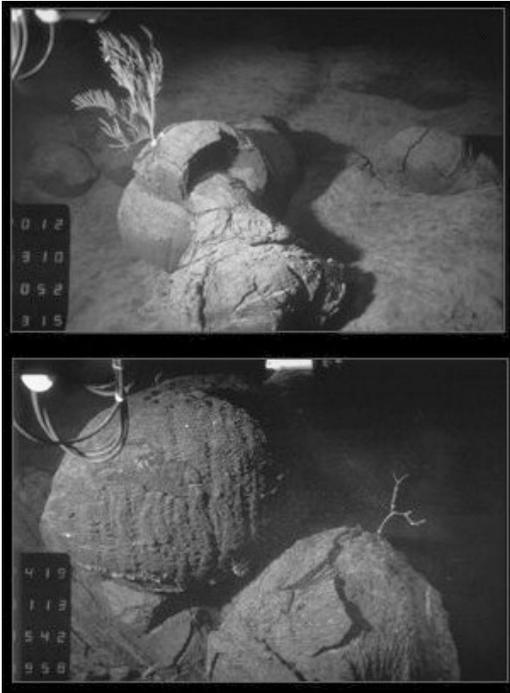


Figure 1 : deux exemples de roches magmatiques

**Basalte :**  
**roche volcanique**

Coussins *in situ*

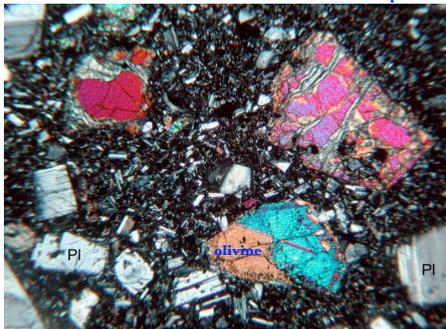


Echantillon d'un coussin



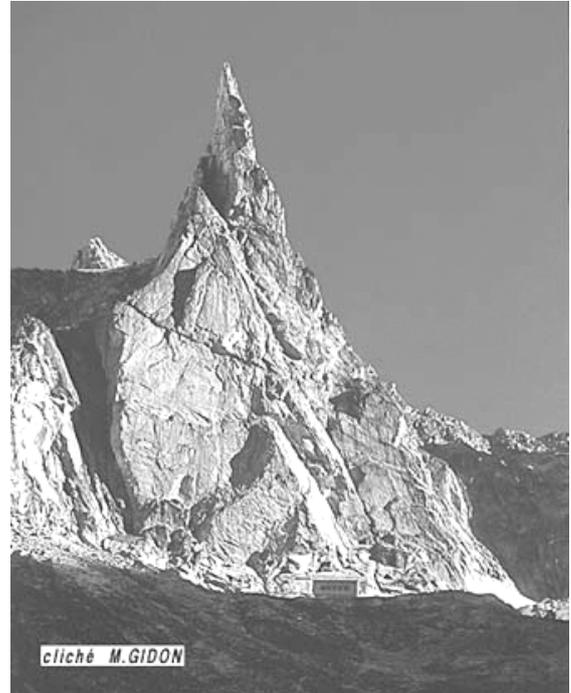
Lame de basalte en LPA

en noir : pâte = verre



**Granite :**  
**roche plutonique**

Aiguille Dibona (Massif des Ecrins)



Echantillon de granite



Lame de granite en LPA

lumière polarisée analysée



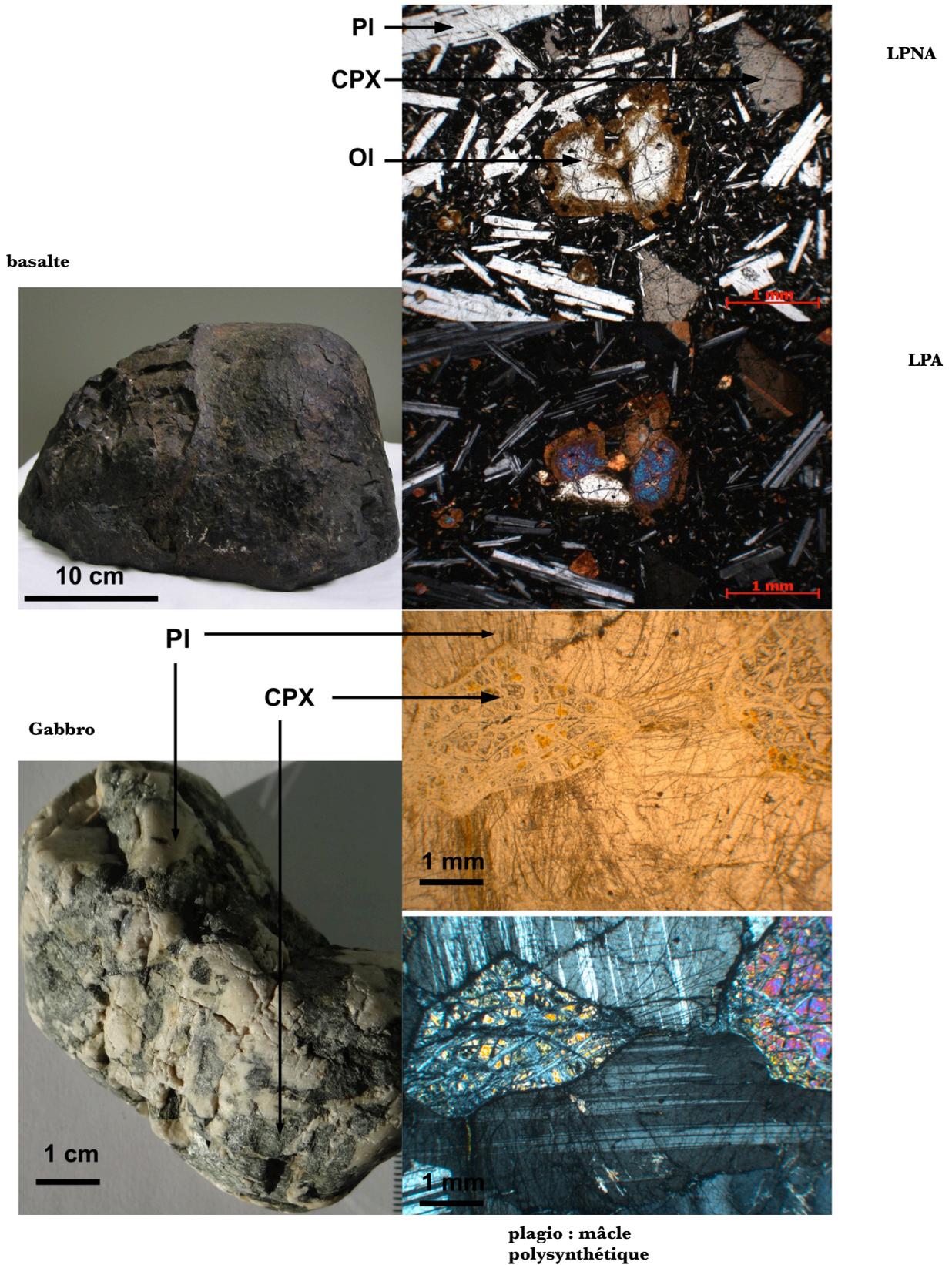
**Comparer et interpréter :**

-----  
basalte : pâte = refroidissement rapide donc en surface  
-----

granite : pas de pâte donc refroidissement lent DONC en profondeur

**Figure 2 : Photographie de deux roches magmatiques l'une volcanique (A : basalte), l'autre plutonique (B : gabbro) ayant la même chimie.**

(In Segarra et al., Ellipse à paraître)



**Figure 3 : Photographie de bombes volcaniques (Velay, France)**

(In Segarra et al., Ellipse à paraître)



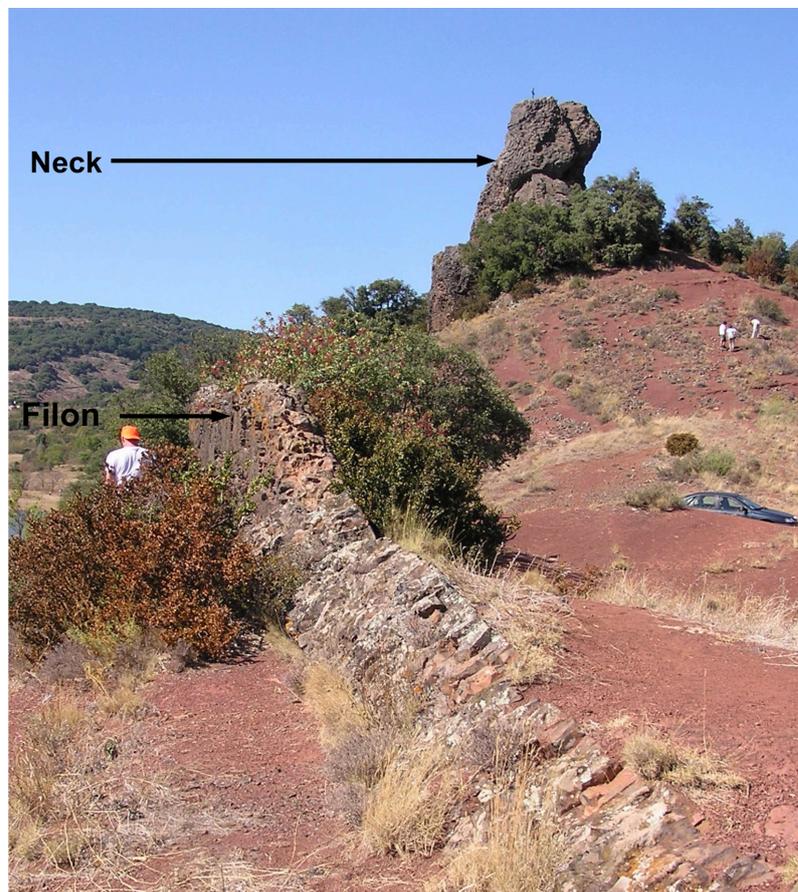
**Figure 4 : Photographie d'un dôme (Tokaanu, Nouvelle-Zélande), d'un cône (Putauaki, Nouvelle-Zélande) et d'un stratovolcan (Ruhapehu, Nouvelle-Zélande)**

(In Segarra et al., Ellipse à paraître)

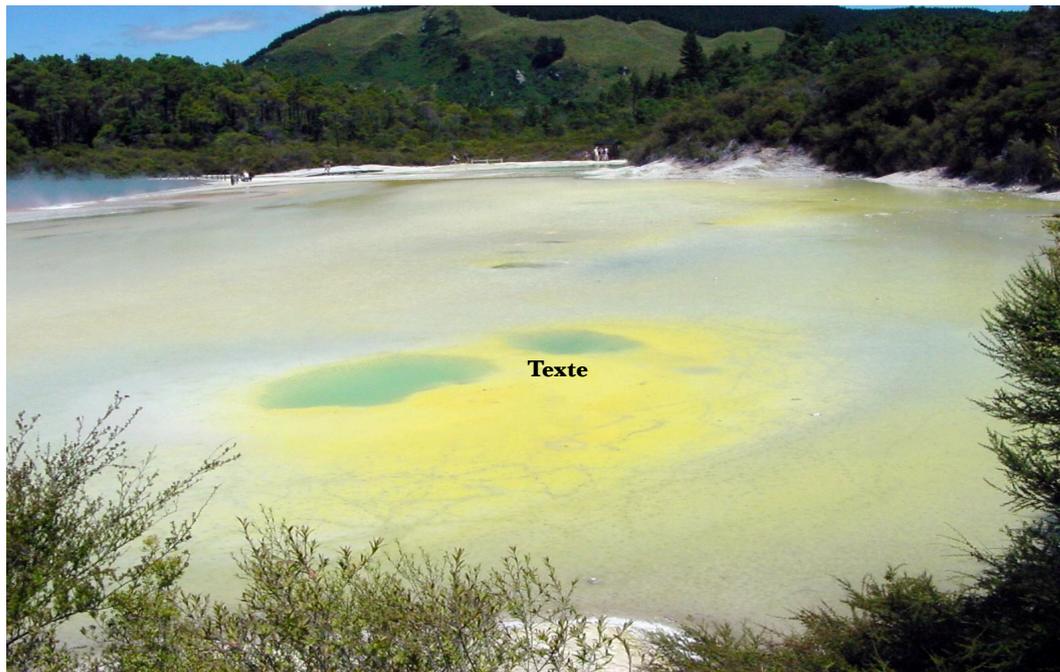


**Figure 5 : Photographie d'un dyke (filon) et au loin d'un neck (Lac du Salagou, Hérault, France)**

(In Segarra et al., Ellipse à paraître)

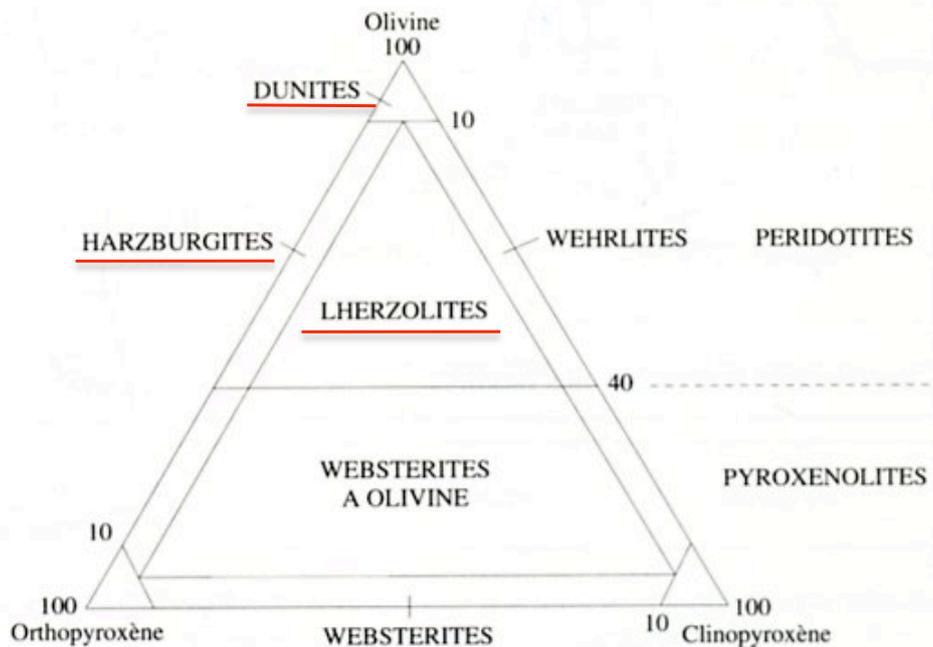


**Figure 6 : Photographie d'un lac avec fumerolles (Waiotapu, Nouvelle-Zélande)**  
 (In Segarra et al., Ellipse à paraître)



**Figure 8 : classification des roches mafiques (Magnésium + Fer)**  
 Ayant moins de 10% de minéraux blancs  
 péridotites

Pour les roches sans minéraux blancs (moins de 10%) (roches ultrabasiques), on utilise les proportions d'olivine, orthopyroxène ou clinopyroxène.

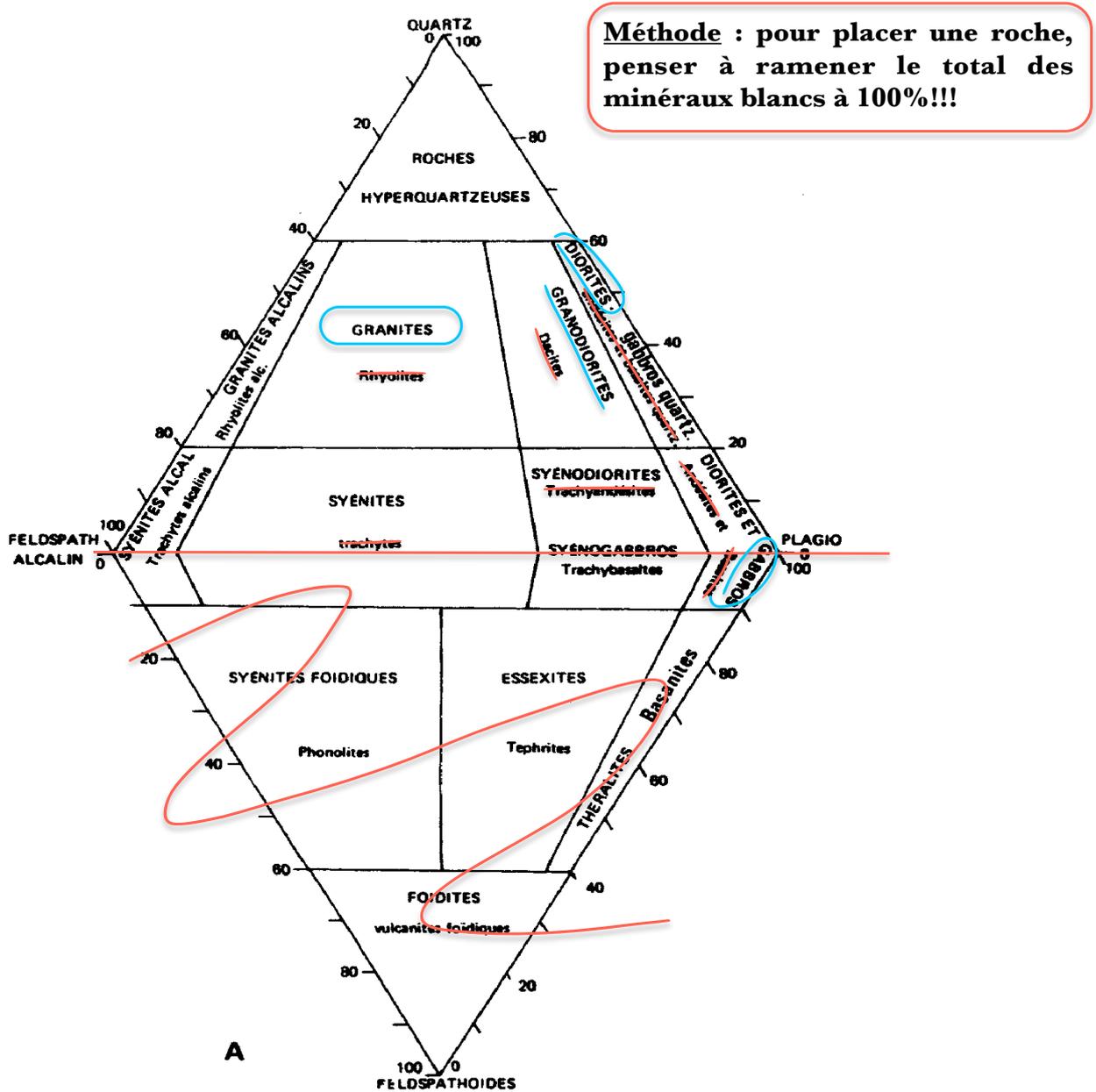


**Figure 7 : Diagramme de Streckeisen** (in Bonin, Dunod, 2004)  
**Pour les roches contenant plus de 10% de minéraux blancs**  
 = roches felsiques (**F**eldspath + **S**ilice)

**Classification des roches à feldpaths et feldspathoïdes (roches felsiques)**

Digramme utilisable pour les roches acides, intermédiaires et basiques, qui contiennent **plus de 10 % de minéraux blancs** : feldpaths alcalins, plagioclases, quartz si elles sont excédentaires en silice.

On ne tient pas compte des minéraux colorés (micas, amphibole, pyroxènes, olivine).



1. Replacer dans le diagramme les principales roches plutoniques.
2. Pourquoi ne peut-on placer les roches volcaniques?  
 -----  
 -----
3. Après avoir étudié les 3 séries magmatiques, tracer leurs trajets dans le diagramme sous forme de flèche colorée. Pour la série alcaline, différencier la série sous-saturée de la série saturée.

Figure 9 : diagramme TAS (Total Alcalins Silice)

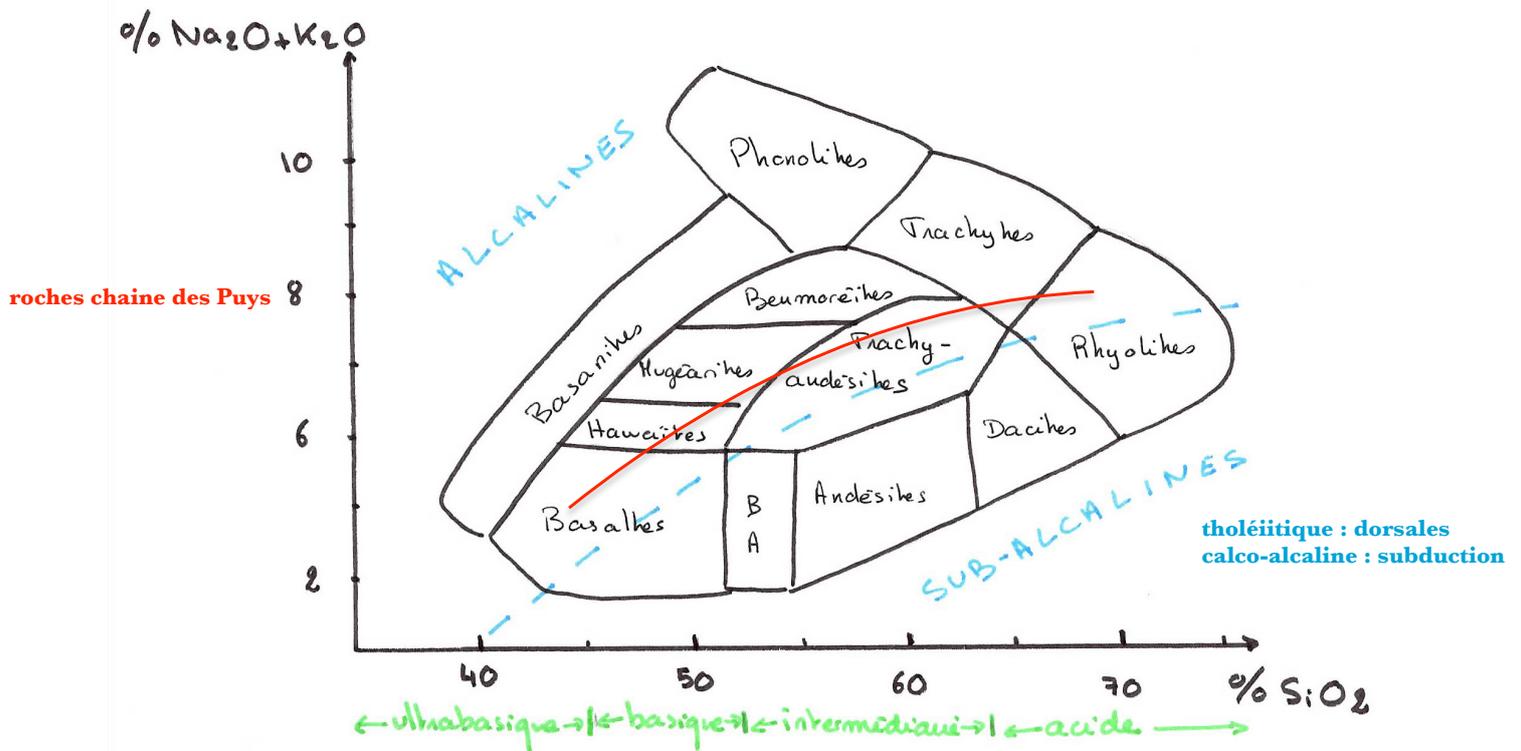
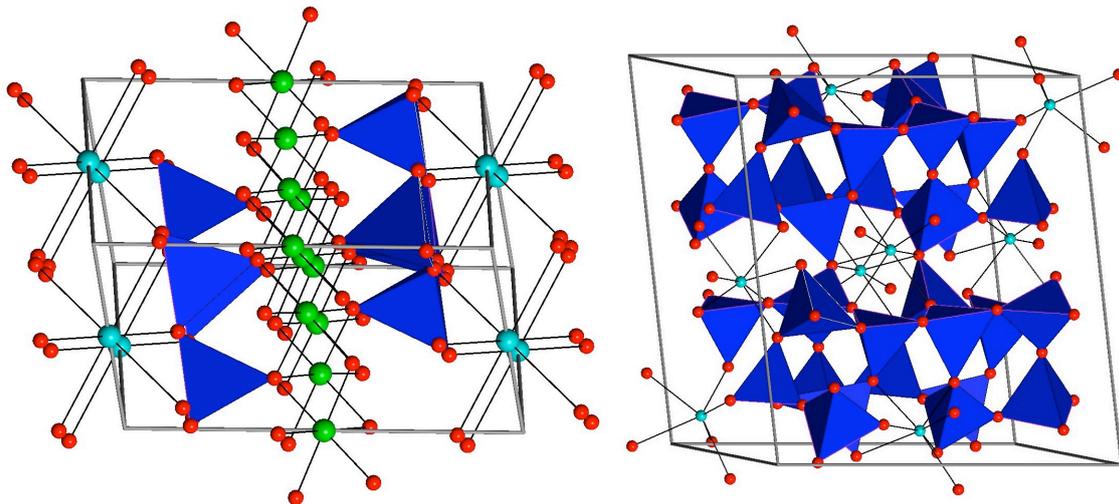


Figure 10 : Architecture d'un phyllosilicate à gauche (biotite) et d'un tectosilicate à droite (feldspath). (à titre de document)



Les tétraèdres de silice sont en bleu avec l'oxygène à leur sommet en rouge. Les cations compensateurs ( $\text{K}^+$ ,  $\text{Mg}^{2+}$  et  $\text{Fe}^{2+}$ ) sont en bleu et en vert.

**Figure 11 : Composition chimique en pourcentage massique d'oxydes des roches volcaniques de la chaîne des Puys**

(in Bonin, Dunod, 2004)

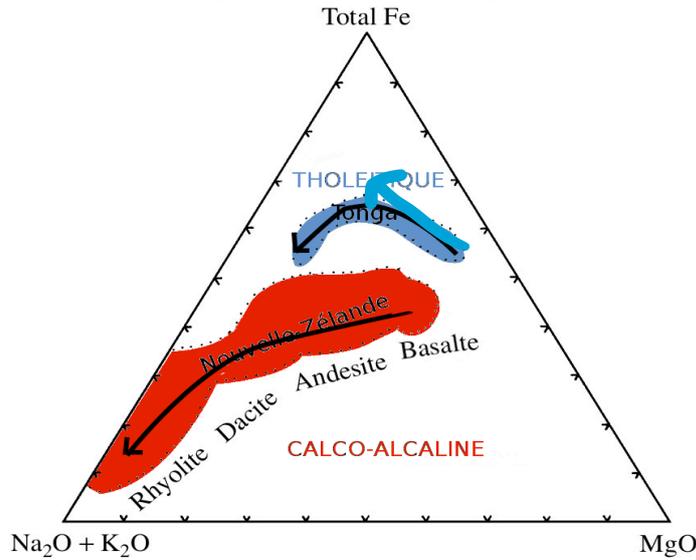
	CP1	CP2	CP3	CP5	CP7
SiO <sub>2</sub>	47,25	48,50	52,20	57,10	69,35
TiO <sub>2</sub>	2,25	2,16	1,81	1,12	0,39
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,85	16,56	16,90	17,89	15,55
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	12,08	11,86	9,84	6,83	2,38
MnO	0,17	0,18	0,20	0,19	0,18
MgO	6,62	5,28	3,89	1,94	0,36
CaO	9,86	9,21	7,55	4,53	1,25
Na <sub>2</sub> O	3,70	3,92	4,45	5,42	5,60
K <sub>2</sub> O	1,68	1,80	2,47	3,40	4,88
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,61	0,72	0,73	0,55	0,09
D.I.	36,31	40,61	51,74	67,01	90,86

**Figure 12 : évolution de la minéralogie des phénocristaux des laves de la Chaîne des Puys**

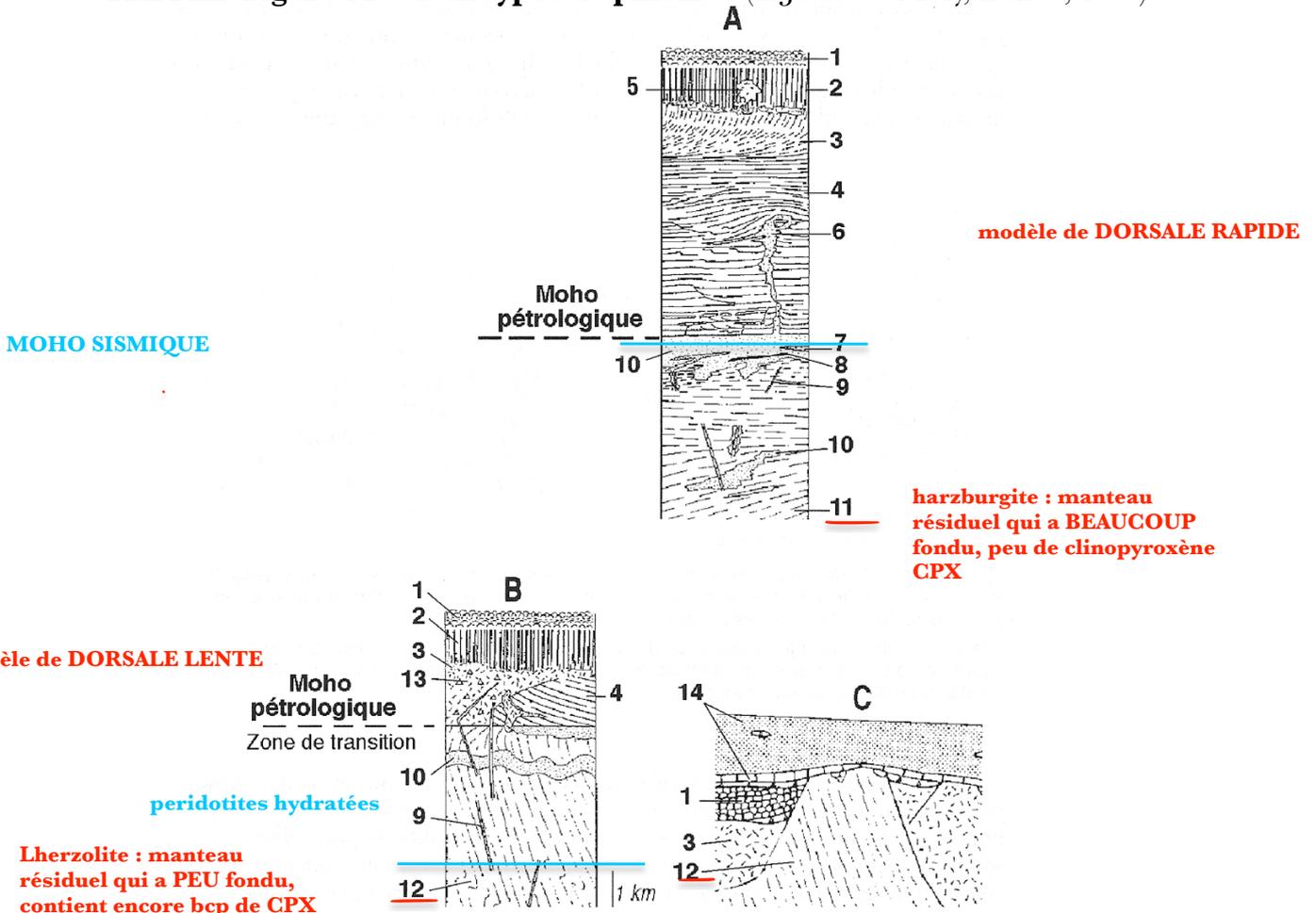
Olivine	Fo 85	Fo 83			
Clinopyroxène					
Ti-Magnétite					
Amphibole					
Plagioclase		Ca An 68	An 62		An 24 Or 6
Biotite					
Sphène					
Apatite					
Sanidine					Ab 49 Or 56
Zircon					
	Basalte	Hawaïite	Mugéarite	Benmoréite	Trachyte

Minéralogie des phénocristaux des laves de la Chaîne des Puys  
(modifié d'après Foury, 1983).

**Figure 13 : diagramme AFM**  
(In Segarra et al., Ellipse à paraître)



**RAPPEL Figure 14 : deux types d'ophiolites** (in Juteau et Mory, Dunod, 1999)



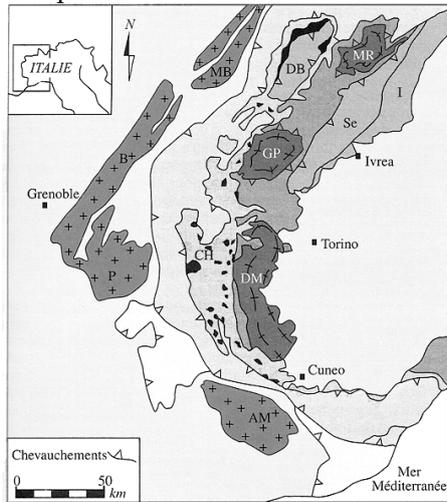
Ophiolites de type HOT et ophiolites de type LOT

A) Log- type de l'ophiolite d'Oman (type harzburgitique, à croûte épaisse et continue).  
 B) Log-type de l'ophiolite de Trinity (type lherzolitique, à croûte mince et continue).  
 C) Log-type des ophiolites liguro-piémontaises (type lherzolitique à croûte discontinue).  
 1. *Pillow-lavas* basaltiques. 2. Complexe filonien. 3. Gabbros supérieurs, isotropes ou foliés. 4. Gabbros lités. 5. Plagiogranites. 6. Intrusions wehrilitiques. 7. Sills gabbroïques. 8. Chromites podiformes. 9. Dykes gabbroïques. 10. Dunites résiduelles. 11. Harzburgites foliées. 12. Lherzolites foliées. Adapté de Boudier et Nicolas (1985), Nicolas (1989) et Lagabrielle (1987).

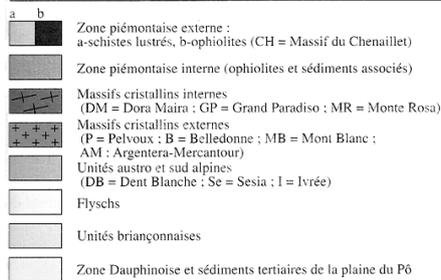
**RAPPEL Figure 15 : Le Massif ophiolitique du Chenaillet**  
(in Caron et al., Ophrys 2003)

A : localisation du Chenaillet

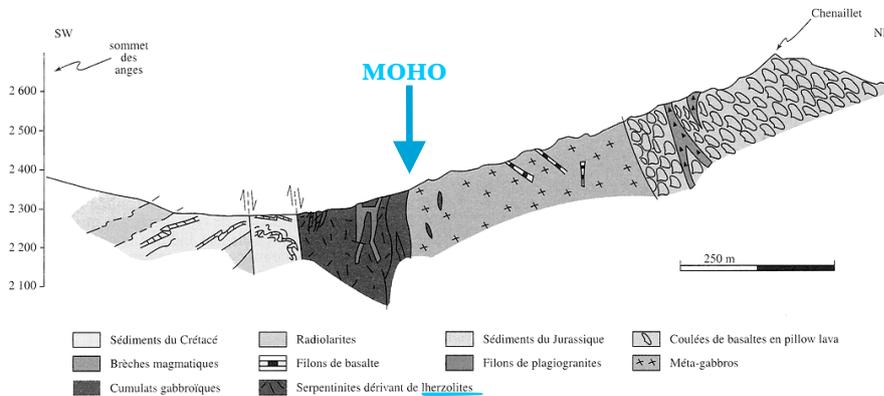
B : coupe dans le massif du Chenaillet



Basaltes en coussins au sommet du Chenaillet

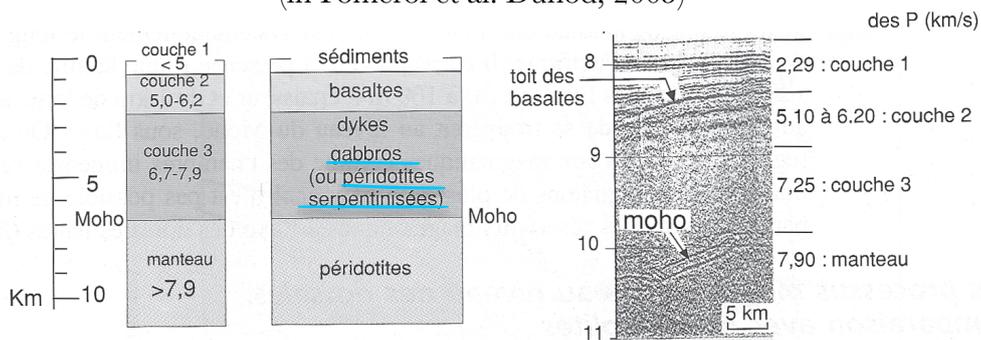


Ophiolites de la zone piémontaise dans les Alpes occidentales.



Coupe dans le massif ophiolitique du Chenaillet, vers Briançon (d'après Spalla, Ledru et Lardeaux).

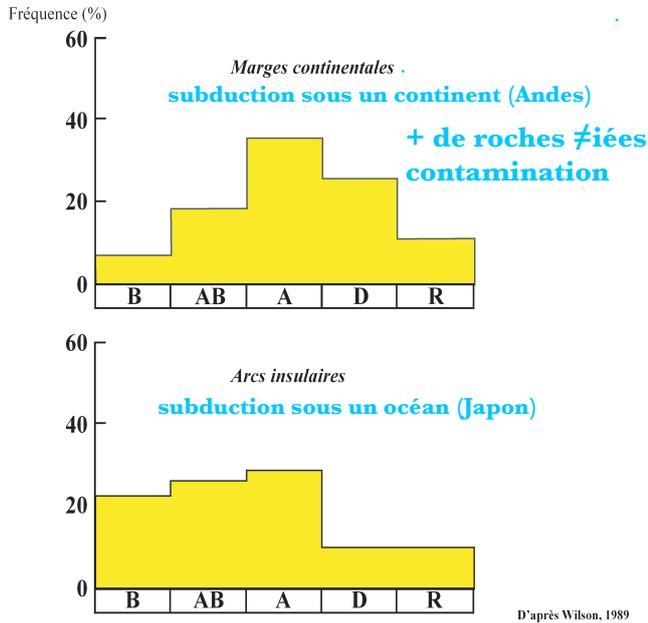
**Document 16 : modèle sismique de la lithosphère océanique**  
(in Pomerol et al. Dunod, 2005)



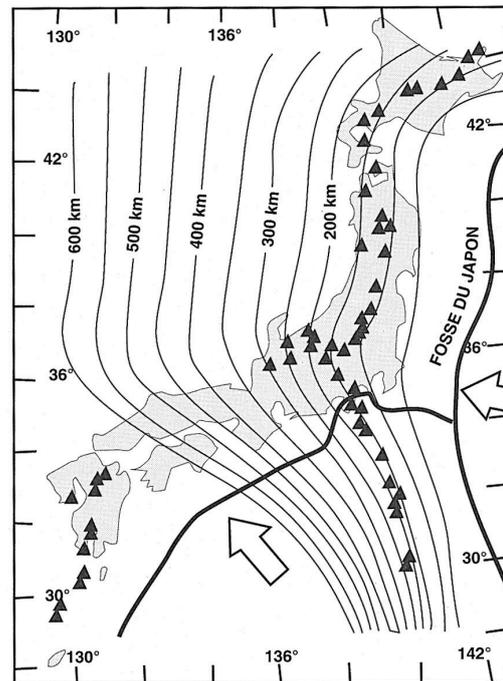
Vitesses des ondes P d'une croûte océanique standard et correspondance lithologique,

**Document 17 : Abondance relative des différents types de lave, en fonction du type de subduction**

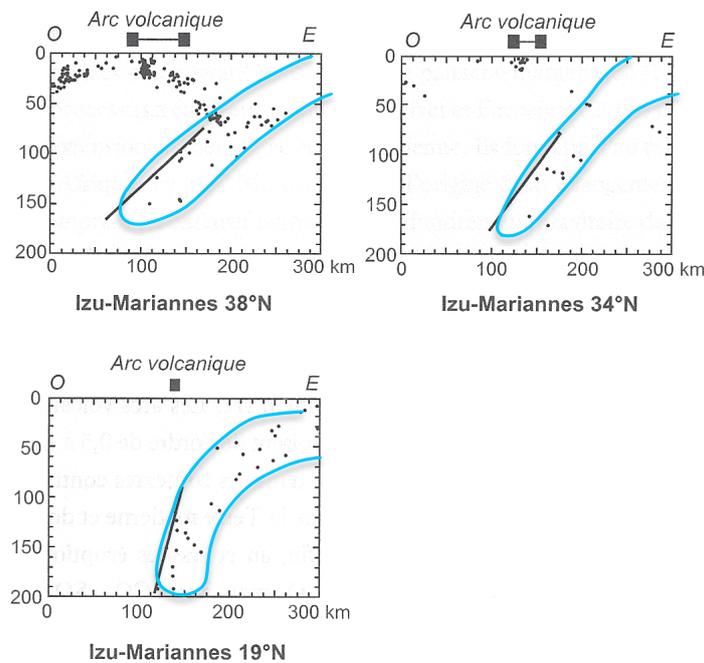
B : basalte , A : andésite , D : dacite et R : rhyolite



**Document 18: isobathe du toit du panneau plongeant au niveau du Japon**  
(in Lallemand et al., Vuibert 2005)



**Document 19 : relation entre le pendage du panneau plongeant et la position de l'arc volcanique**  
(in Lallemand et al., Vuibert 2005)



Coupes réalisées au travers de la zone de subduction Izu-Mariannes

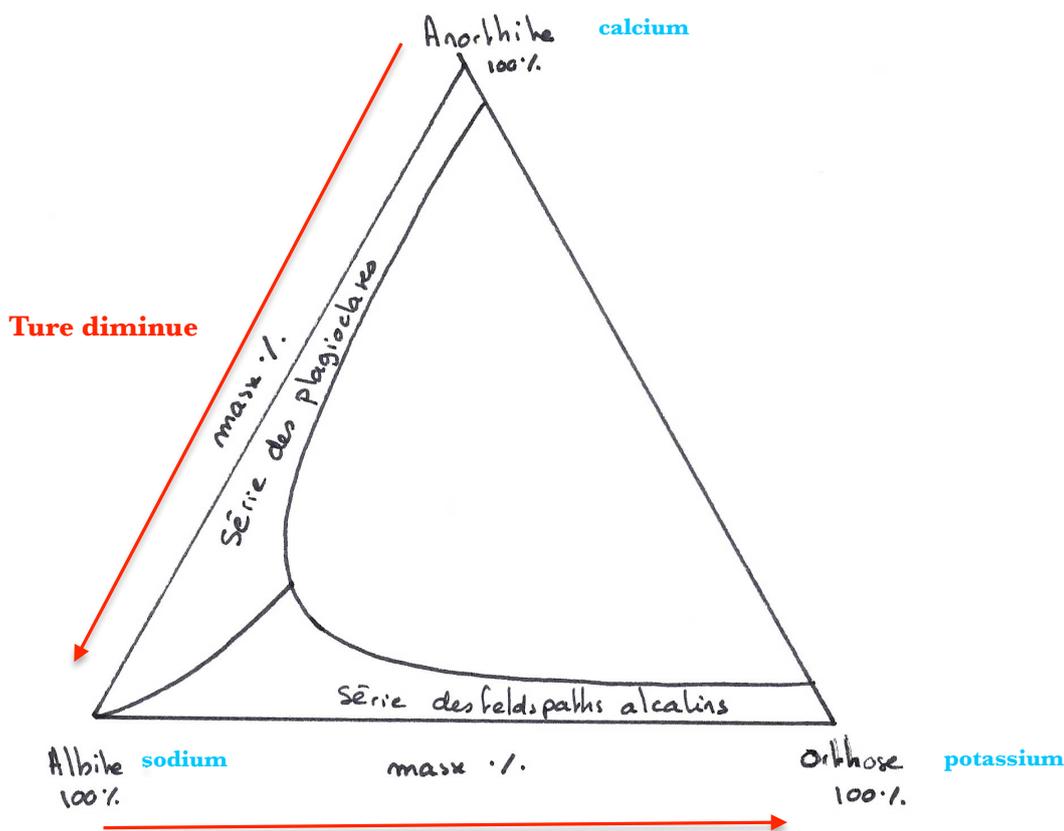
Les carrés pleins indiquent la largeur de l'arc pour chacun des transects. Les cercles noirs indiquent la position des séismes qui dessinent le plan de Benioff en profondeur. Ces coupes indiquent clairement que l'angle de plongement augmente fortement du nord (30° environ) au sud (plongement sub-vertical).

(d'après Tatsumi et Eggins, 1995)

**Figure 20 : Caractéristiques des différentes séries de différenciation**

	Alcaline	Calco-alcaline	Tholéitique
Saturation en Si	riche en alcalins	riche en Si	riche en Si
Diversité des roches	grande	grande	faible
Présence d'eau	en général NON	OUI	NON
Arguments		présence d'amphibole (minéral hydraté), oxydes (ds les andésites, taches noires)	
Roches caractéristiques	basaltes à enclaves de péridotite	andésite, rhyolite, granite	basaltes (gabbros)

**Figure 22 : Diagramme des feldspaths**



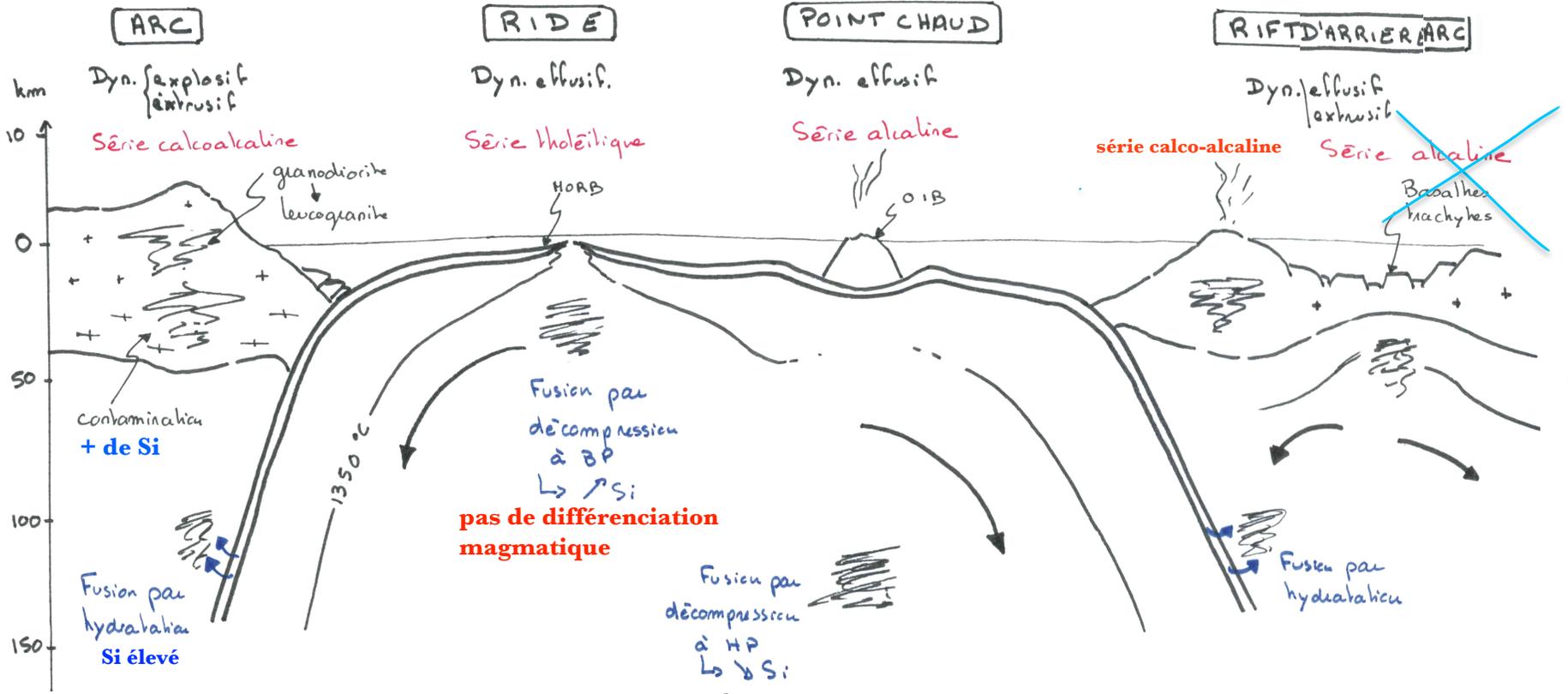
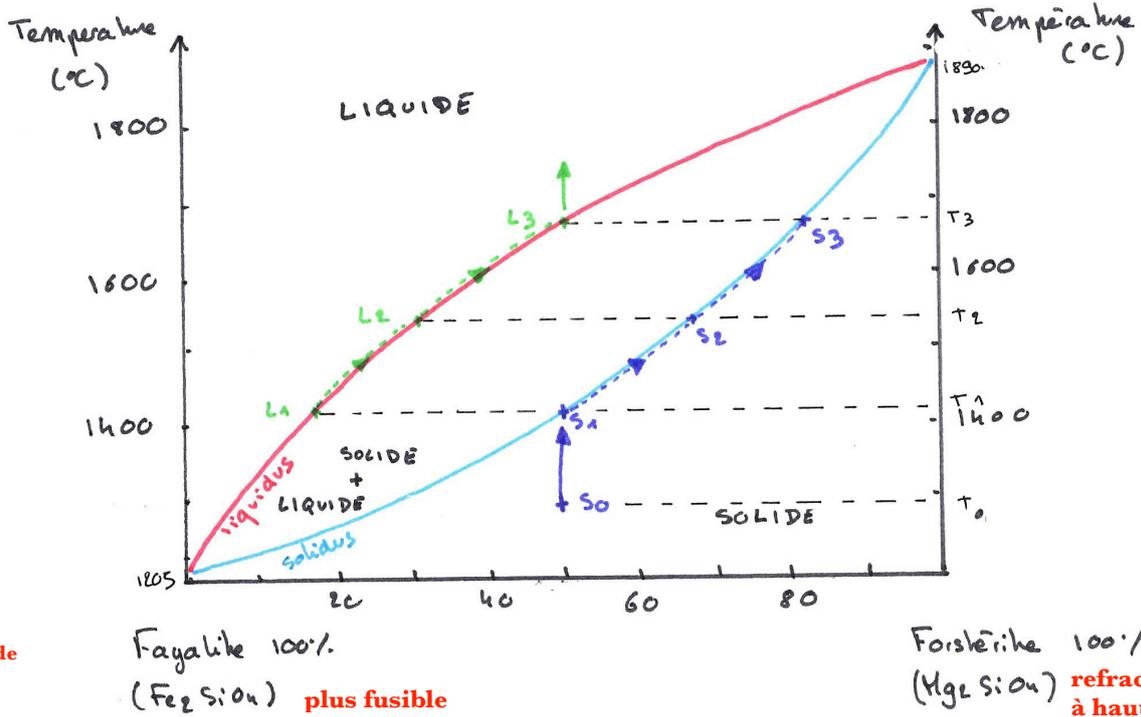


Figure 21 : Schéma bilan

Figure 23 : Diagramme binaire forstérite - fayalite



solution solide

Figure 24 : Diagramme binaire albite-anorthite

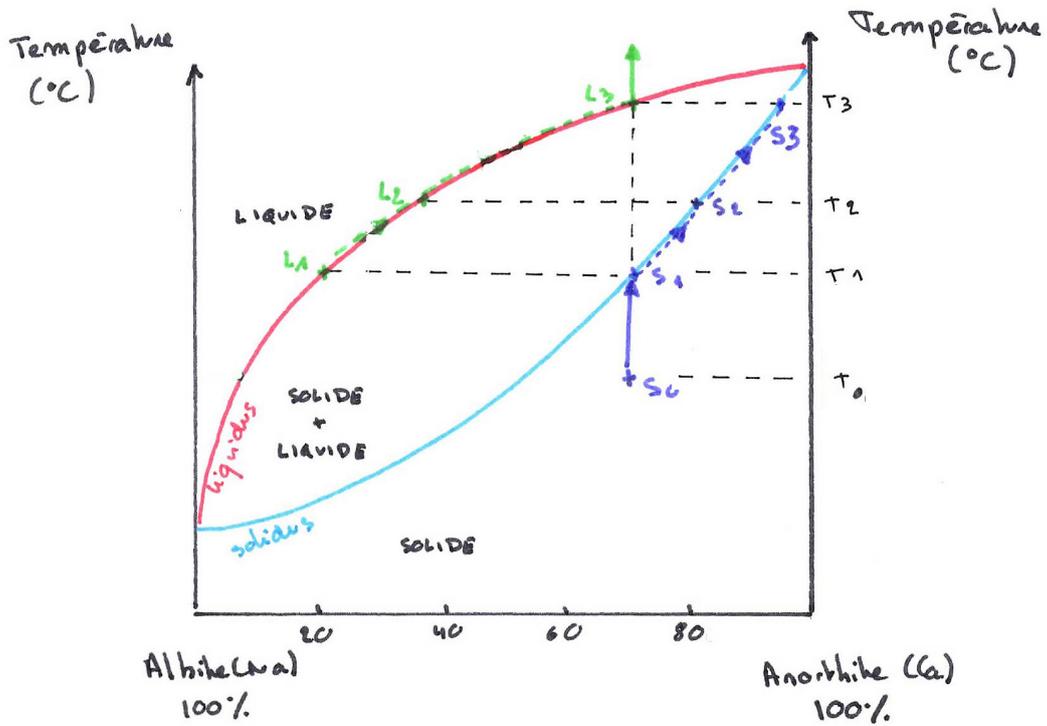


Figure 25 : Diagramme binaire diopside (clinopyroxène = CPX) – anorthite (plagioclase)

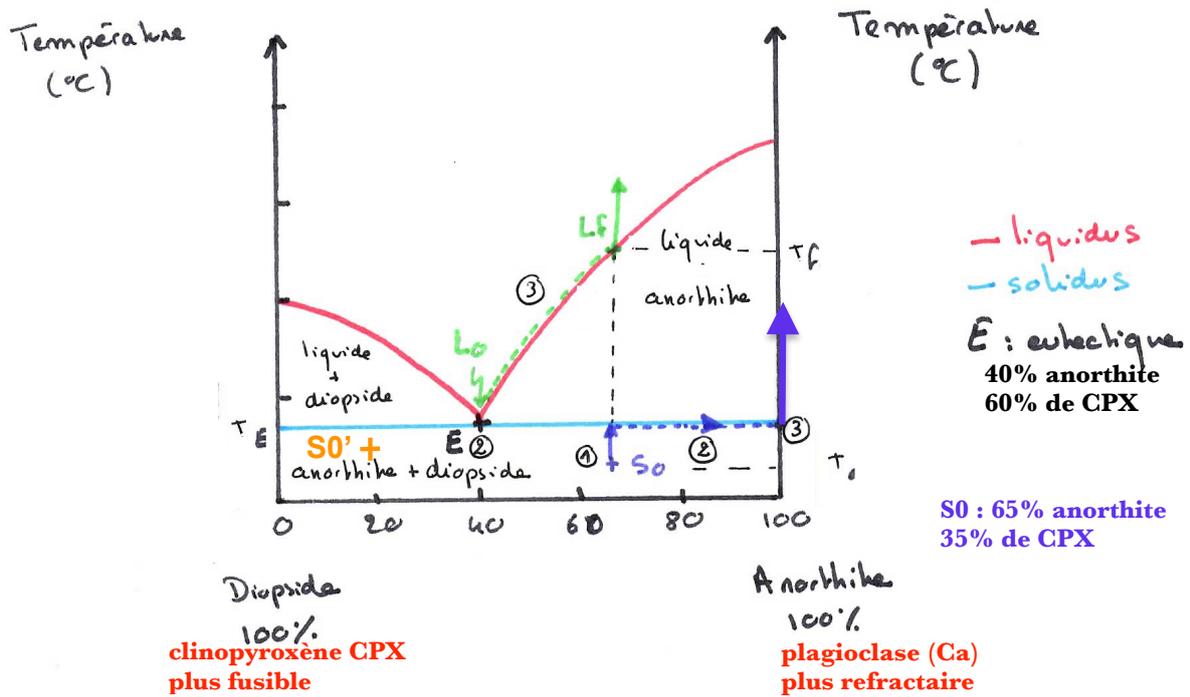
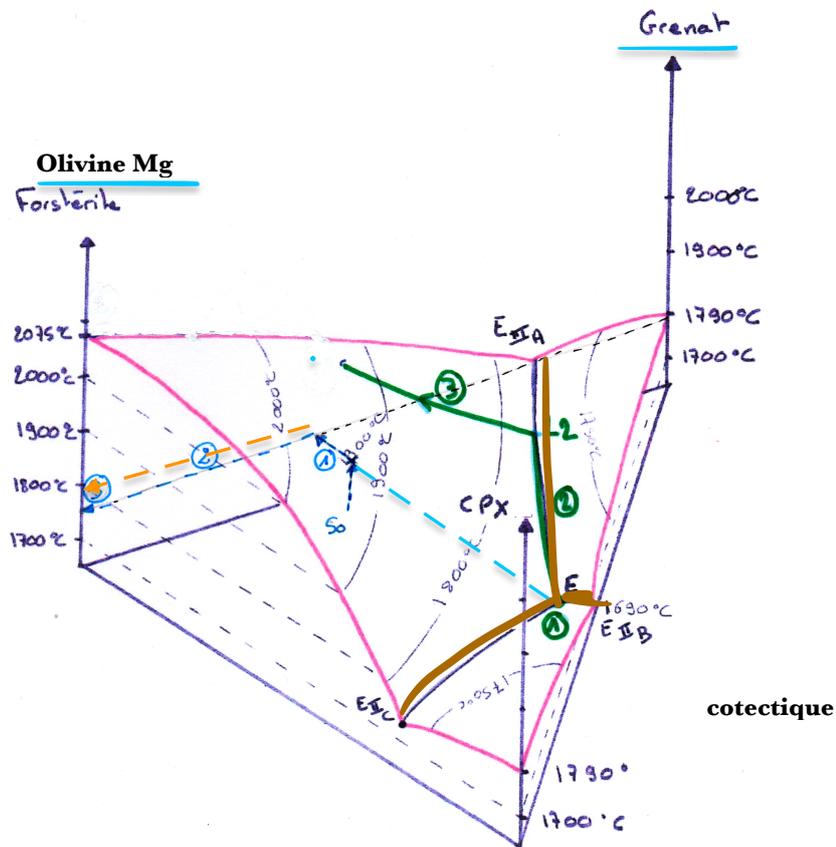
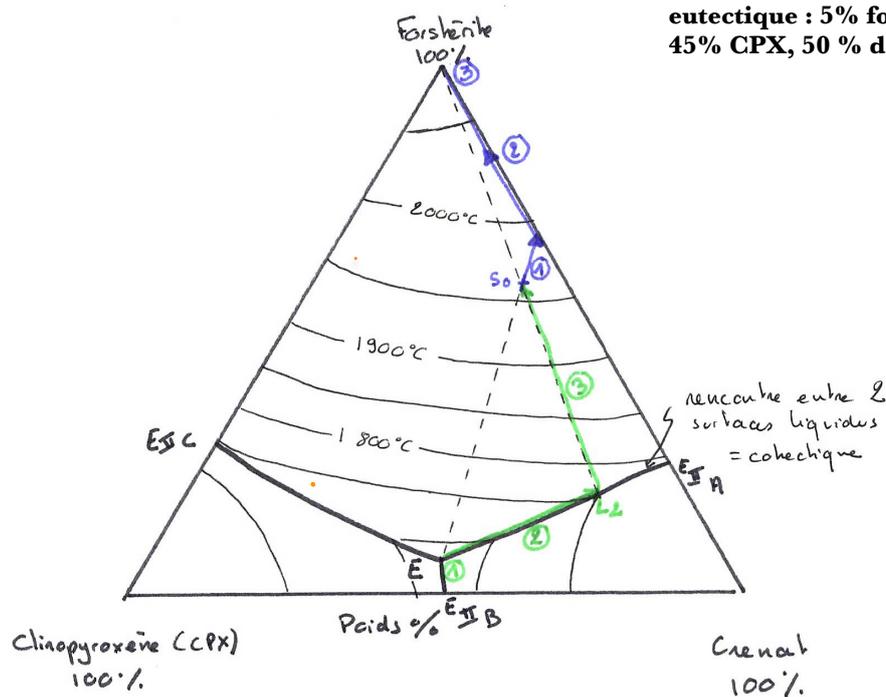


Figure 26 : Diagramme ternaire grenat-forstérite-clinopyroxène en 3D et en projection 2D.





Liquide

- ① Fusion à  $T_E$  : le liquide a la composition de l'eutectique jusqu'à disparition du CPX dans le solide
- ② La Température augmente : la composition du liquide suit le cotectique entre forstérite et grenat jusqu'au point  $L_2$ .
- ③ Le liquide s'enrichit en forstérite : sa composition finale est celle du solide initial.

Solide

- ① Le solide fond : sa composition évolue à l'opposé de l'eutectique
- ② Le solide est formé de Grenat et forstérite : il s'appauvrit en grenat (déplacement dans le sens d'une augmentation de  $T$ )
- ③ Le solide est formé d'olivine qui fond.

**Méthode**

**phase 1 : présence de 3 minéraux :  $T = \text{constante} = T_E$**

- évolution du résidu : il évolue à l'opposé de E sur la droite E-  $S_0$  jusqu'au bord du diagramme en s'éloignant du composé qui fond le plus facilement.
- évolution du liquide : composition eutectique donc constante.

**phase 2 : présence de 2 minéraux = un minéral à totalement fondu :  $T > T_E$**

- évolution du liquide : il s'appauvrit en minéral le moins stable qui a totalement fondu : il se déplace donc sur le cotectique, à l'opposé du pôle du minéral le moins stable. Jusqu'où? jusqu'au point A = intersection entre cotectique et droite (pôle du minéral le plus stable - composition du liquide  $S_0$ ).
- évolution du résidu : le résidu s'appauvrit en minéral le moins stable et se déplace donc vers le pôle du minéral le plus stable à haute température. Quand il ne reste plus que ce minéral, le liquide est au point A.

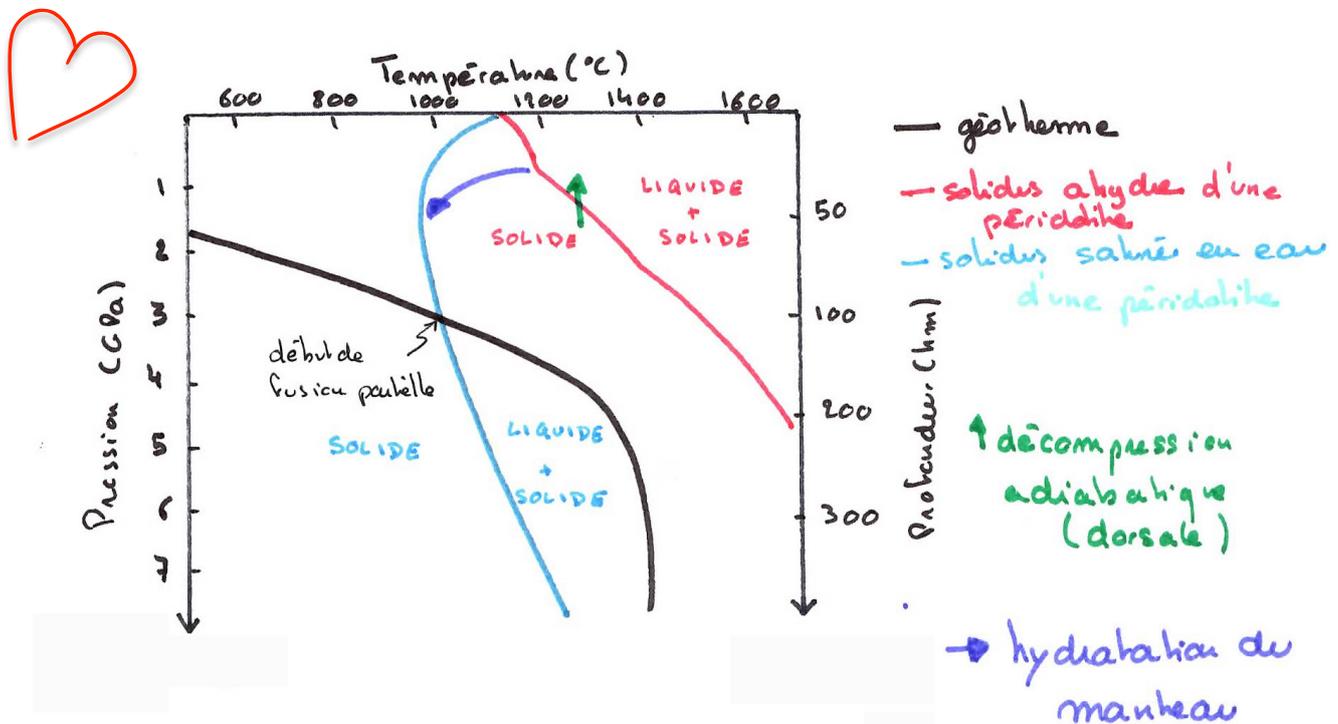
**phase 3 : présence d'un minéral  $T > T_E$**

- évolution du résidu : sa composition est constante.
- évolution du liquide : sa composition évolue sur la droite (A- $S_0$ ).

**Figure 27 : Tableau répertoriant les caractéristiques pétrologiques et magmatiques des deux grands types de dorsales**

Taux de fusion	faible	plus important
Ophiolite	La péridotite résiduelle est une <b>herzolite</b> . <b>Absence de complexe filonien</b> . Série <b>peu épaisse</b> . <b>Ophiolite de type LOT</b> : (Chenaillet)	La péridotite résiduelle est une <b>harzburgite</b> . <b>Présence de complexe filonien</b> . Série <b>épaisse</b> . <b>Ophiolite de type HOT</b> (Oman)
Dorsales	Faible quantité de magma d'où : - faible volume de croûte produit - <b>dorsale lente</b> (vitesse d'expansion océanique = 1-2 cm/an) : dorsale <b>discontinue</b> , chambres magmatiques petites et temporaires	Grande quantité de magma d'où : - grand volume de croûte produit - <b>dorsale rapide</b> (vitesse = 10 cm/an) : dorsale <b>continue</b> , véritable chambre magmatique

**Figure 28 : Diagramme pression (GPa) – température (°C) présentant le géotherme et les solidus anhydre/ hydraté d'une péridotite**



**Figure 29 : Fractionnement des éléments traces lors de la fusion partielle**

**a. Définition**

Les éléments traces sont des éléments qui ne sont **pas des constituants stœchiométriques des phases** dans le système considéré. Ils ne forment pas de phases propres.

Les éléments traces sont présents en **concentration inférieure à 0,1%** soit 1000 parties pour million ou ppm. Un élément trace dans un système peut être majeur dans un autre système : par exemple, **le potassium est un élément trace dans les MORB** (= basalte de ride océanique c'est à dire les basaltes tholéïtiques), mais il est majeur dans les granites. **important pour les calculs de taux de fusion**

Pourquoi s'intéresser aux éléments traces ? Les basaltes ont été pendant très longtemps exclusivement classés sur l'analyse des éléments majeurs (notamment sur la notion de saturation en silice). Les critères de distinction sont assez peu nombreux : l'étude du comportement des éléments traces permet donc d'**affiner la classification de ces roches**. Elle fournit également des **indications sur les processus mis en jeu au cours de la fusion et de la cristallisation**.

**b. Les terres rares, des éléments traces très utilisés**

Le groupe des **terres rares ou REE** (pour *Rare Earth Elements*) ou encore **lanthanides** (du nom du premier élément de la série : La), comprend **14 éléments naturels**, de numéro atomique 57 à 71. Les terres rares ont des propriétés géochimiques voisines puisqu'elles ont en commun leurs deux couches électroniques externes.

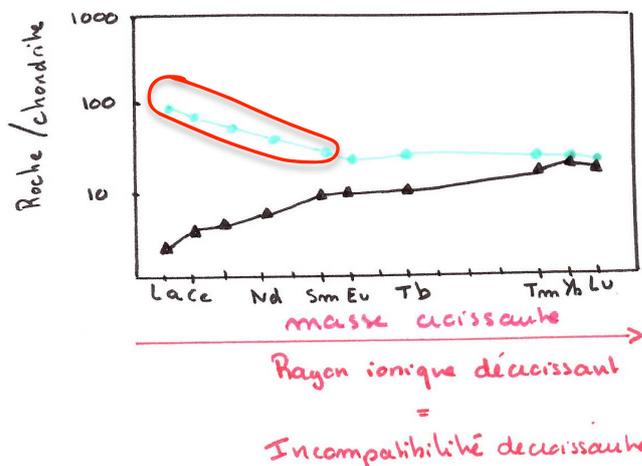
La quantité de chaque terre rare dans une roche est présentée sous forme d'un **diagramme multi-élémentaire normalisé** (en général normalisation aux chondrites ou au MORB).

Les chondrites sont des météorites qui contiennent des chondres (des sphères résultant de la cristallisation d'un liquide silicaté et ferreux) et qui proviennent de petits astéroïdes non différenciés.

**Les terres rares sont classées** selon leur numéro atomique croissant, et donc leur **rayon ionique décroissant** (le rayon ionique diminue donc de gauche à droite dans le diagramme).

Les abondances sont normalisées pour gommer l'effet d'Oddo-Harkins : les éléments pairs étant plus abondants que les éléments impairs dans la nature, les spectres non normalisés sont en « zigzag ». On reporte donc pour chaque élément, le rapport concentration de l'élément dans la roche / concentration dans le matériau de référence choisi.

Remarque : dans de nombreux documents, le diagramme présenté est un diagramme étendu à d'autres éléments en trace (Sr, Ti, Zr etc...). On l'appelle diagramme des Terres rares étendu ou arachnogramme (Spiderdiagram).



▲ MORB  
● OIB  
**OIB riche en incompatibles (taux de fusion plus faible ou roche mère plus riche en incompatibles)**

G2E  
ENS

### c. Une notion fondamentale : le coefficient de partage

➤ Définitions

Les éléments traces se **substituent aux éléments majeurs** dans leurs sites cristallographiques en formant une **solution continue**. Le comportement des éléments en traces durant l'évolution des magmas varie **en fonction de leur affinité pour les phases cristallines ou liquides**. Le coefficient de partage pour un élément est défini de la manière suivante :

$$D = C_s / C_L$$

Avec  $C_s$  : concentration dans le minéral et  $C_L$  : concentration dans le liquide.

Il régit la **distribution à l'équilibre de l'élément en trace entre une phase solide (un minéral) et un liquide**.

- si l'élément est incorporé préférentiellement dans le solide, alors  $D > 1$  : l'élément est **compatible**. Ce sont des éléments à **petit rayon ionique**.
- si l'élément est incorporé préférentiellement dans le liquide, alors  $D < 1$  : l'élément est **incompatible** ou **hygromagmaphile** : il n'est pas accepté dans la structure des cristaux et par conséquent reste dans le liquide lorsque la cristallisation progresse. Ce sont des éléments à **grand rayon ionique**.

➤ Le coefficient de partage est essentiellement contrôlé par la structure cristalline

C'est surtout la **structure du cristal** qui est importante : elle détermine la présence de sites cristallographiques susceptibles d'accueillir un élément trace.

Exemples :

- $Sr^{2+}$  et  $Ca^{2+}$  ont des rayons ioniques voisins et ils ont la même charge. Le  $Sr^{2+}$  se substitue au  $Ca^{2+}$ , abondant dans les plagioclases.
- de même pour  $Rb^+$  qui se substitue à  $K^+$  dans les feldspaths potassiques et la biotite.

➤ Les Terres Rares sont incompatibles

Elles sont **toutes incompatibles**, mais de moins en moins du La vers Lu. Elles sont donc classées de **gauche à droite par ordre d'incompatibilité décroissante** :

- en début de diagramme : terres rares légères, très incompatibles avec un gros rayon ionique (La).
- en fin de diagramme : terres rares lourdes moins incompatibles avec un petit rayon ionique (Yb).

### d. Comportement des éléments traces lors de la fusion partielle

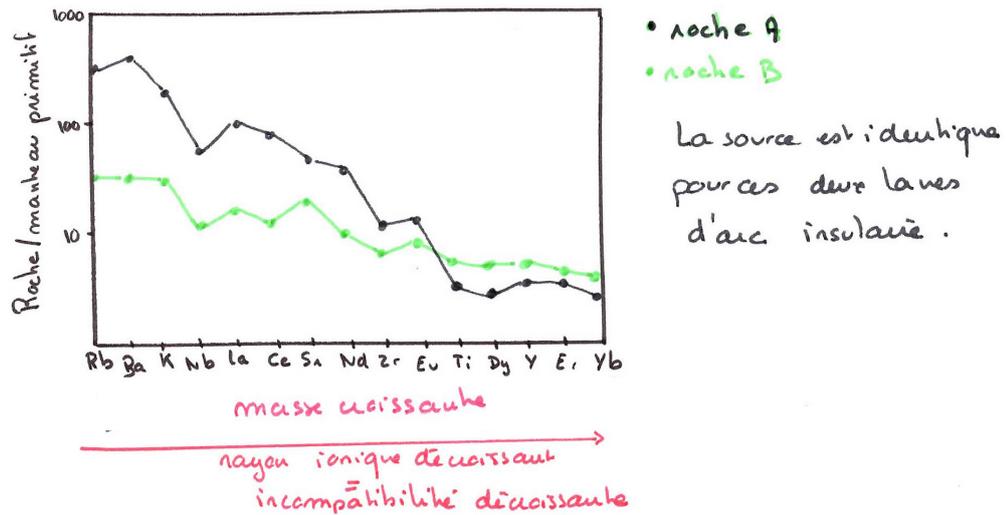
Soit une roche qui fond avec un taux de fusion  $F$ , pour donner du liquide et une roche résiduelle. Le taux de fusion est défini comme suit :

**Taux de fusion** :  $F = m_{\text{liquide}} / m_{\text{roche mère}} =$  proportion massique de liquide

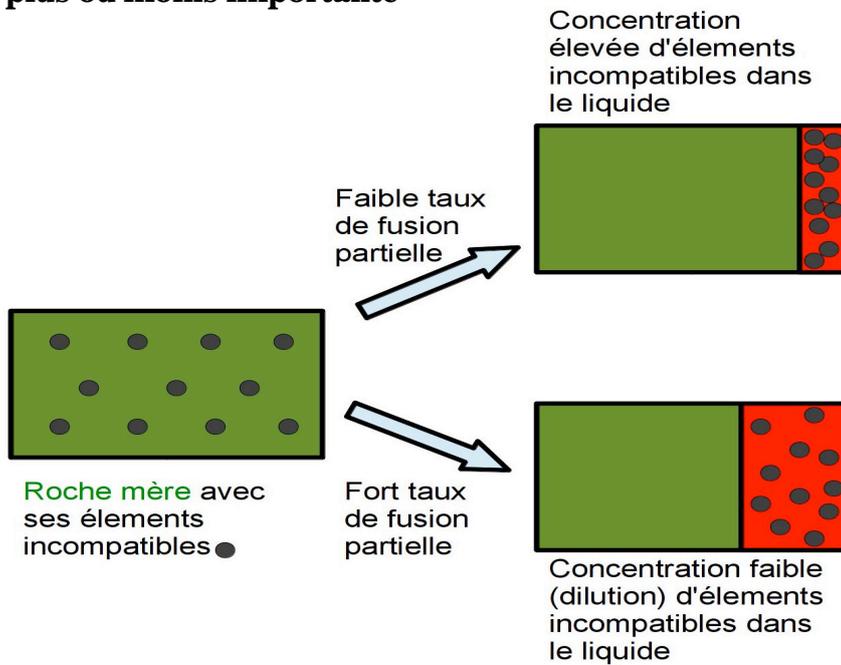
Ce taux de fusion va conditionner la répartition des éléments traces très incompatibles entre le liquide produit et le résidu, puisque ces éléments vont spontanément dans la phase liquide. **Plus ce taux est faible, et plus le liquide sera enrichi relativement en éléments incompatibles.**

L'observation du diagramme multi-élémentaire du document ci-dessous montre que les deux basaltes n'ont pas la même richesse en incompatibles. Cette différence peut avoir deux origines :

- soit une **différence de composition** en terres rares de la source : il y a donc **deux sources mises en jeu**
- soit une **différence de taux de fusion partielle** en supposant que la **source soit identique**. Il est possible de déterminer quelle roche a été formée par un taux de fusion partielle le plus faible en s'appuyant sur le schéma ci-après. **Plus le taux de fusion partielle est faible, plus le liquide formé (et donc la roche) est enrichi en terres rares très incompatibles. Ainsi, plus le taux de fusion est faible et plus la pente du diagramme est forte.**

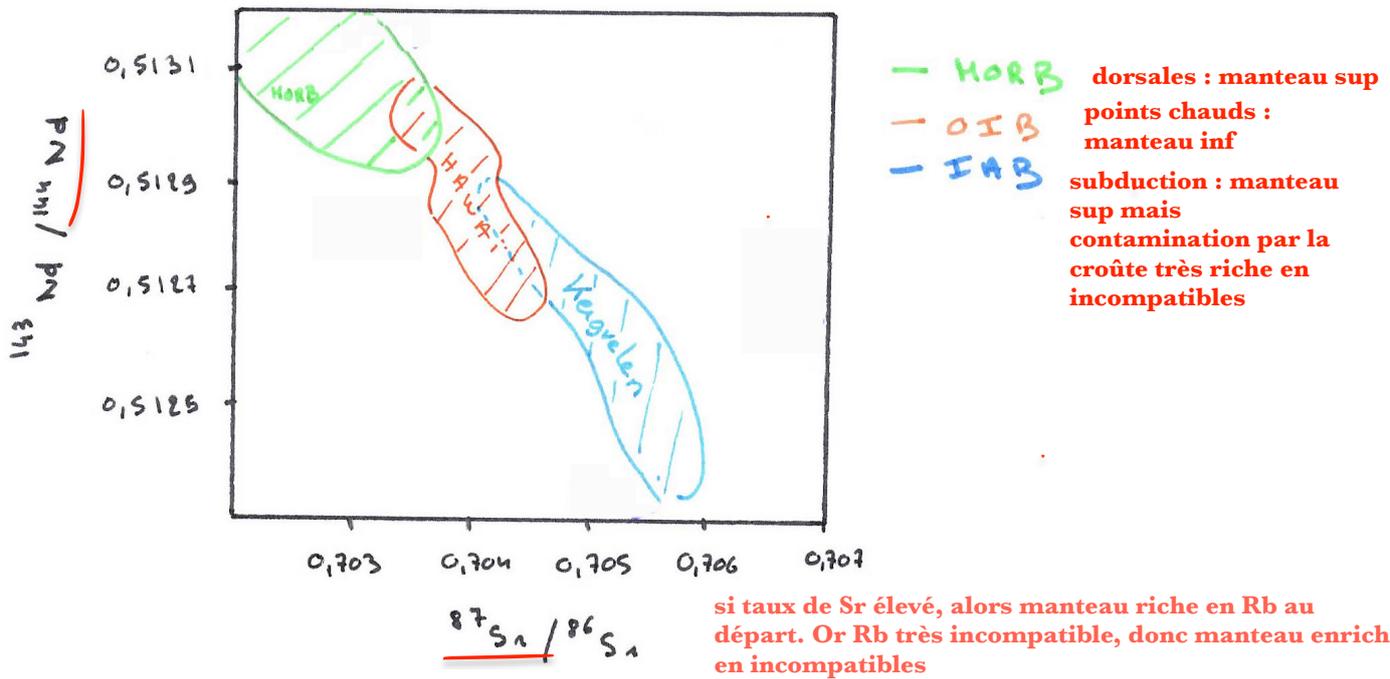


**Schéma expliquant le comportement des éléments incompatibles lors d'une fusion partielle plus ou moins importante**



**Figure 30 : Position de basaltes dans le diagramme isotopique des pôles du manteau**

La figure présente des MORB (en vert) issus d'une source appauvrie, des OIB (en rouge) issus d'une source enrichie (Hawaï) et des IAB (en bleu) issus d'une source mixte : manteau appauvri et croûte continentale très enrichie (Kerguelen, zone de subduction).



**Figure 31 : Représentation schématique d'une subduction de lithosphère océanique sous une lithosphère continentale**

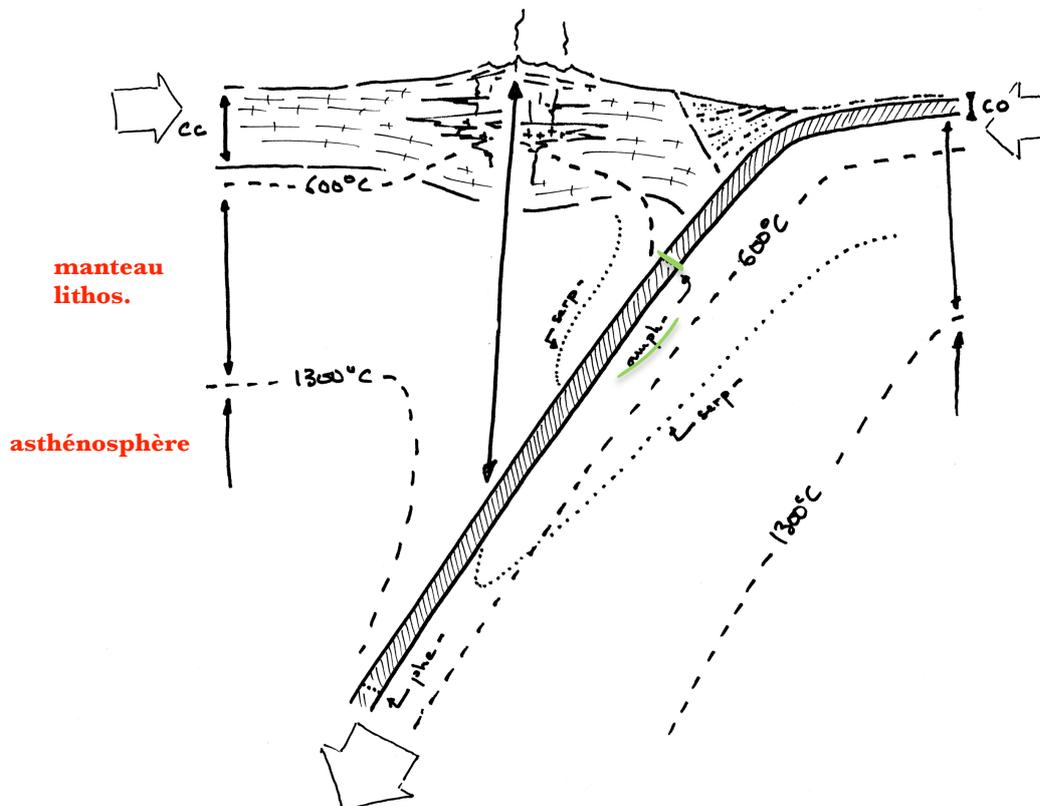
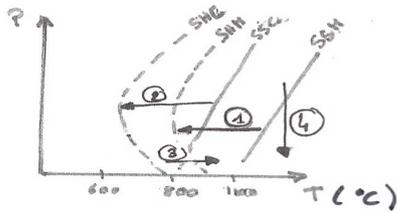


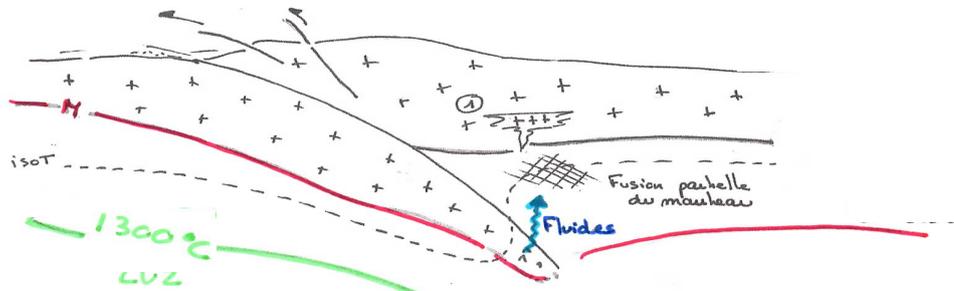
Figure 32 : magmatisme en zone de collision

SHC : solidus hydraté de la croûte  
 SSC : solidus sec de la croûte  
 SHM : solidus hydraté du manteau  
 SSH : solidus sec du manteau.

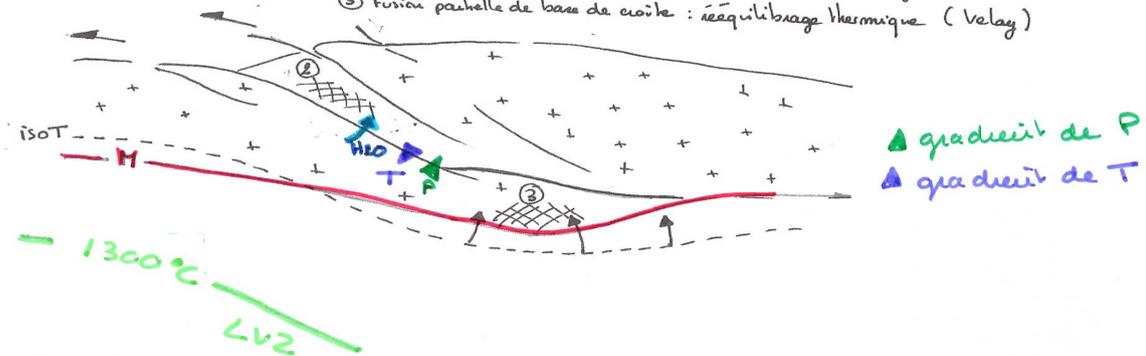


- ① hydratation du manteau
- ② hydratation de la croûte
- ③ rééquilibrage thermique
- ④ décompression adiabatique

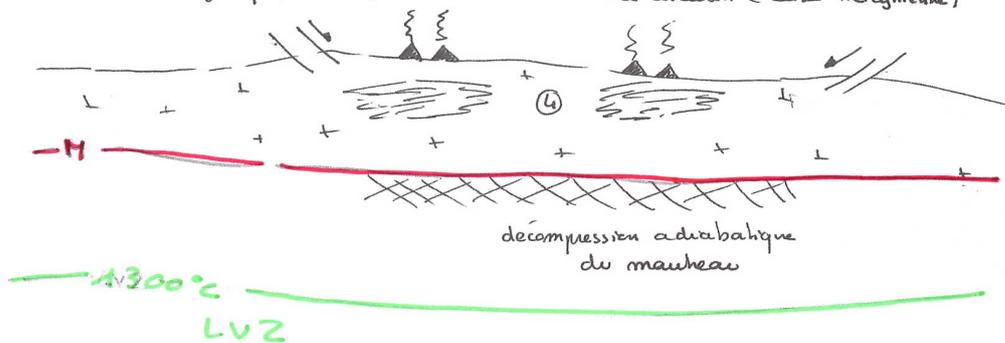
**(A) Collision** ① granite calcoalkalin de collision (Corse, Bergell)



**(B) Rééquilibrage thermique** ②  $\gamma$  d'anatexis : métamorphisme inverse ( $\gamma$  Himalaya)  
 ③ Fusion partielle de base de croûte : rééquilibrage thermique (Valay)



**(C) Extension tectonique** : ④ magmatisme calcoalkalin à alcalin (Corse Hercynienne)

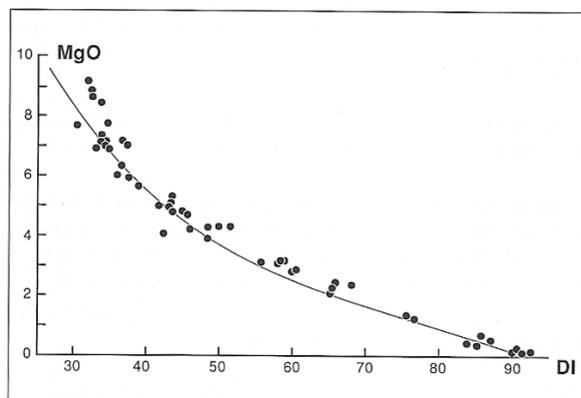


**Figure 33 : Effet de la teneur en eau dans la roche mère sur la composition du magma**

% poids d'oxydes	Liquide 1	Liquide 2
SiO <sub>2</sub>	58	43,5
TiO <sub>2</sub>	0,4	0,5
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,1	10,5
FeO	5,2	13
MnO	0,1	0,3
MgO	4,7	10,7
CaO	12	13,8
Na <sub>2</sub> O	3,8	7,60
K <sub>2</sub> O	0,5	0,4
P(GPa)	1,5	1,5
T(°C)	1150	1150
XH <sub>2</sub> O	0,75	0,2

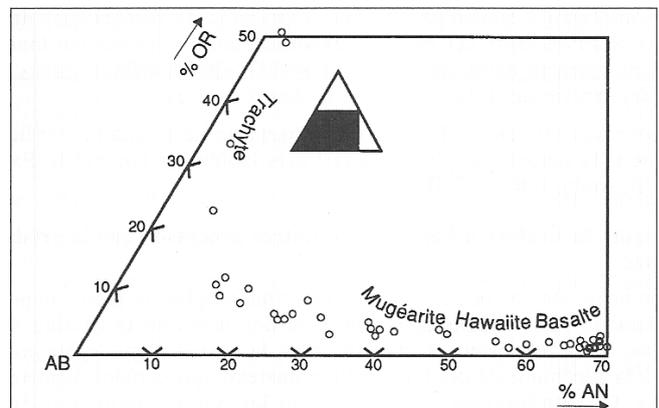
XH<sub>2</sub>O : Rapport molaire H<sub>2</sub>O/ (H<sub>2</sub>O+ CO<sub>2</sub>) dans la phase vapeur séparée.

**Figure 34a : variation de MgO en fonction du DI pour la chaîne des Puy (in Bourdier, BRGM 1994)**



Variations de MgO en fonction de l'indice de différenciation DI (DI = Qz+Ab+Or+Ne+Le normatifs) dans les laves de la Chaîne des Puy (d'après Foury, 1983, modifié).

**Figure 34b : composition des Fd de la chaîne des Puy (in Bourdier, BRGM 1994)**



Composition des feldspaths des laves de la Chaîne des Puy (Foury, 1983).

**Figure 35 : évolution de la température du liquidus dans les roches volcaniques de la Chaîne des Puy (Anselme, livret de terrain)**

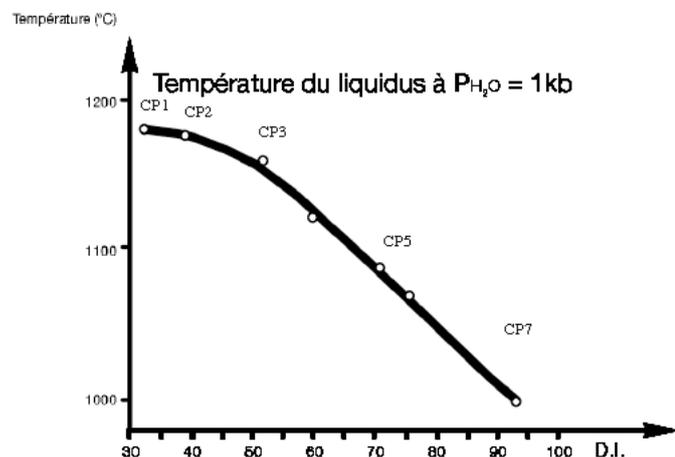


Figure 36 : Diagramme binaire forstérite - fayalite

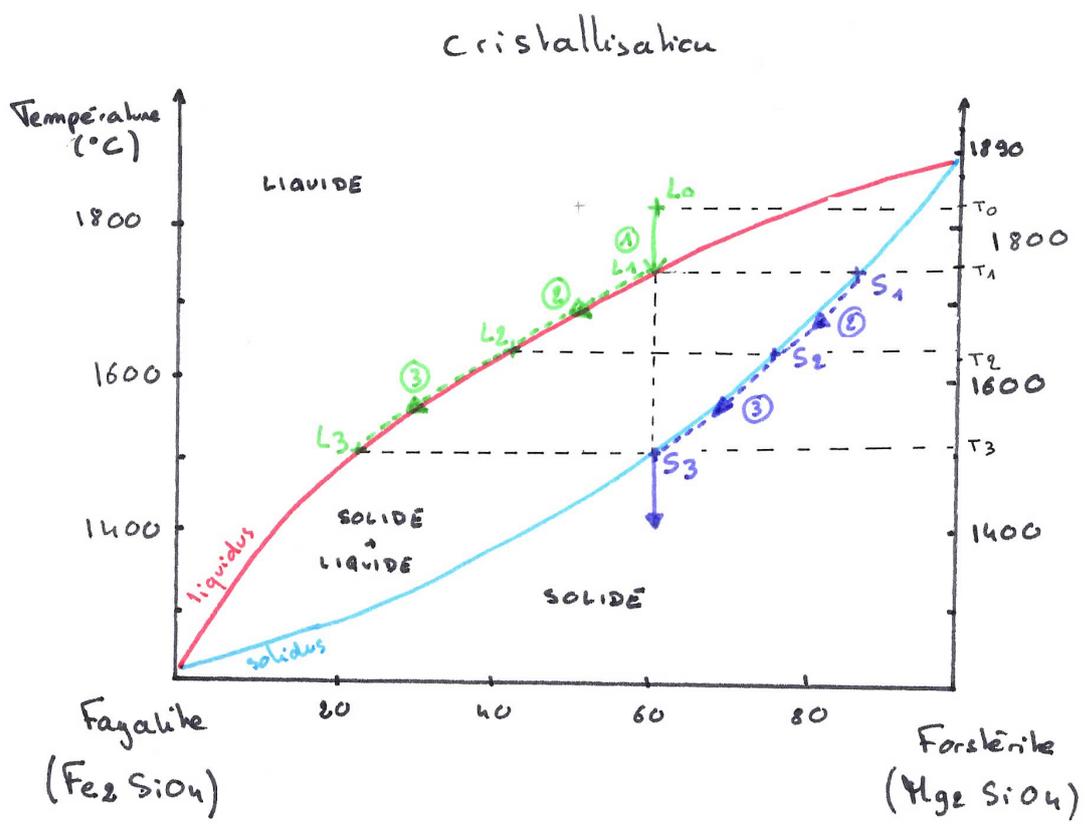
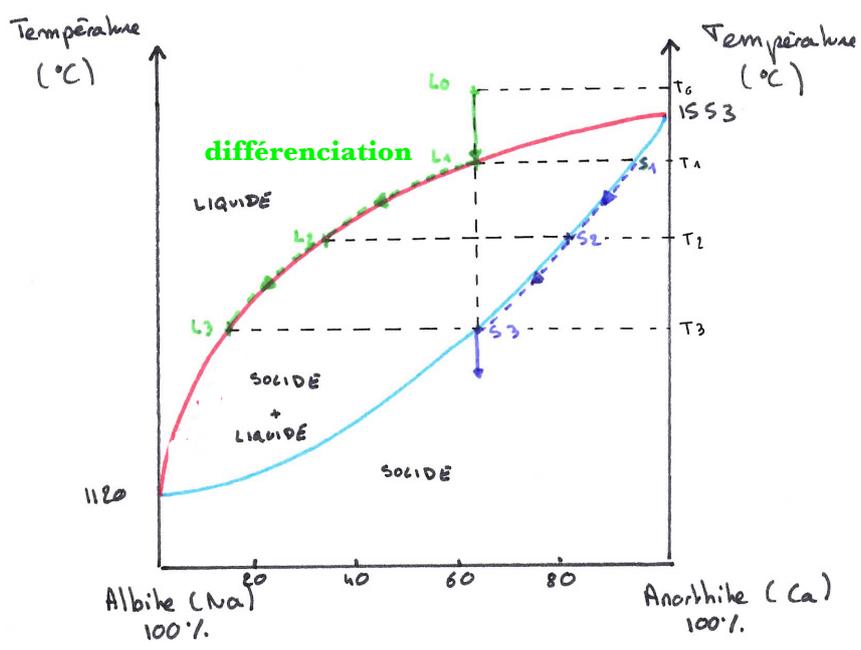


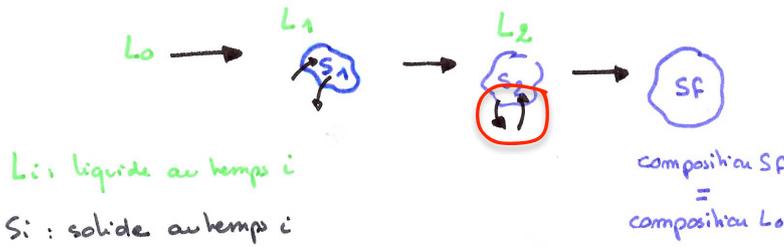
Figure 37 : Diagramme albite - anorthite



**Figure 38 : Mécanismes physiques à l'origine du fractionnement des phases silicatées**

au labo

① En théorie : les cristaux font des échanges permanents avec le liquide (refroidissement lent + réhomogénéisation des cristaux)

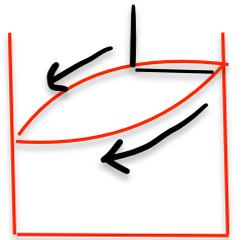


$L_i$  : liquide au temps  $i$   
 $S_i$  : solide au temps  $i$

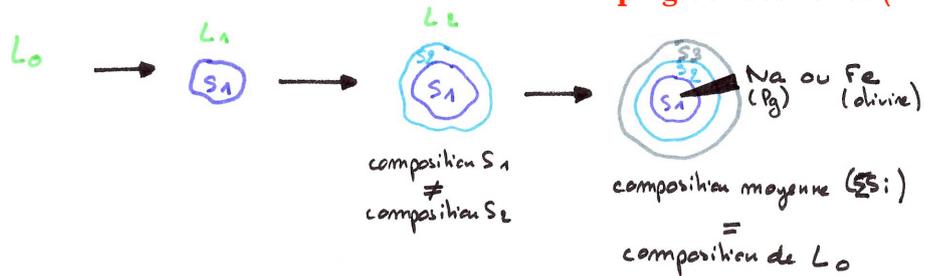
② En réalité : les échanges entre cristaux et liquide sont limités :

2.a. par un refroidissement trop rapide  $\rightarrow$  formation de cristaux zonés

**plagioclases zonés (andésites)**

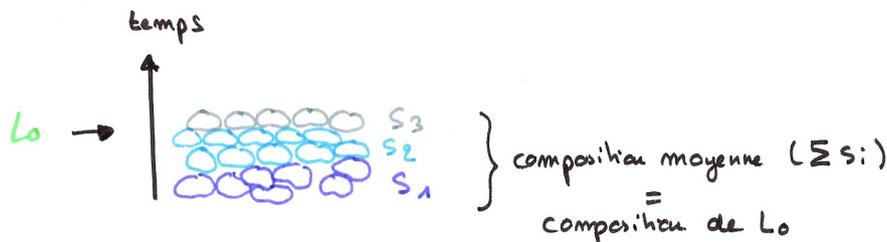


Na Ca



ex: olivine : gradient de Fe  
 plagioclase : gradient de Na

2.b. par la ségrégation des cristaux et la formation de lits de compositions différentes



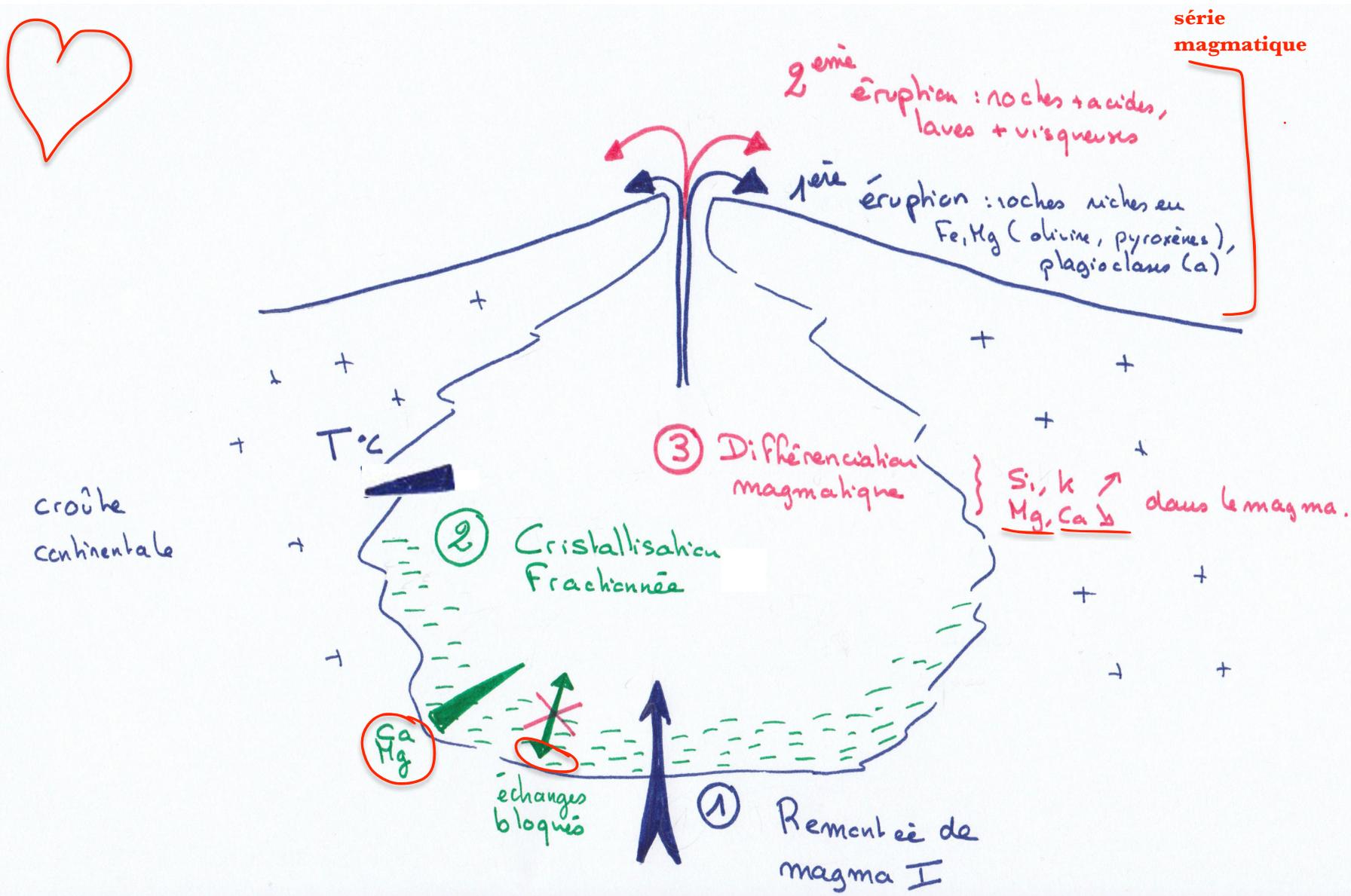
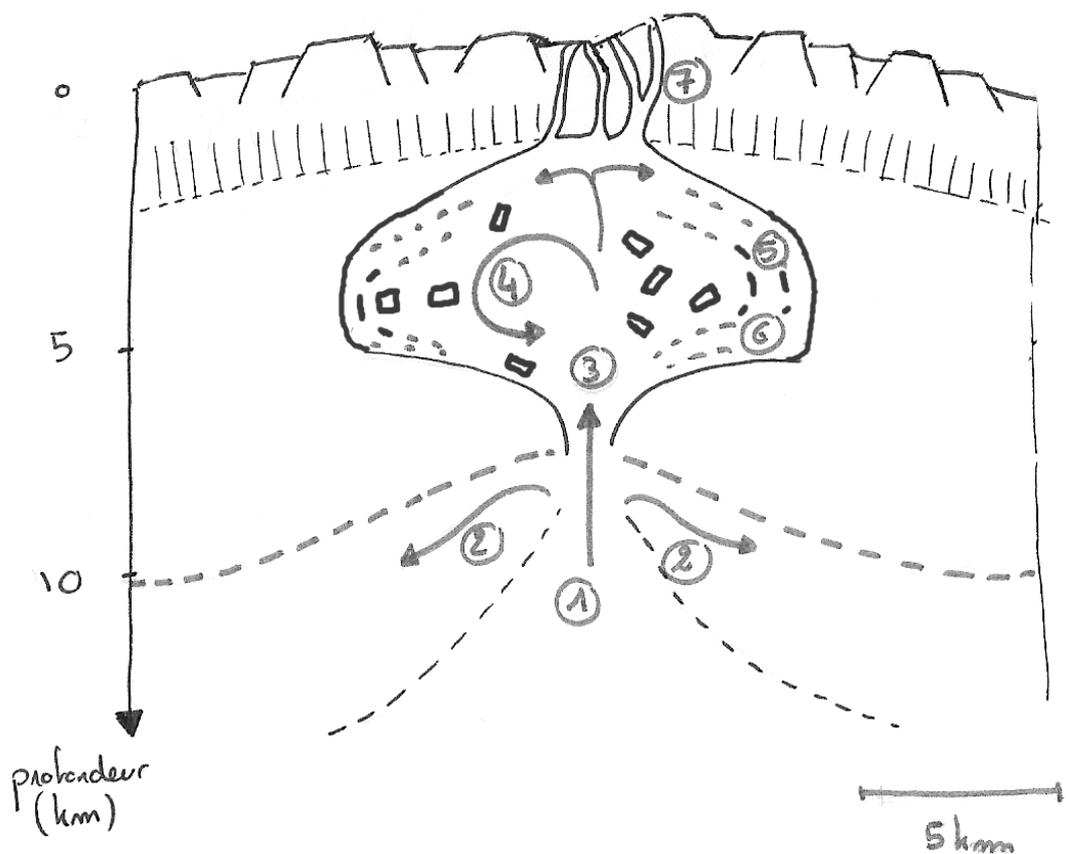


Figure 39a : CF au sein d'une chambre magmatique et différenciation magmatique



Figure 39b : Schéma du fonctionnement d'une chambre magmatique.



1 : Remontée du magma, 2 : Fluage de l'asthénosphère, 3 : Chambre magmatique, 4 : convection dans la chambre, 5 : cristallisation sur les bords de la chambre, 6 : position des cristaux formés précocement (cumulat), 7 : zone de sortie du magma

Figure 40 : Diagramme albite-quartz

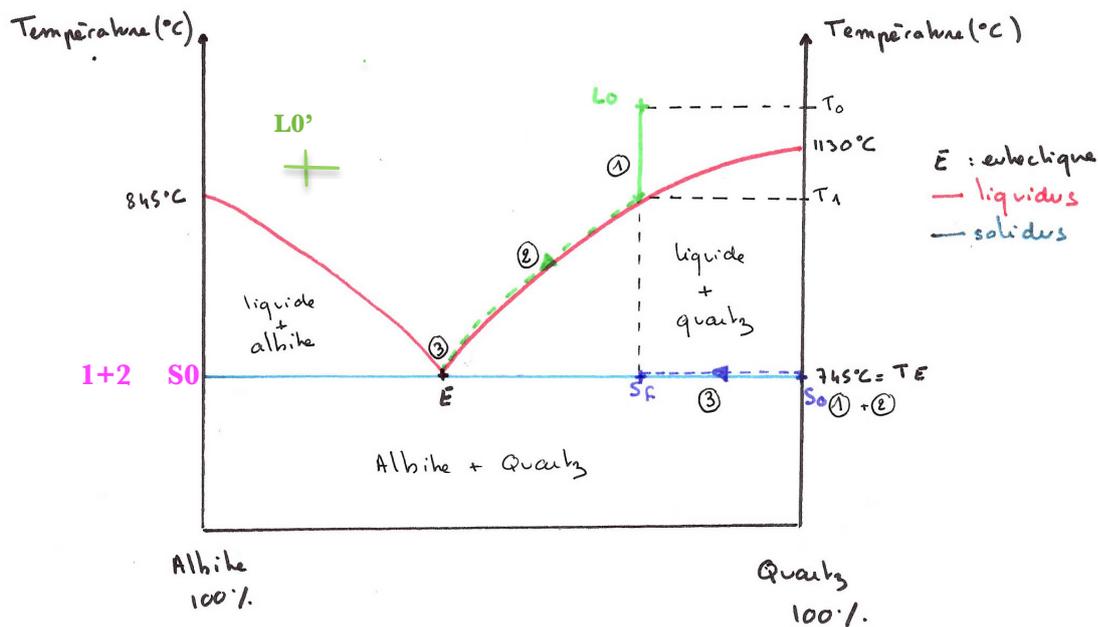
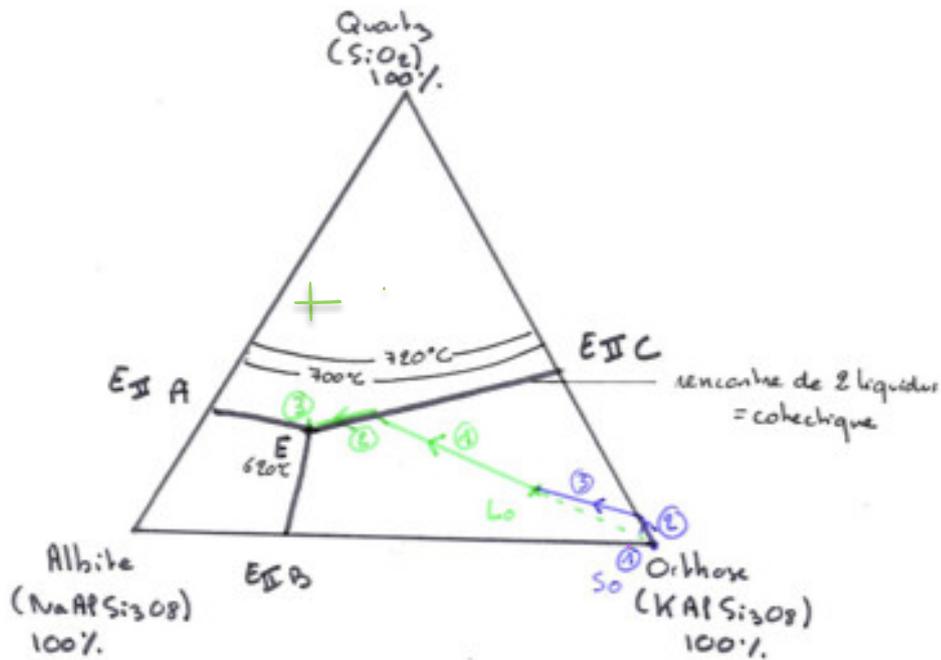


Figure 41 : Diagramme ternaire quartz, albite et feldspath potassique (système des granites)



Liquide :

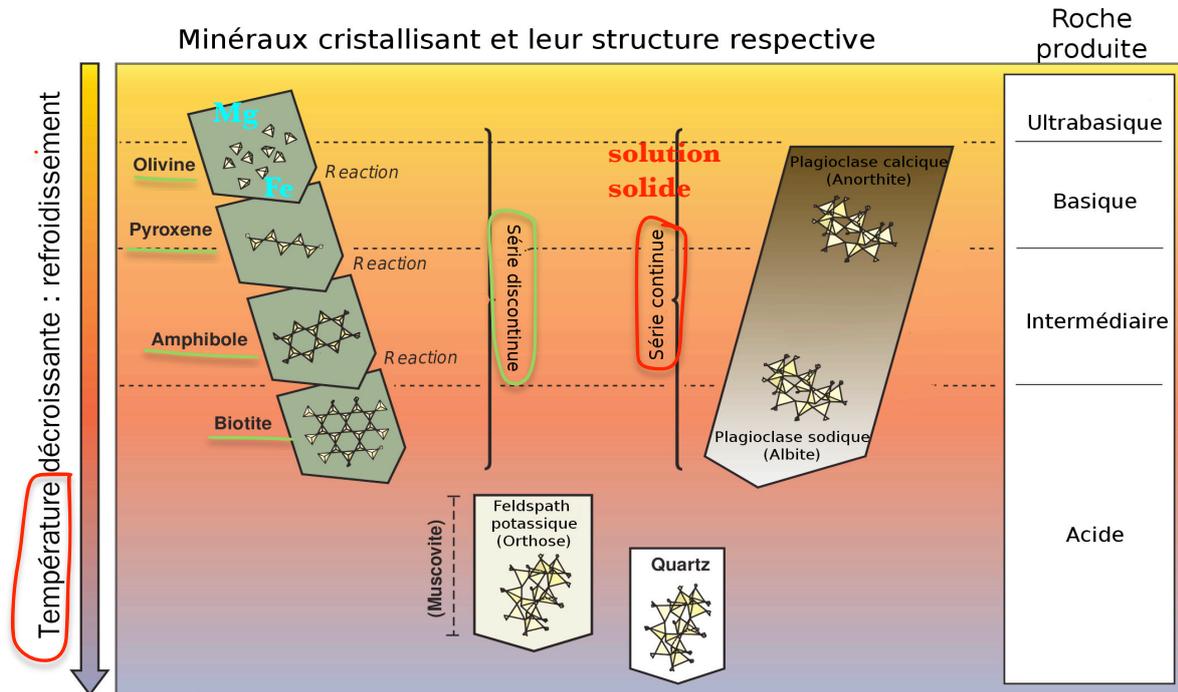
- ① Il s'appauvrit en orthose
- ② Il s'appauvrit en orthose et quartz
- ③ Il s'appauvrit en 3 minéraux.

Solide

- ① Cristallisation d'orthose
- ② Cristallisation d'orthose + quartz.
- ③ Cristallisation des 3 minéraux dans les proportions de l'eutectique à  $T = T_E$ .
- ④  $T < T_E$  : le solide a la composition de **L0**

- EII C : eutectique du diagramme binaire quartz - orthose
- EII A : eutectique du diagramme binaire quartz - albite
- EIB : eutectique du diagramme binaire orthose - albite
- E : eutectique du diagramme ternaire

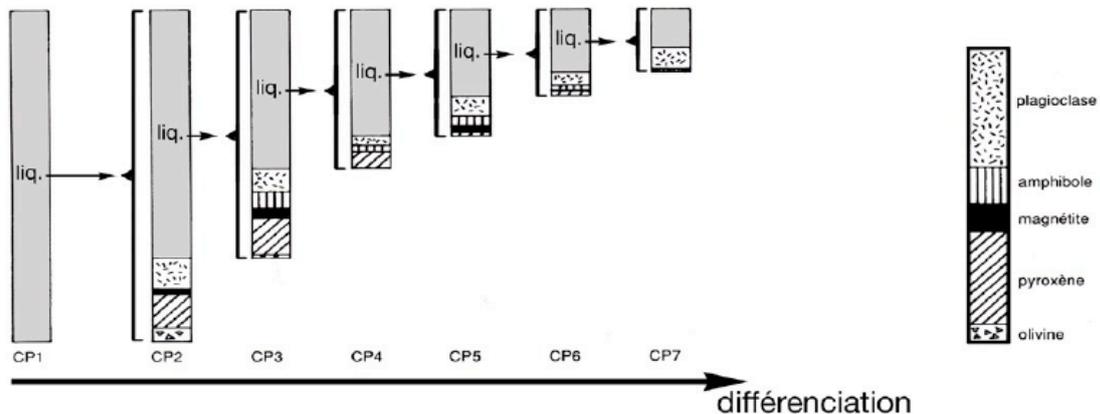
**Figure 42 : Série de cristallisation de Bowen ainsi que la structure des minéraux permettant de faire le lien avec la chimie et la viscosité du magma**  
(in Segarra et al., Ellipses à paraître)



**Figure 43 : modèle de cristallisation fractionnée dans la chaîne des Puys (D'après Bonin, Dunod, 2004)**

**Modèle de cristallisation fractionnée de la série de la chaîne des Puys.** On calcule pour chaque étape (CP1, CP2, CP3...) le pourcentage de chaque phase cristalline précipitant aux dépens d'un magma père, ainsi que le pourcentage (F1) de magma fils obtenu.  
(F2 = pourcentage de liquide résiduel par rapport au magma initial CP1.)

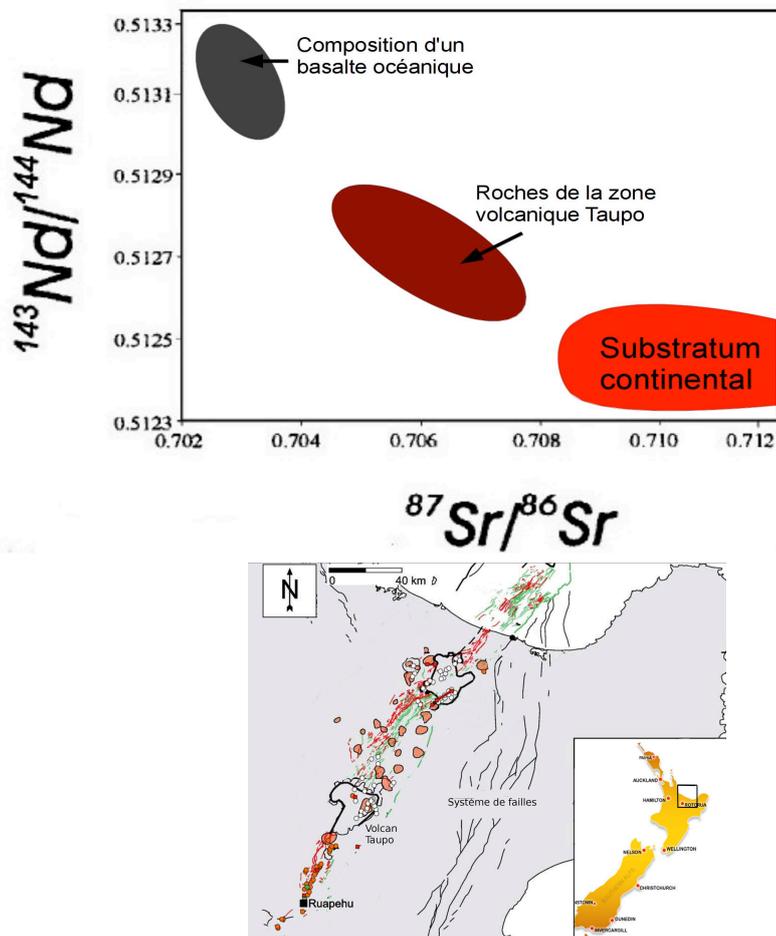
Magma parent	CP1	CP2	CP3	CP4	CP5	CP6
Magma dérivé	CP2	CP3	CP4	CP5	CP6	CP7
F1	74,72	64,26	79,73	67,95	74,99	59,99
Olivine	4,09	0,87				
Pyroxène	10,03	15,40	9,99	2,92	2,09	0,84
Magnétite	1,69	3,84		6,62	2,91	3,03
Amphibole		6,60	4,59	9,47	5,69	1,60
Plagioclase	9,06	9,55	6,23	15,03	14,72	32,64
F2	74,72	48,02	38,29	26,02	19,51	11,70



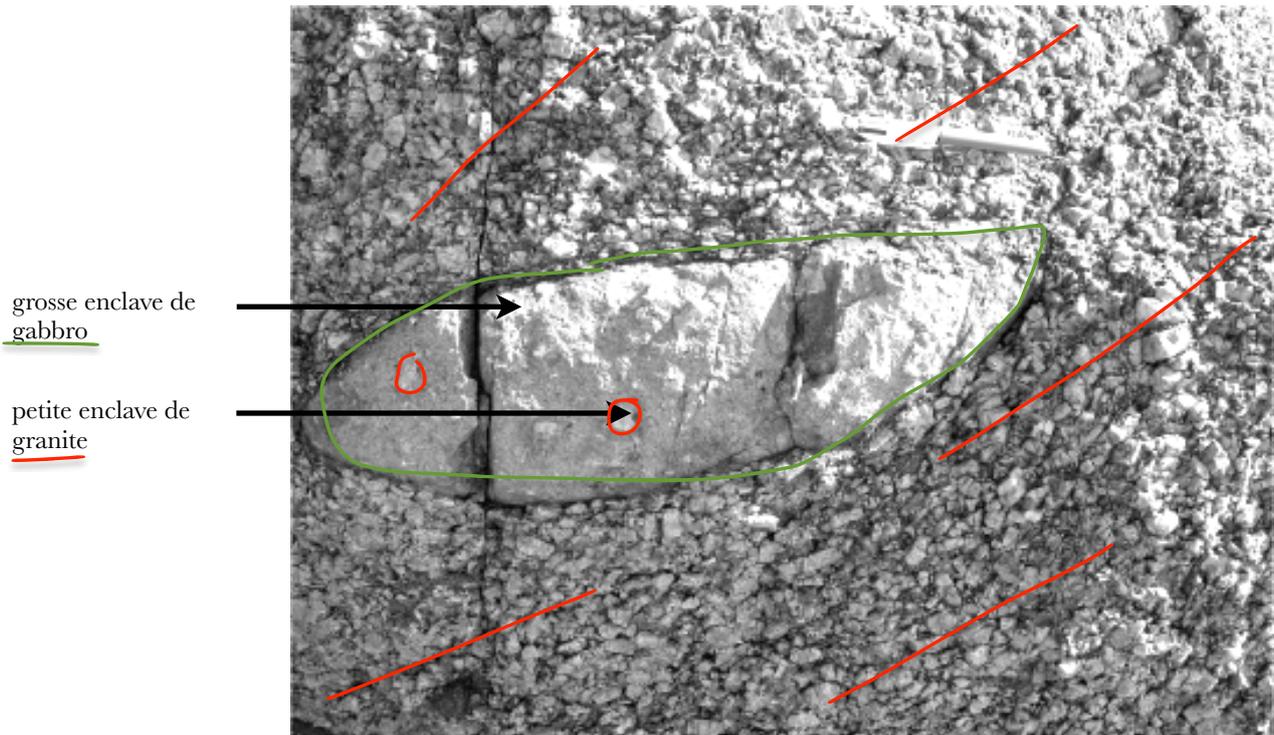
**Figure 44 : Photographie montrant la réaction entre un minéral de quartz (QTZ) pris dans un magma basaltique contenant des pyroxènes de type augite (AUG) et des plagioclases (PL).**  
(in Segarra et al., Ellipses à paraître)



**Figure 45 : Diagramme isotopique montrant une contamination crustale**  
Exemple de la zone Taupo, Nouvelle Zélande  
(in Segarra et al., Ellipses à paraître)



**Figure 46 : enclaves de gabbro dans du granite, de granite dans du gabbro (baie rose, Ploumanac'h)**



A partir de la photo, déterminer la chronologie relative entre granite et gabbro :

-----

-----

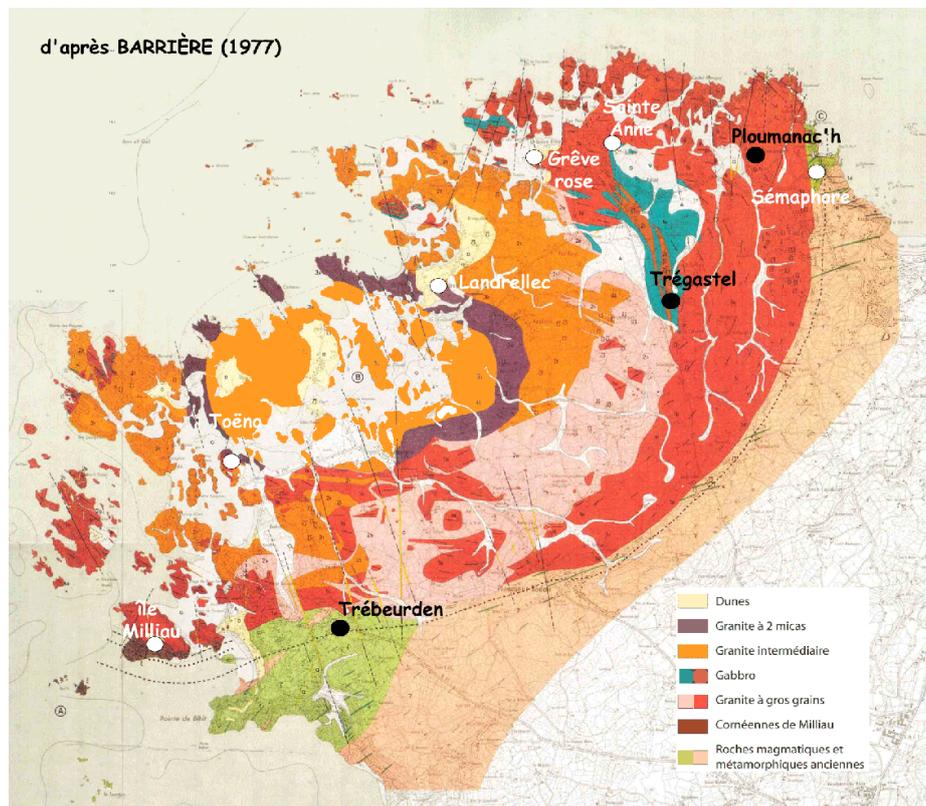


Figure 46 (suite) : émulsion de 2 magmas. Granite et gabbro de St Anne

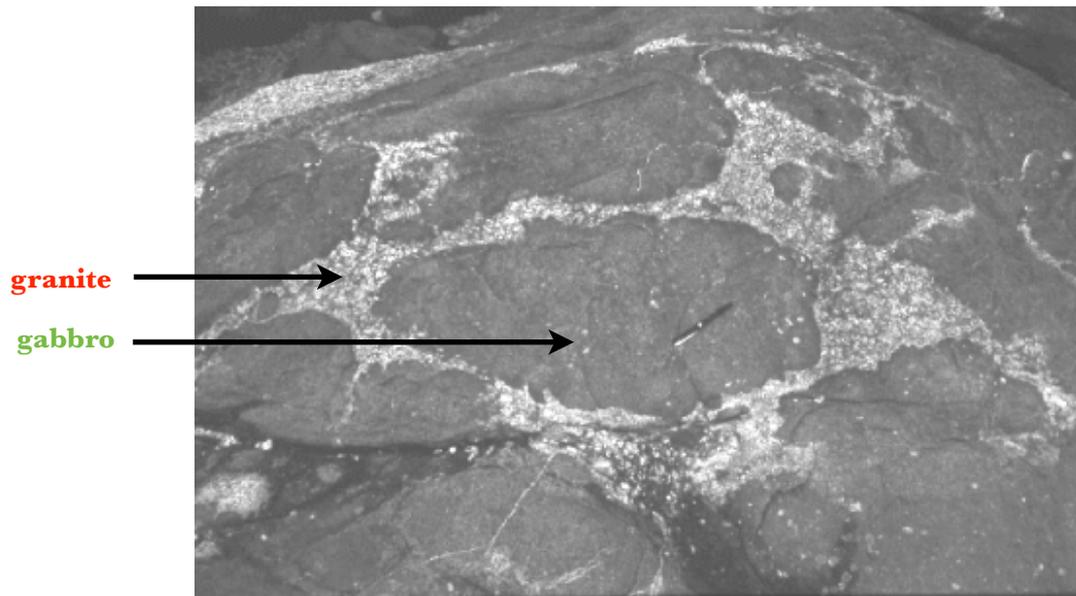
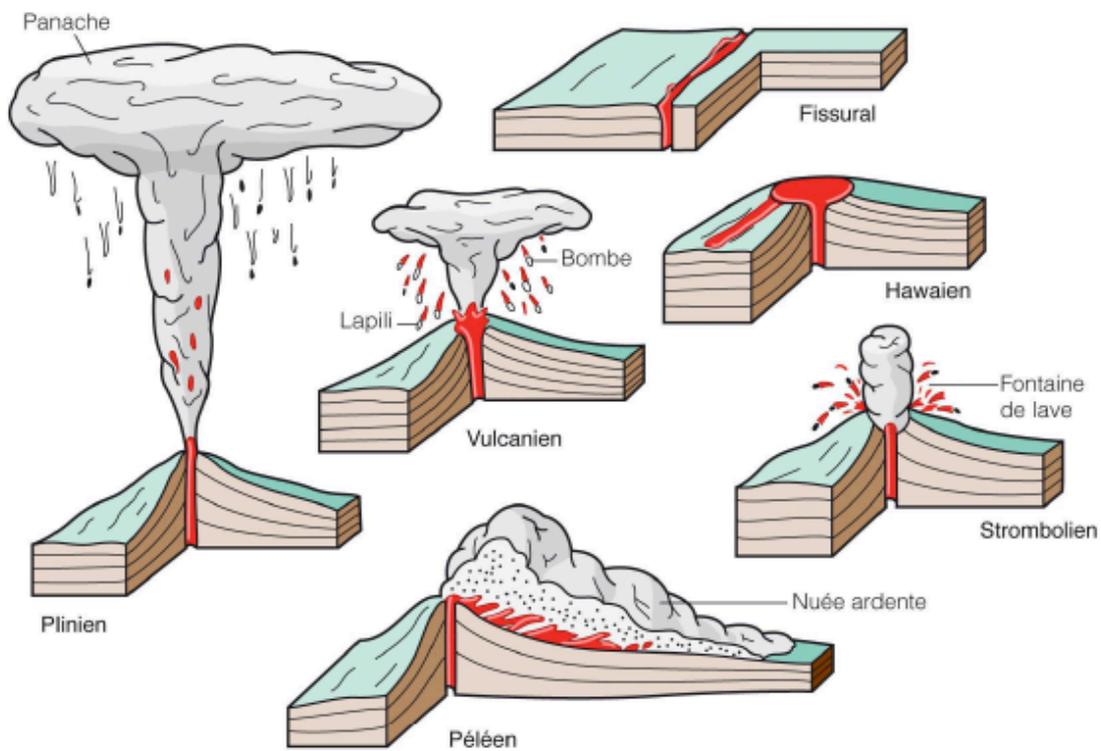
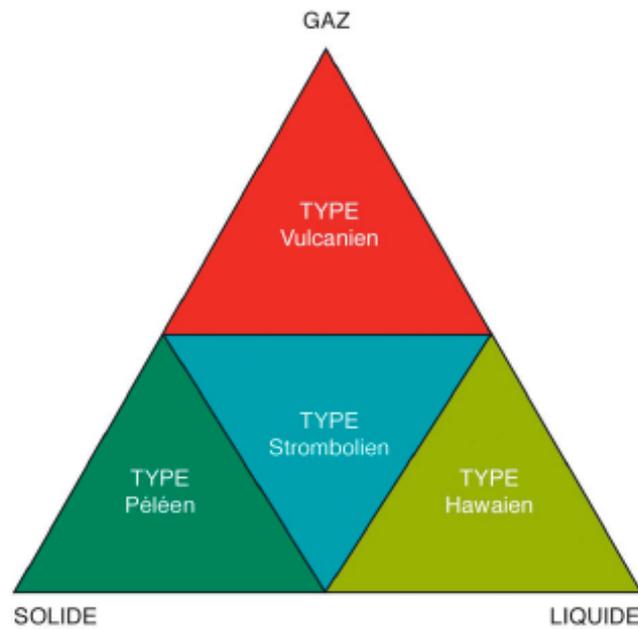


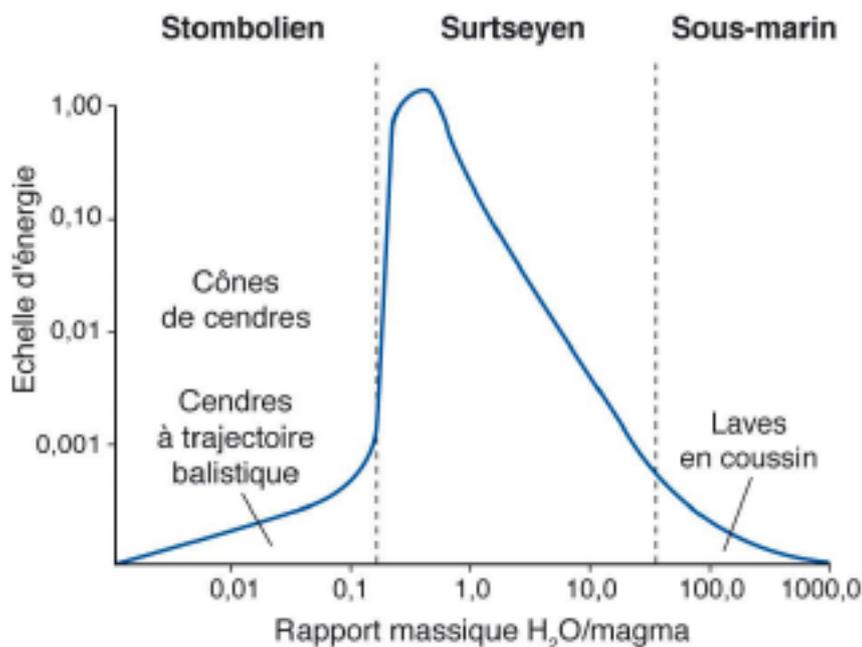
Figure 47 : Schéma des différents dynamismes éruptifs



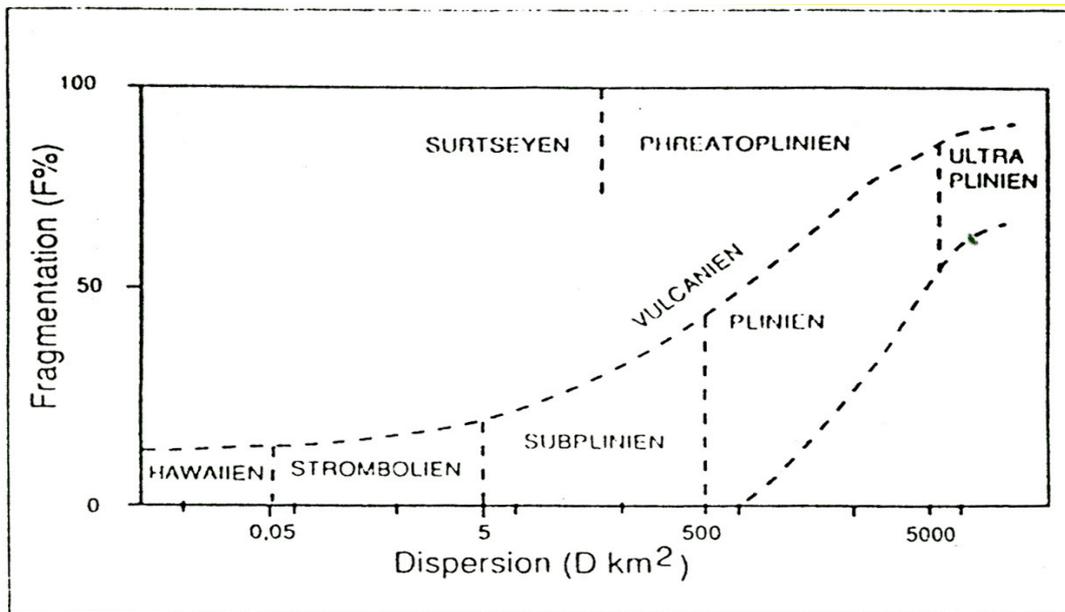
**Figure 48 : Une classification des dynamismes éruptifs basée sur trois paramètres physiques du magma**



**Figure 49 : Une classification des dynamismes éruptifs basée sur la teneur en eau présente par rapport à la quantité de magma**

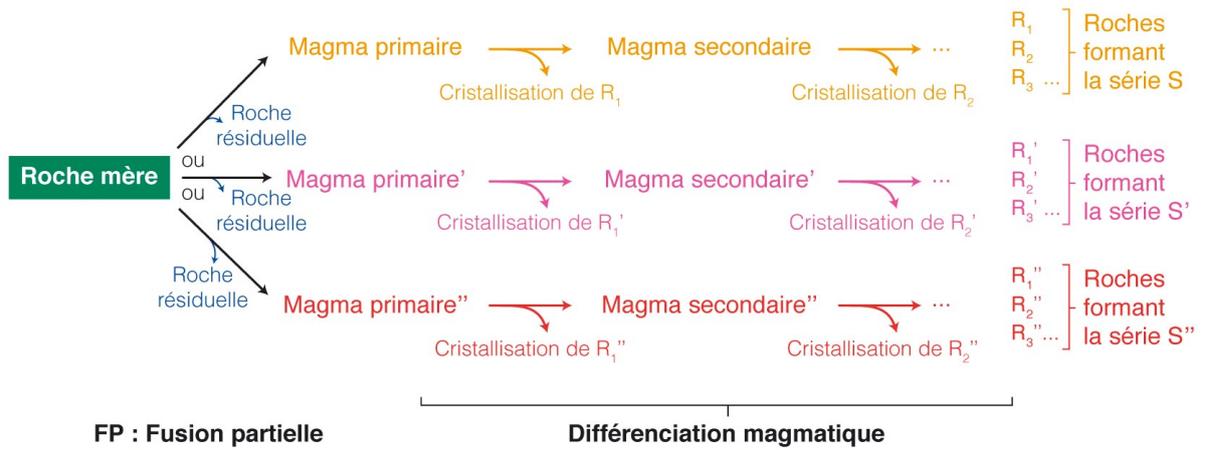


**Figure 50 : Une classification des dynamismes éruptifs basée sur la dispersion et la taille des produits volcaniques dispersés**



**Figure 51 : schéma bilan**

	Série tholéitique	Série calcao-alkaline	Série alcaline
<b>Contexte géodynamique</b>			
<b>Cause de la fusion</b>			
<b>Origine de la teneur en Si</b>			
<b>Source du magma</b>			
<b>Anoro/orogénique</b>			
<b>Diversité des laves</b>			



**FP : Fusion partielle**

Elle dépend de :

- la pression
- la température
- la teneur en  $H_2O$
- le taux de fusion

**Différenciation magmatique**

Elle dépend de :

- la cristallisation fractionnée
- la contamination
- l'assimilation



