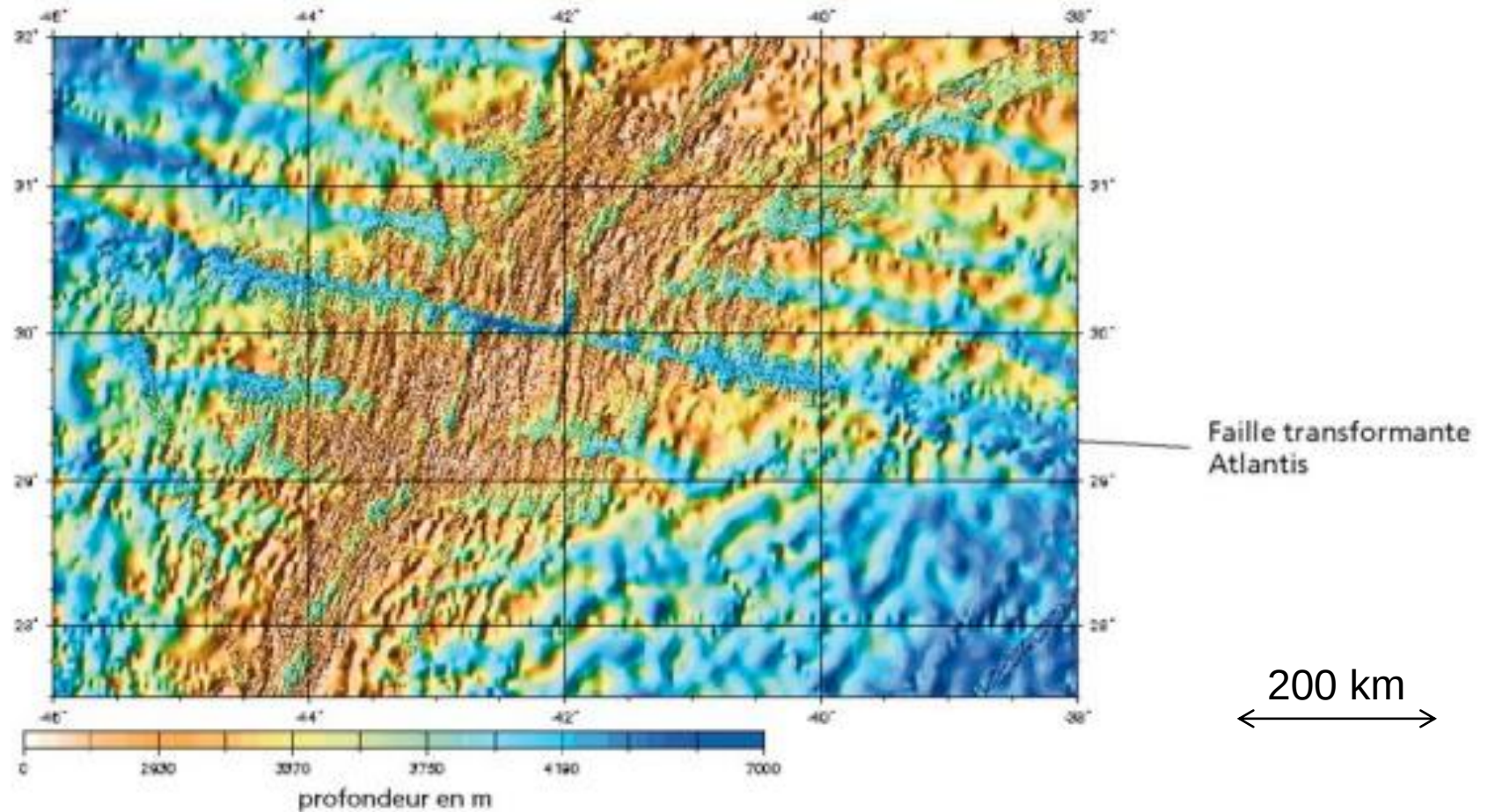
4. Conditions de la fusion partielle

1. Décompression adiabatique **au niveau des dorsales**

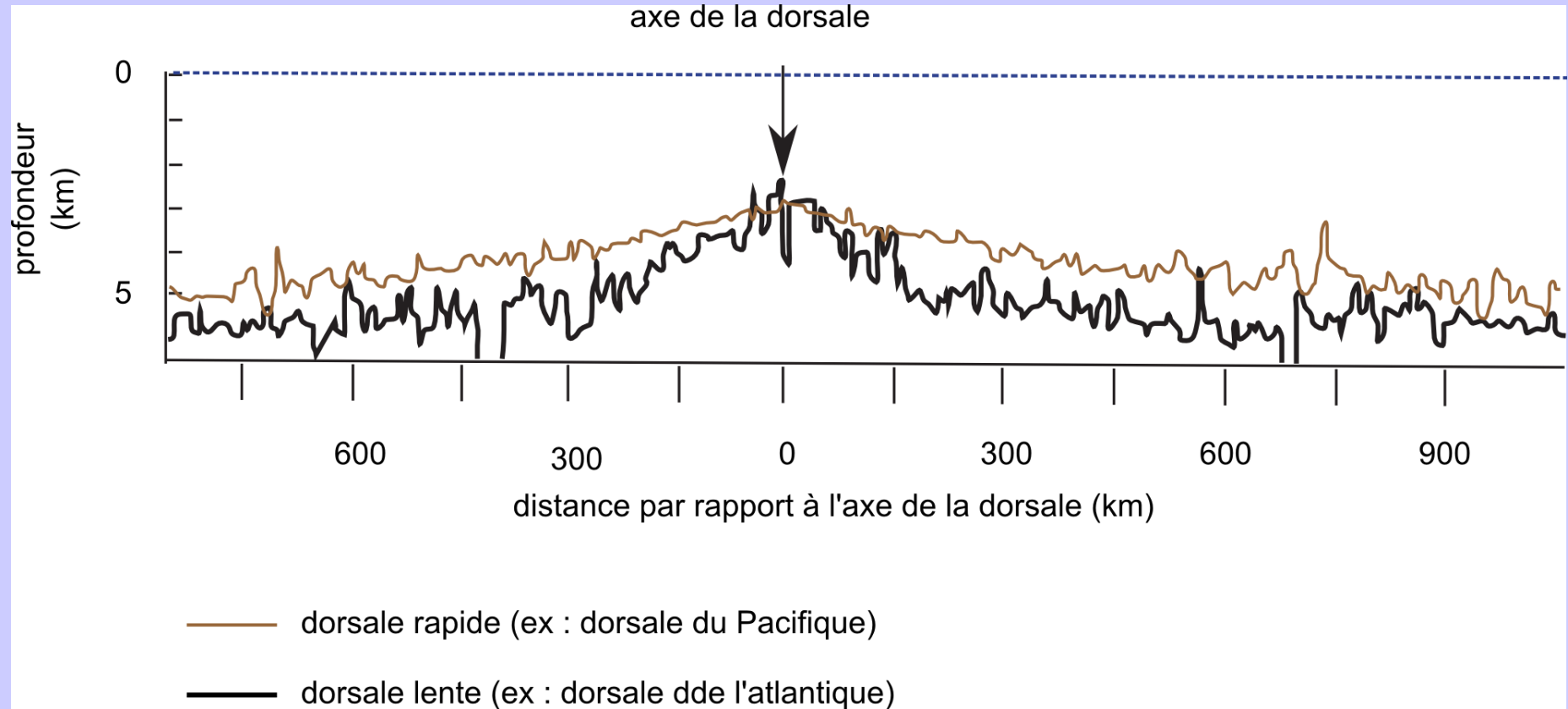
Bathymétrie de la ride Est-Pacifique entre 8° et 12 ° N



Bathymétrie de la ride médio-Atlantique entre 23° et 28 ° N

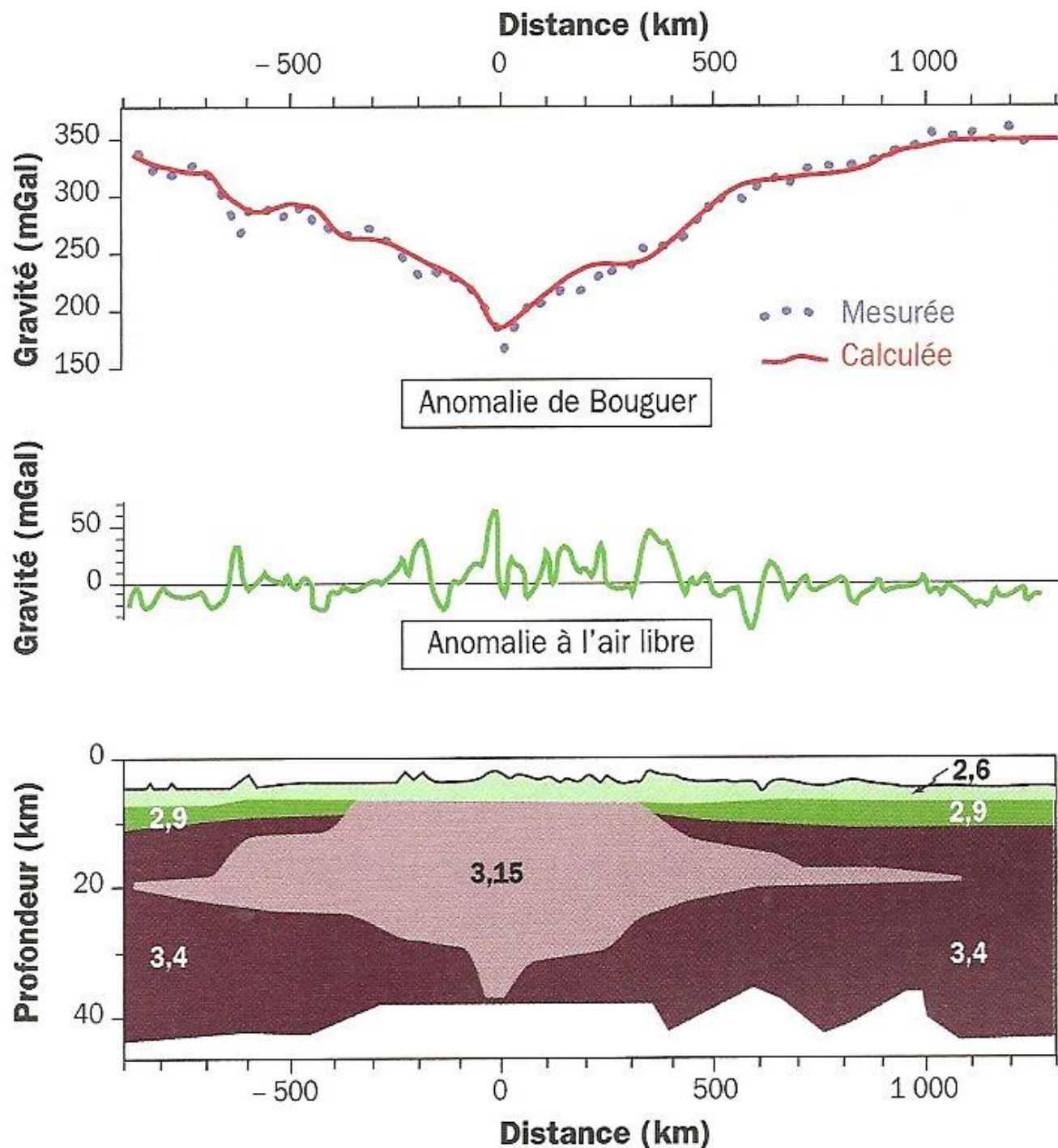


Profils bathymétriques simplifiés de deux dorsales

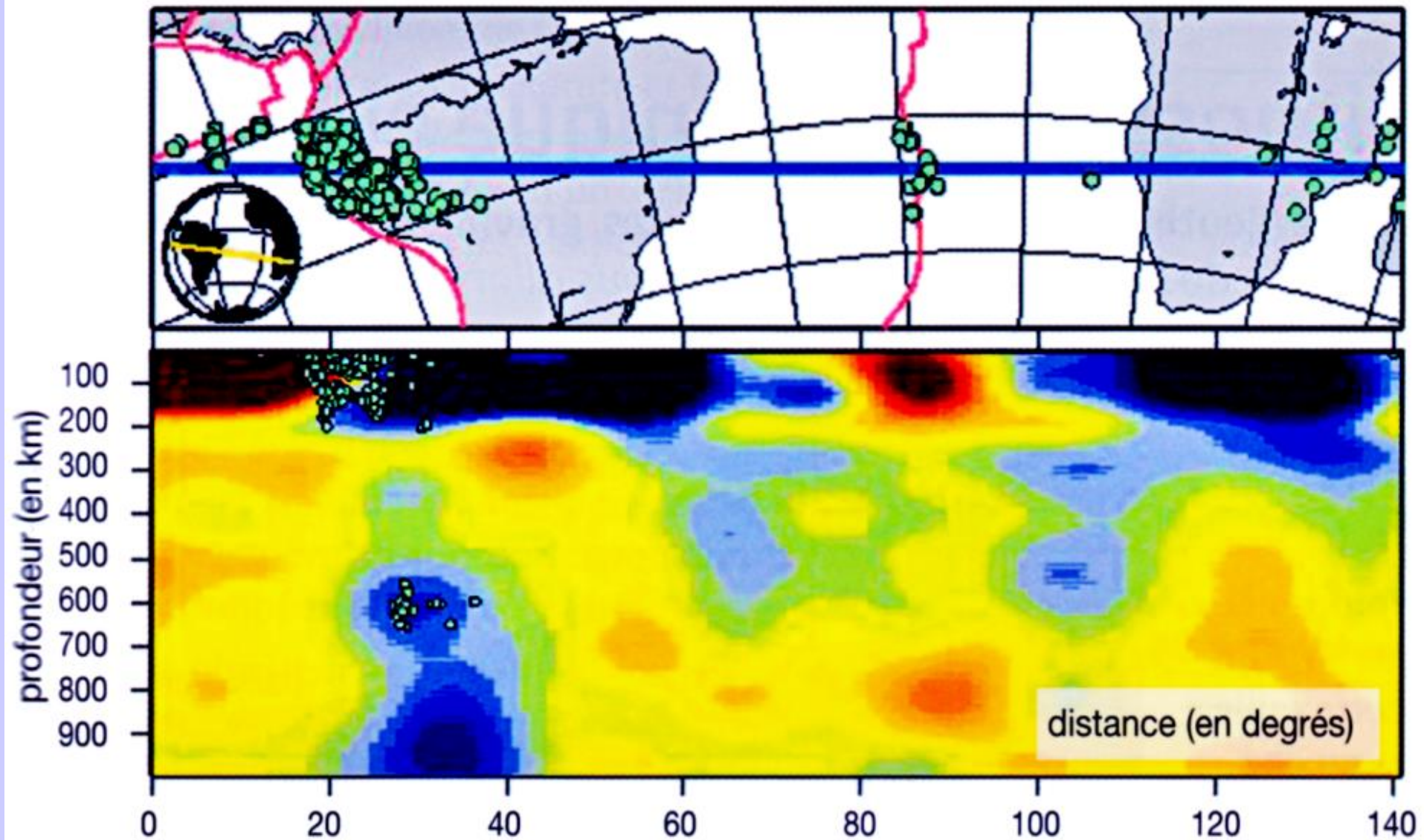


Anomalies de gravité et structure de la lithosphère au niveau de la dorsale Atlantique (32°N).

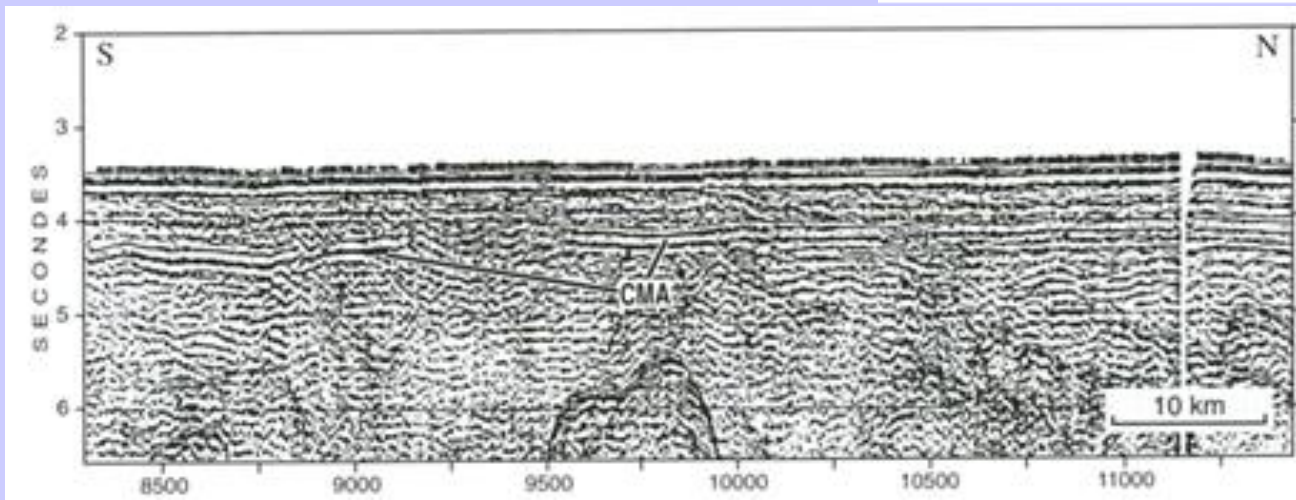
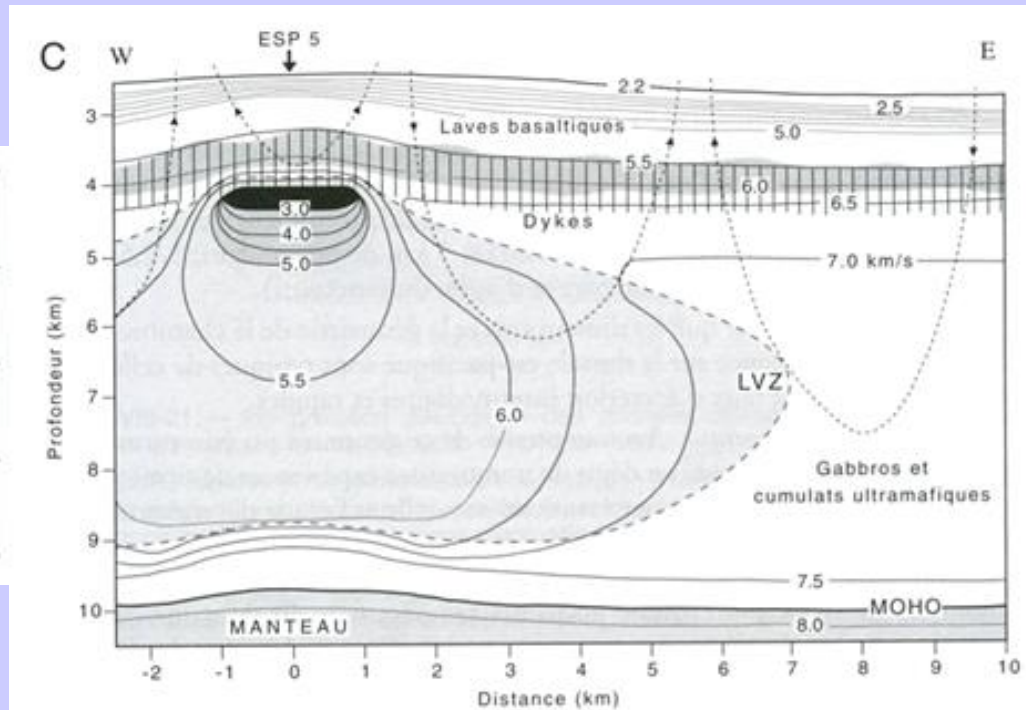
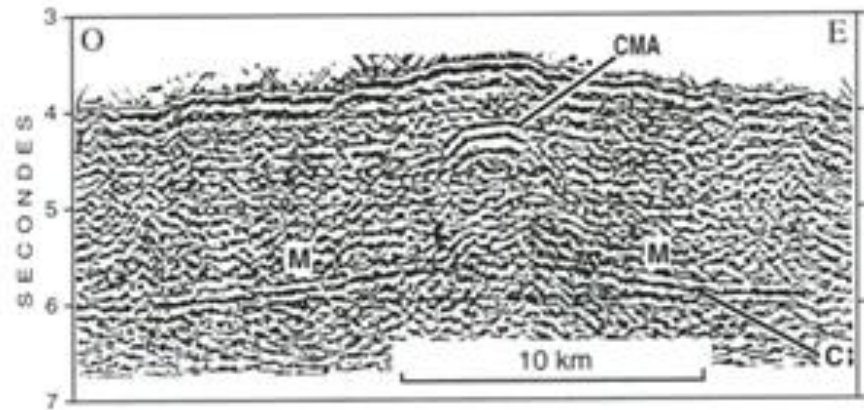
(C. Robert et R. Bousquet
« Géosciences : la dynamique
du système Terre » Belin,
2013).



Coupes tomographiques de l'Océan Atlantique et du l'Est du Pacifique



Images sismiques de la dorsale est-pacifique et modèle de vitesse des ondes P



4. Conditions de la fusion partielle

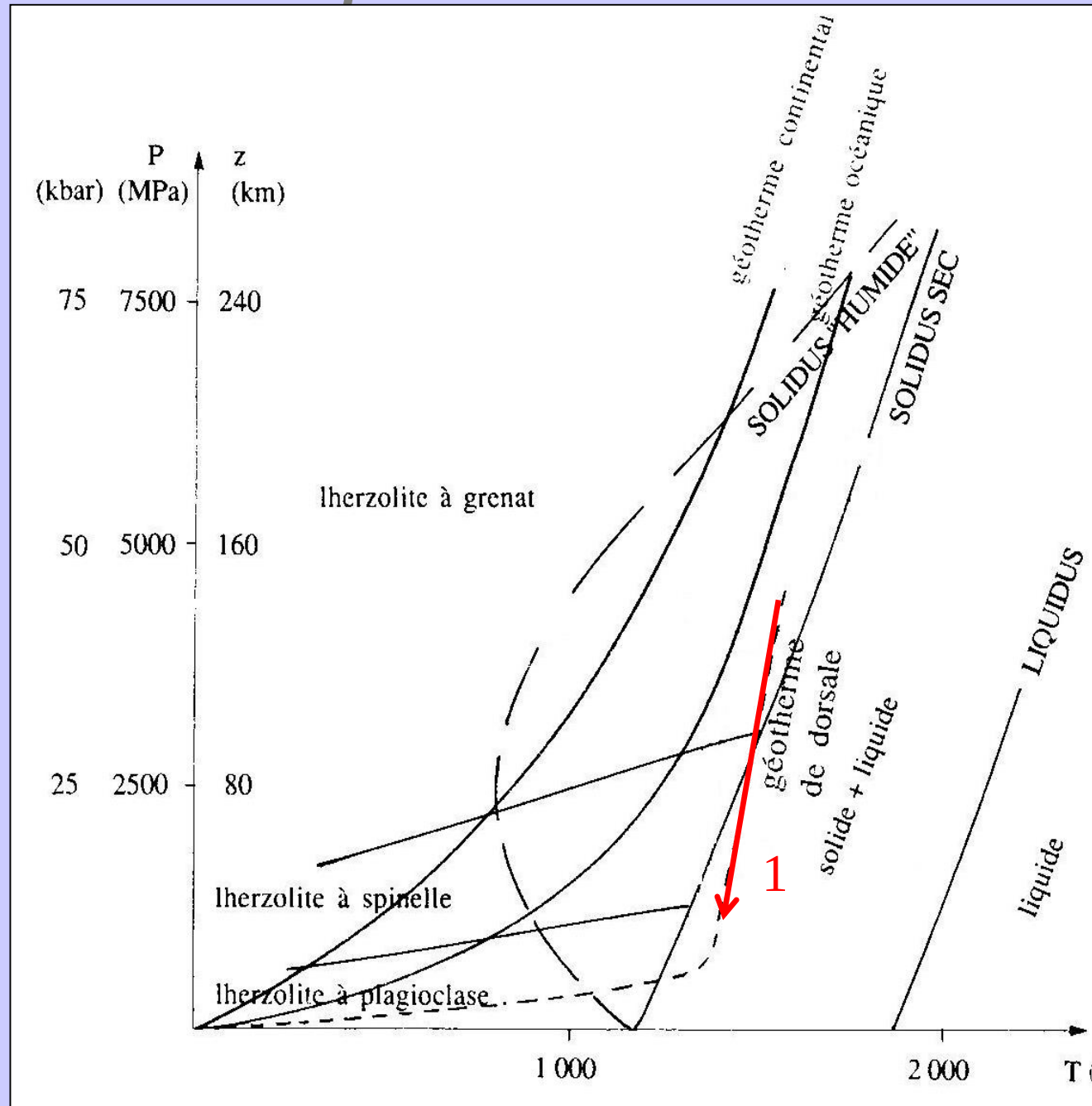
1. Décompression adiabatique au niveau des dorsales

- Flux géothermique élevé
- Bosse du géoïde, anomalie de Bouguer faiblement +
- Données tomographiques et sismique réflexion / réfraction

4. Conditions de la fusion partielle

Document 11. Conditions de fusion partielle du manteau.

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



4. Conditions de la fusion partielle

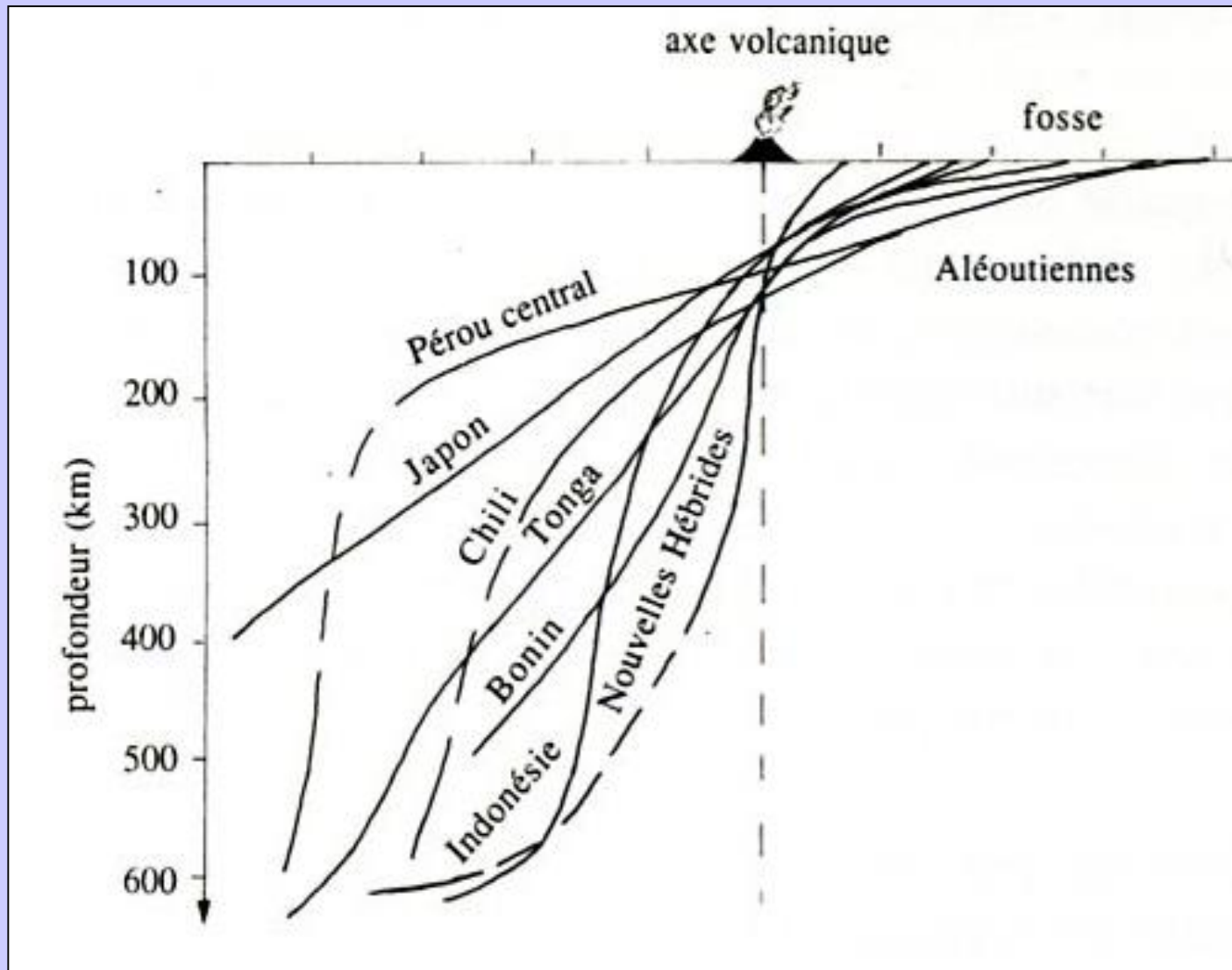
2. Hydratation au niveau des zones de subduction

Des volcans explosifs



Eruption du Lascar (Chili) 19-20 avril 1993.

	<u>Croûte : basalte et gabbro</u>	Manteau lithosphérique : péridotite
Lithosphère océanique venant de se mettre en place	- Feldspaths calcosodiques = plagioclases : $(\text{Ca}, \text{Na}) \text{Al}_{(1, 2)} \text{Si}_{(2, 3)} \text{O}_8$ - Pyroxènes $\text{Ca} (\text{Fe}, \text{Mg})_2 \text{Si}_2 \text{O}_6$	- Olivines $(\text{Fe}, \text{Mg})_2 \text{SiO}_4$ - Pyroxènes $\text{Ca} (\text{Fe}, \text{Mg})_2 \text{Si}_2 \text{O}_6$
Lithosphère océanique froide	<i>Apparition de nouveaux minéraux :</i> - Amphibole (hornblende) $\text{Na} \text{Ca}_2 (\text{Fe}^{2+}, \text{Mg})_4 (\text{Al}, \text{Fe}^{3+})_5 \text{Al}_2 \text{Si}_6 \text{O}_{22} (\text{OH})_2$ - Chlorite $(\text{Mg}, \text{Fe}, \text{Al})_3 \text{Mg}_3 [(\text{Si}, \text{Al})_4 \text{O}_{10} (\text{OH})_2] (\text{OH})_6$ - Actinote $\text{Ca}_2 (\text{Mg}, \text{Fe})_5 [\text{Si}_8 \text{O}_{22}] (\text{OH}, \text{F})_2$	<i>Idem +</i> Serpentine : $\text{Mg}_6 [\text{Si}_4 \text{O}_{10} (\text{OH})_2] (\text{OH})_6$
Lithosphère océanique subduite	<i>Apparition de nouveaux minéraux :</i> <u>Faciès schistes bleus :</u> - Glaucophane $\text{Na}_2 \text{Mg}_3 \text{Al}_2 [\text{Si}_8 \text{O}_{22}] (\text{OH})_2$ <u>Faciès éclogite :</u> - Jadéite $\text{Na} (\text{Al}, \text{Fe}) [\text{Si}_2 \text{O}_6]$ - Grenat $(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+}, \text{Mn}, \text{Ca})_3 (\text{Al}, \text{Fe}^{3+}, \text{Ti}, \text{Cr})_2 (\text{SiO}_4)_3$	Les minéraux de la lithosphère océanique. Les minéraux hydratés sont caractérisés par la présence de groupements hydroxyle OH.



Répartition des foyers de séismes et localisation du volcanisme dans différentes zones de subduction.

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

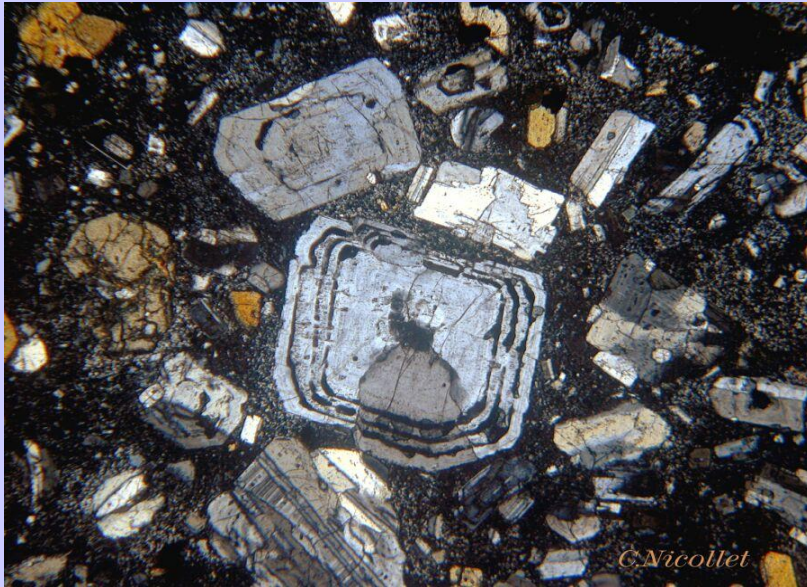
Les roches magmatiques dans un contexte de convergence



Rhyolite

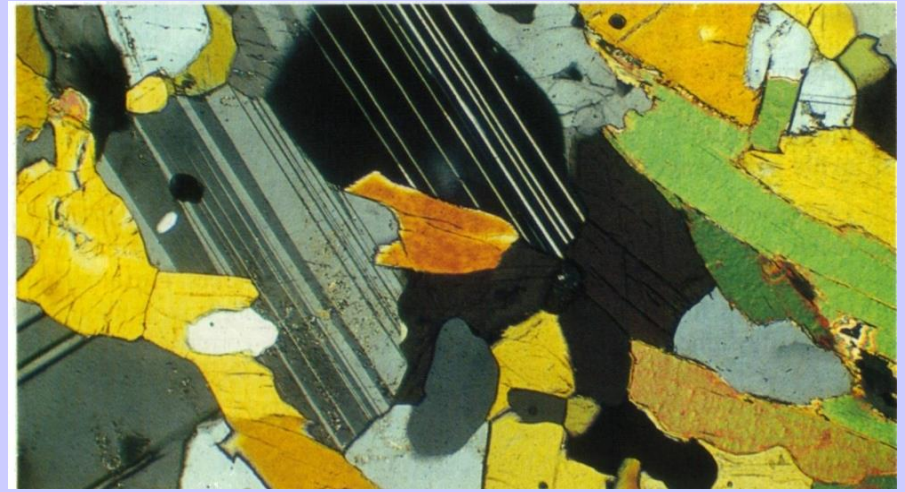


Granite



Andésite

Granodiorite



4. Conditions de la fusion partielle

1. Décompression adiabatique au niveau des dorsales

- Flux géothermique élevé
- Bosse du géoïde, anomalie de Bouguer faiblement +
- Données tomographiques et sismique réflexion / réfraction

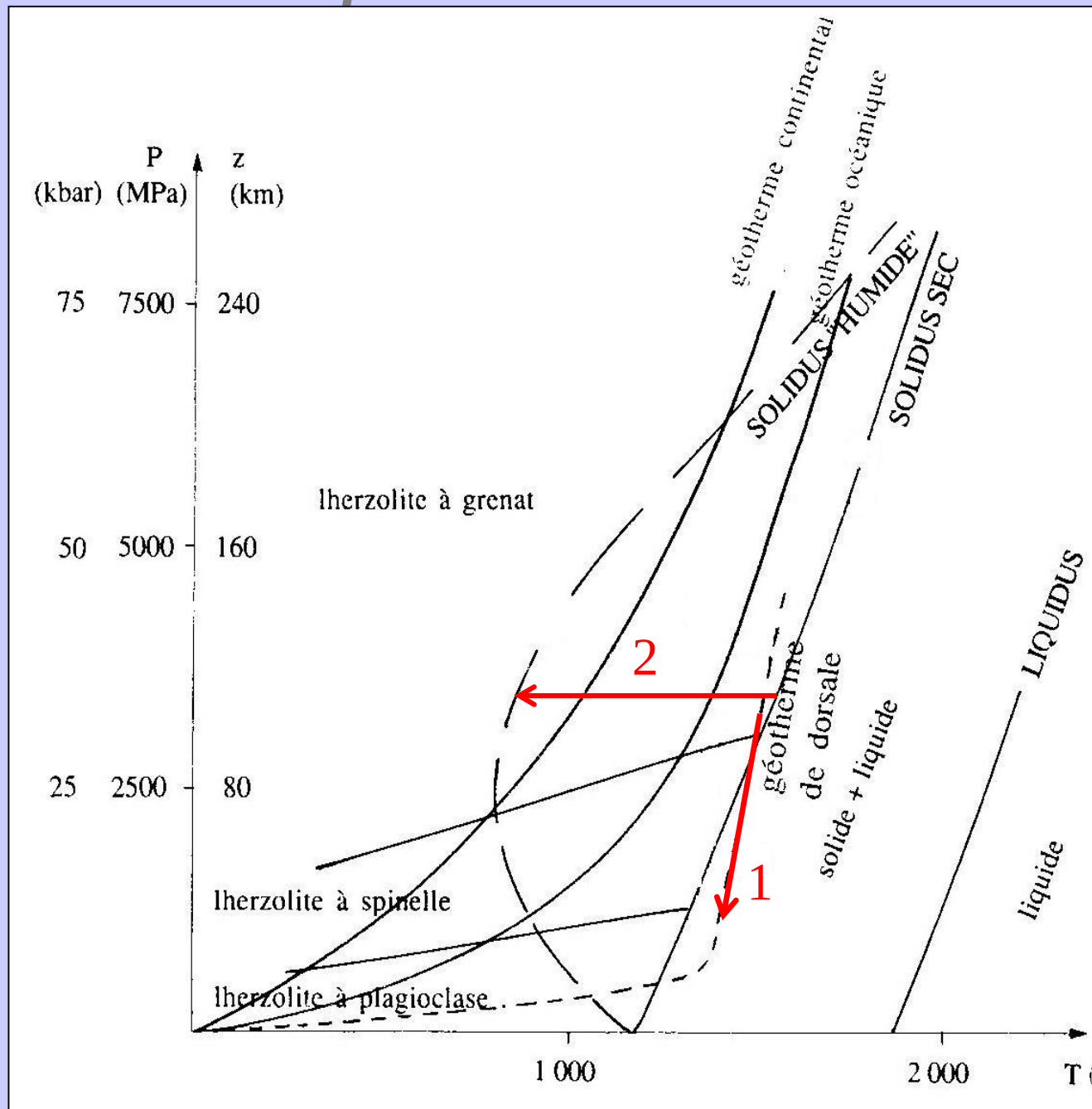
2. Hydratation au niveau des zones de subduction

- Réactions du métamorphisme HP – BT libérant de l'eau
- Richesse des magmas en fluides et dynamique éruptive
- Amphiboles dans les roches magmatiques produites
- Contribution des sédiments de la CO subduite (^{10}Be)

4. Conditions de la fusion partielle

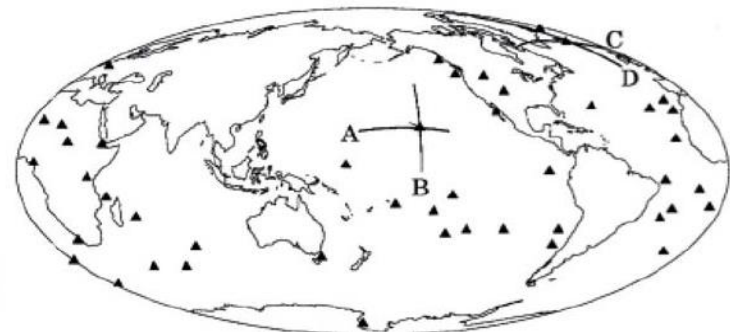
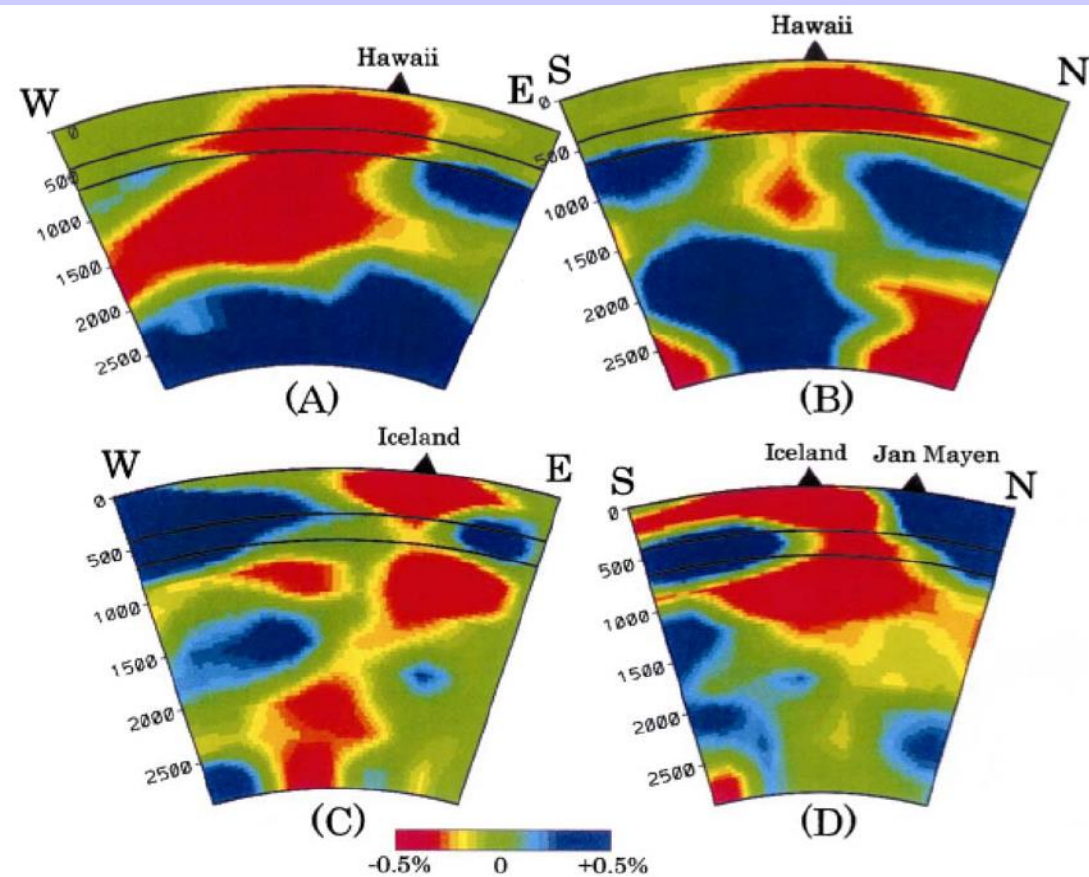
Document 11. Conditions de fusion partielle du manteau.

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



4. Conditions de la fusion partielle

3. Gradient géothermique anormalement élevé **au niveau** **des points chauds**



Images
tomographiques au
niveau de l'Islande et
de l'archipel
d'Hawaï.

4. Conditions de la fusion partielle

1. Décompression adiabatique au niveau des dorsales

- Flux géothermique élevé
- Bosse du géoïde, anomalie de Bouguer faiblement +
- Données tomographiques et sismique réflexion / réfraction

2. Hydratation au niveau des zones de subduction

- Réactions du métamorphisme HP – BT libérant de l'eau
- Richesse des magmas en fluides et dynamique éruptive
- Amphiboles dans les roches magmatiques produites
- Contribution des sédiments de la CO subduite (^{12}Be)

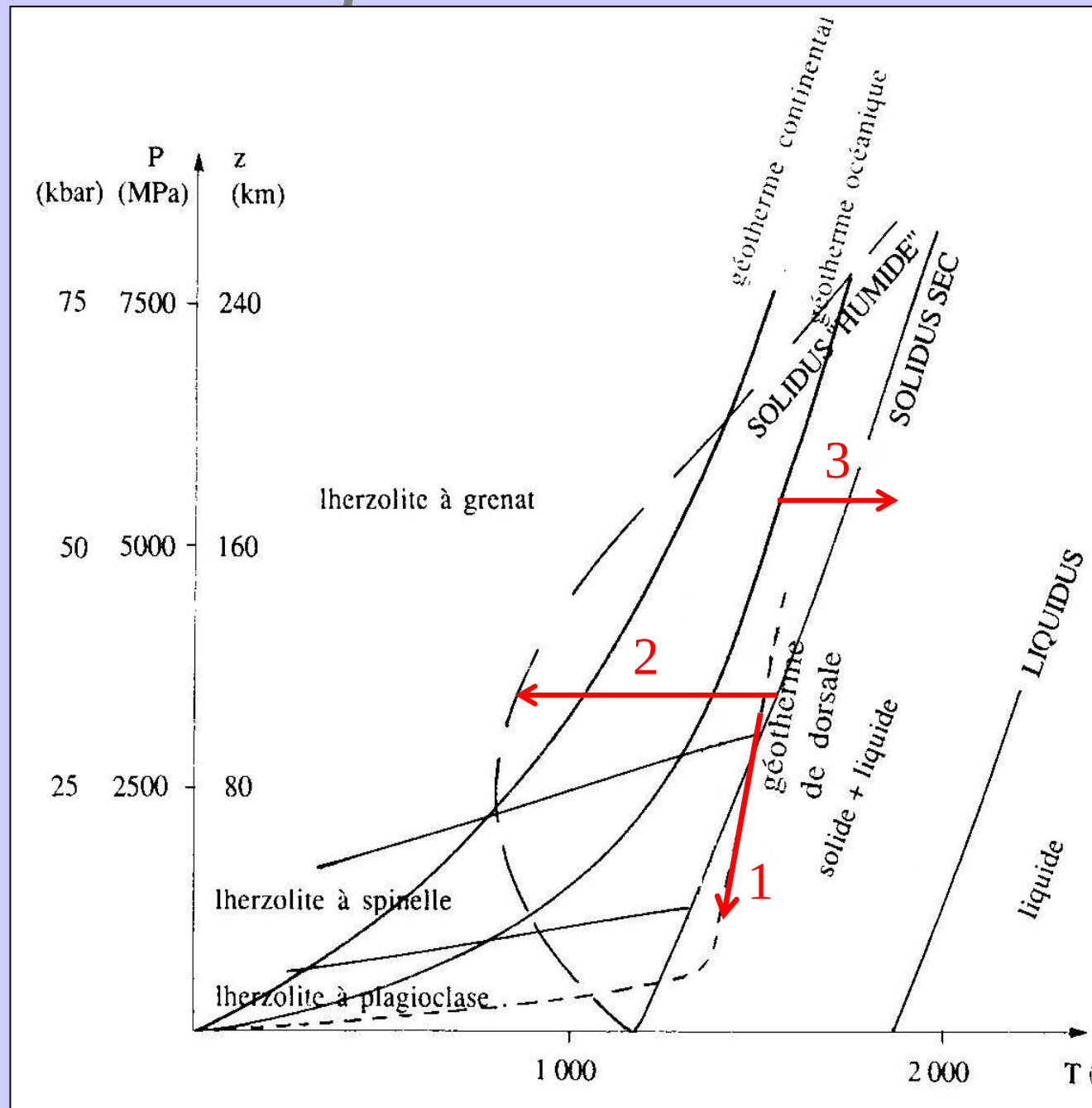
3. Gradient géothermique anormalement élevé au niveau des points chauds

- Données tomographiques

4. Conditions de la fusion partielle

Document 11. 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*

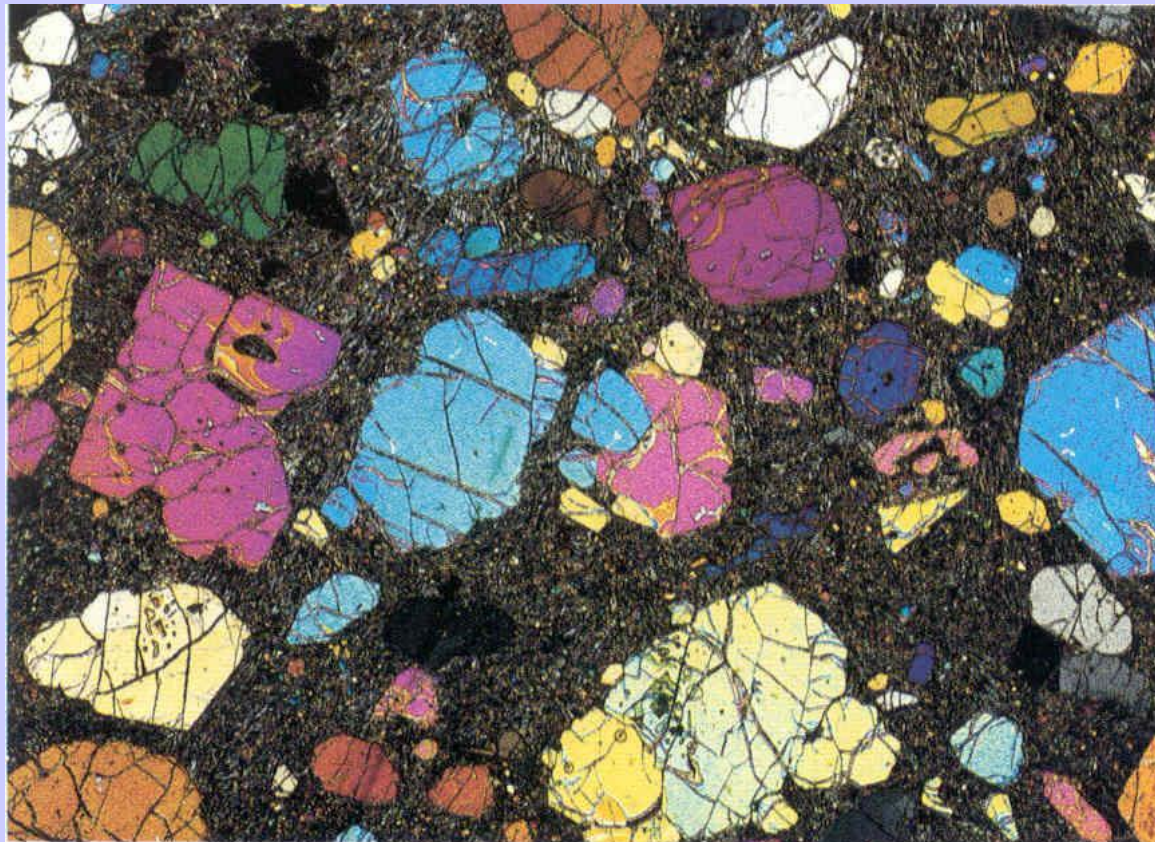
a. Par cristallisation fractionnée

α. Mise en évidence de la cristallisation fractionnée

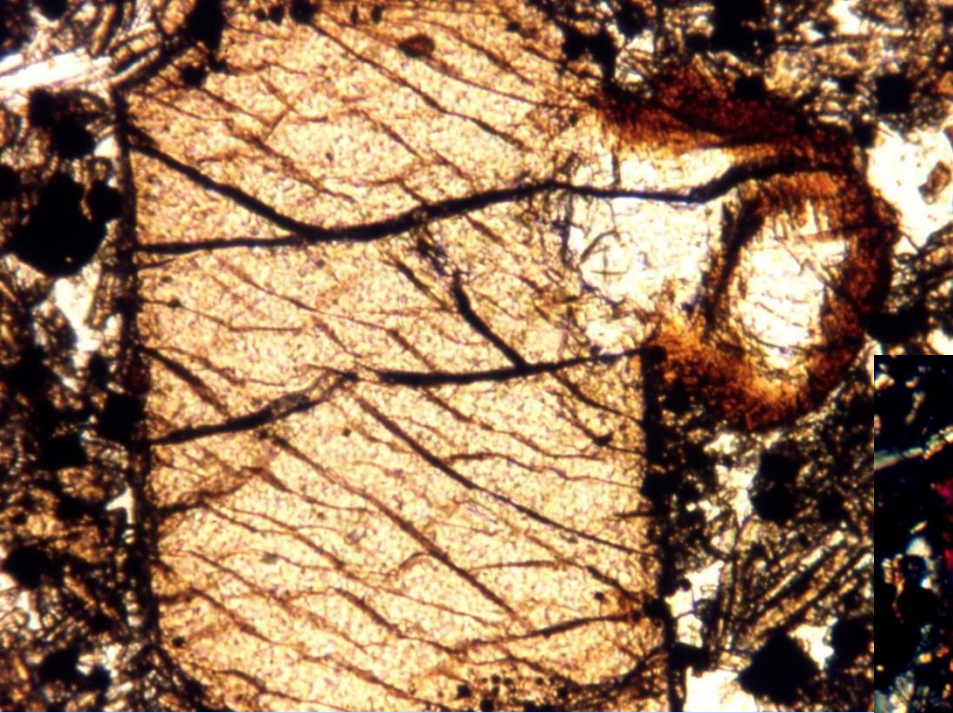
➤ Observation en lame mince des relations entre minéraux

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

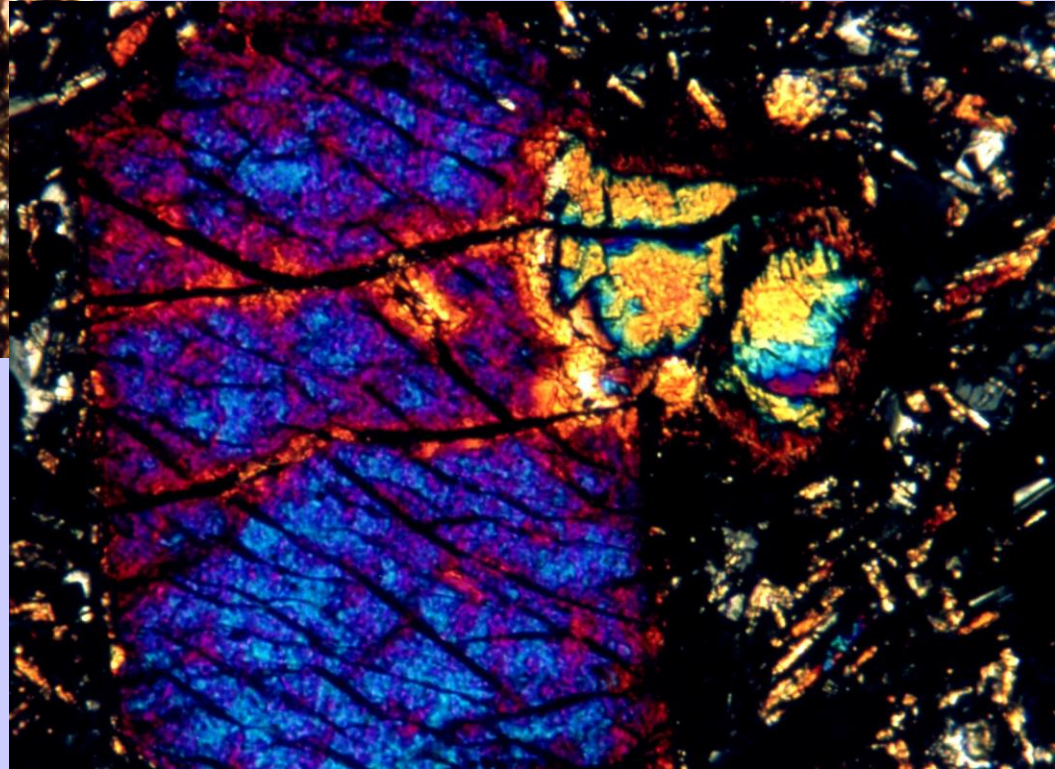
planet-terre.ens-lyon.fr



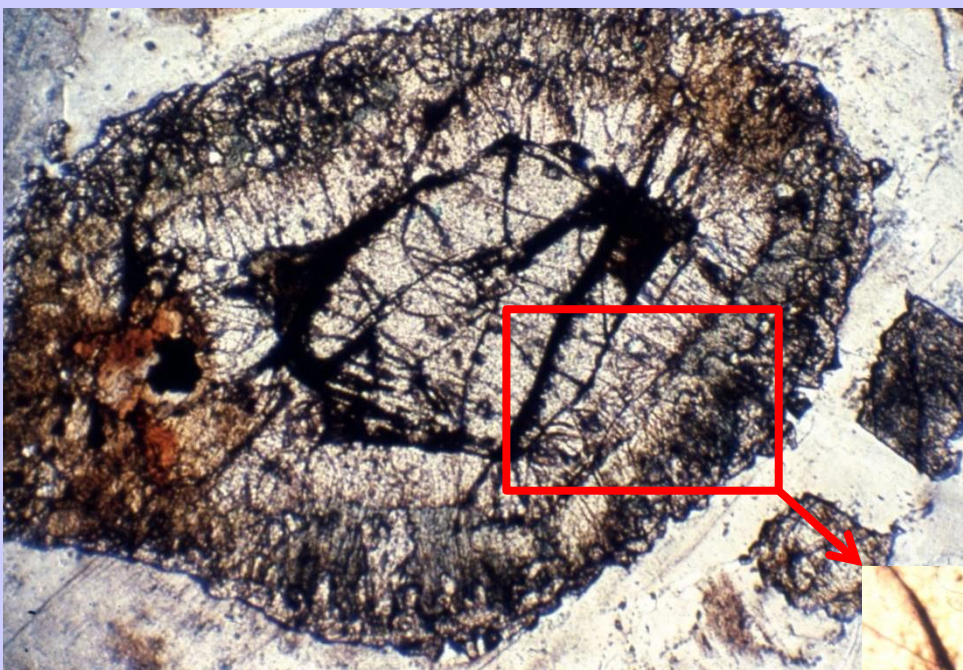
➤ Observation en lame mince des relations entre minéraux



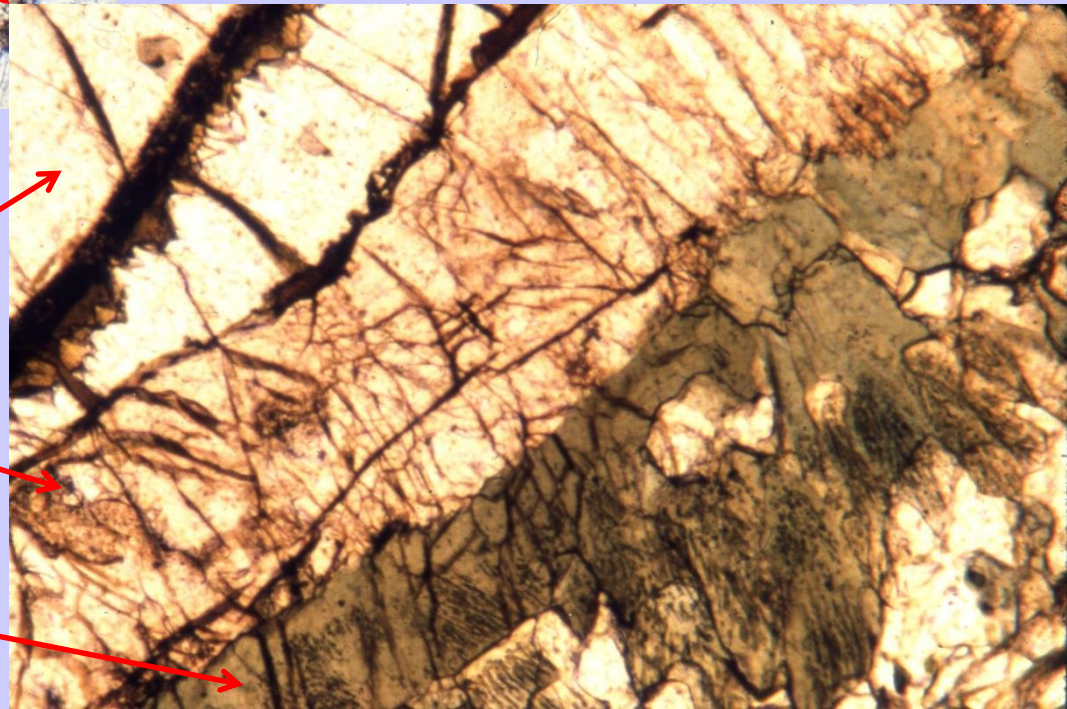
Olivine « incluse » dans un pyroxène



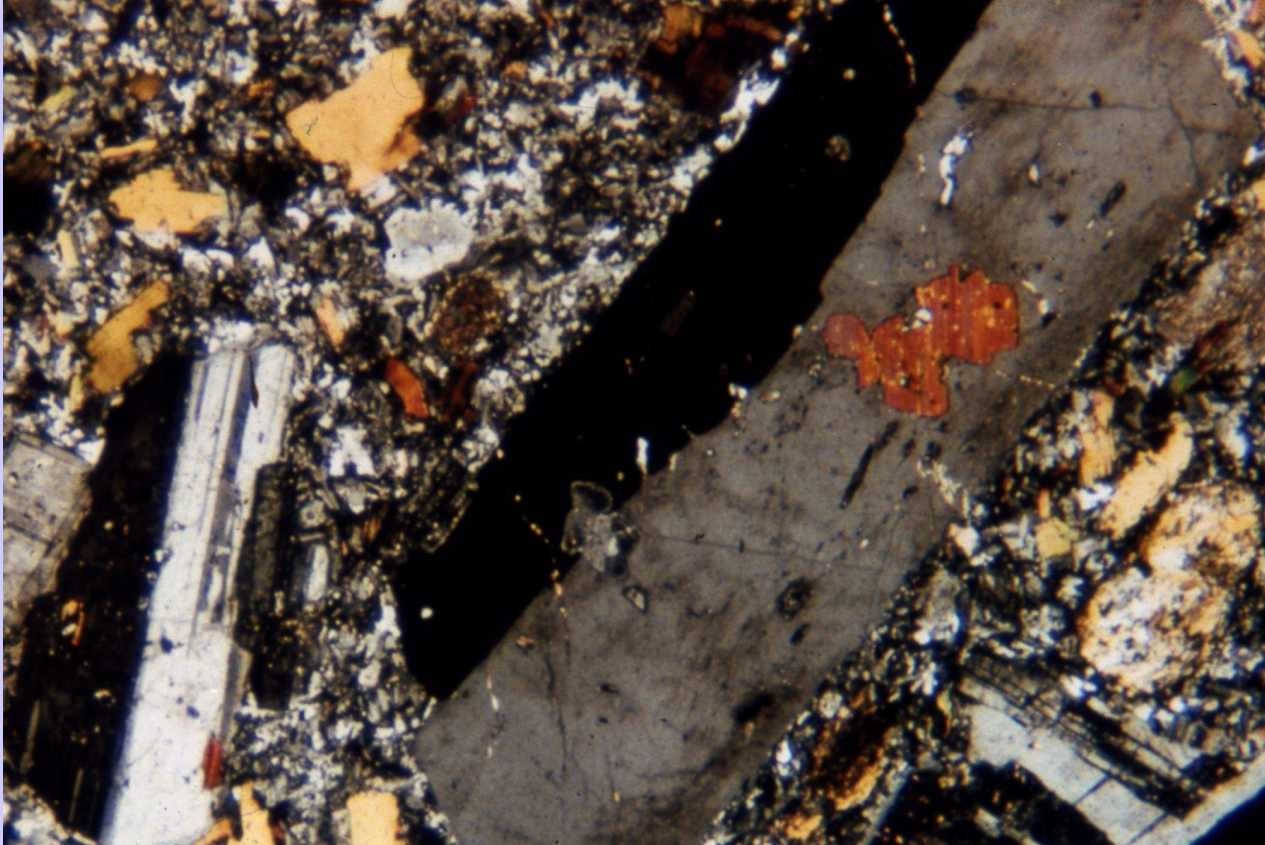
➤ Observation en lame mince des relations entre minéraux



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



➤ Observation en lame mince des relations entre minéraux

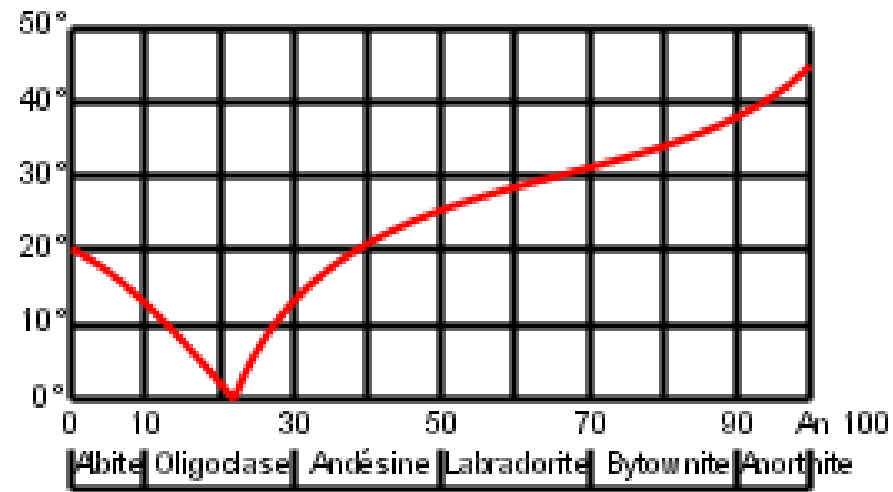
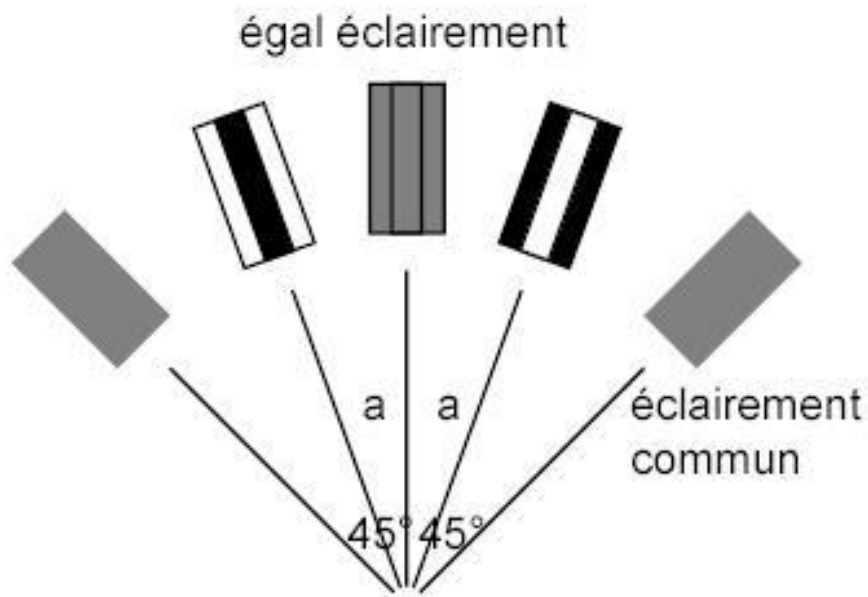


Biotite « incluse » dans un cristal d'orthose

➤ Observation en lame mince des relations entre minéraux



Zonation minérale dans un plagioclase

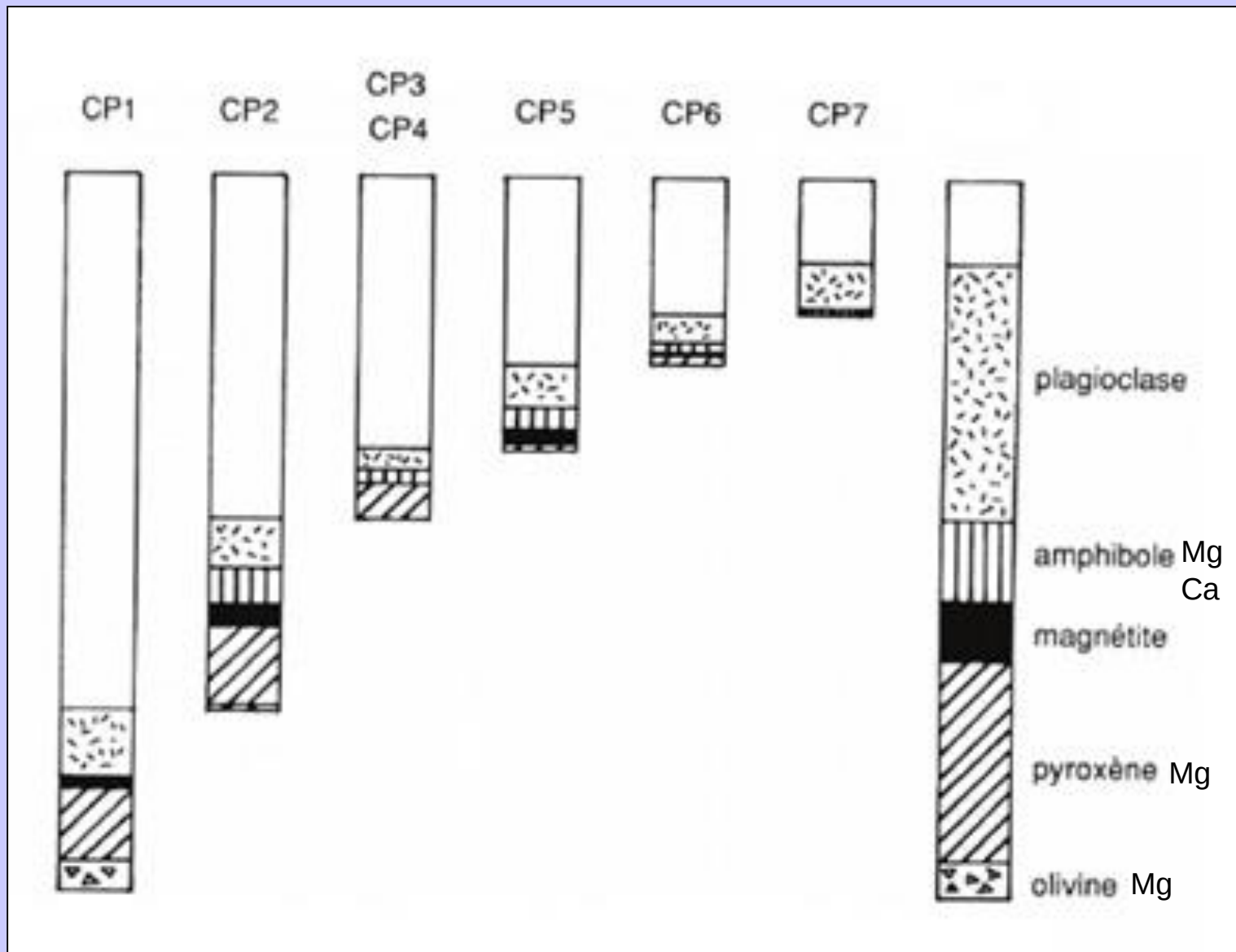


Angle d'extinction des plagioclases

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.



Composition minéralogique des roches de la chaîne des Puys (CP1 à CP7 : voir TP).

➤ Observation de terrain : âge et nature des roches produites

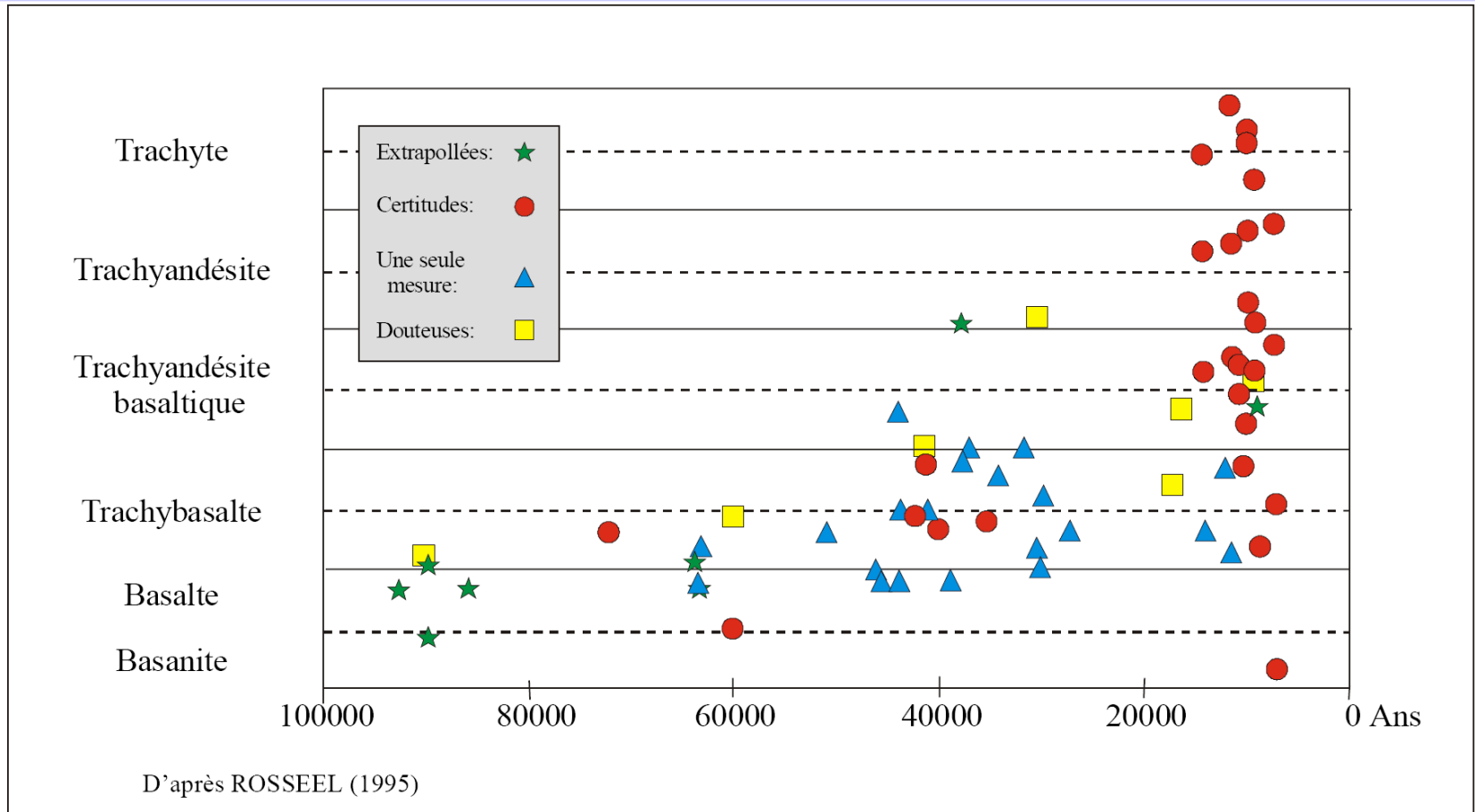
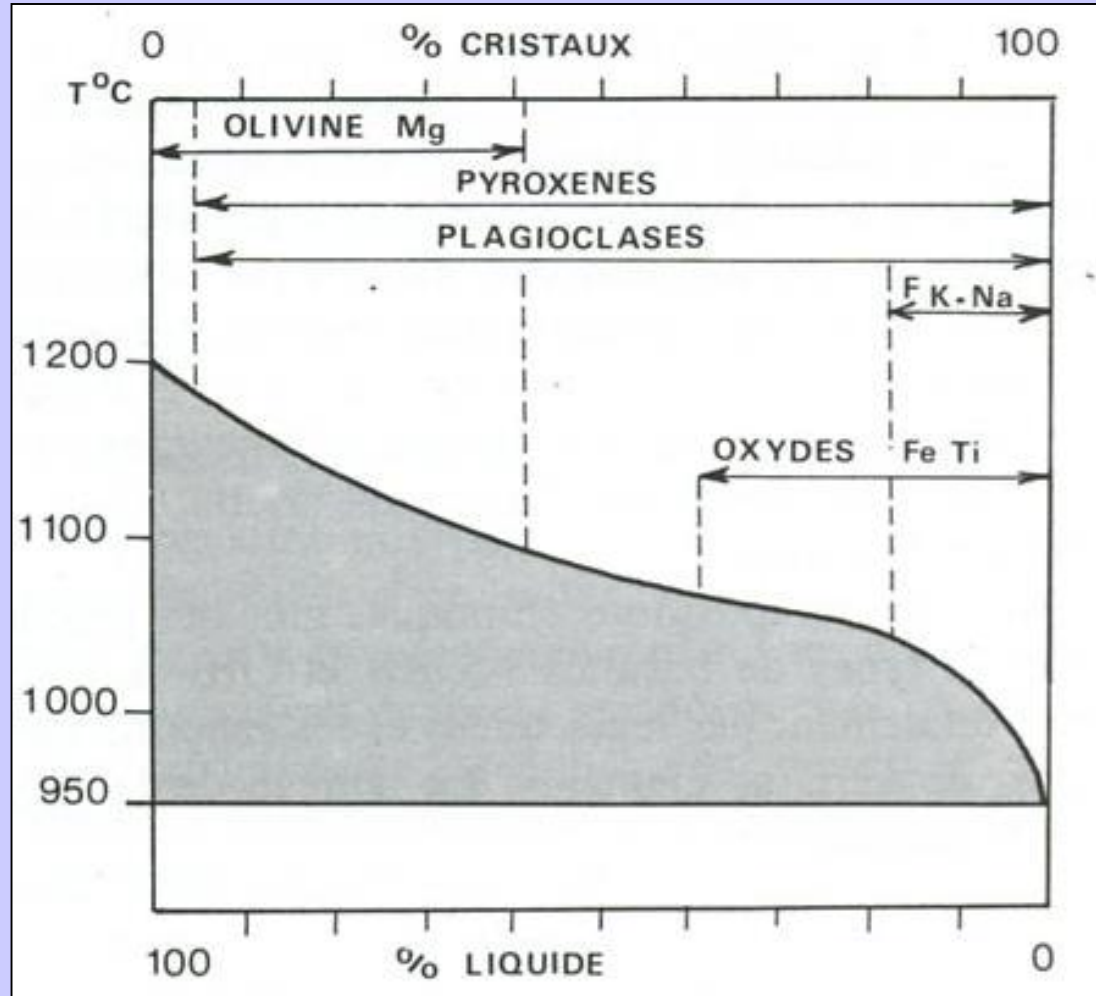


Figure 11 – Diagramme montrant l'ensemble des âges des produits volcaniques de la Chaîne des Puys en relation avec leur chimisme (d'après Rosseel, 1996 et de Goër, 1997). Un examen attentif des périodes d'activité montre clairement l'alternance de périodes d'activité et de périodes d'arrêt du volcanisme. 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.

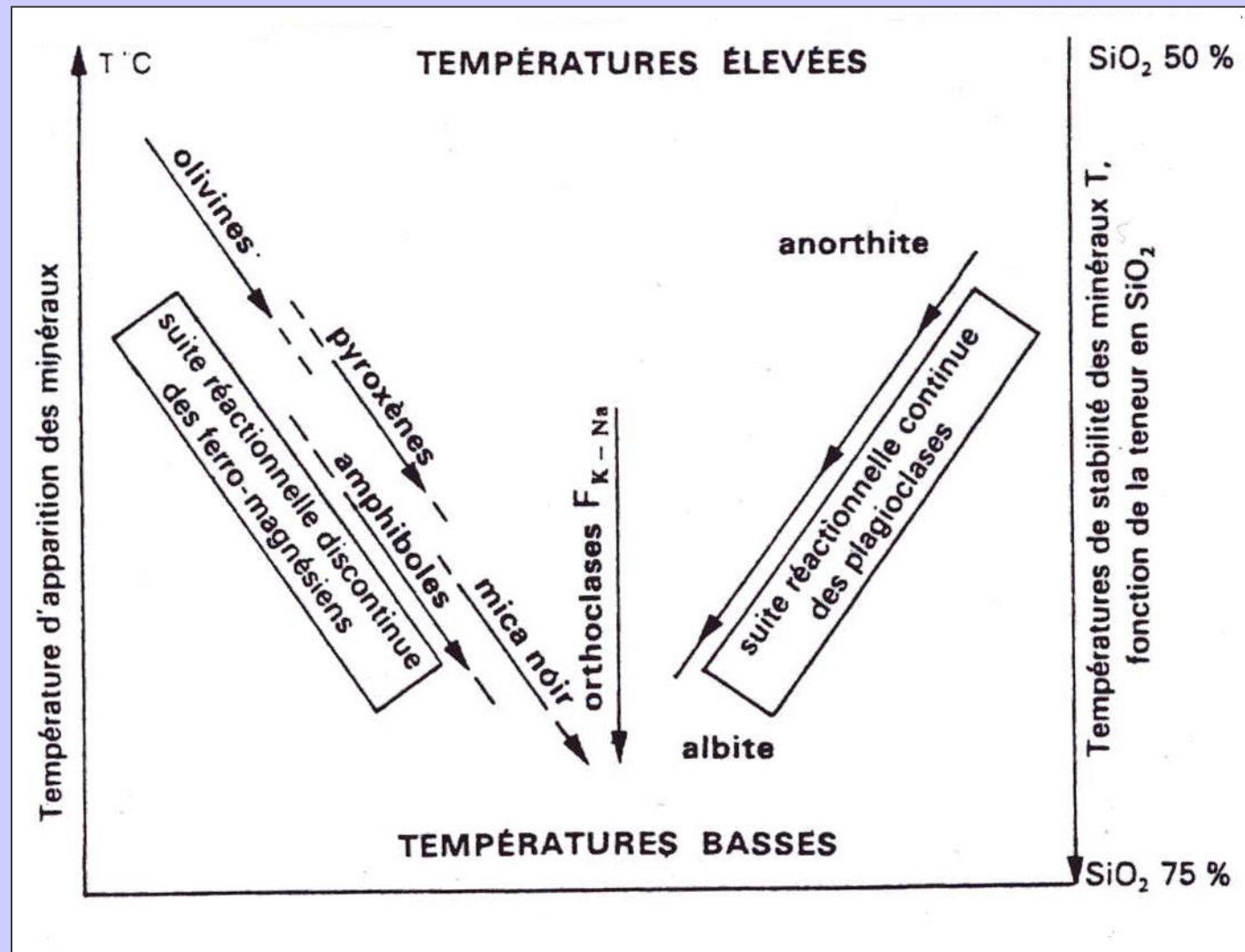
➤ Observation d'un ordre d'apparition des minéraux



Document 12. 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 13. 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

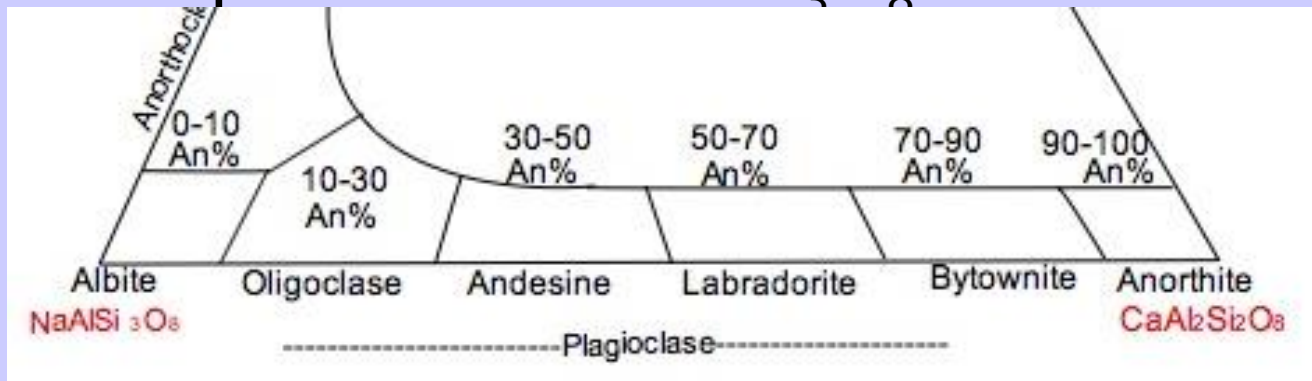
Pyroxènes + liquide $\rightarrow$ amphiboles

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 $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$

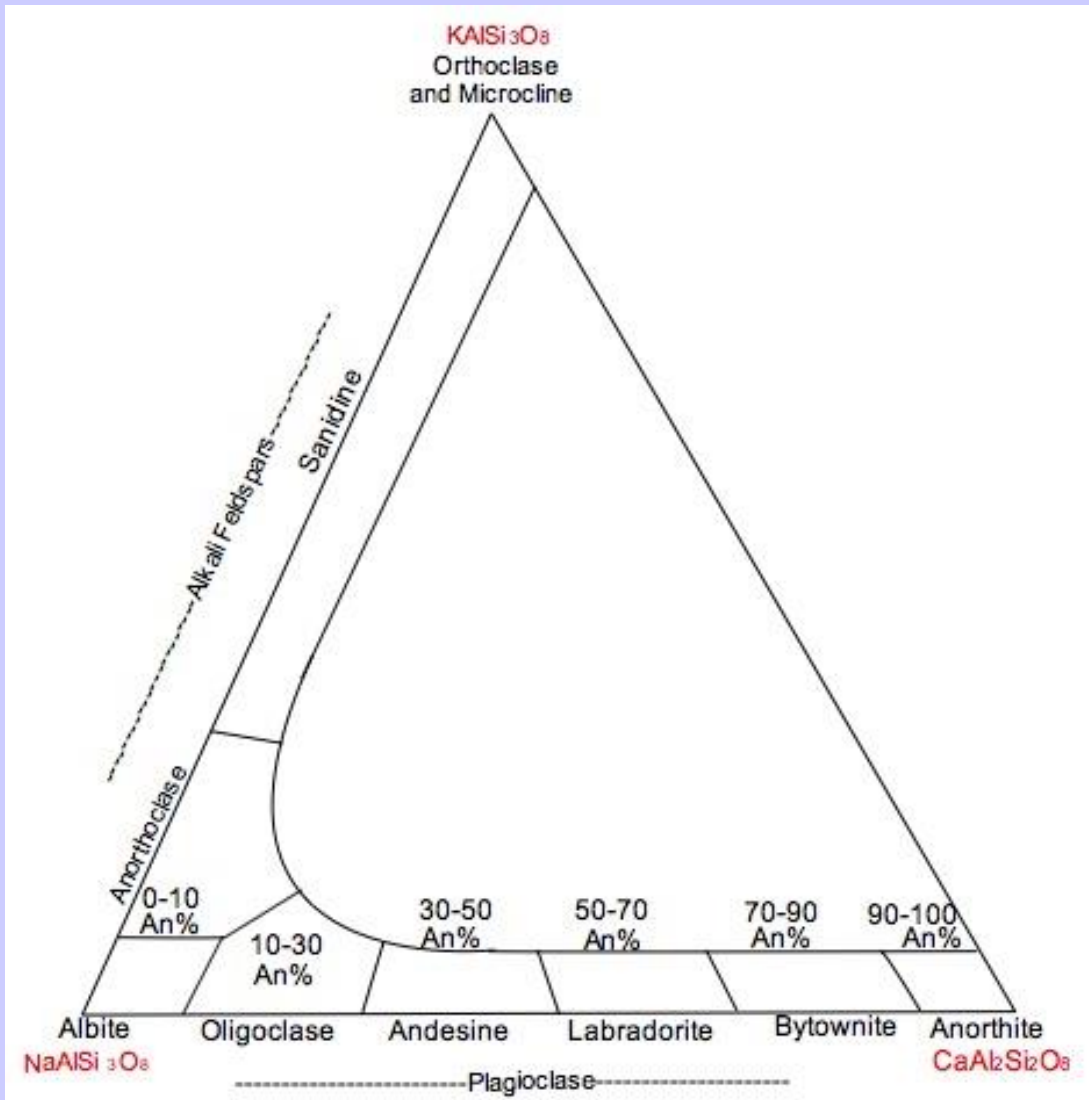


Lorsque la température diminue :

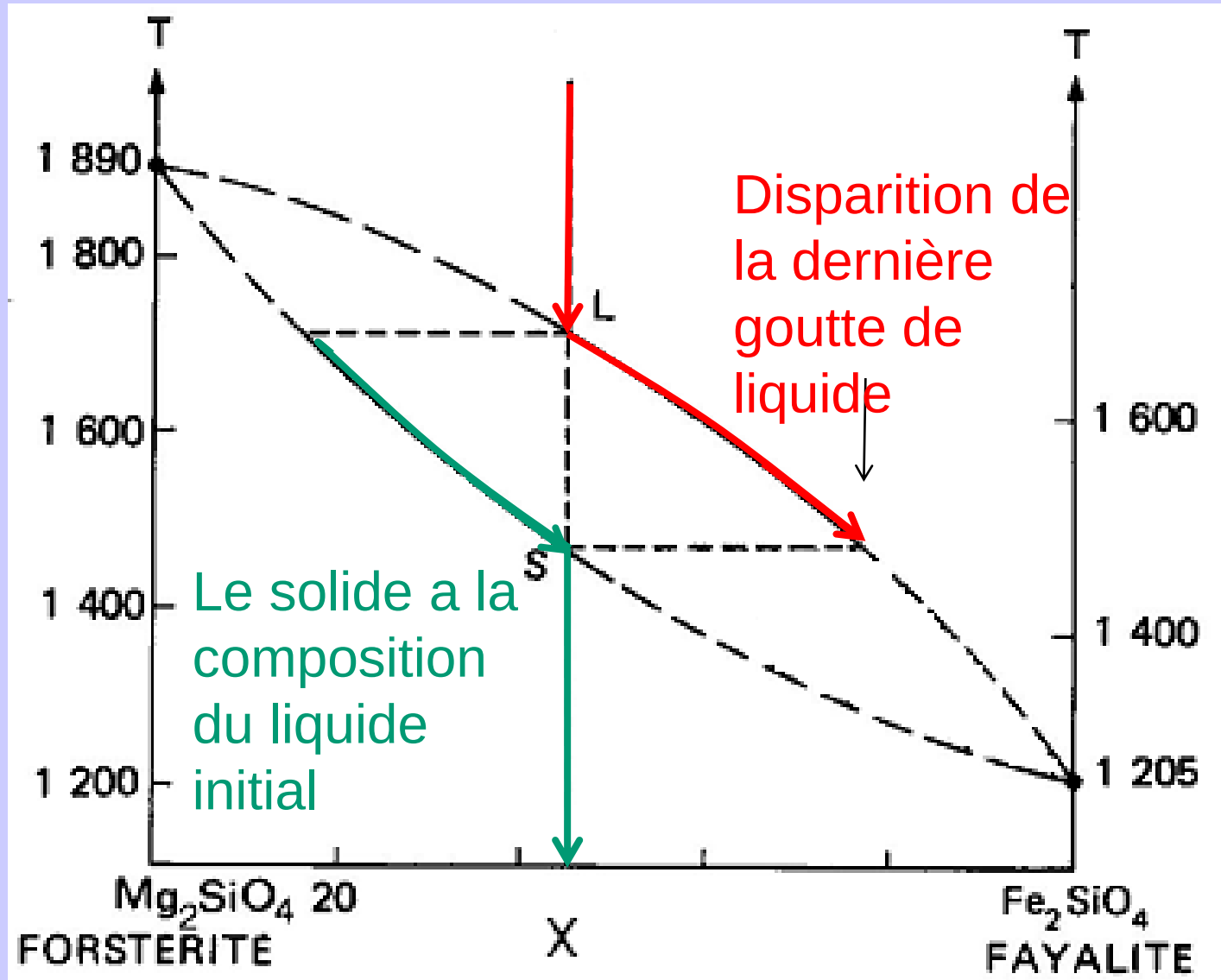
Plagioclase riche en Ca (anorthite) + liquide →
plagioclase un peu moins riche en Ca (bytownite) +
liquide

- Suite réactionnelle des feldspaths potassiques :

Sanidine → anorthose → orthose → quartz
ou feldspathoïde

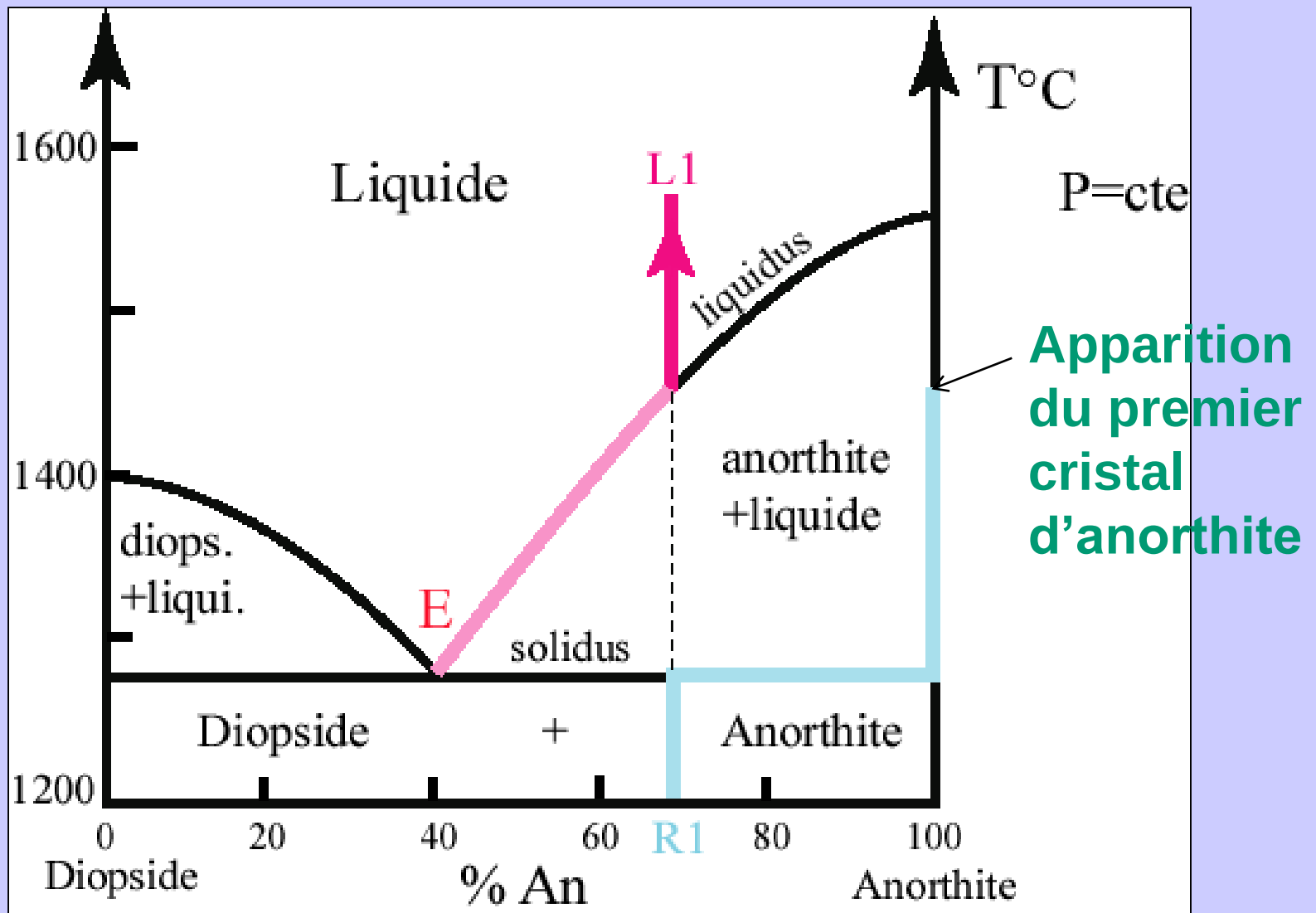


γ. Ordre d'apparition des minéraux dans les diagrammes étudiés



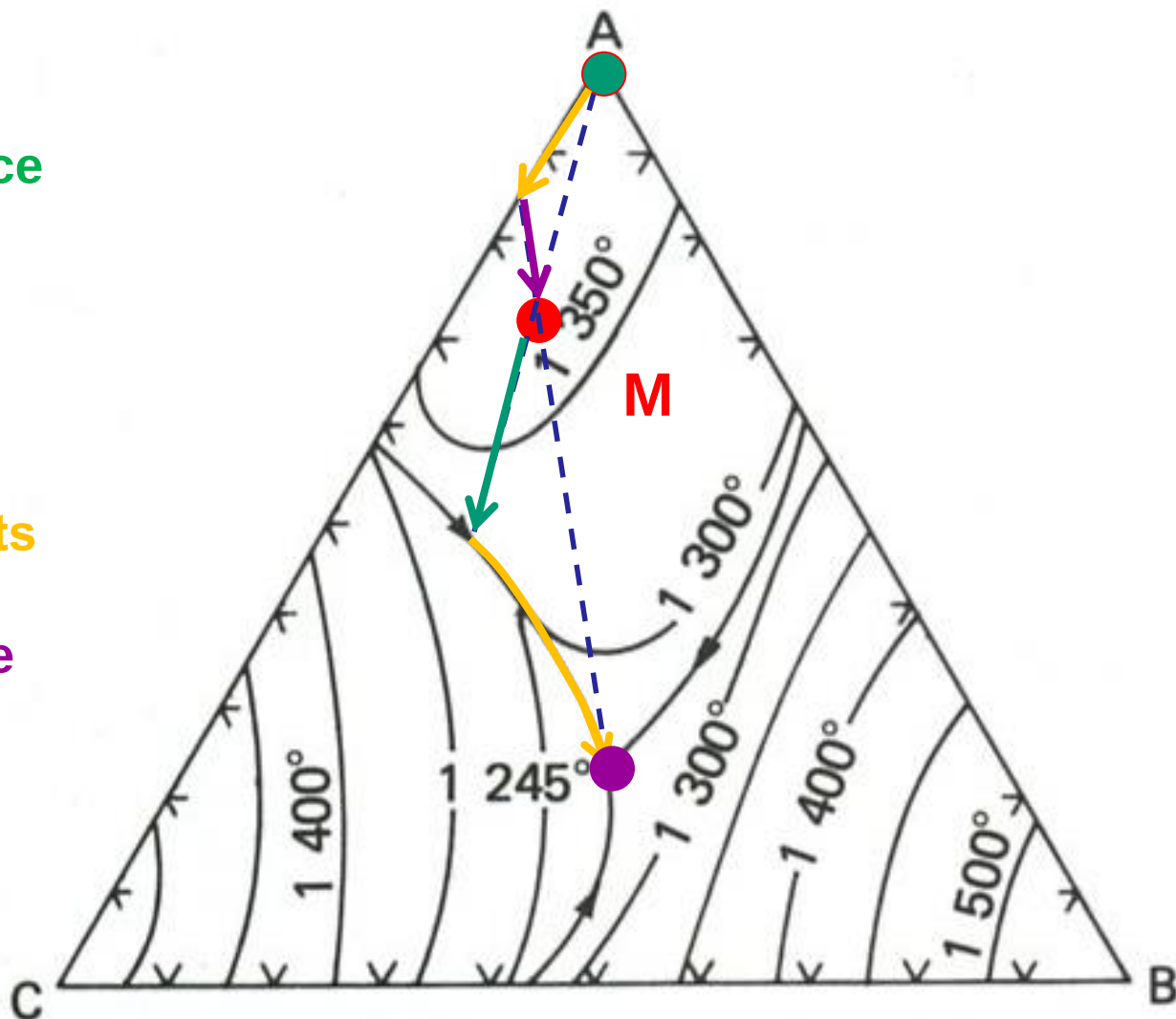
Cristallisation fractionnée dans un diagramme binaire (ex. olivine).

(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



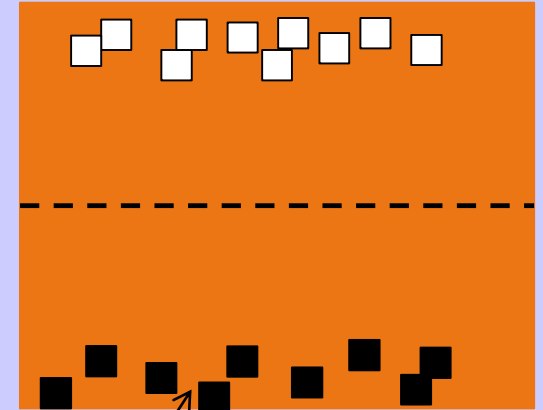
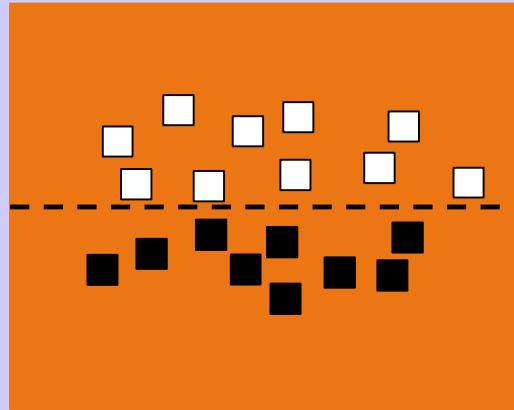
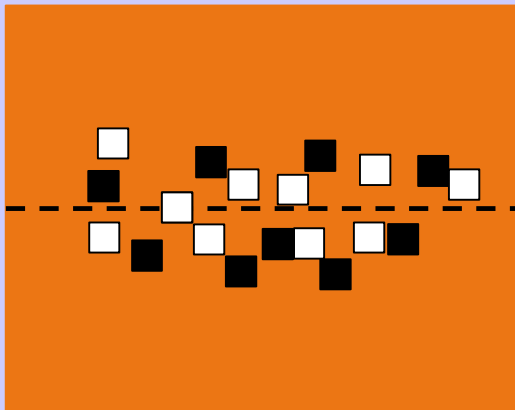
Document 14. Cas du refroidissement d'un liquide de composition M.

Cette projection représente la surface du liquidus.

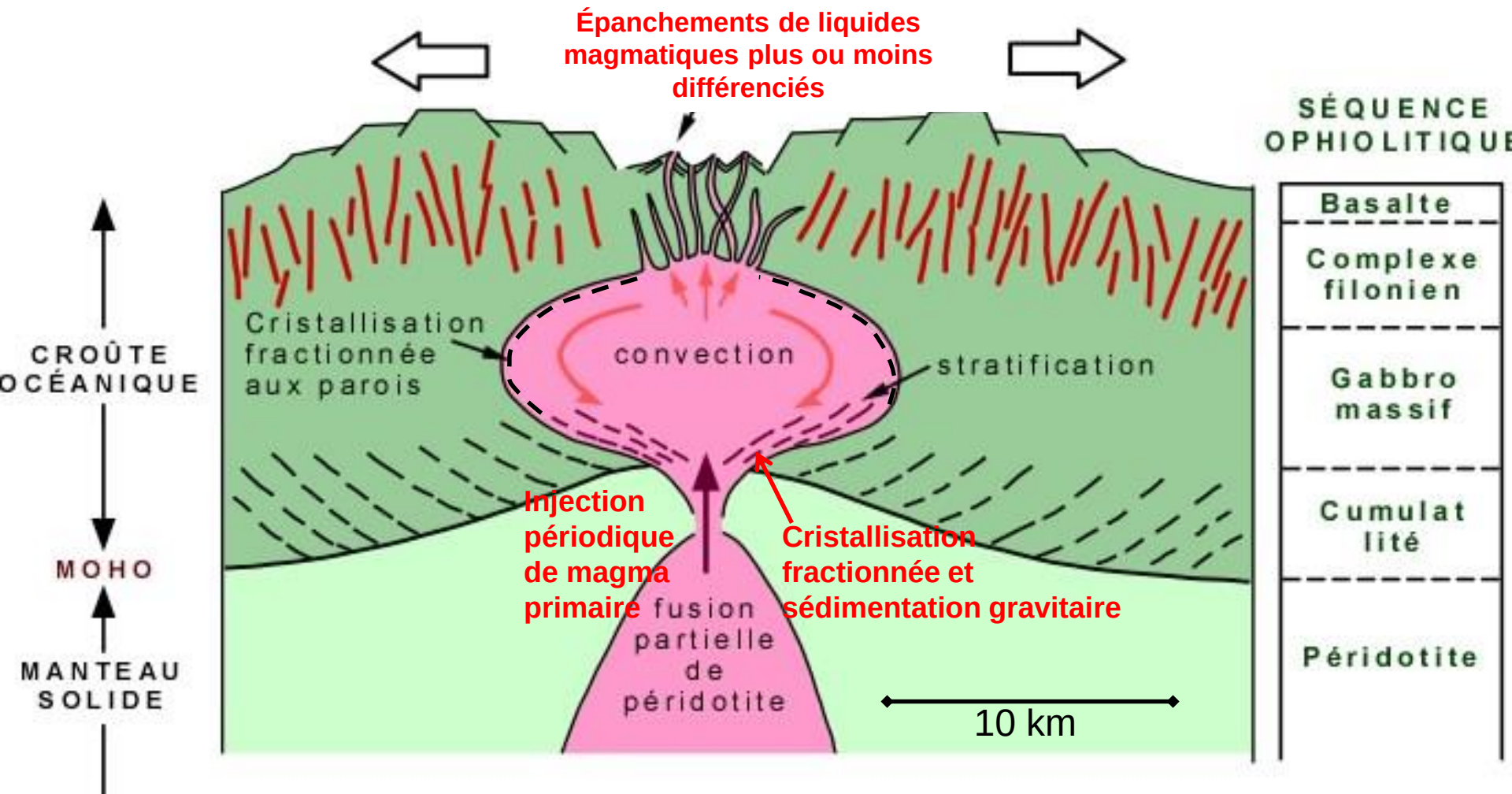
δ . Séparation solide / liquide dans la chambre magmatique et différenciation des magmas

➤ La sédimentation gravitaire

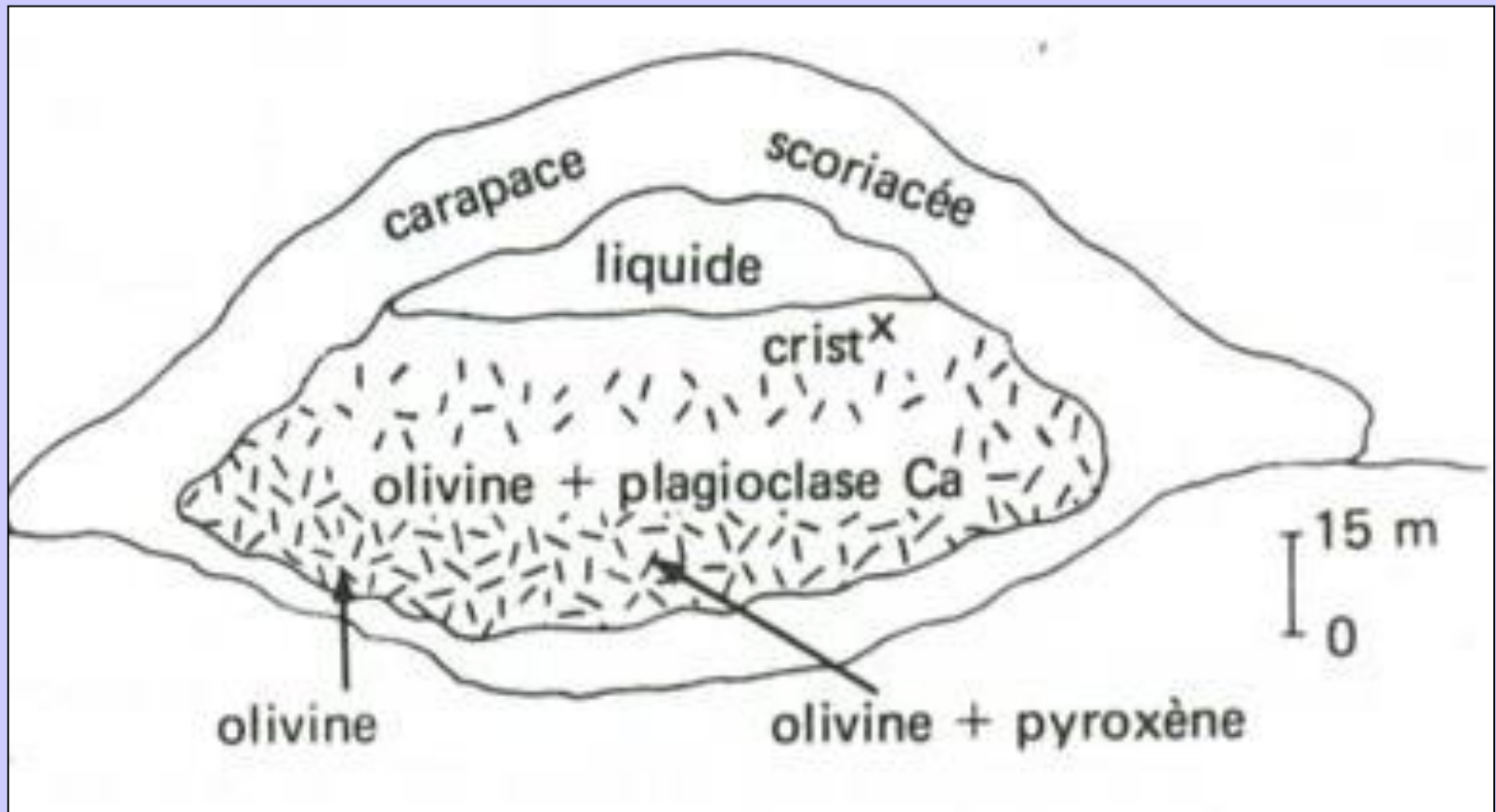
Séparation des minéraux selon leur densité :



schlieren



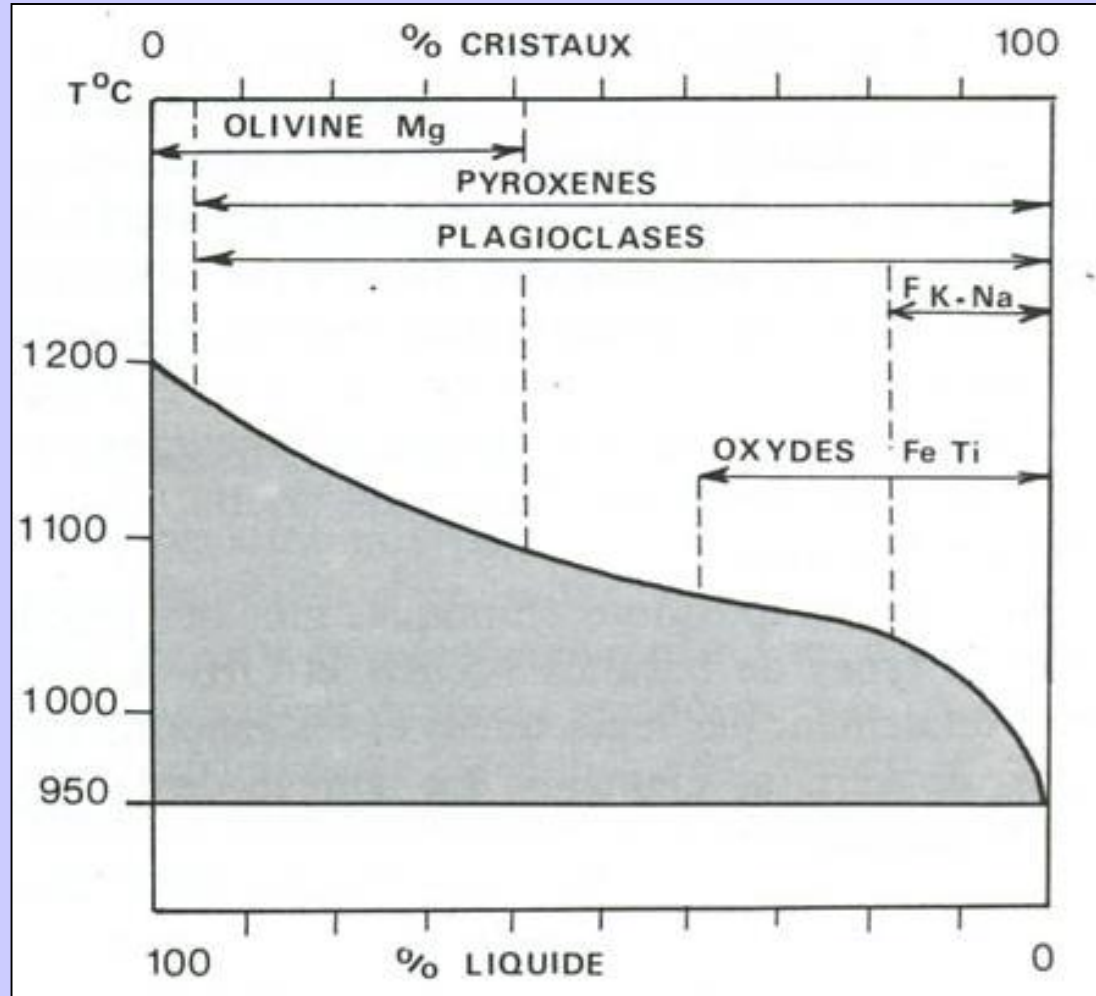
Document 15. Différenciation magmatique dans une chambre magmatique (cas d'une dorsale rapide).



Document 16. 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.).

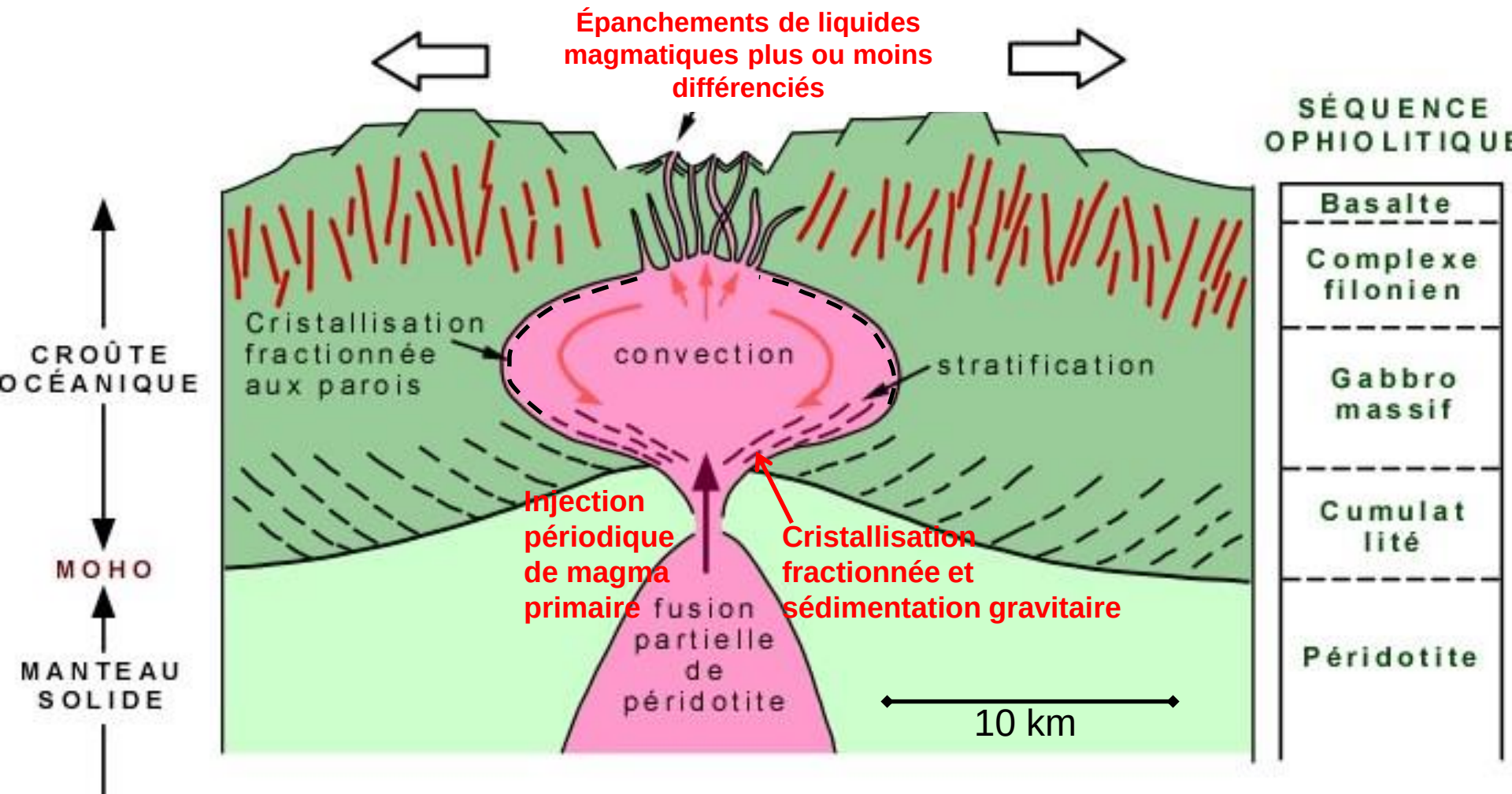
➤ Observation d'un ordre d'apparition des minéraux



Document 12. 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.

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



Document 15. Différenciation magmatique dans une chambre magmatique (cas d'une dorsale rapide).

➤ **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 :

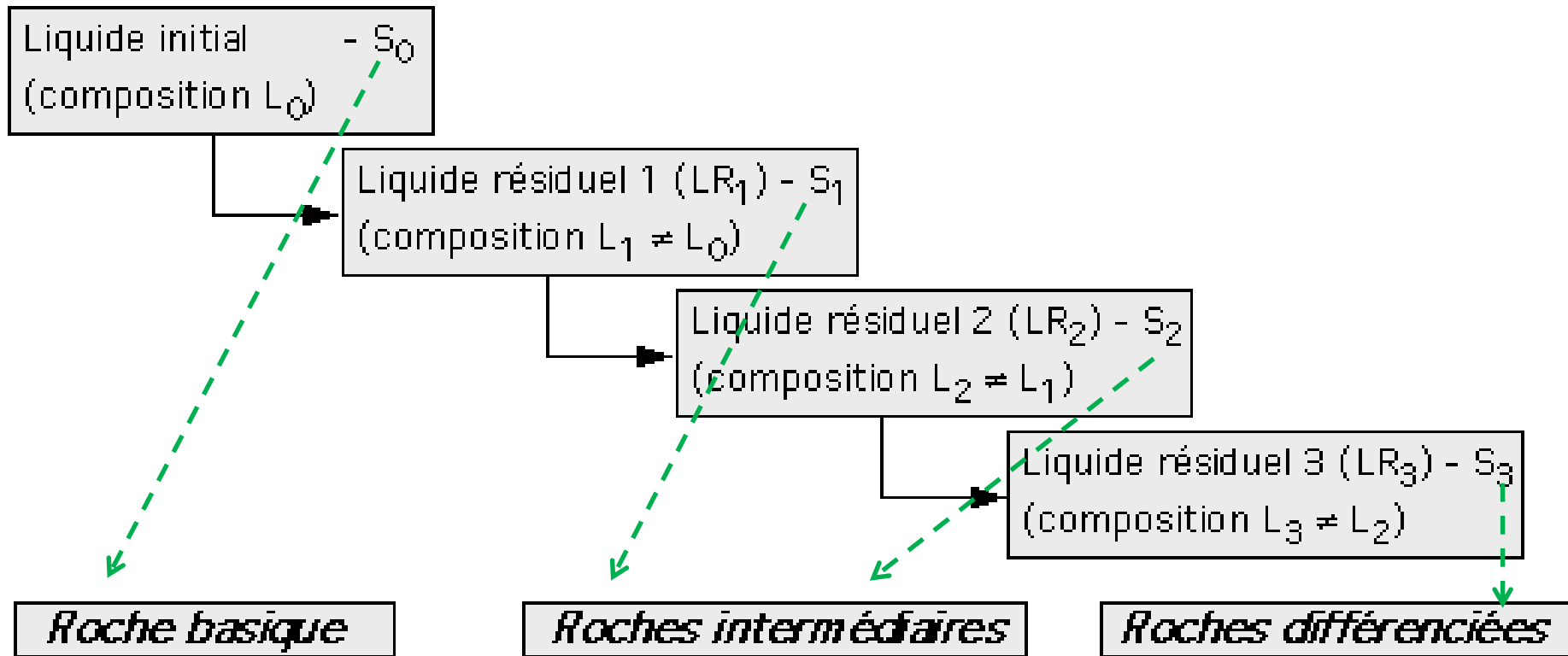
Compaction des cristaux → liquide interstitiel chassé

Document 17. Principe de la cristallisation fractionnée.

MAGMA PRIMAIRE

MAGMA INTERMÉDIAIRE

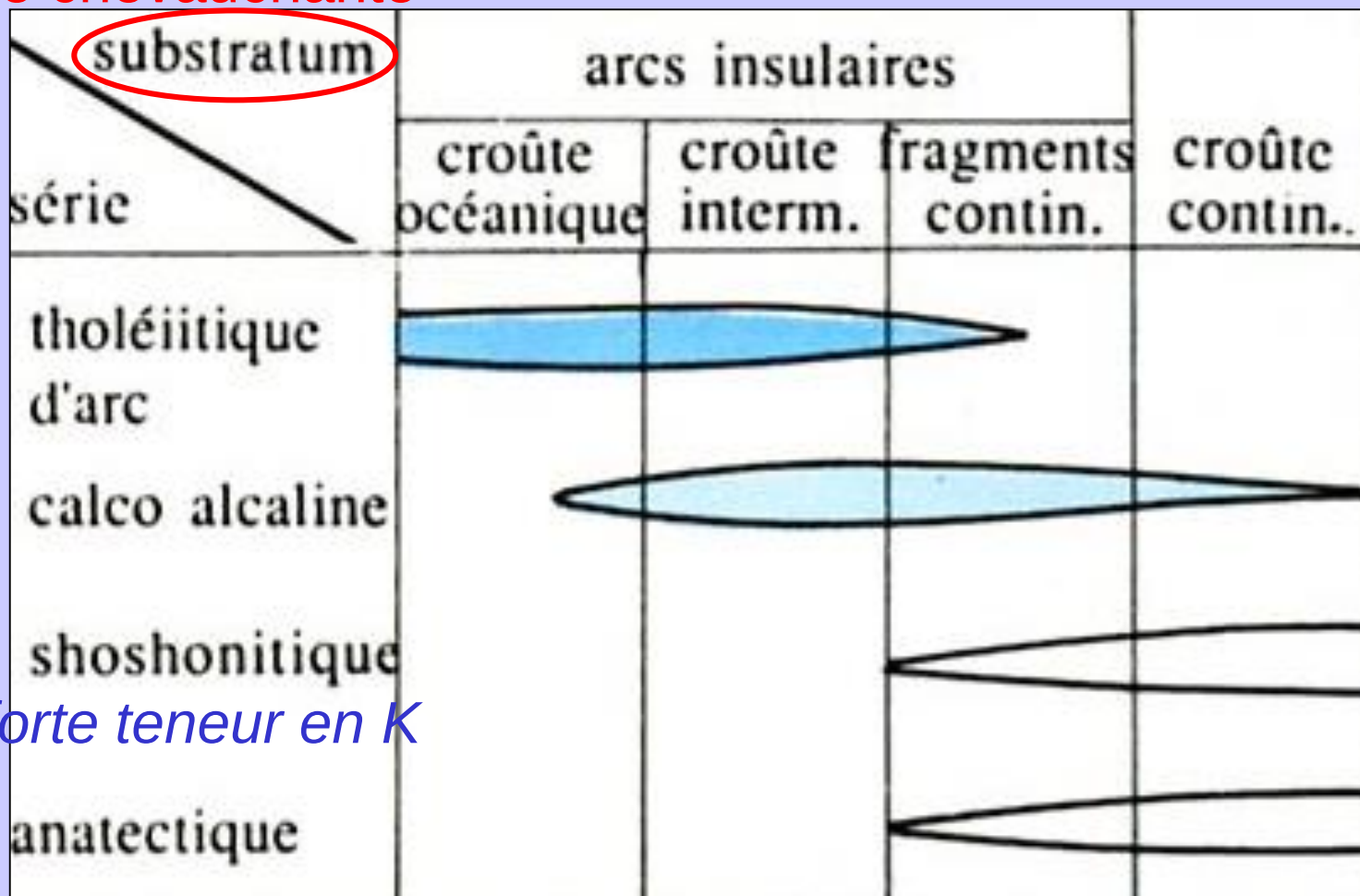
MAGMA DIFFÉRENCIÉ



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
 croûte chevauchante



À forte teneur en K

Document 18. 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



Photographie : Pierre Thomas

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



Photographie : Florence Kalfoun

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



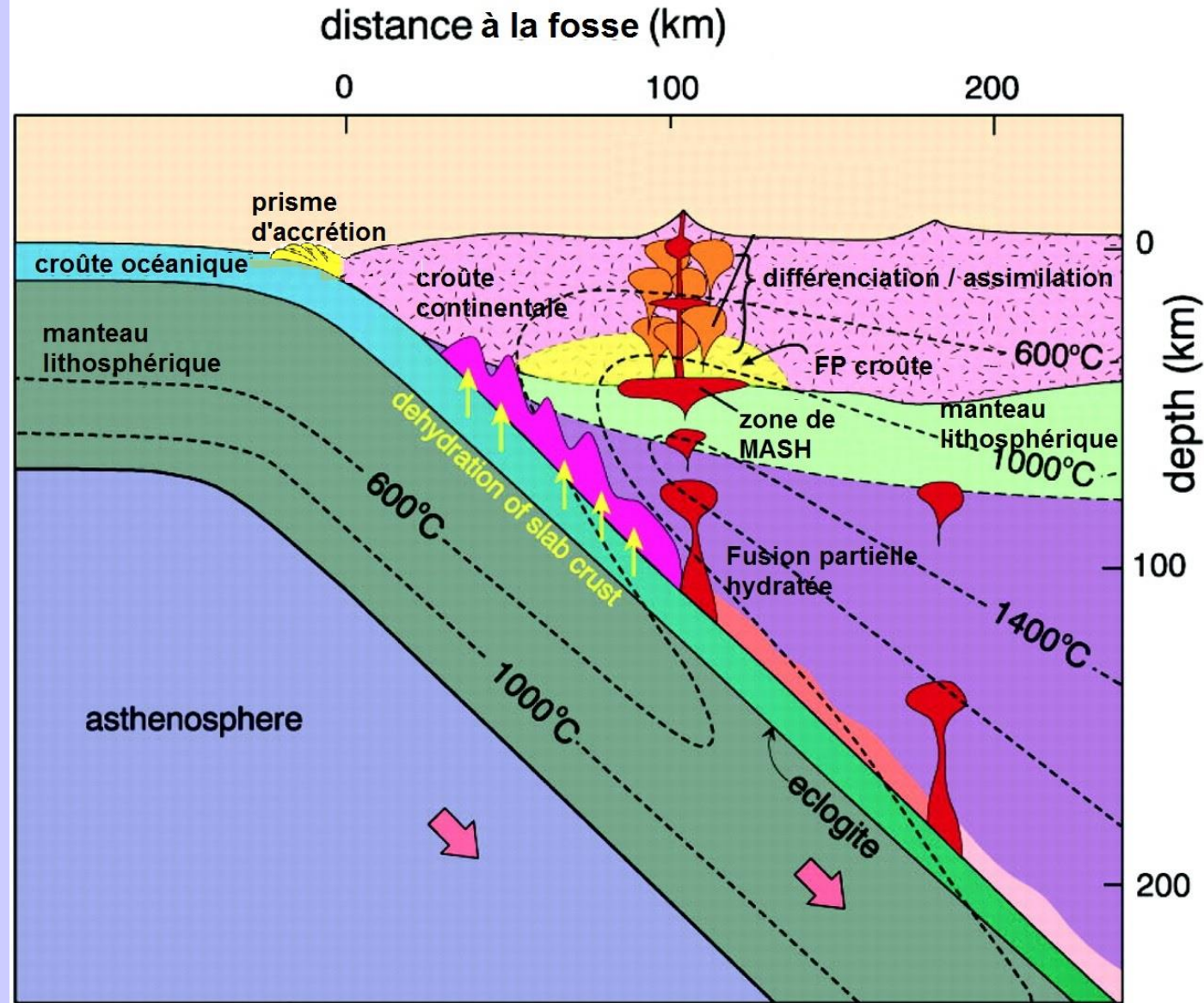
Enclaves de gabbro
contenant des orthoses.
Baie de Sainte-Anne,
Trégastel (Côtes d'Armor).

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).

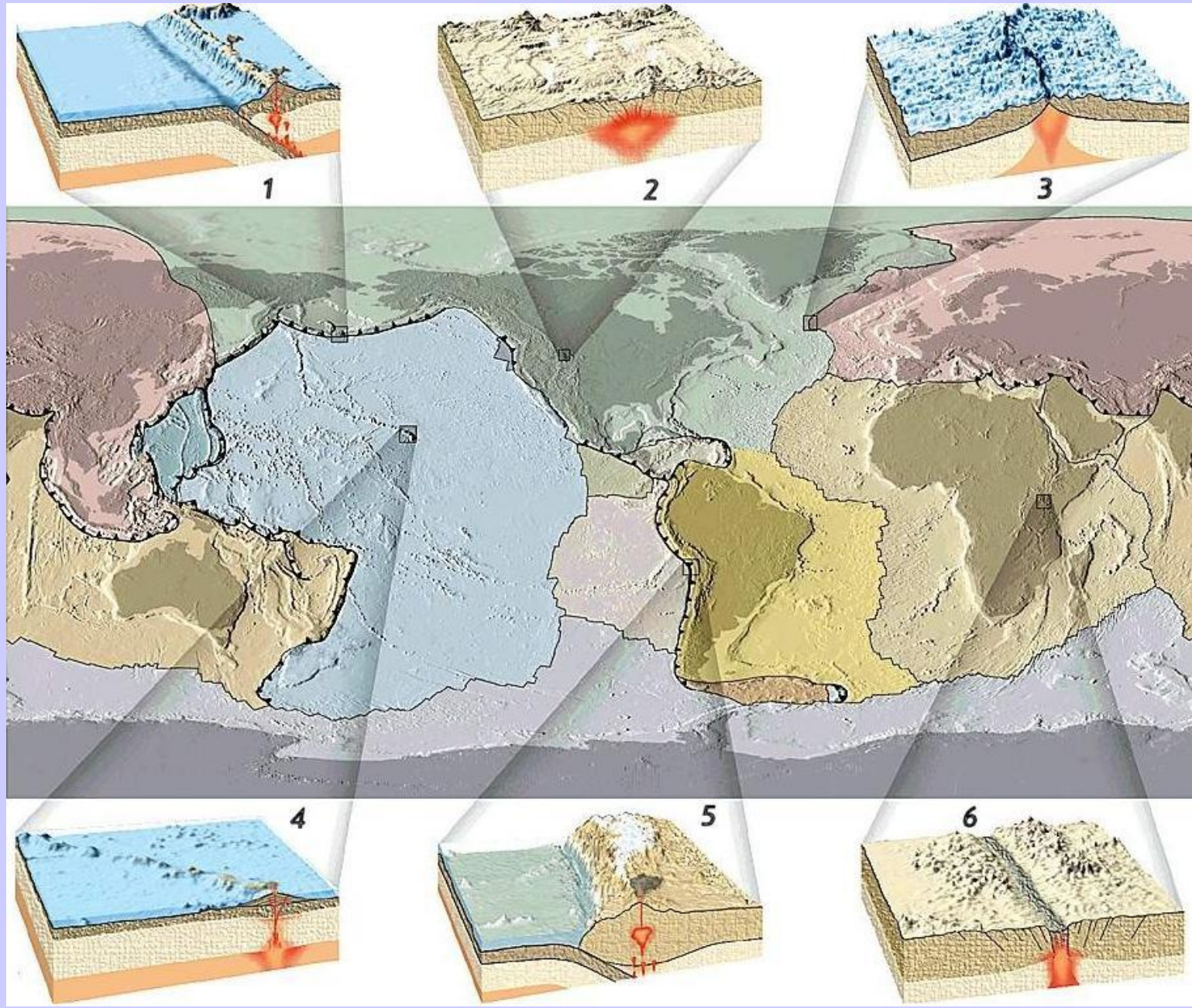


**Melting
Assimilation
Storage
Homogeneization**



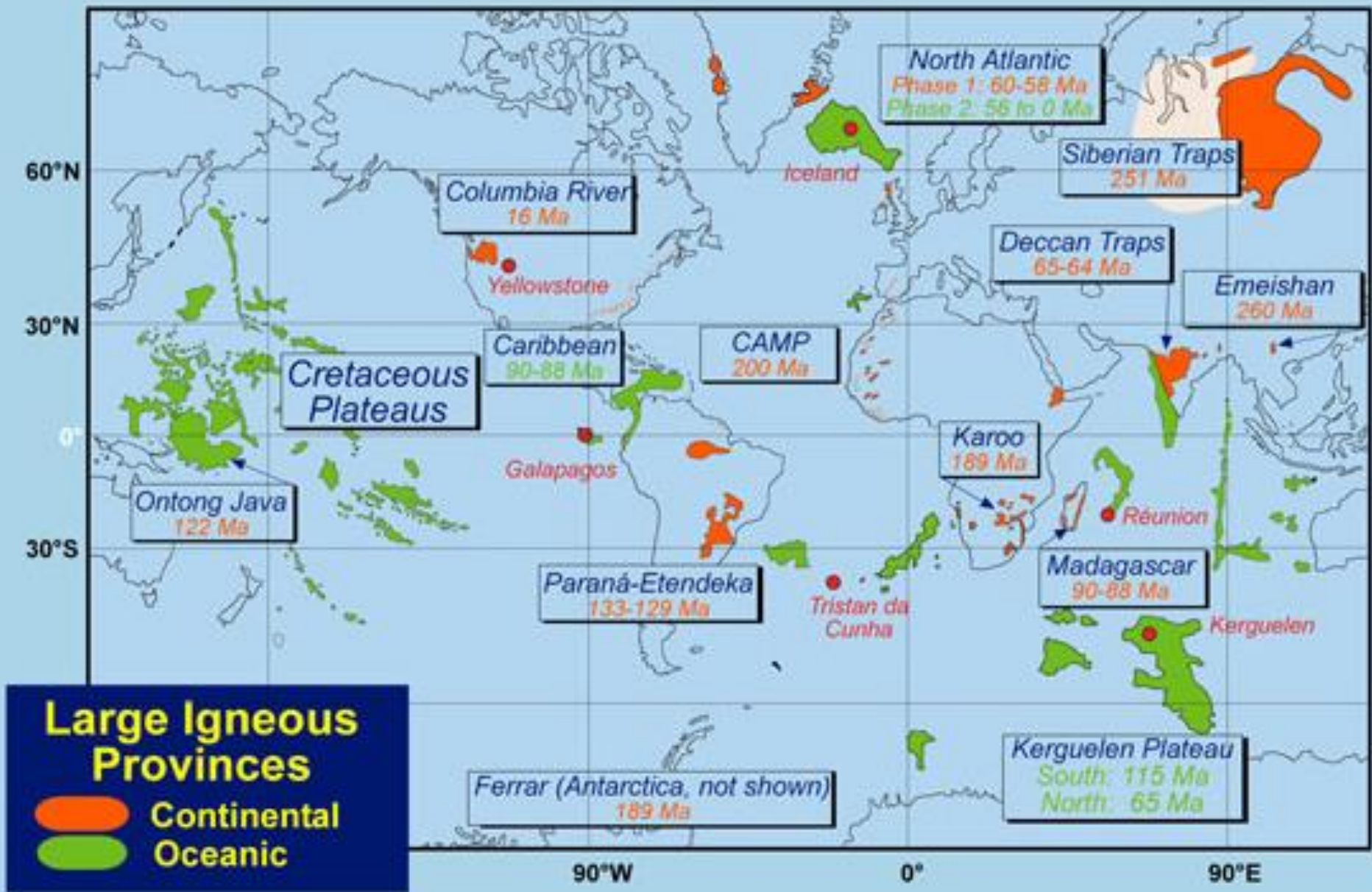
Document 19. Modèle de formation des magmas dans une zone de subduction MASH.

2. Principales séries et contextes géodynamiques



Document 20. Bilan : Magmatisme et contextes géodynamiques

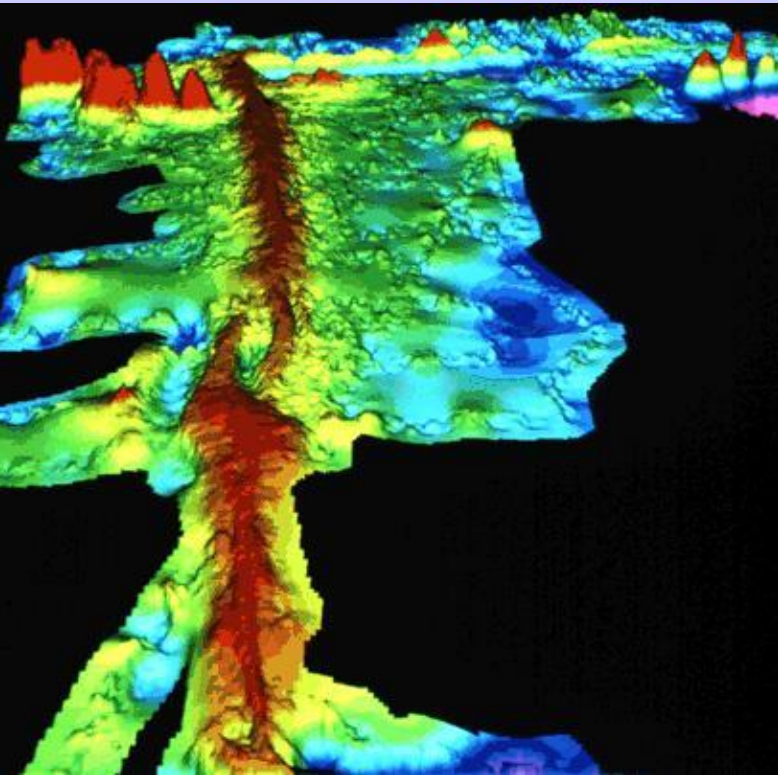
Contexte géodynamique	Source du magma	Conditions de la fusion partielle	Profondeur FP	Taux FP	Nature et chimie magma I	Roches magmatiques et série correspondantes
Dorsales	Manteau asthénosphérique	Décompression adiabatique	Débute vers 75 km 20 – 30 km	20 – 25 %	Basalte tholéitique Assez riche en SiO_2 : 47-49 % pauvre en alcalins : $\text{K}_2\text{O} < 0,5 \%$ $\text{Na}_2\text{O} \approx 2,5 \%$	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 : $\text{K}_2\text{O} 1 \%$ $\text{Na}_2\text{O} 3 - 4 \%$	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 $\text{Al}_2\text{O}_3 > 16 \%$ 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

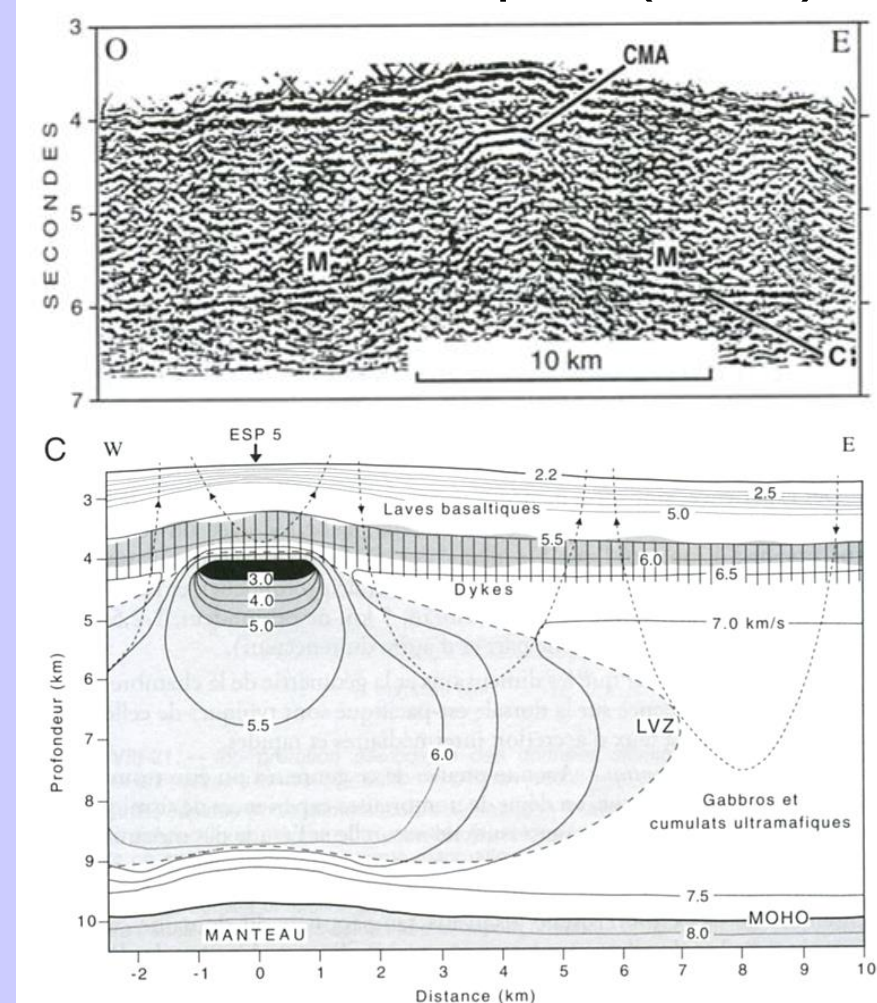
a. Accrétion océanique au niveau des dorsales

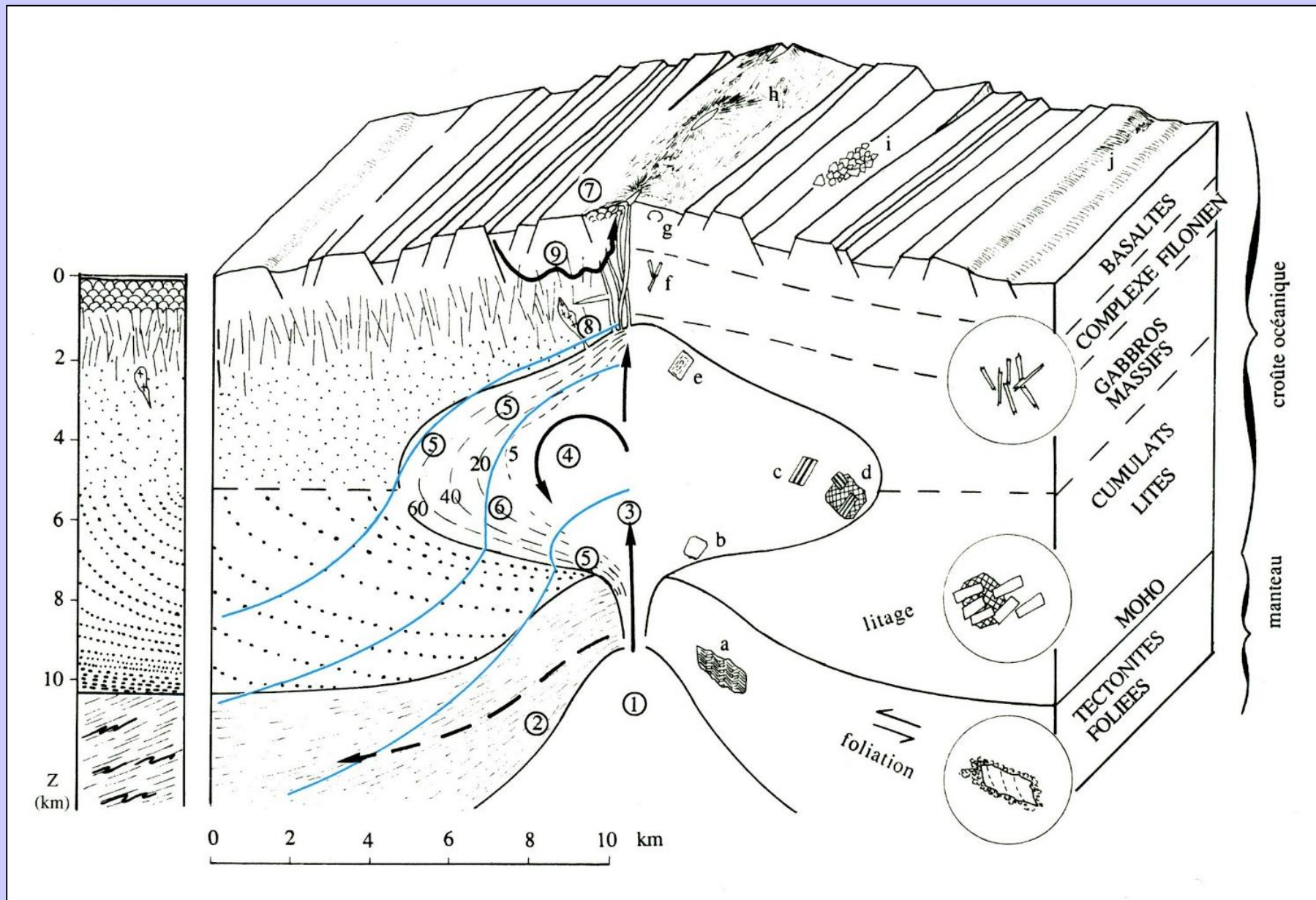


Carte topographique
numérique d'un segment
de la dorsale est-Pacifique.

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

Données sismiques (cf TP)





Document 21. Modèle de fonctionnement d'une chambre magmatique.

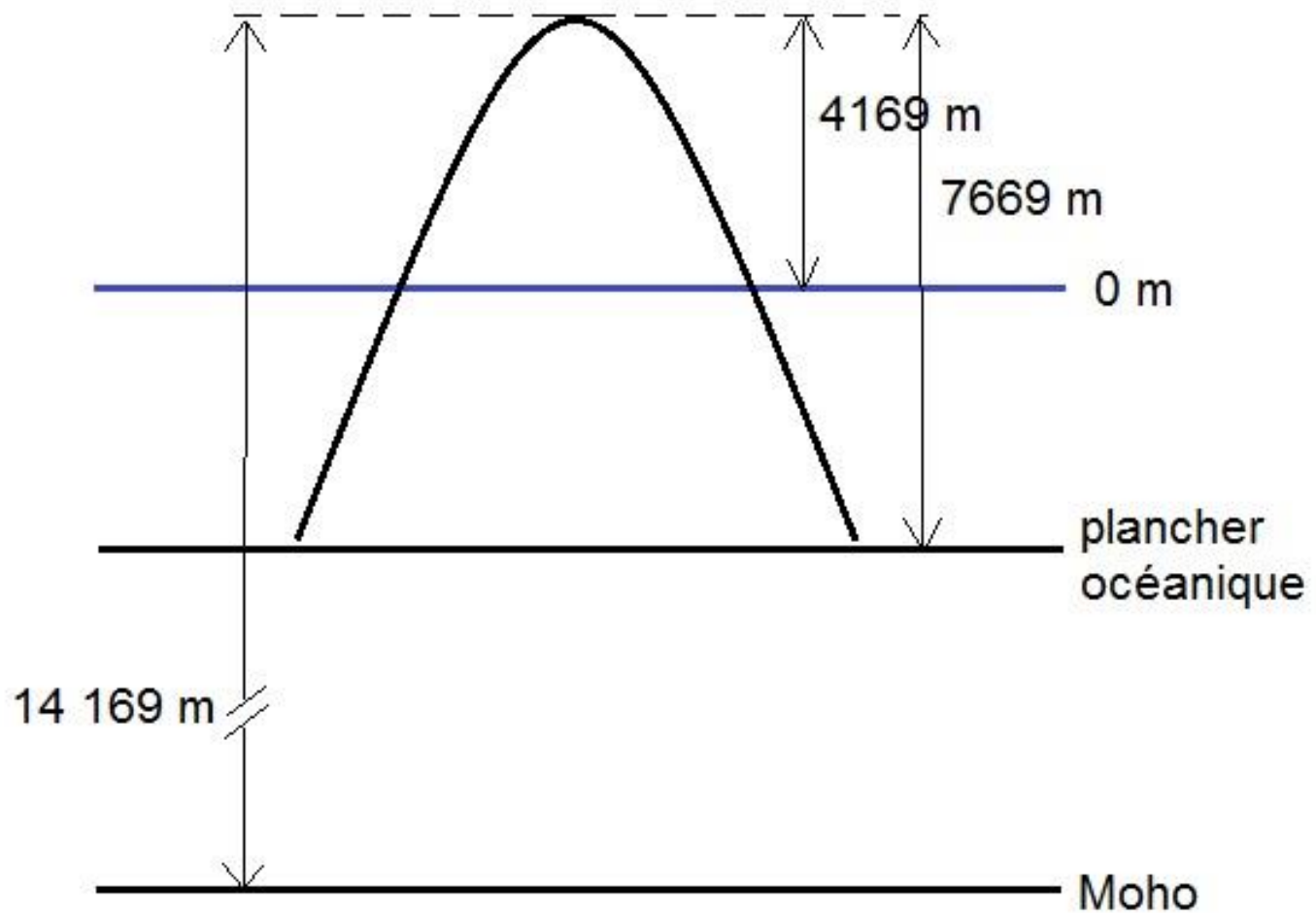
(Caron J.M. et coll., " Comprendre et enseigner la Planète Terre ", Ophrys Ed.).

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 au dessus du plancher océanique :

$$P = \rho g z$$

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

$z = 7669$ m (au-dessus du plancher océanique)

$g = 10 \text{ m/s}^2$ ou N/kg

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

$$P = 2,7 \times 10 \times 7669 \times 1/10^5 = 2,07 \text{ kbar}$$

Pression au dessus du Moho :

Même calcul avec $z = 14\,169$ m $\rightarrow P = 3,83 \text{ kbar}$

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 :

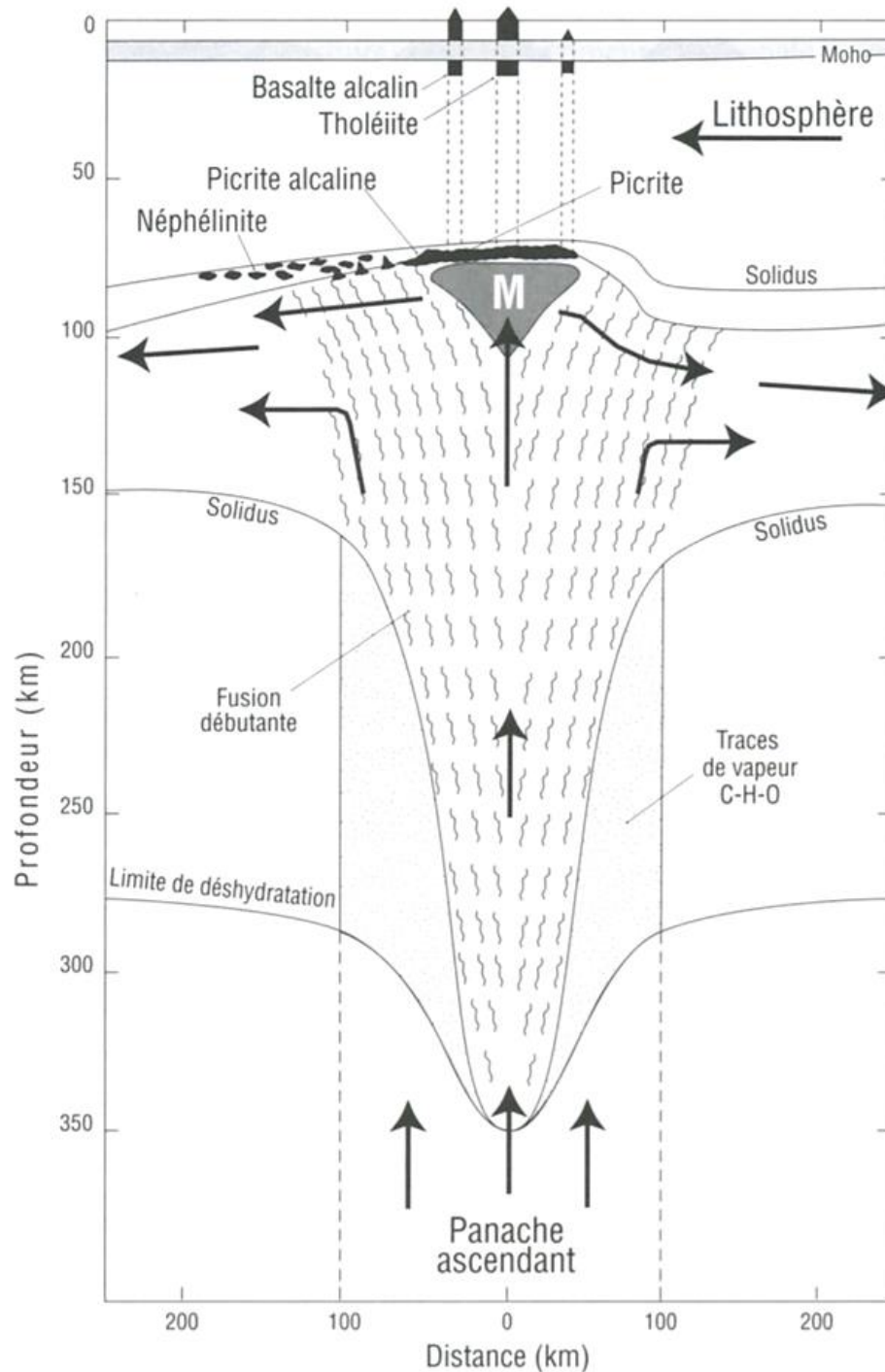
$$\Delta P = \Delta \rho g z$$

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

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

($\times 10^5$ 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 22. 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 Mount
Saint Helens le 22
juillet 1980.**

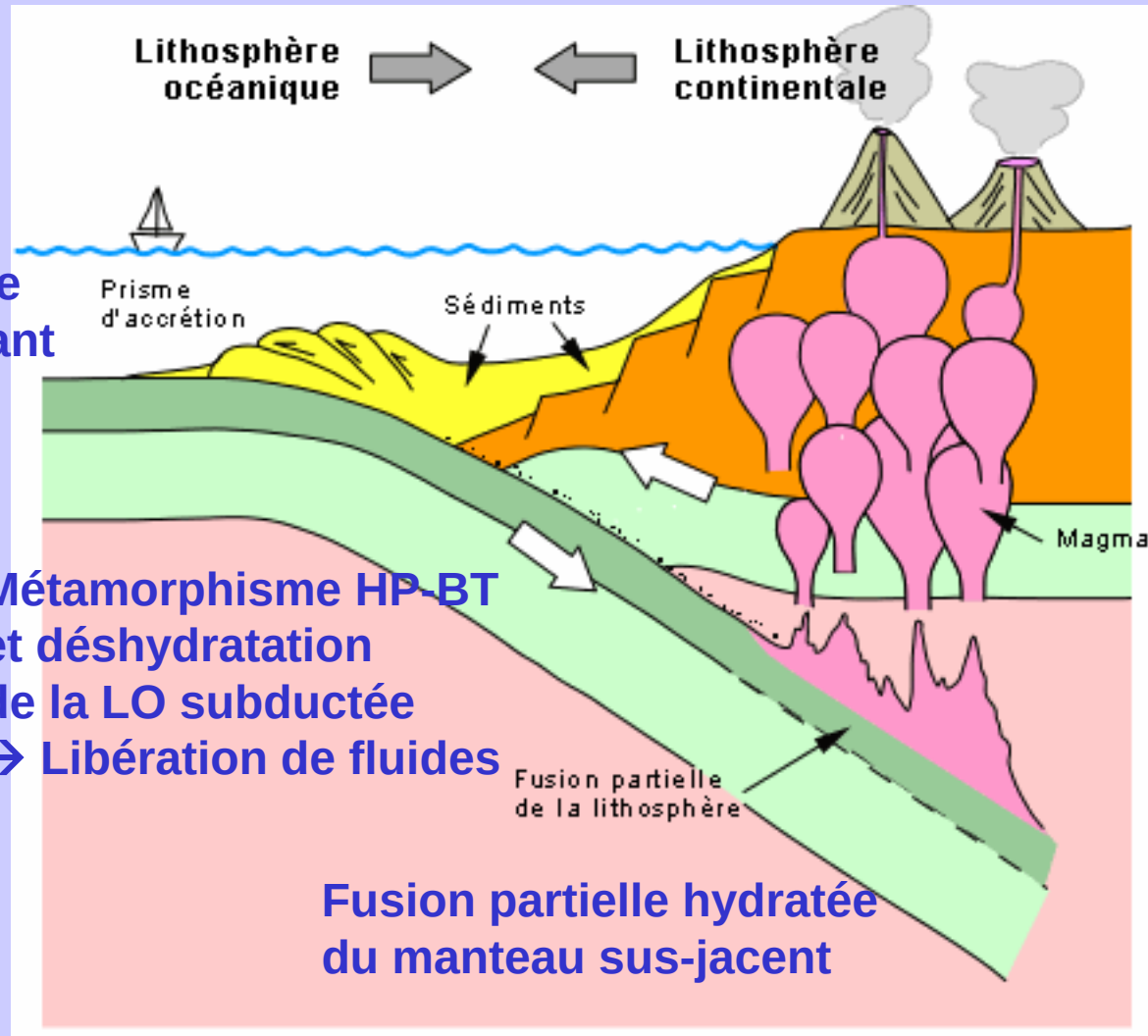


Le magmatisme en contexte de subduction

Sédiments de la croûte océanique subductée formant le prisme d'accrétion

Métamorphisme HP-BT et déshydratation de la LO subductée
→ Libération de fluides

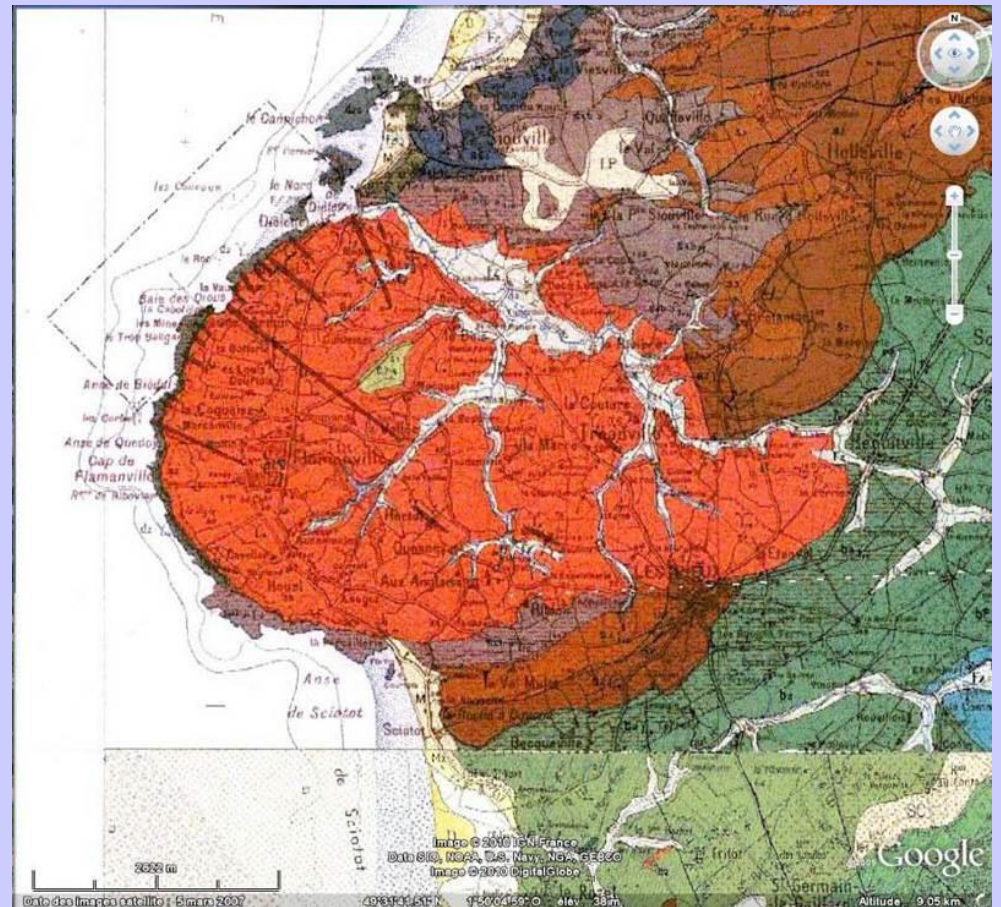
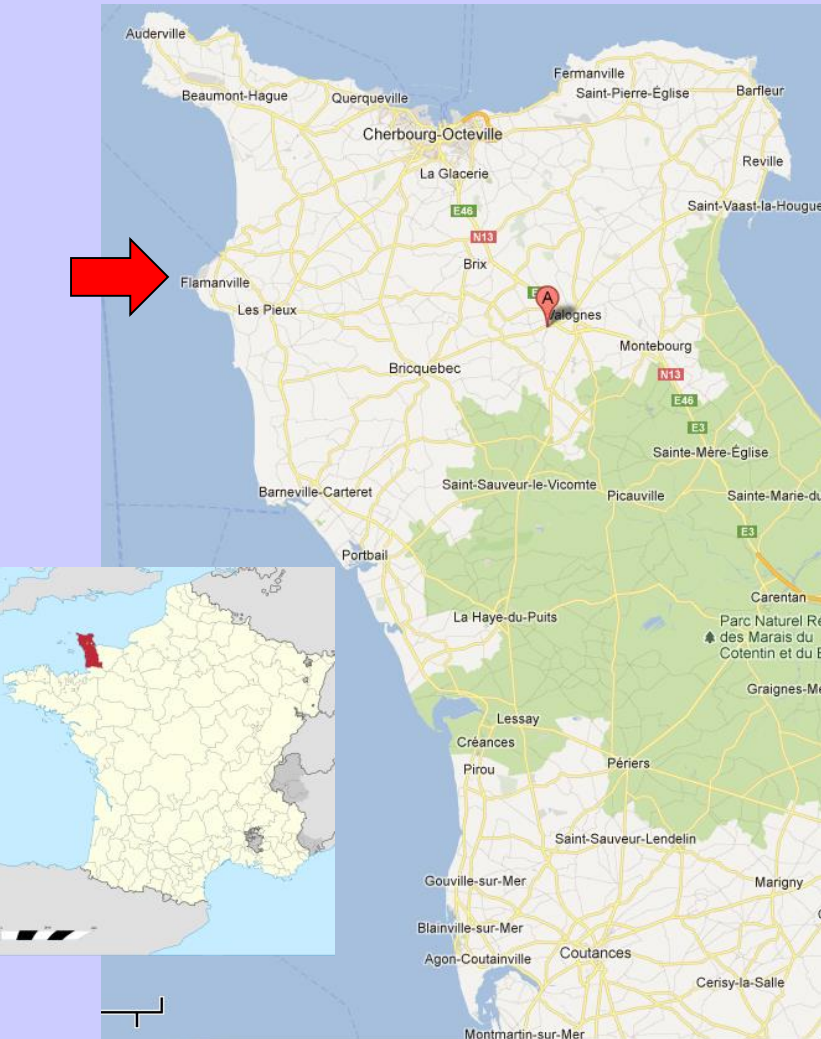
Fusion partielle hydratée du manteau sus-jacent

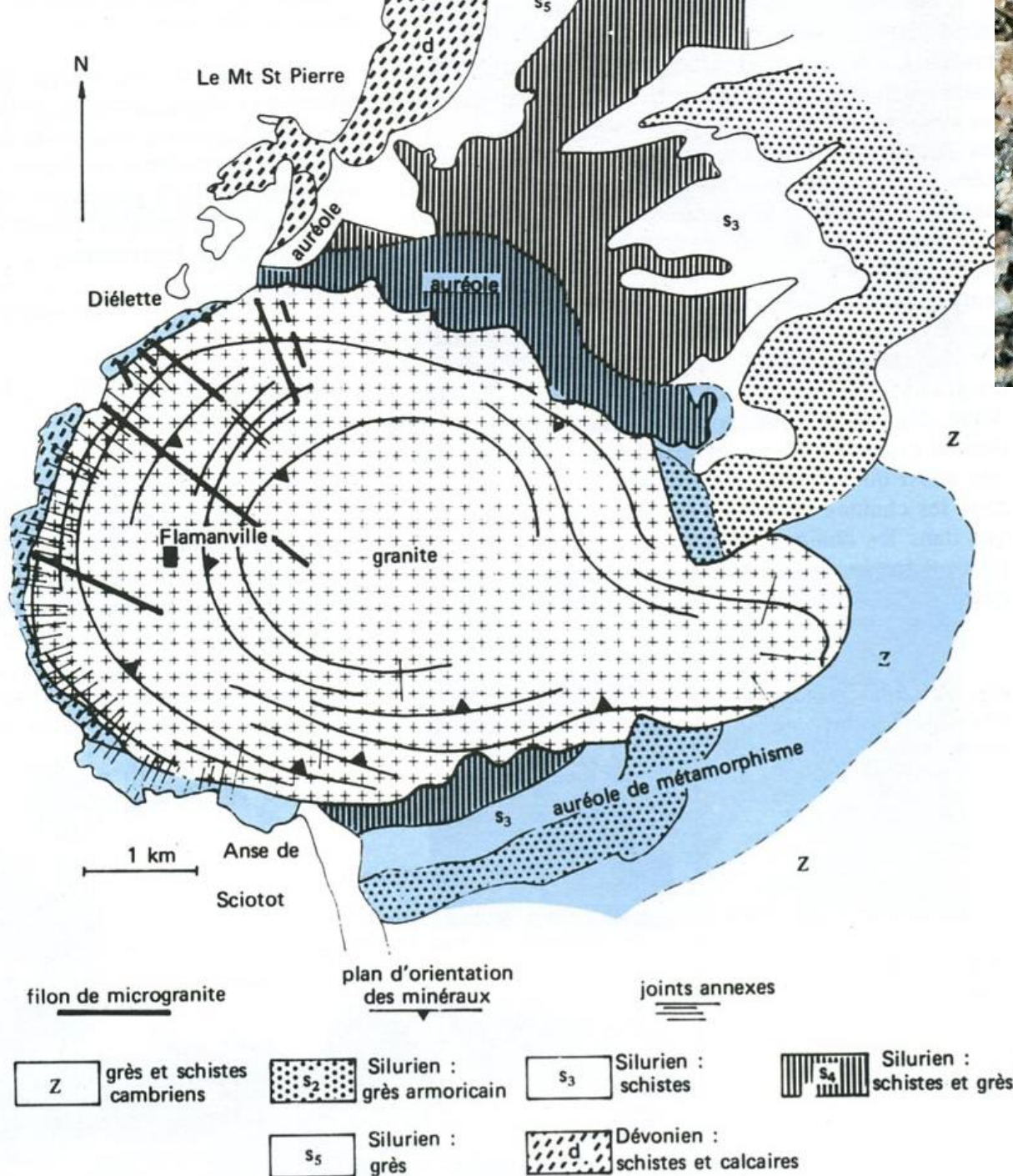


Stockage des magmas à la base de la croûte continentale

2. Dans le cas du plutonisme

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



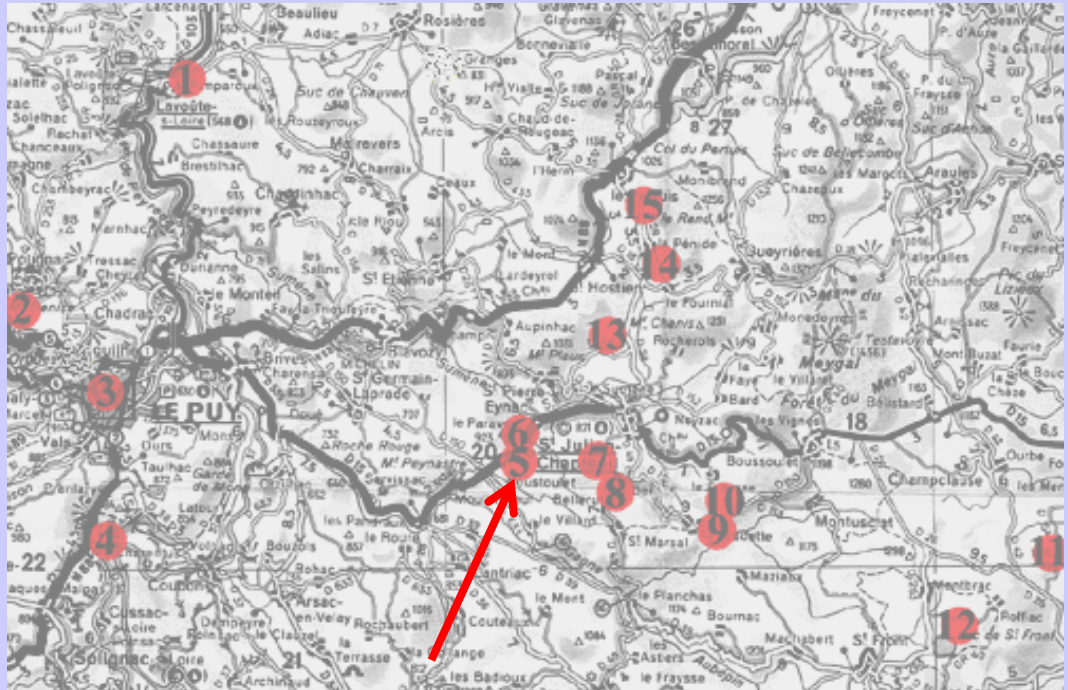
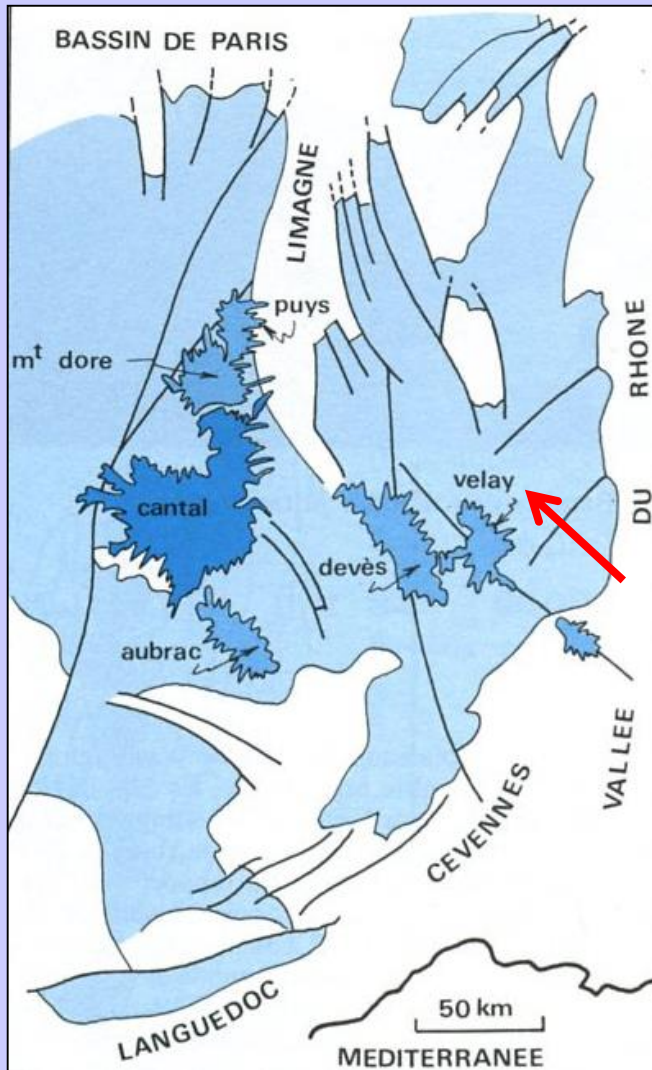


Orthose dans le granite de Flamanville : texture porphyroïde.

Document 23. 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.).

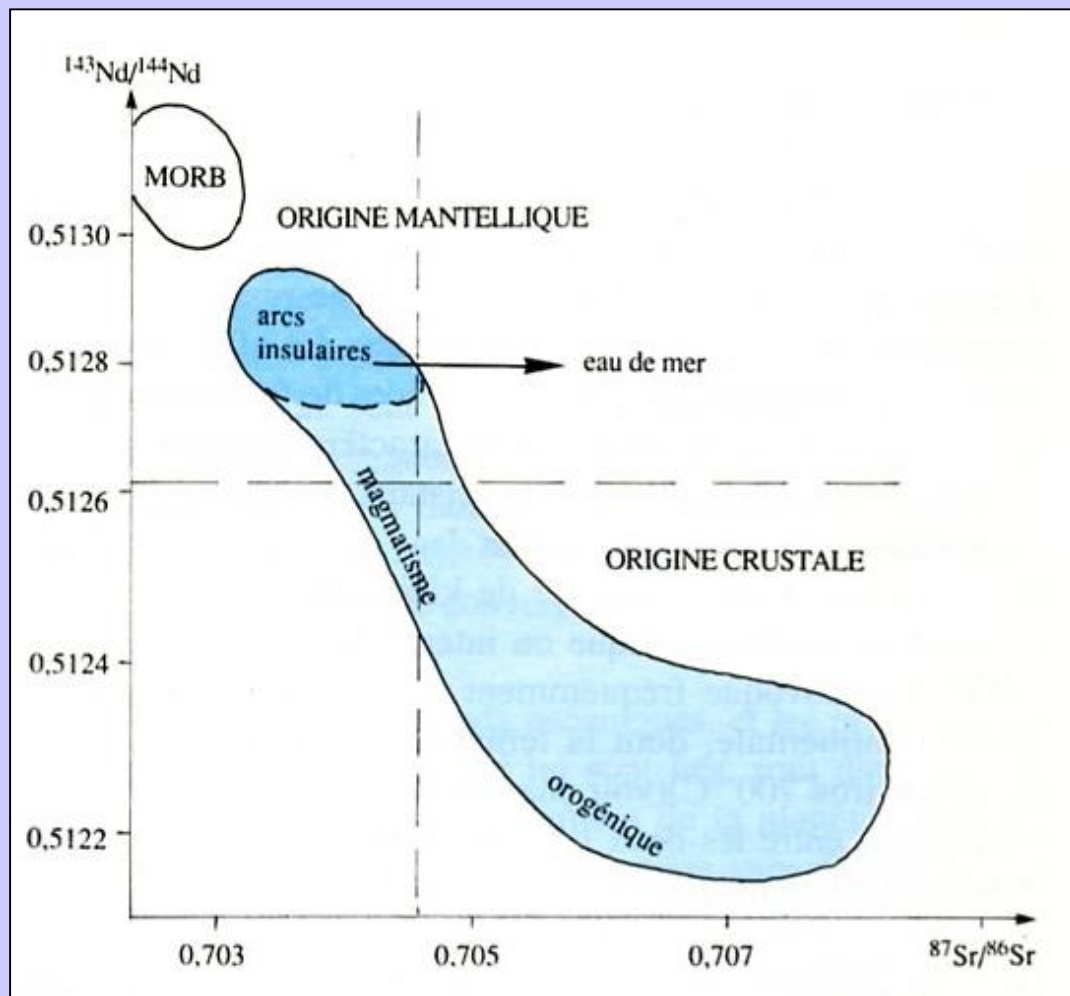


A gauche en haut : Granite du Velay à biotite et cordiérite.

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.





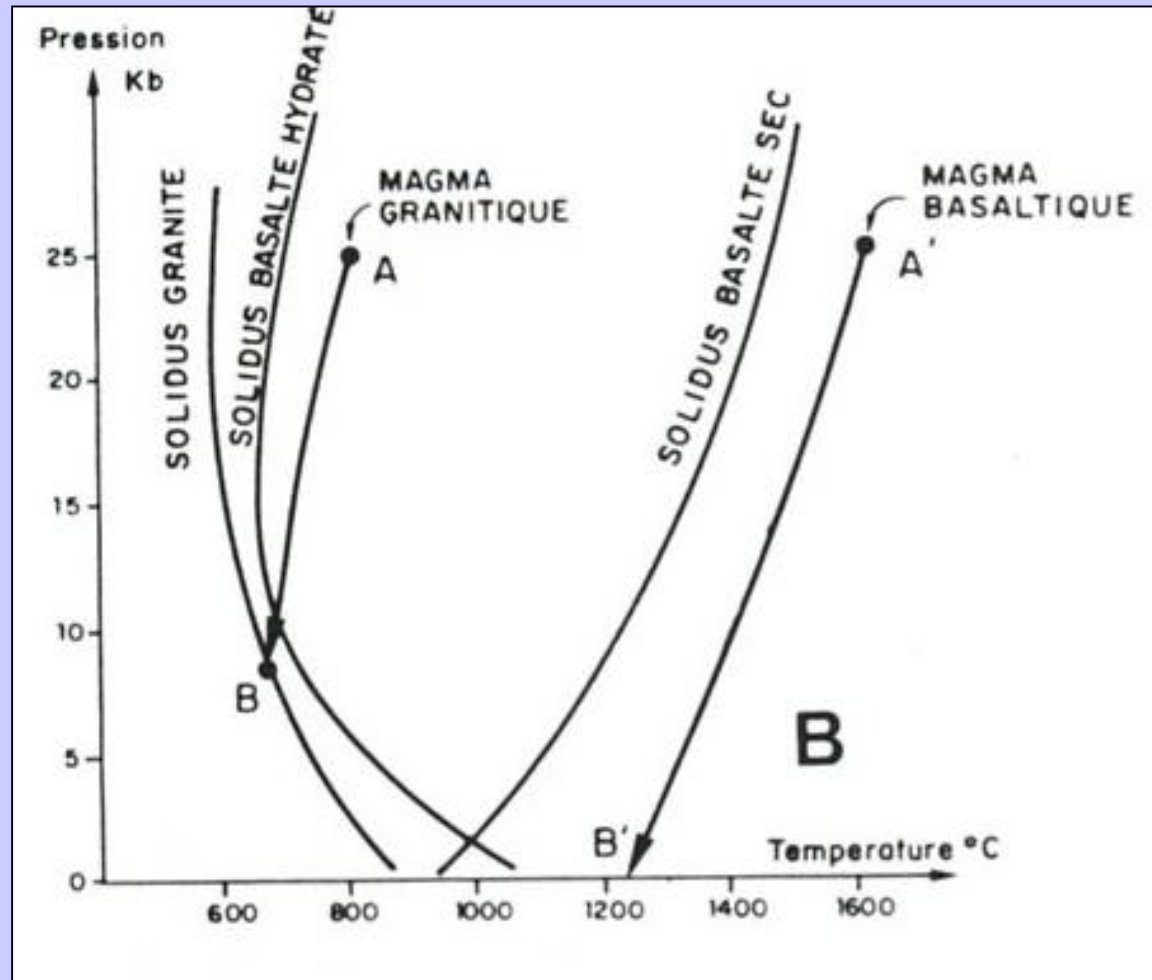
Document 24. Traceurs géochimiques du magmatisme orogénique.

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 25. 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.

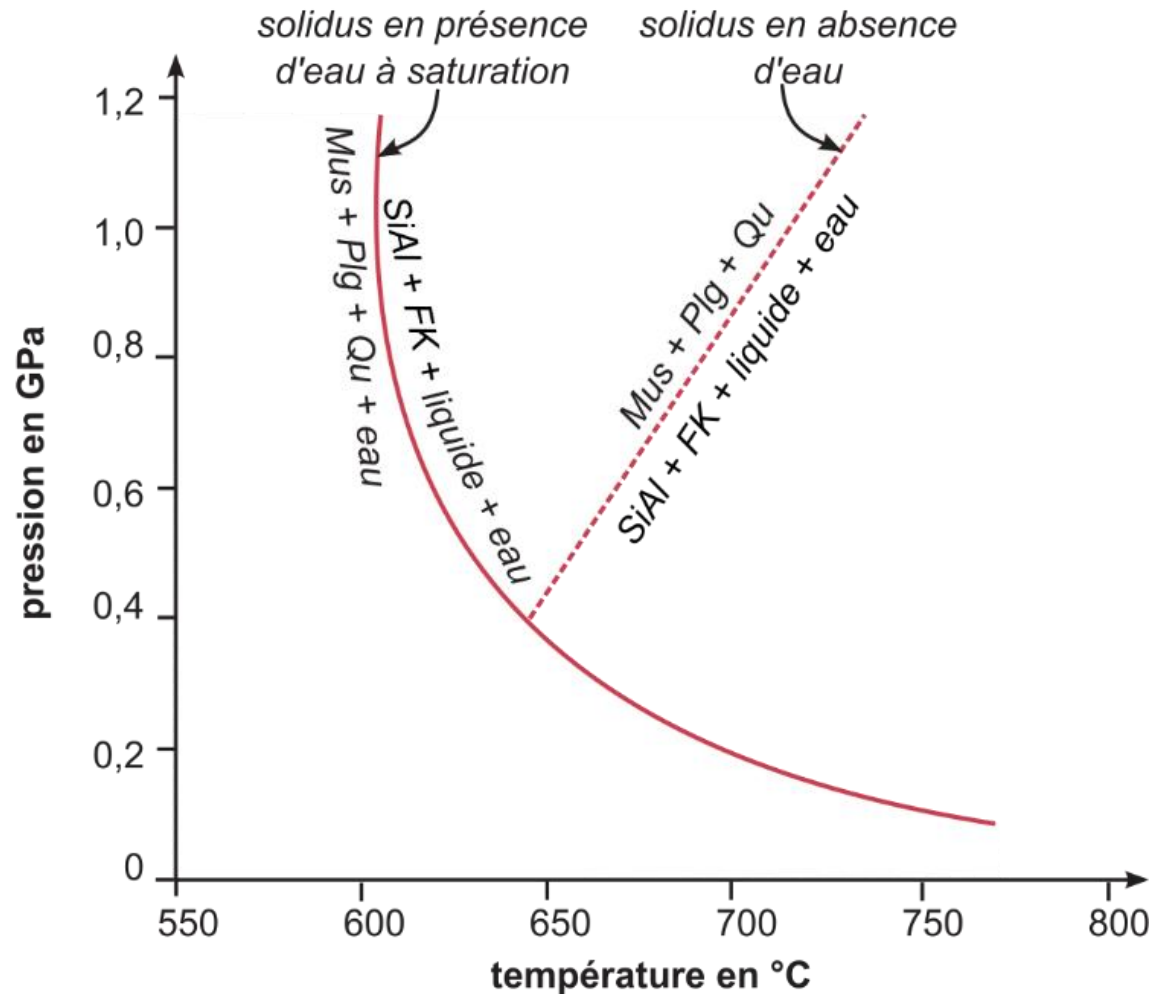
(Pomerol C. Renard M. "Eléments de géologie", Masson Ed.).

Document 15. Composition moyenne des leucogranites himalayens (1) et résultats de fusion partielle de matériel de composition pélitique et comprenant albite - quartz - mica (muscovite) (2).

Oxydes (% massique)	(1)	(2)
SiO ₂	73,64	73,68-75,60
TiO ₂	0,10	0,06-0,29
Al ₂ O ₃	14,87	14,95-16,17
FeO ^T	1,30	0,73-1,08
MgO	0,11	0,17-0,39
CaO	0,47	0,42-1,15
Na ₂ O	4,05	3,07-4,92
K ₂ O	4,56	3,40-5,19

Document 16. Les caractères de la fusion partielle d'un matériel de composition pélitique.

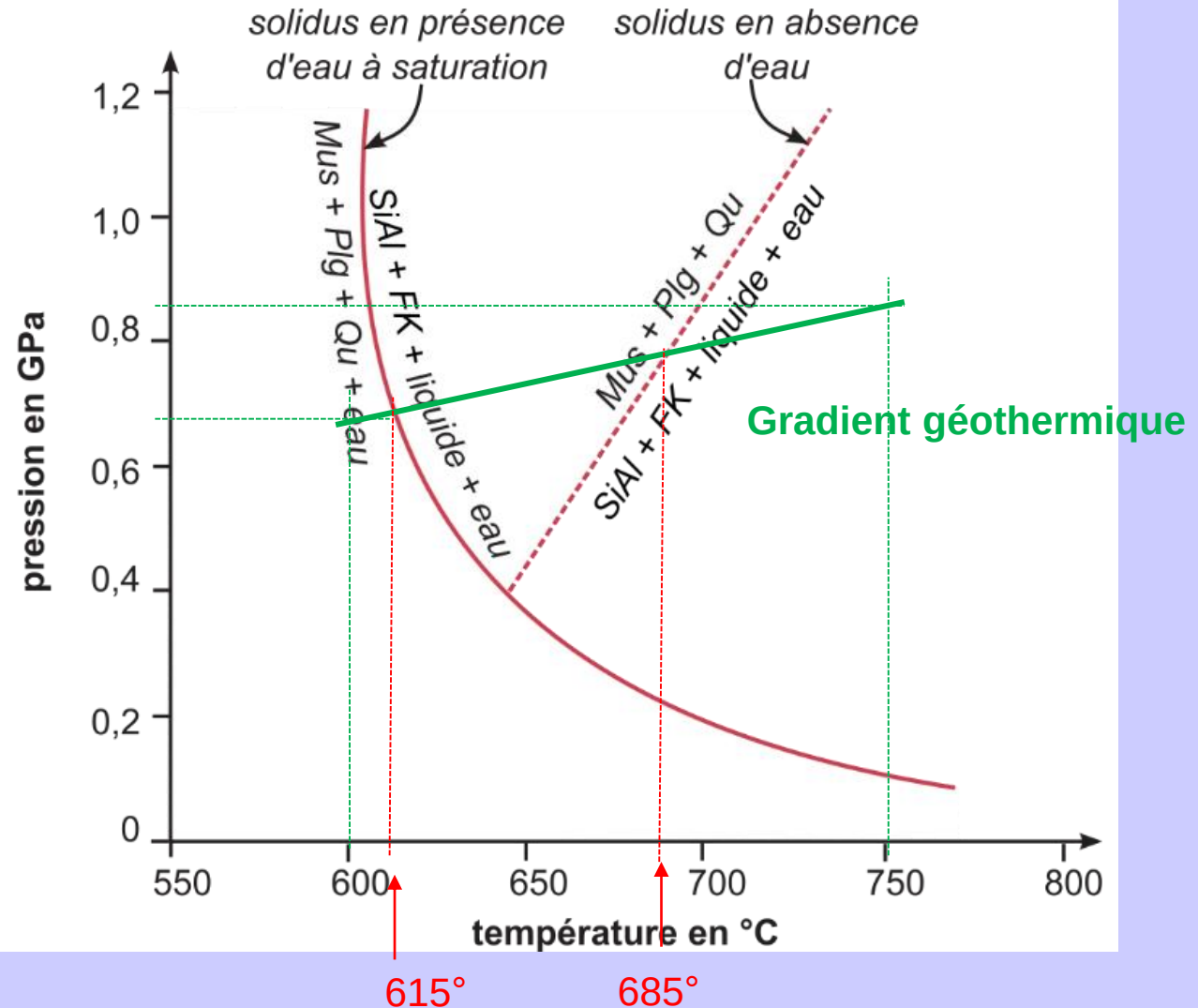
SiAl : silicate d'alumine
FK : feldspath potassique
Mus : muscovite
Plg : plagioclase
Qu : quartz



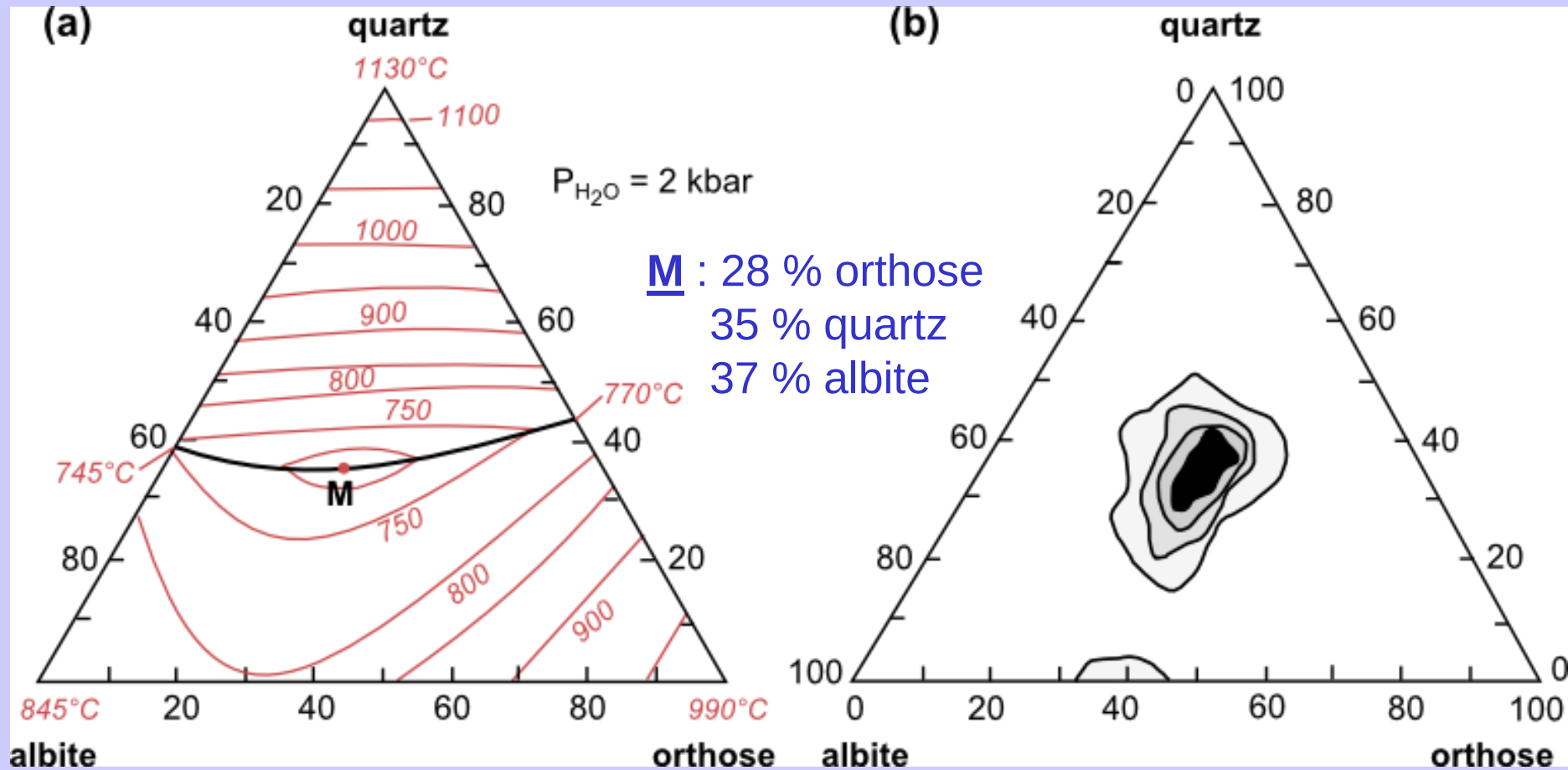
Document 16. Les caractères de la fusion partielle d'un matériel de composition pélitique.

On considère un
gradient géothermique
de $30^\circ / \text{km}$
et un gradient de P de
1 GPa tous les 30 km
Donc $+150^\circ$ en 5 km
Et $5 \text{ km} \leftrightarrow +0,17 \text{ GPa}$

SiAl : silicate d'alumine
FK : feldspath potassique
Mus : muscovite
Plg : plagioclase
Qu : quartz



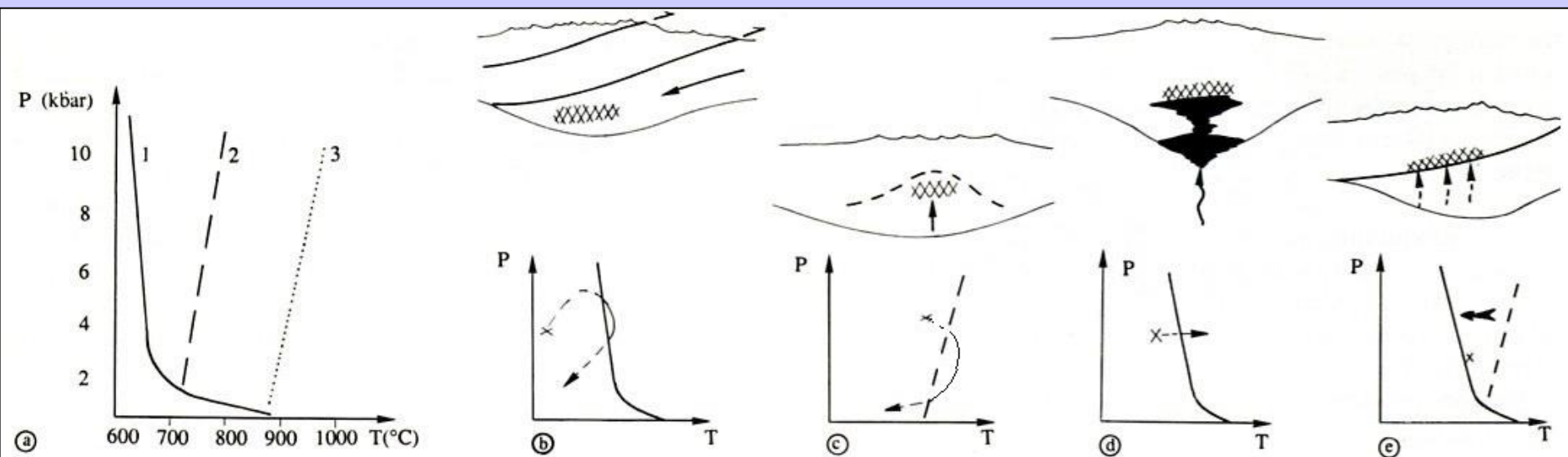
Document 7. Diagramme de phase d'un mélange ternaire quartz – albite – orthose (a) et proportions de minéraux clairs des granites (b)



Le minimum thermique du système quartz, albite et orthose correspond à la composition d'un granite :

→ La fusion partielle de croûte continentale donne un magma granitique.

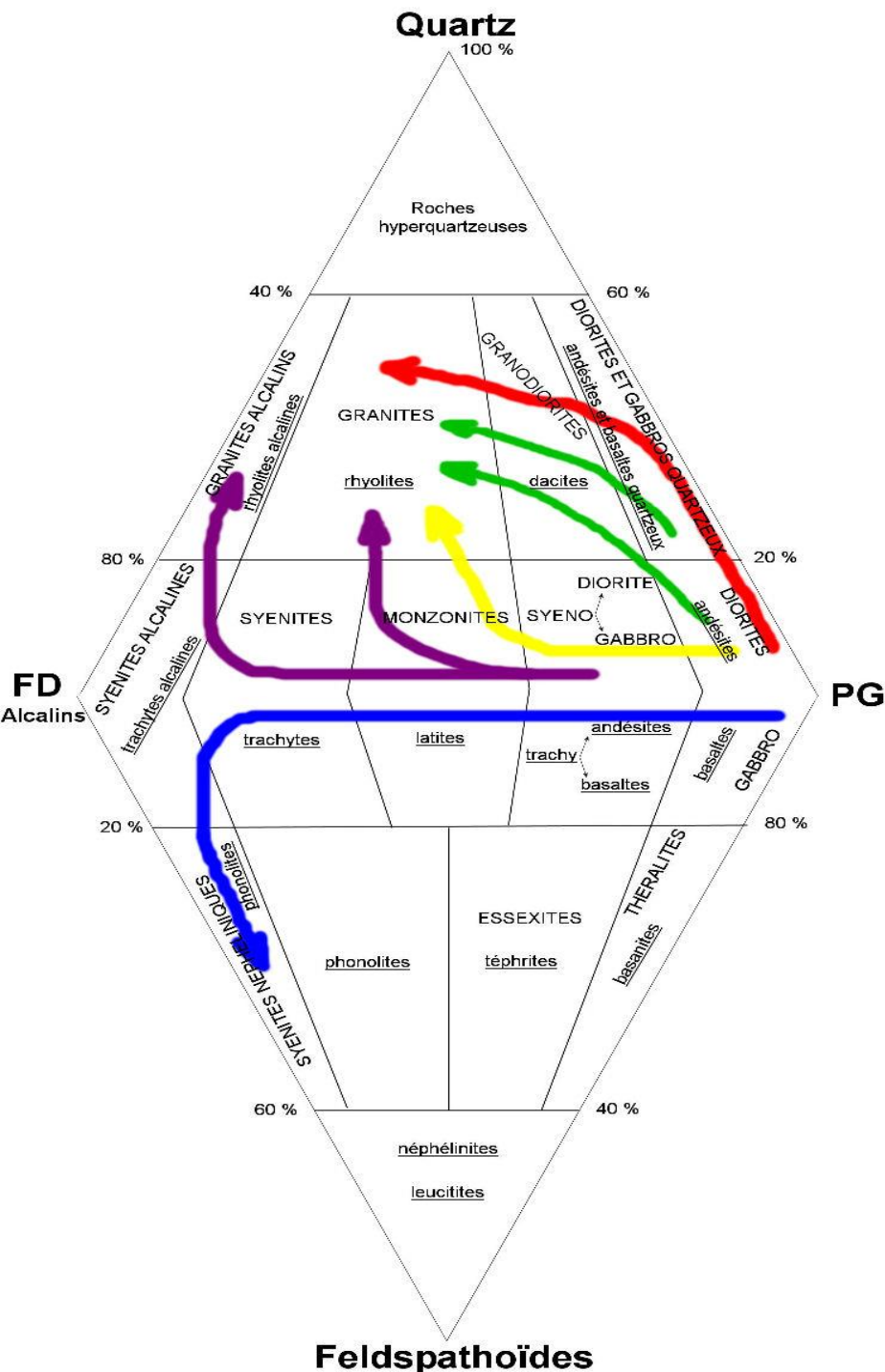
(Perrrier et coll, j'intègre, Dunod 2022)



Document 26. Circonstances de l'anatexie crustale.

- Solidus de différents magmas granitiques : mélange Q-Al-Or en présence d'eau (1) ; granite sec (2) ; mélange Q-Al-Or sec (3).
- Enfouissement tectonique, réchauffement puis remontée isostatique liée au décapage par l'érosion.
- Décompression liée à l'érosion et l'extension post-orogénique, réchauffement (richesse en éléments radiogènes).
- Réchauffement par l'apport magmatique d'origine mantellique.
- 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 27. 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.

CONTEXTES :

SUBDUCTION

DORSALE

POINT CHAUD

COLLISION

➤ SÉRIES MAGMATIQUES : ➤

◆ DIVERSITÉ DES ROCHES PRODUITES :

DIFFÉRENCIATION MAGMATIQUE :

✦ CONDITIONS DE LA FUSION PARTIELLE :

▲ TAUX DE FUSION PARTIELLE :

CARACTÉRISTIQUES DU MAGMA I :

■ SOLIDE INITIAL :



SCHEMA-BILAN:

Magmatisme et
contextes géodynamiques

CONTEXTES :

CONVERGENCE SUBDUCTION

DIVERGENCE DORSALE

INTRA-PLAQUE POINT CHAUD

CONVERGENCE COLLISION

➔ SÉRIES MAGMATIQUES : ➔ calco. alcaline

➔ tholéiitique

➔ alcaline

➔ magma granitique
(anatéxie)

➔ DIVERSITÉ DES ROCHES ➔ andésite / granodiorite
rhyolite / granite

➔ basalte MORB
gabbro

➔ basalte alcalin OIB
trachyte alcalin
rhyolite alcaline

➔ granite
et granitoïdes

DIFFÉRENCIATION MAGMATIQUE :

- cristallisation fractionnée
et séparation solide/
liquide résiduel
- Contamination
crustale,
mélange de
magmas

➔ CONDITIONS DE
LA FUSION PARTIELLE :

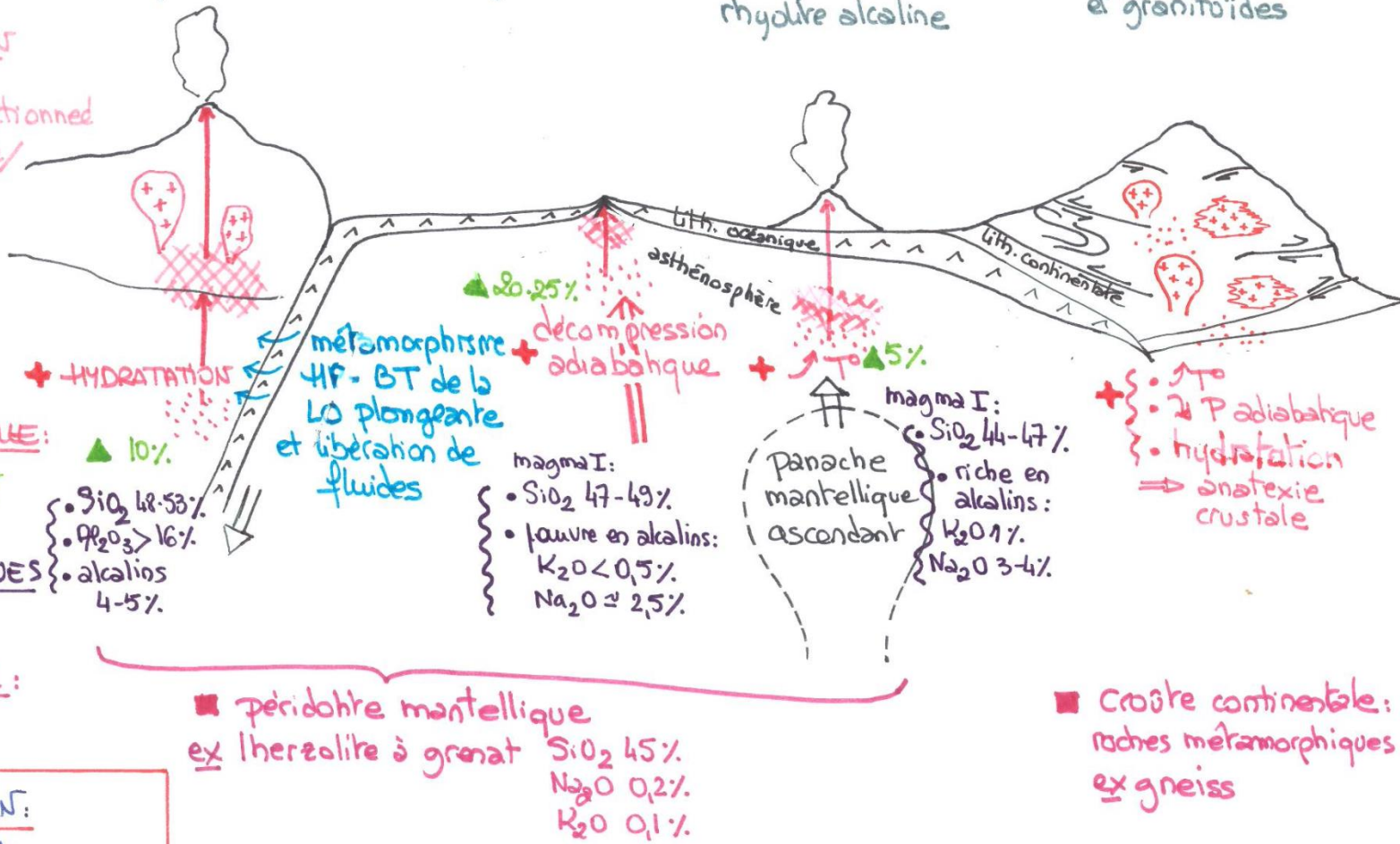
▲ TAUX DE FUSION
PARTIELLE :

CARACTÉRISTIQUES
DU MAGMA I :

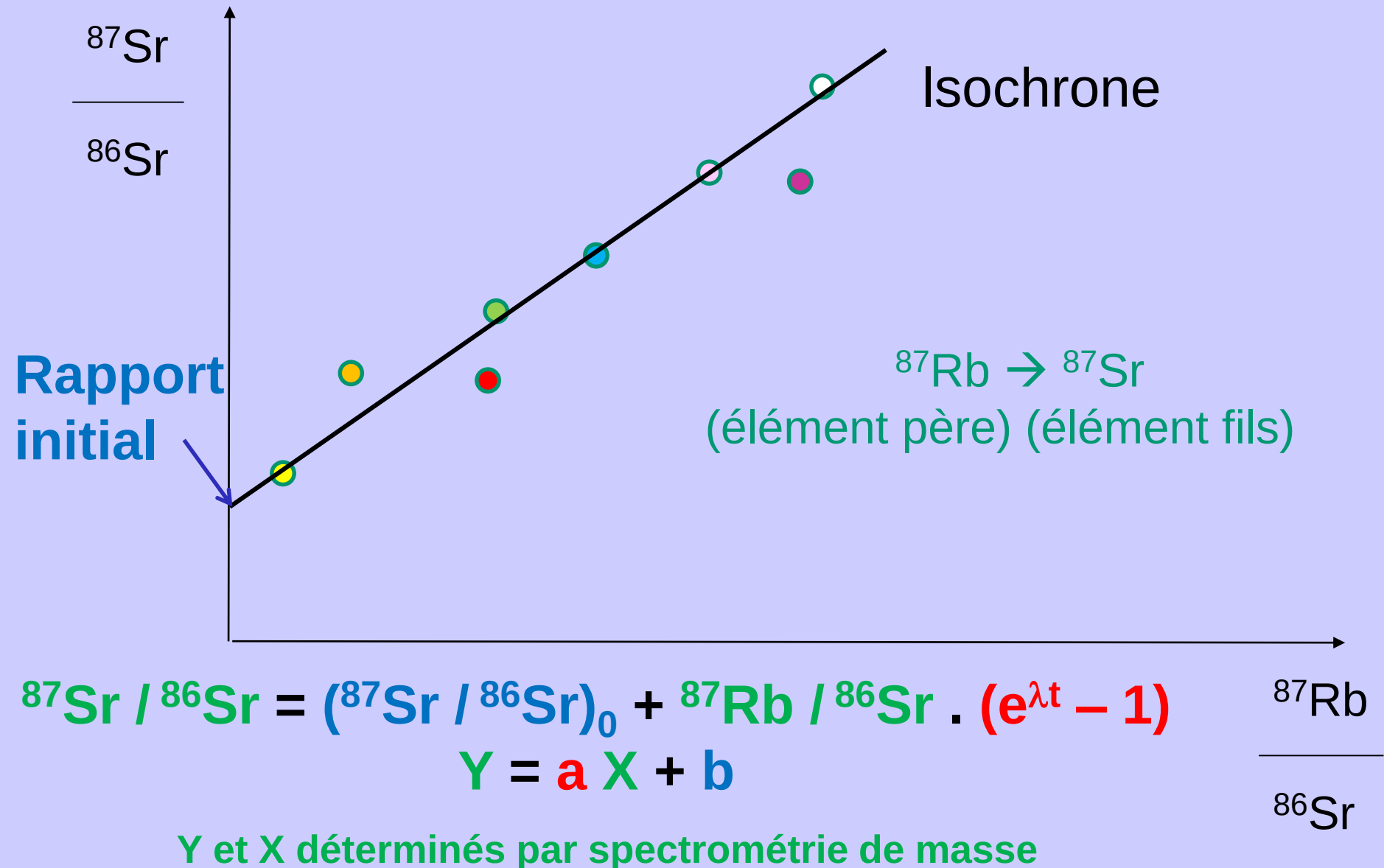
■ SOLIDE INITIAL :

SCHEMA-BILAN :

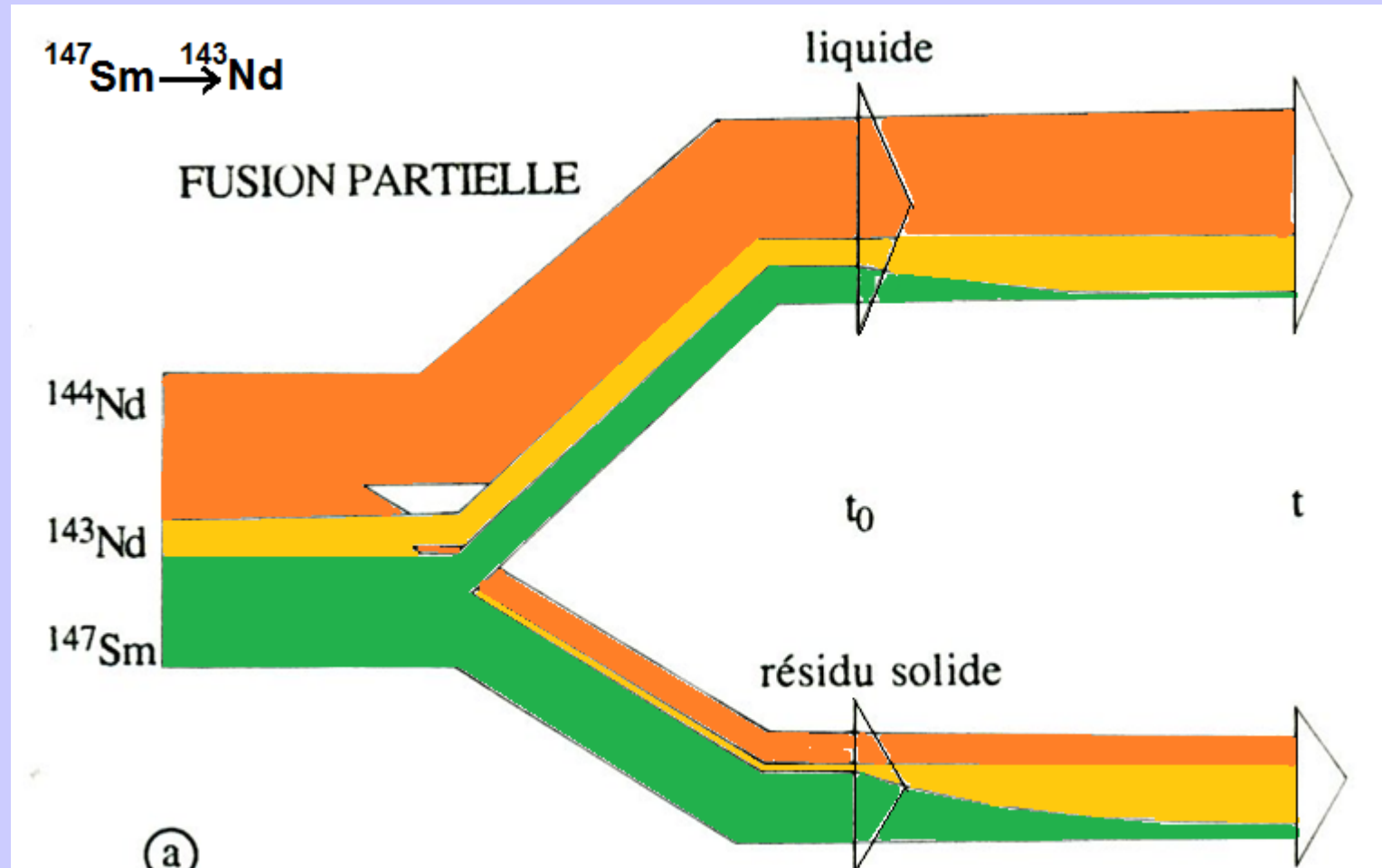
Magmatisme et
contextes géodynamiques



Utilisation de rapports isotopiques



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 .