



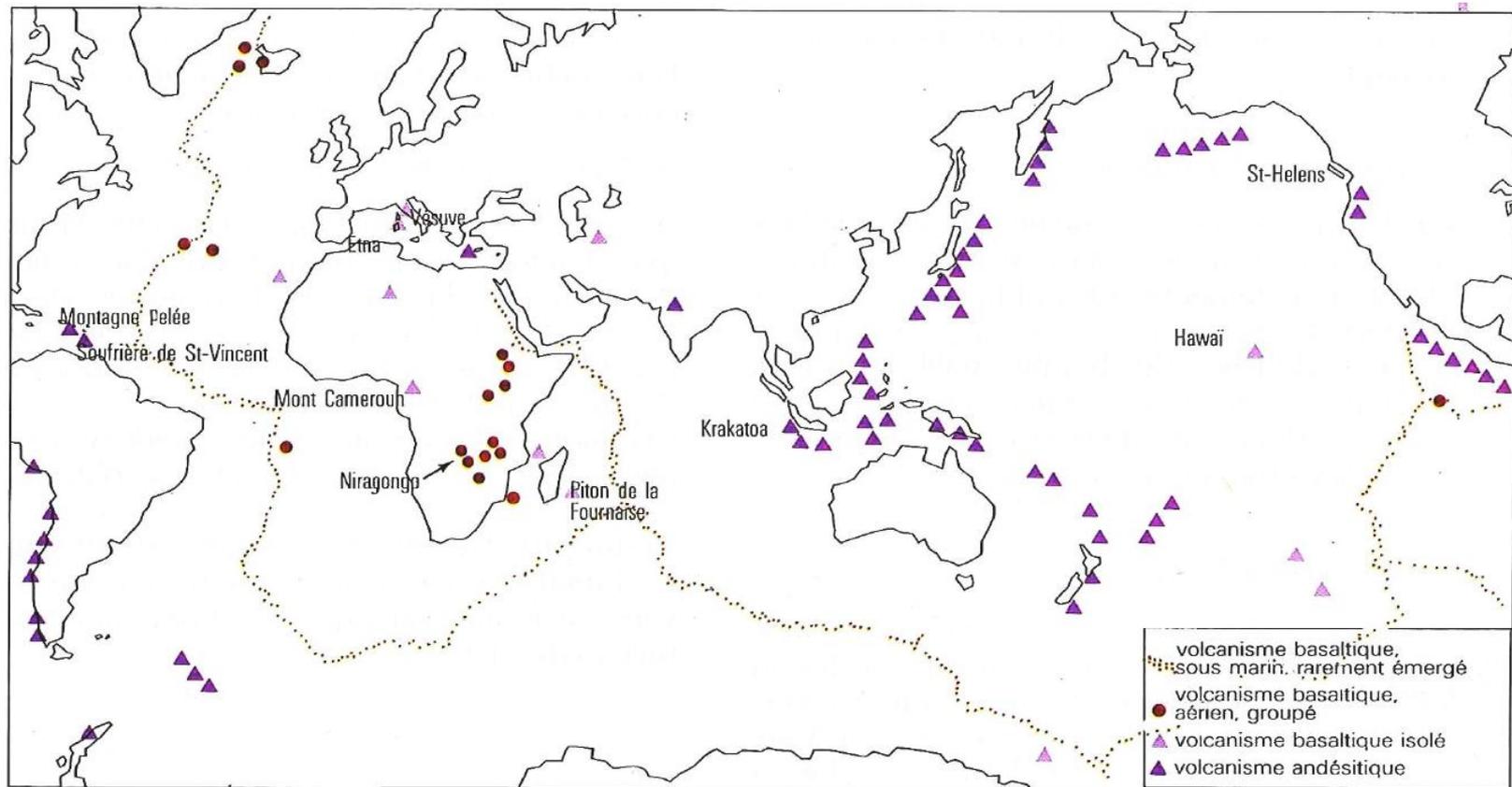
GENESE ET EVOLUTION DES MAGMAS

Le **magmatisme** (et le volcanisme) ne se produit que dans des zones **très localisées** où se conjuguent différents phénomènes dynamiques (accrétion, subduction...etc)

Le **flux thermique** au niveau des zones magmatiques est plus élevé (120 W/m² au lieu de 80 W/m²)

→ Le magmatisme traduit des **instabilités thermiques** qui participent à l'évacuation de la chaleur interne

Carte de répartition du volcanisme actuel et récent



Qu'est ce qu'un magma ?

Magma: Liquide ayant une température, en général, supérieure à 600 °C (700°C magma granitique, 1200°C magma basaltique) qui, en se refroidissant et en se solidifiant donne naissance à des roches, appelées roches magmatiques.

Qu'est ce qu'un magma ?

Magma: Liquide ayant une température, en général, supérieure à 600 °C (700°C magma granitique, 1200°C magma basaltique) qui, en se refroidissant et en se solidifiant donne naissance à des roches, appelées roches magmatiques.

Caractéristiques d'un magma :

Magma = bain silicaté fondu (40 à 75 % massique de SiO₂)

-Constitué de 3 phases:

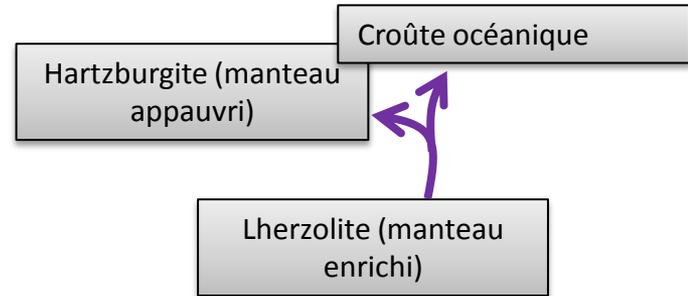
- Phase liquide : 10 à 70%
- Phase solide : enclaves et minéraux cristallisés
- Phase gazeuse : variable (responsable du dynamisme plus ou moins violent de l'éruption)

- Présente une certaine viscosité (plus visqueux si teneur en SiO₂ augmente, moins visqueux si teneur en H₂O augmente)

Rôle du magmatisme à l'échelle de la planète

1. Contribue à la **différenciation** de la planète

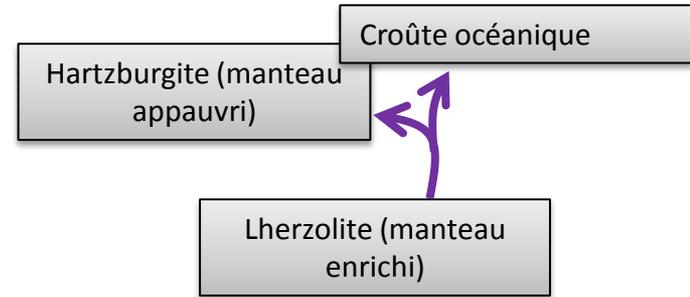
Exemple:



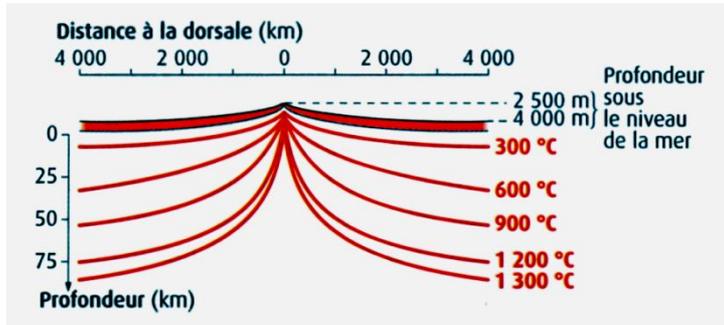
Rôle du magmatisme à l'échelle de la planète

1. Contribue à la **différenciation** de la planète

Exemple:



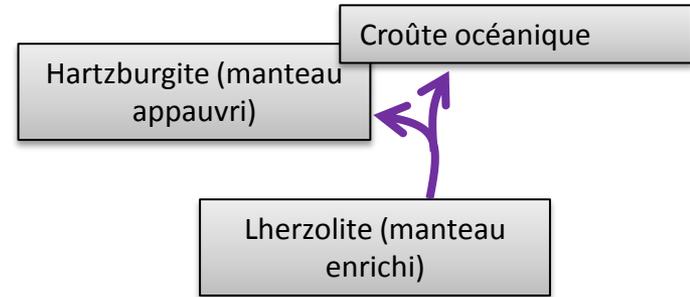
2. Permet la **dissipation de la chaleur interne** (surtout au niveau des dorsales)



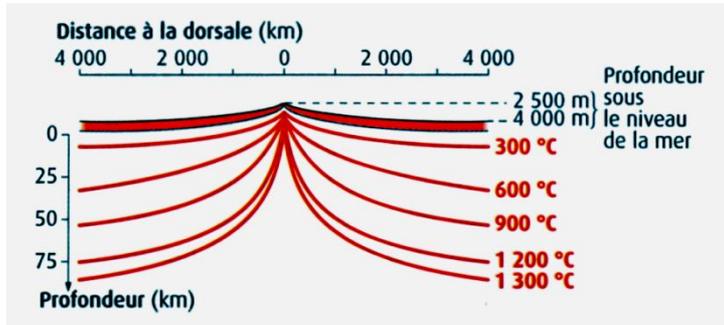
Rôle du magmatisme à l'échelle de la planète

1. Contribue à la **différenciation** de la planète

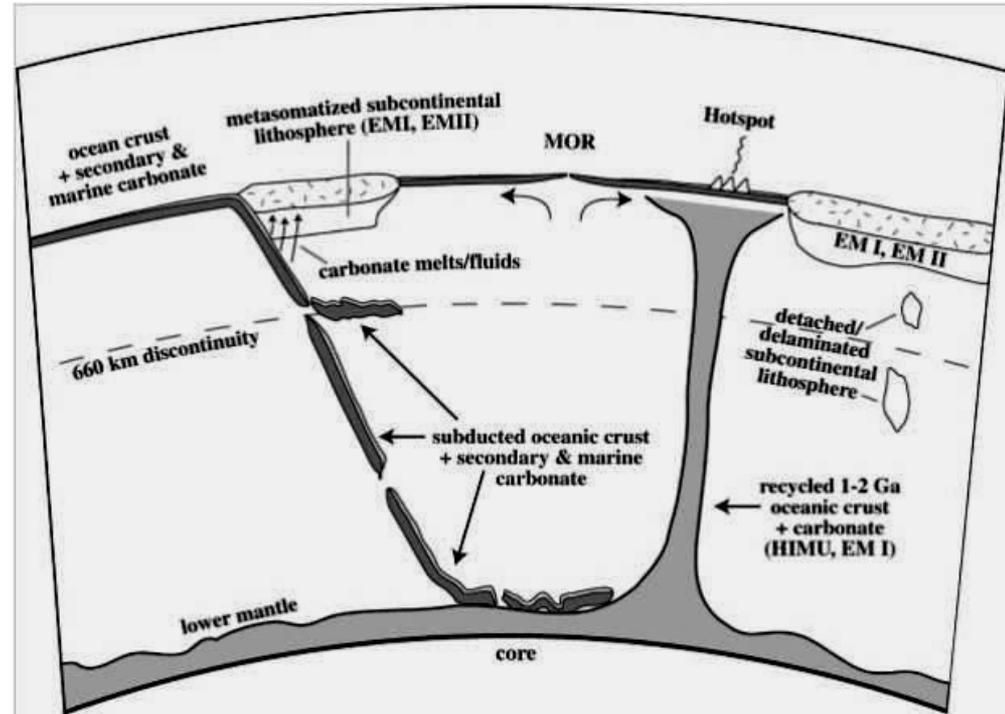
Exemple:



2. Permet la **dissipation de la chaleur interne** (surtout au niveau des dorsales)



3. Permet des **échanges** entre réservoirs (manteau, croûte... etc)



Composition modale ou normative d'une roche magmatique

-Mode : composition minéralogique effective de la roche telle qu'elle résulte d'une observation au microscope

C'est une composition **volumétrique**



→ Ne peut s'appliquer que pour les roches grenues

-Norme : composition minéralogique virtuelle d'une roche, établie par calcul à partir d'une analyse chimique

Permet de reconstituer les minéraux virtuels qui constitueraient la roche si elle était entièrement cristallisée (ex : roche volcanique avec verre)

Oxydes	Pourcentages pondéraux (%)	Calcul Normatif	
		Minéraux	Pourcentages pondéraux
SiO ₂	73,3	Quartz (Qz)	33,2
TiO ₂	0,2	Orthose (Or)	31,7
Al ₂ O ₃	13,4	Albite (Ab)	25,1
Fe ₂ O ₃	1,2	Anorthite (An)	5,0
FeO	0,7	Nepheline (Ne)	-
MnO	0,1	Diopside (Di)	0,8
MgO	0,3	Hypersthène (Hy)	
CaO	1,1	Olivine (Ol)	-
Na ₂ O	3,0	Magnétite (Mt)	1,9
K ₂ O	5,3	Ilménite (Il)	0,5
H ₂ O ⁺	0,8	Apatite (Ap)	0,2
CO ₂	-		
P ₂ O ₅	0,1		

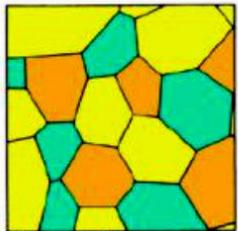
Tableau 5 : Composition chimique et normative moyenne d'une rhyolite.

La fusion partielle

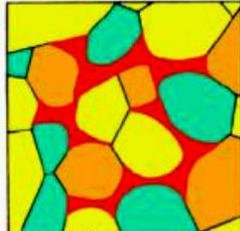
La fusion est faible et de son taux dépend la composition chimique du magma ;

- on dit que la fusion est **incongruente** pour exprimer le fait que le liquide obtenu n'a pas la même composition chimique que le solide de départ ;
- on obtient donc **un liquide différent plus un résidu solide**.

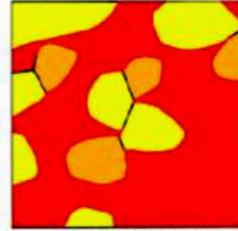
La fusion d'un matériau composite



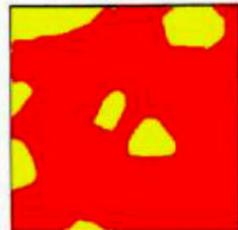
T_0 = roche composée de 3 minéraux



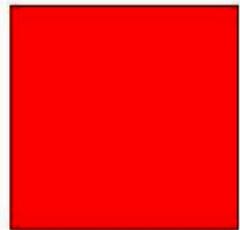
T_5 = début de fusion



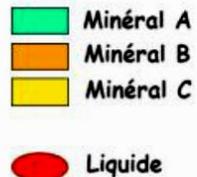
T_2 = le minéral A est complètement fondu



T_3 = le minéral B est complètement fondu

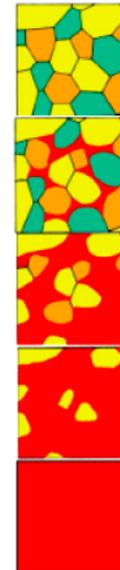


T_L = tout est fondu

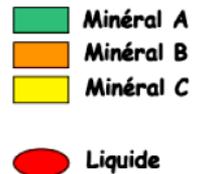


modifié d'après Wilson (1989)

La fusion : approche chimique



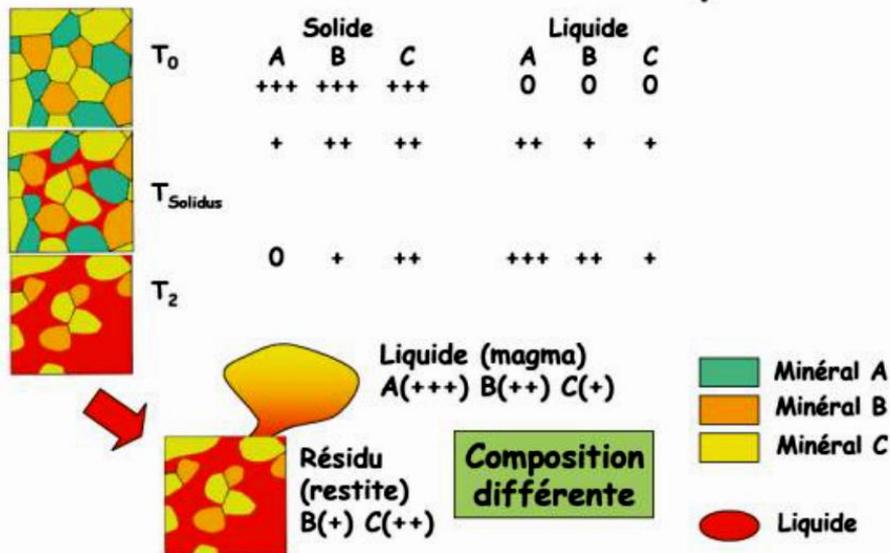
	Solide			Liquide		
	A	B	C	A	B	C
T_0	+++	+++	+++	0	0	0
	+	++	++	++	+	+
$T_{Solidus}$	0	+	++	+++	++	+
T_2	0	0	+	+++	+++	++
T_3	0	0	0	+++	+++	+++
$T_{Liquidus}$						



modifié d'après Wilson (1989)

La fusion partielle

La fusion partielle



modifié d'après Wilson (1989)

Système ternaire avec eutectique

Fusion

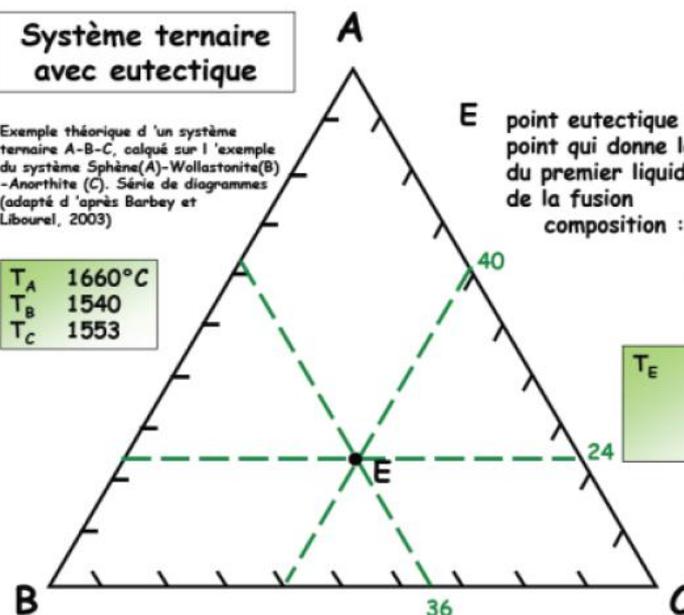
Exemple théorique d'un système ternaire A-B-C, calqué sur l'exemple du système Sphène(A)-Wollastonite(B)-Anorthite(C). Série de diagrammes (adapté d'après Barbey et Libourel, 2003)

T_A 1660°C
 T_B 1540
 T_C 1553

E point eutectique : c'est le point qui donne la composition du premier liquide formé lors de la fusion

composition : A = $\frac{24}{100}$ %
B = $\frac{36}{100}$ %
C = $\frac{40}{100}$ %

T_E 1245°C



Fusion partielle

R_0 roche initiale
A = $\frac{20}{100}$ %
B = $\frac{63}{100}$ %
C = $\frac{17}{100}$ %

L_1 premier liquide
A = $\frac{24}{100}$ %
B = $\frac{36}{100}$ %
C = $\frac{40}{100}$ %

S_2 résidu
A = 19 %
B = 81 %

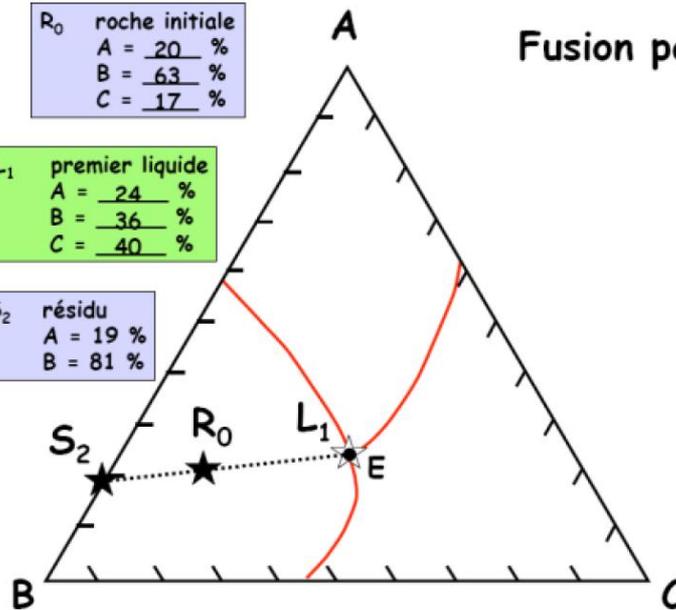


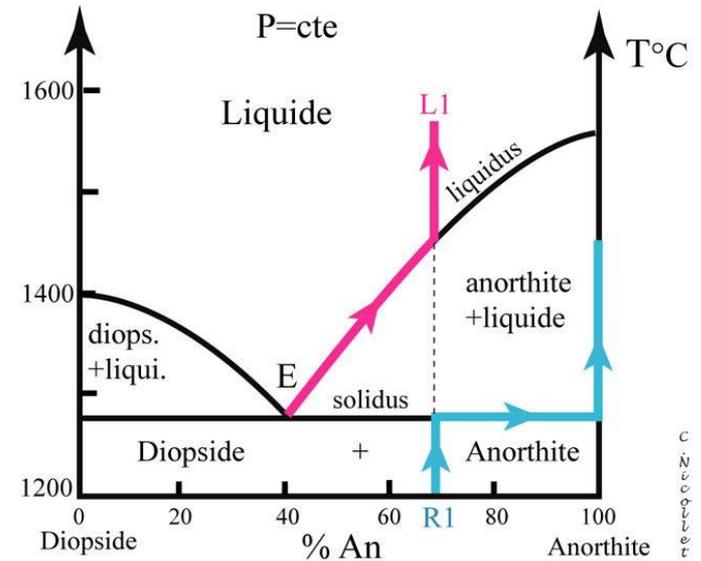
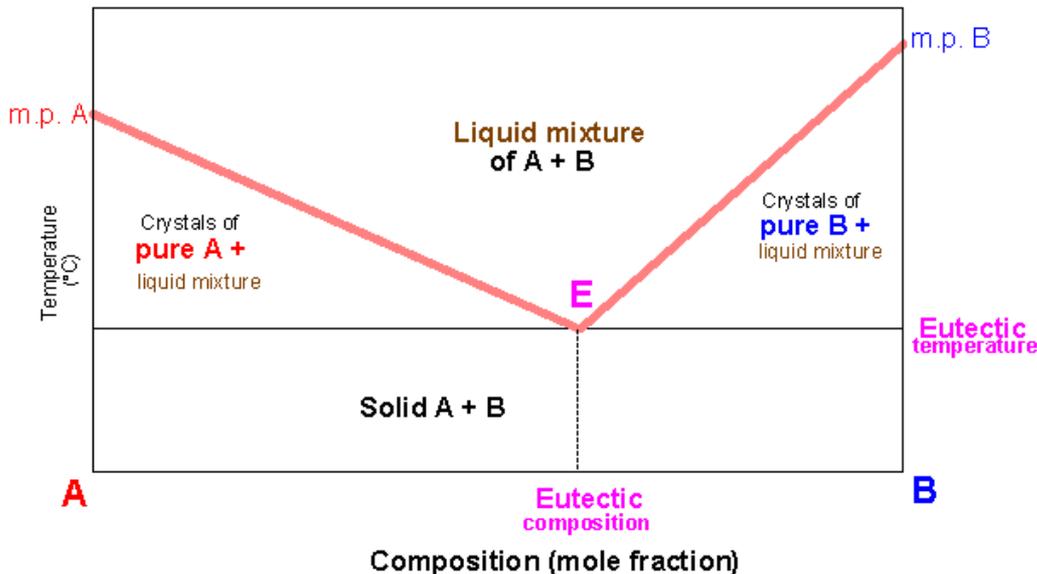
Diagramme de phase binaire

Dans un système à **plusieurs phases solides** (péridotites), l'évolution du liquide de fusion partielle débute par une fusion à l'**eutectique** et se poursuit par étapes au fur et à mesure de la dissolution des phases solides : depuis les moins réfractaires jusqu'aux plus réfractaires.

→ Le liquide initial né de la fusion partielle a toujours la même composition (**E**)

Diagrammes de phase binaire

Exemple : Fusion d'un mélange binaire Clinopyroxène - Plagioclase

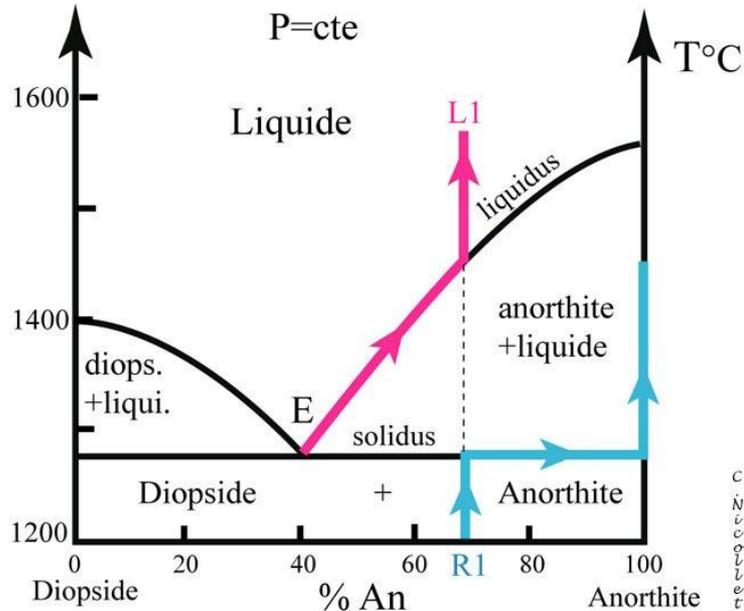


REMARQUE:

Ce diagramme de phases binaire est réversible et peut servir à modéliser la cristallisation d'un liquide

Diagramme de phase binaire

Exemple : Fusion d'un mélange binaire Clinopyroxène - Plagioclase



La roche **R1** contient 67% de **plagioclase** et 33% de **clinopyroxène**. Pour simplifier, celle-ci est représentée dans un diagramme par les pôles purs (respectivement calcique et magnésien) de ces minéraux.

R1 est réchauffée. Lorsqu'elle atteint la température du **solidus**, aux environs de 1275°C,, elle commence à fondre, selon la réaction eutectique : **Di + An = Liq.** et ceci dans la proportion 40%An et 60% Di. Le liquide eutectique formé a une composition différente de **R1** et sera le même quelle que soit la composition de la roche.

La proportion des minéraux consommés par la réaction étant différente de celle de la roche, la proportion relative des minéraux dans la roche va changer : dans le cas présent, la quantité de **Clinopyroxène** diminue plus vite que celle du **plagioclase**. (**R1 se déplace, vers la droite, le long du solidus ...**)

Lorsque tout le clinopyroxène est consommé par la réaction (... **jusqu'à la composition An=100%**). La réaction de fusion eutectique s'interrompt, faute de clinopyroxène.

Si la température continue d'augmenter, l'anorthite fond et modifie la composition du **magma dont la composition suit la courbe liquidus**. La proportion de cristaux d'anorthite diminue **jusqu'à disparaître** : le liquide **L1** a alors la même composition que la roche **R1**.

Le processus est réversible et le refroidissement de **L1** amènera à la cristallisation de **R1** en suivant le parcours inverse... sauf si les cristaux sont séparés, au fur et à mesure qu'ils cristallisent, du liquide résiduel : c'est la cristallisation fractionnée.

Diagramme de phase binaire

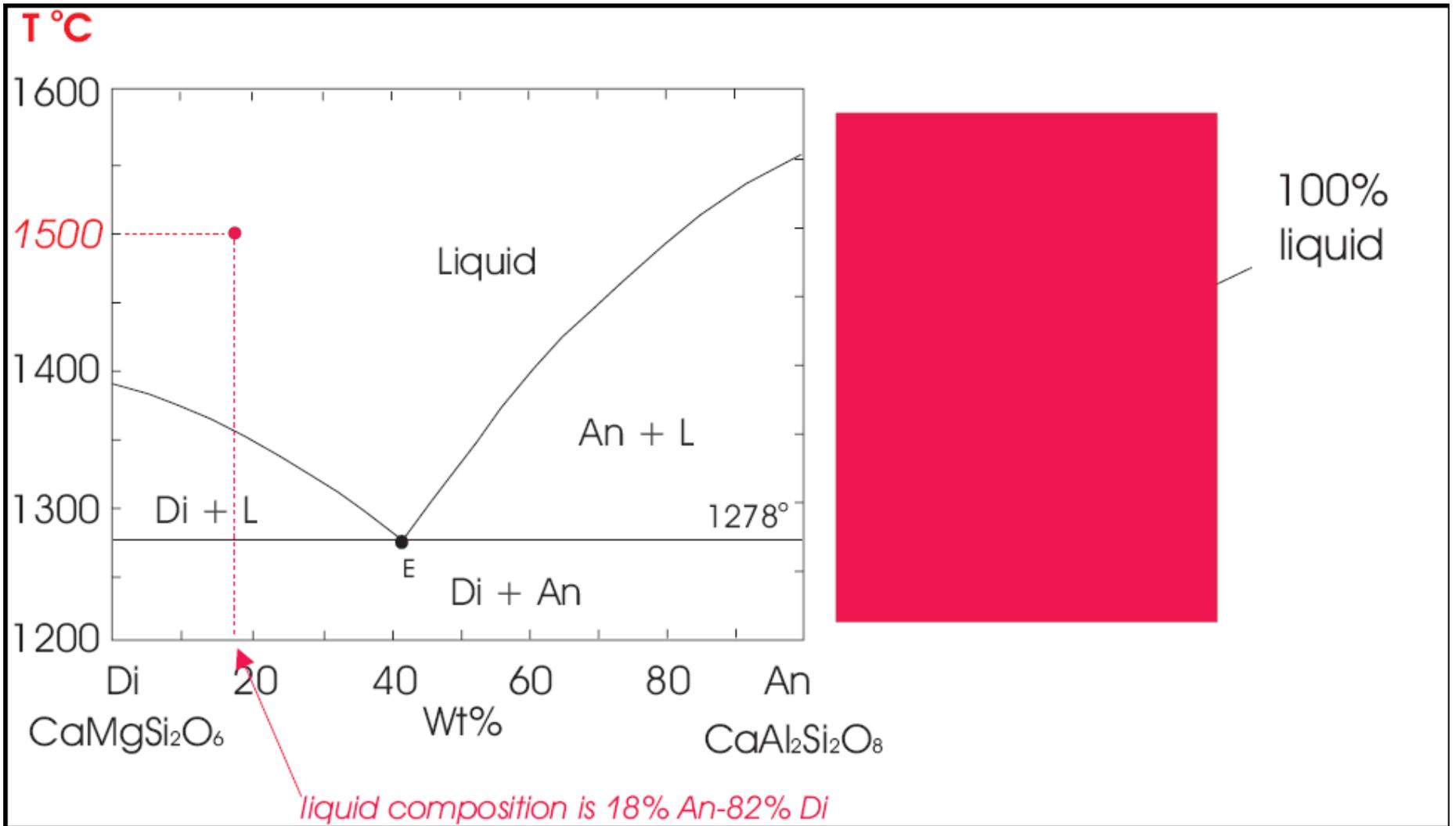


Diagramme de phase binaire

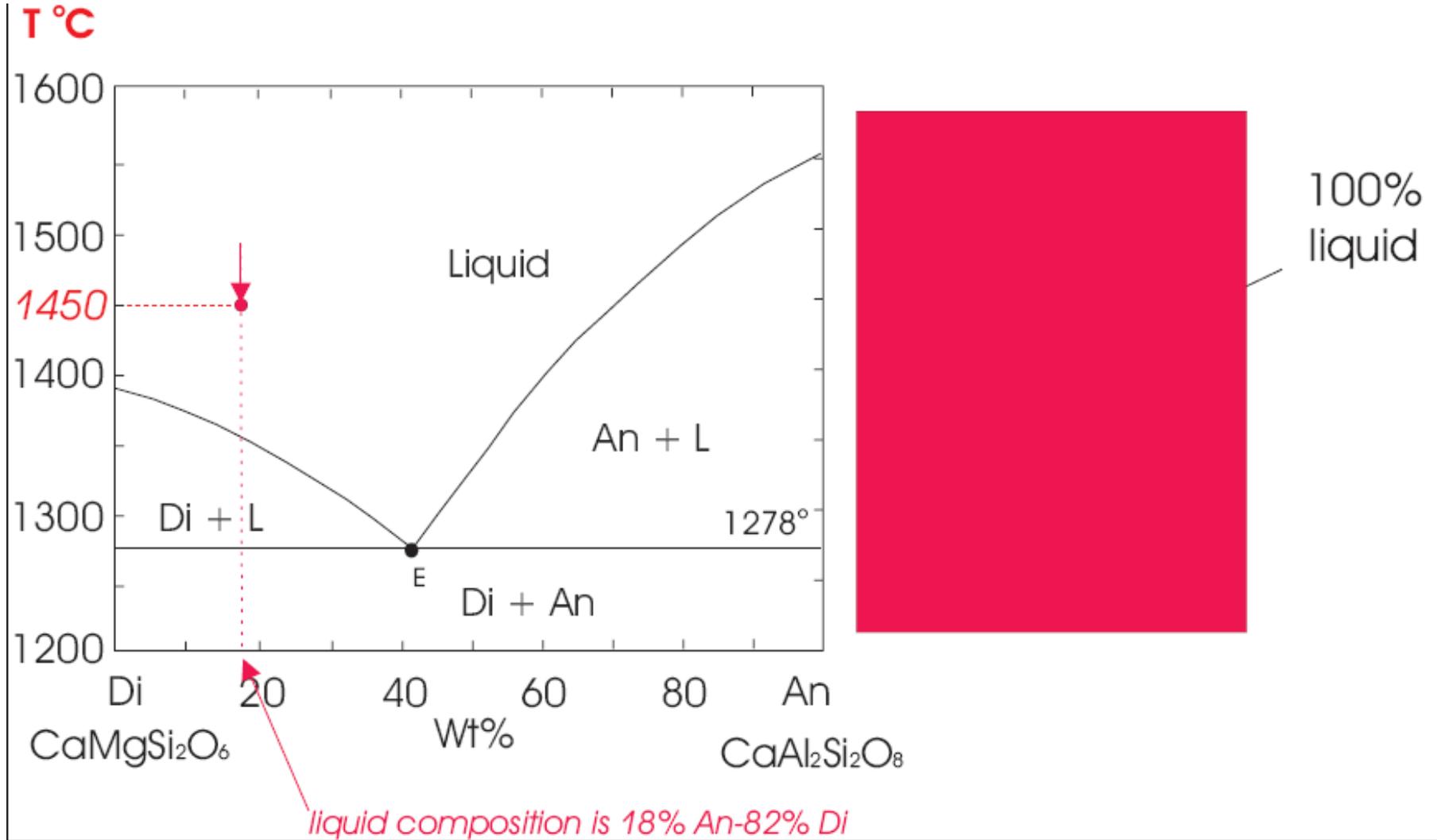


Diagramme de phase binaire

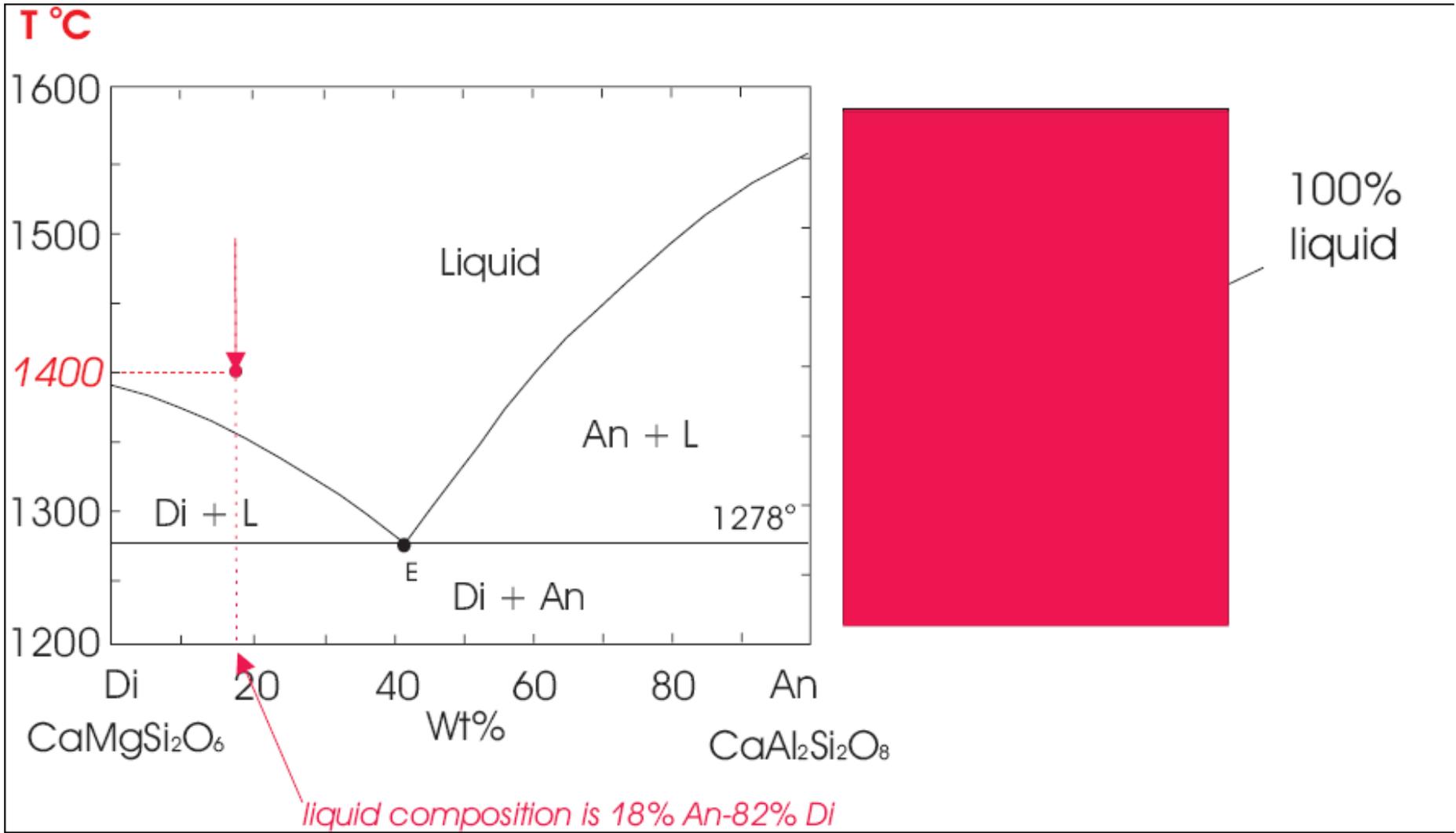


Diagramme de phase binaire

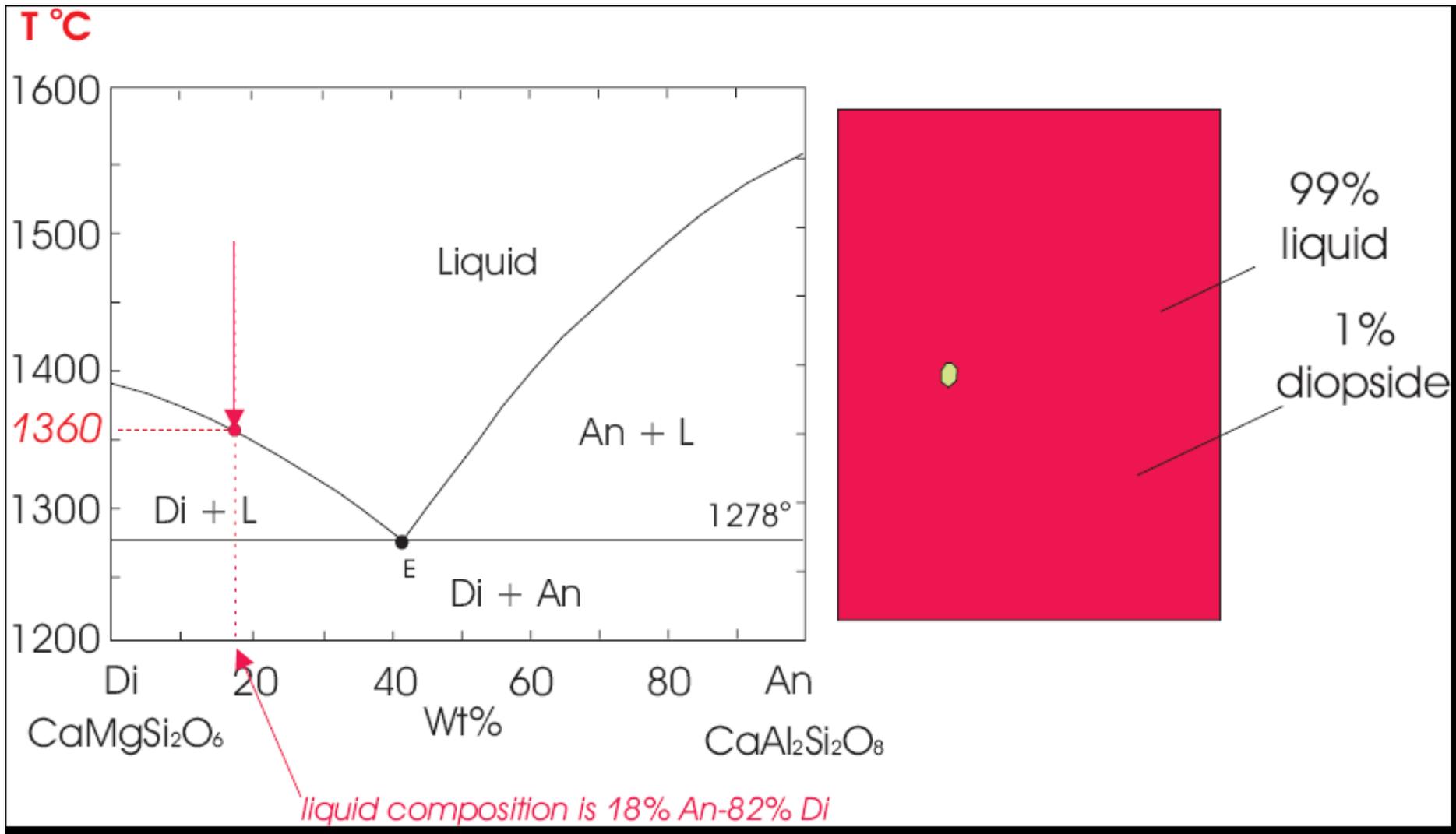


Diagramme de phase binaire

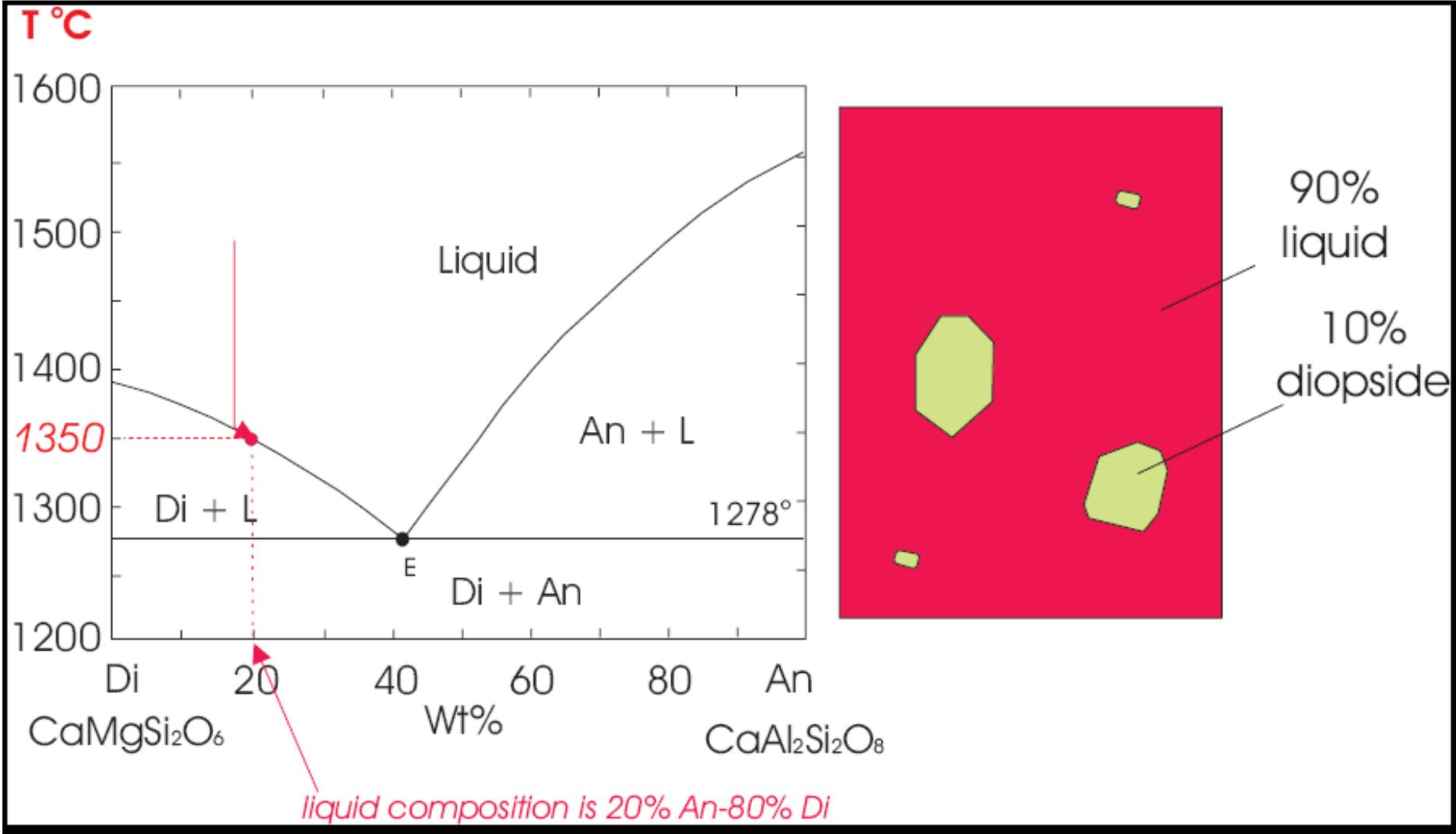


Diagramme de phase binaire

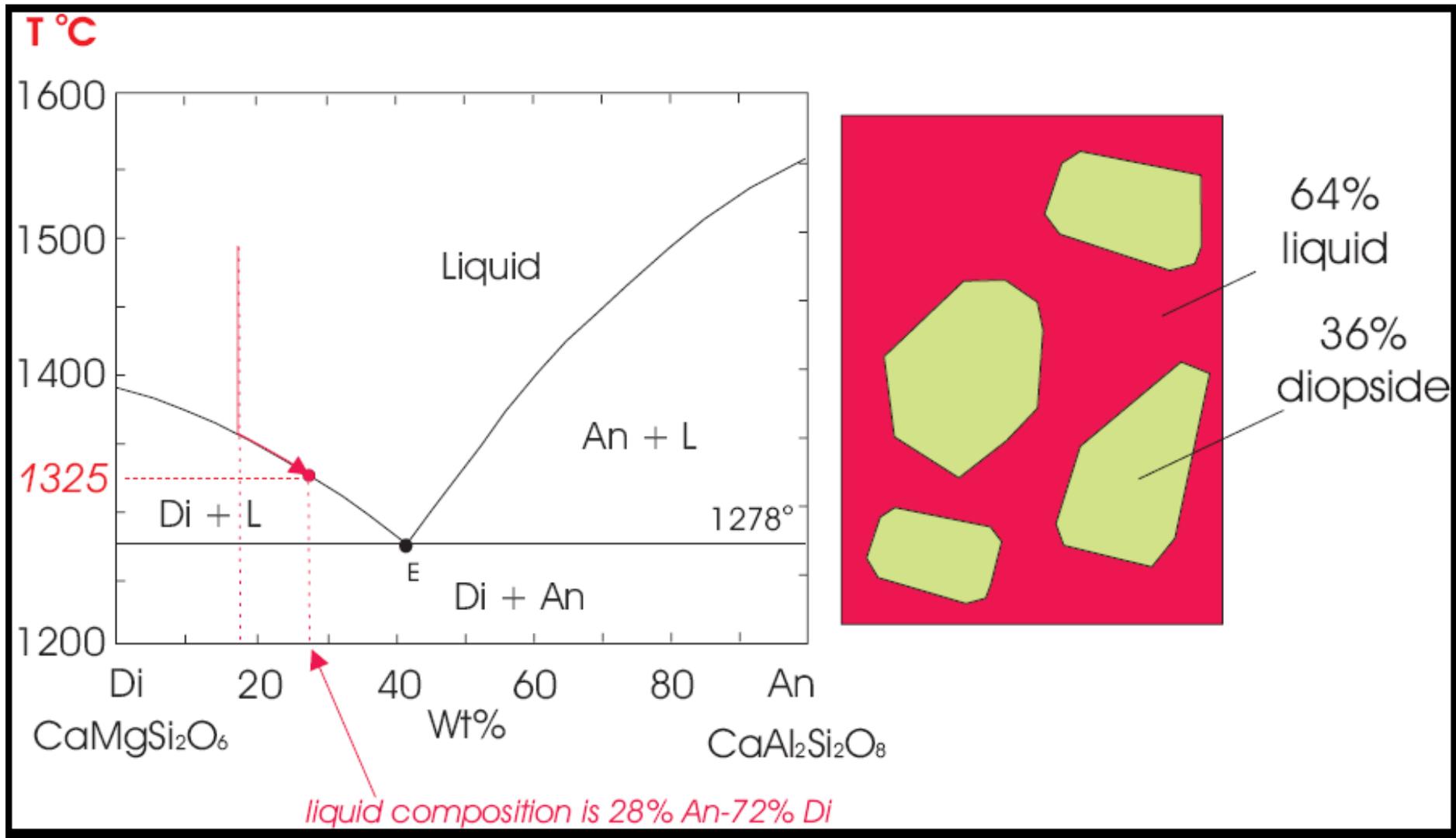


Diagramme de phase binaire

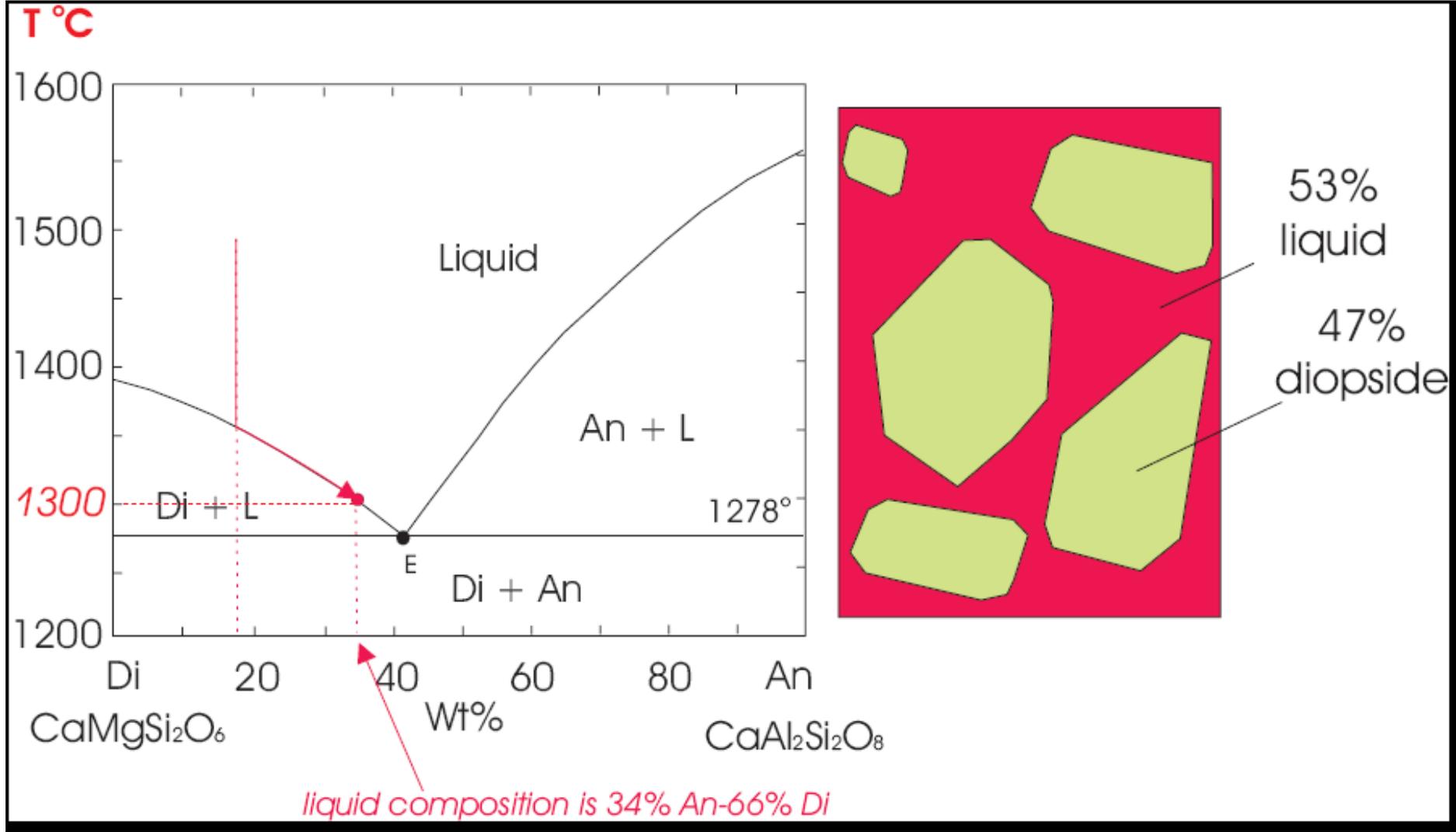


Diagramme de phase binaire

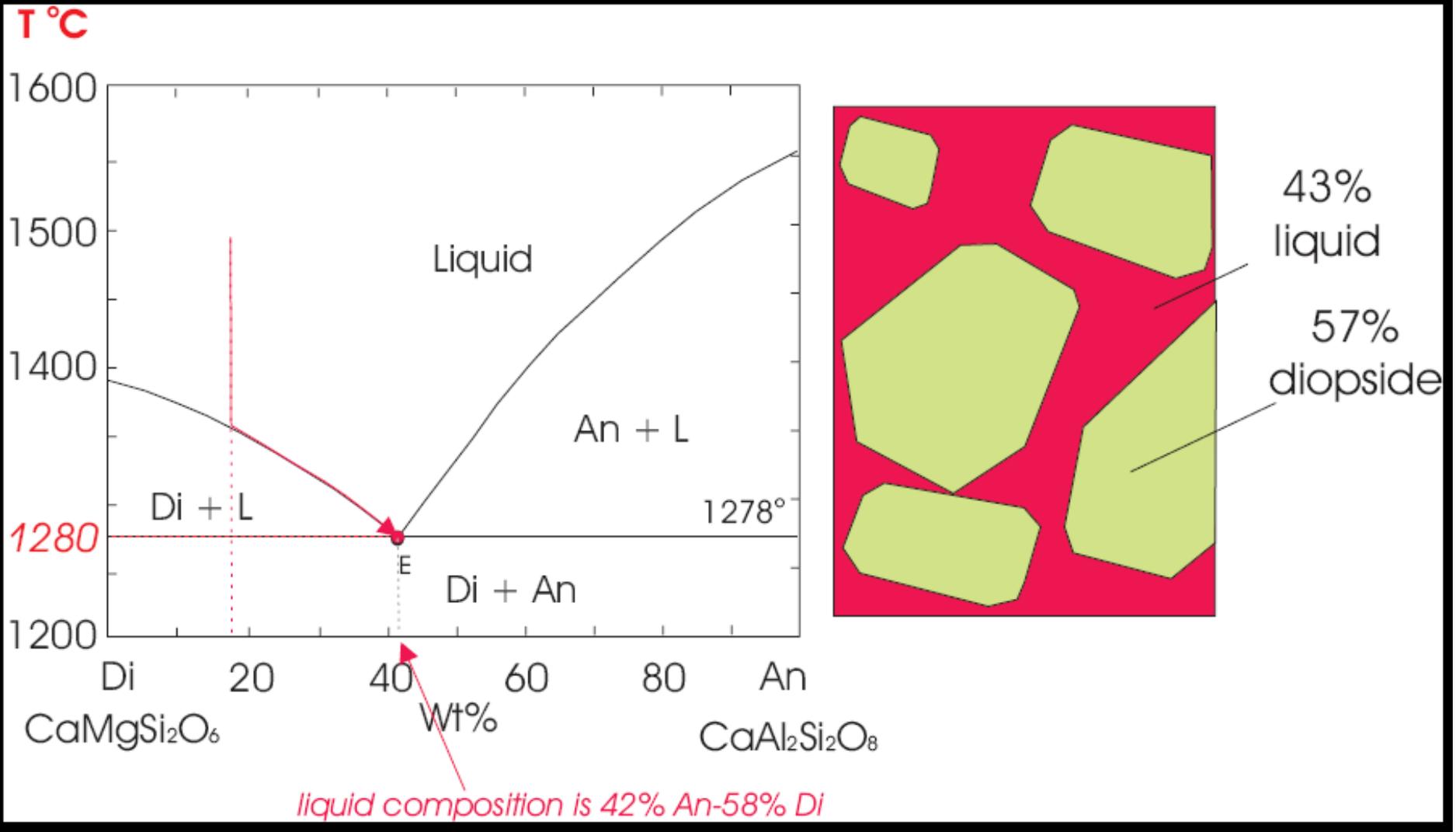


Diagramme de phase binaire

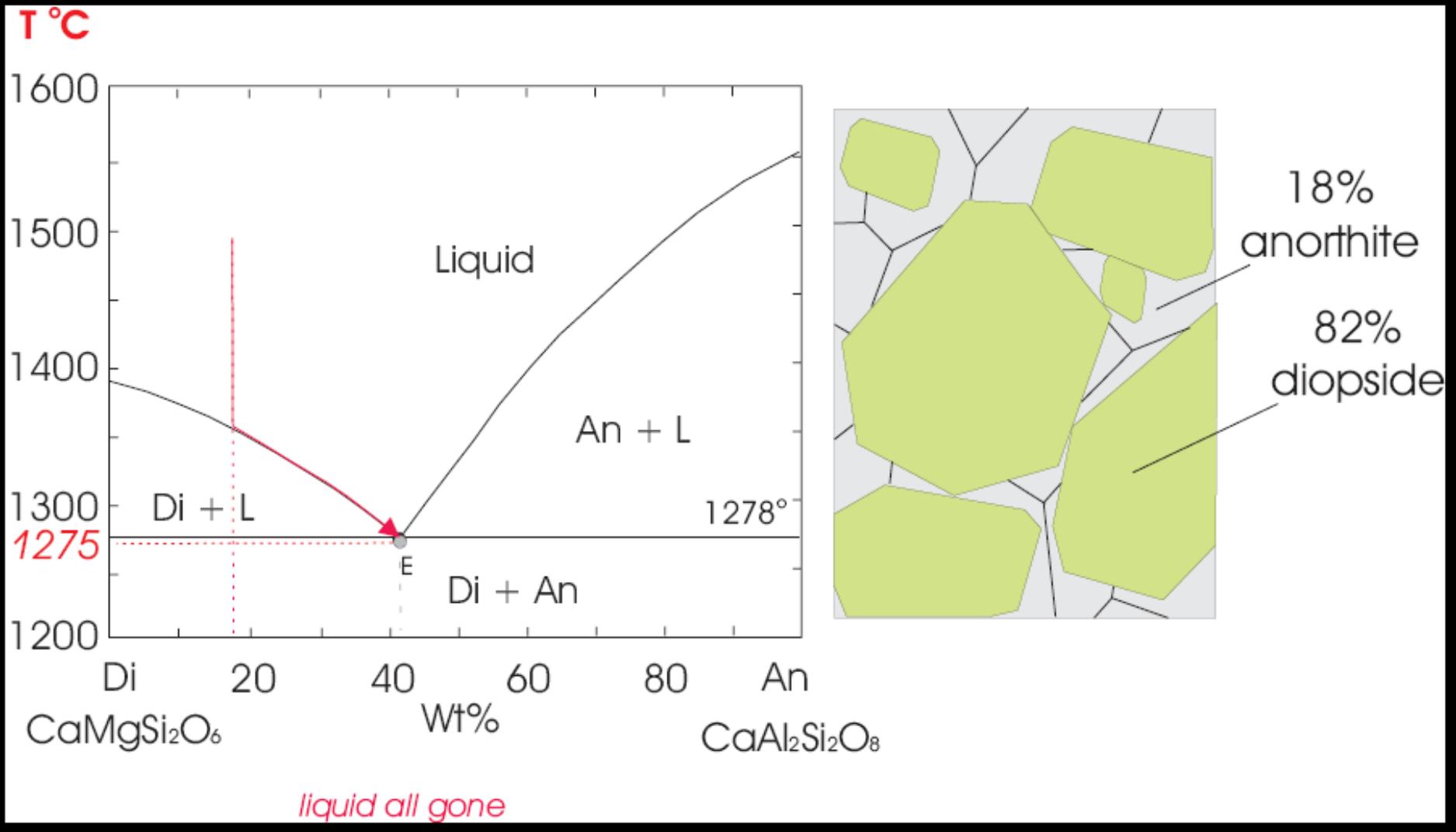


Diagramme de phase binaire

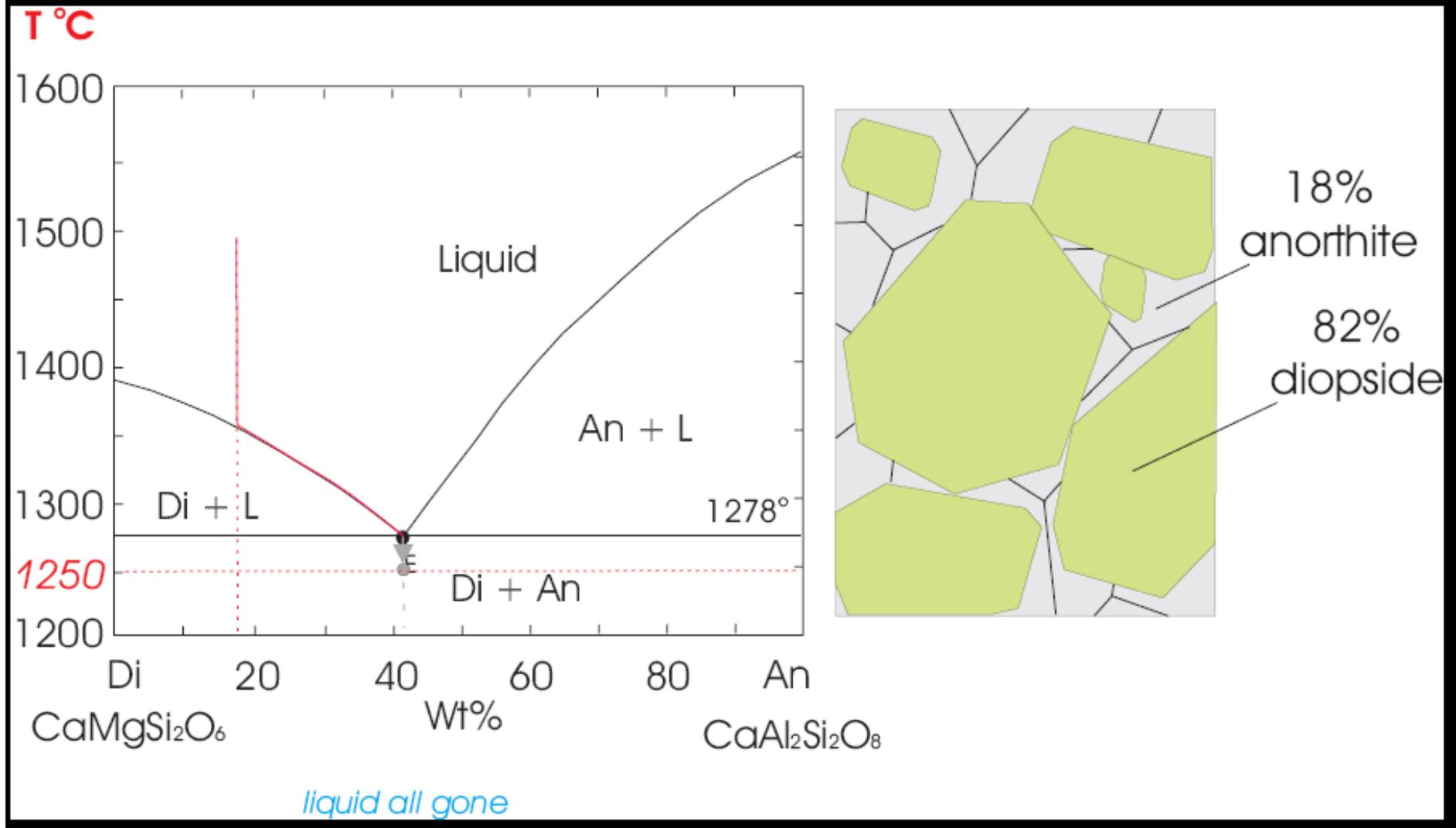
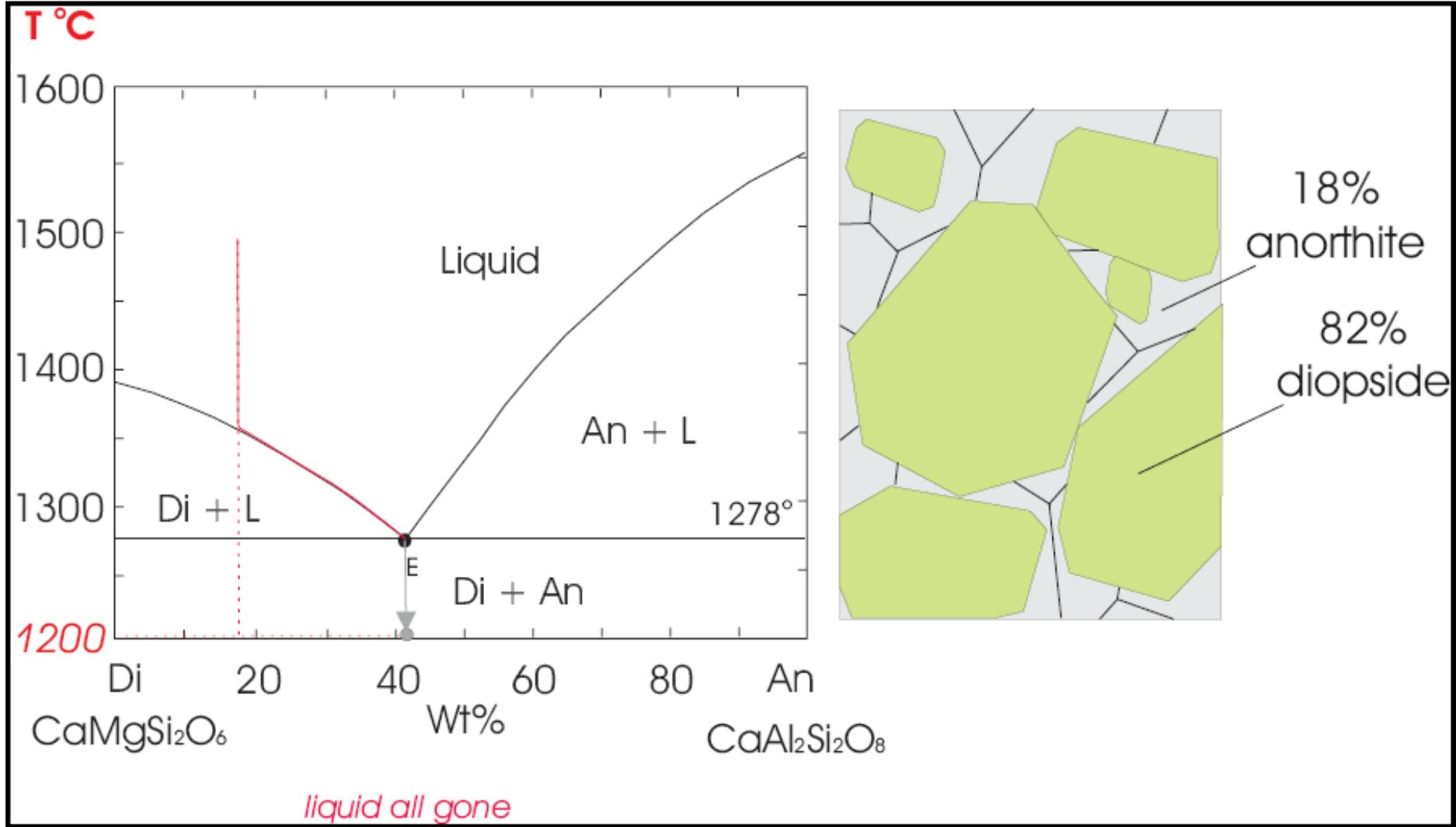
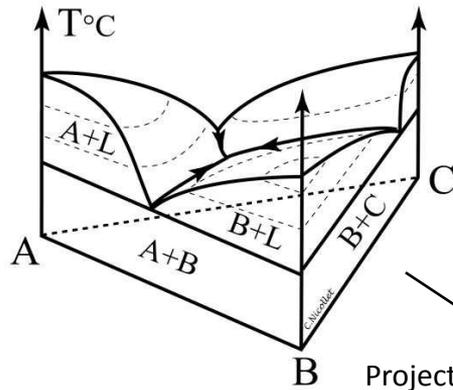


Diagramme de phase binaire

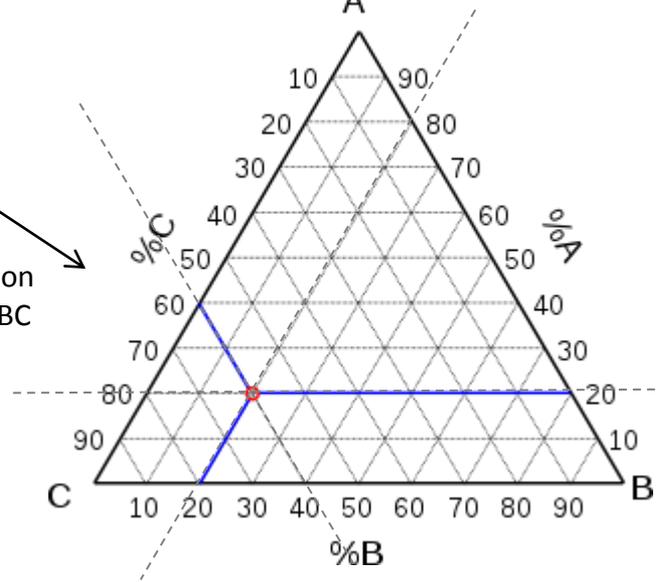


Diagrammes de phase ternaires

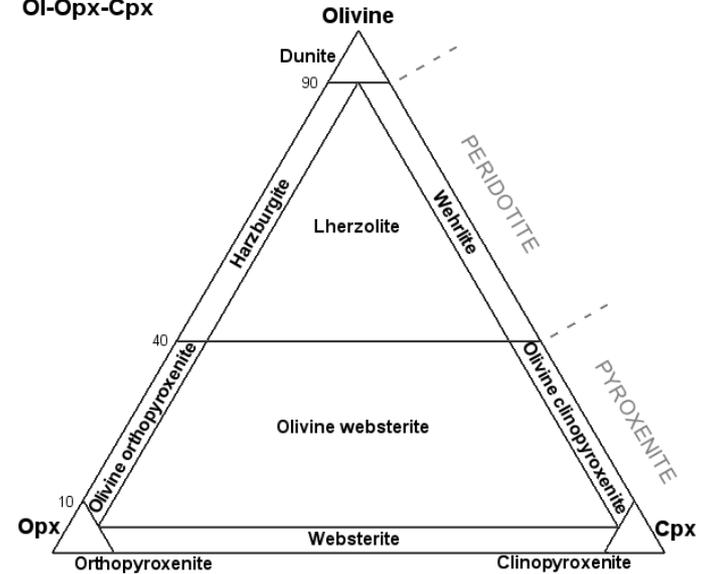
Exemple:



Projection
selon ABC



OI-Opx-Cpx



La **composition** correspondant à un point quelconque du diagramme se détermine comme suit :

Pour l'élément A,

- on trace la parallèle au côté opposé au sommet A ;
- on détermine l'intersection de cette droite avec le côté portant la mention « %A » ;
- la valeur est celle indiquée par l'échelle de ce côté.

Dans l'exemple ci-contre, le point rouge correspond donc à 20 % de A, 20 % de B et 60 % de C.

Diagrammes de phase ternaires

Système:

Olivine / Clinopyroxène / Grenat

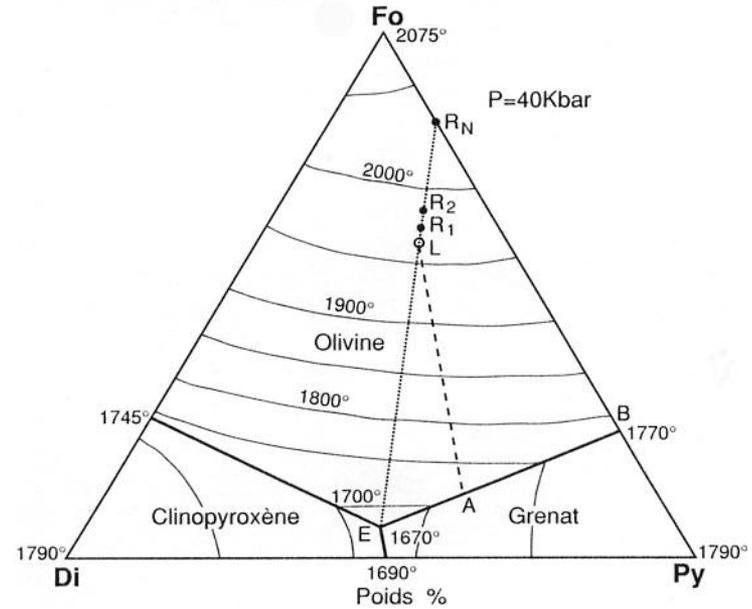
Fo = Forstérite

Di = Diopside

Py = Pyrope

L = lherzolite avant fusion

R = résidu solide



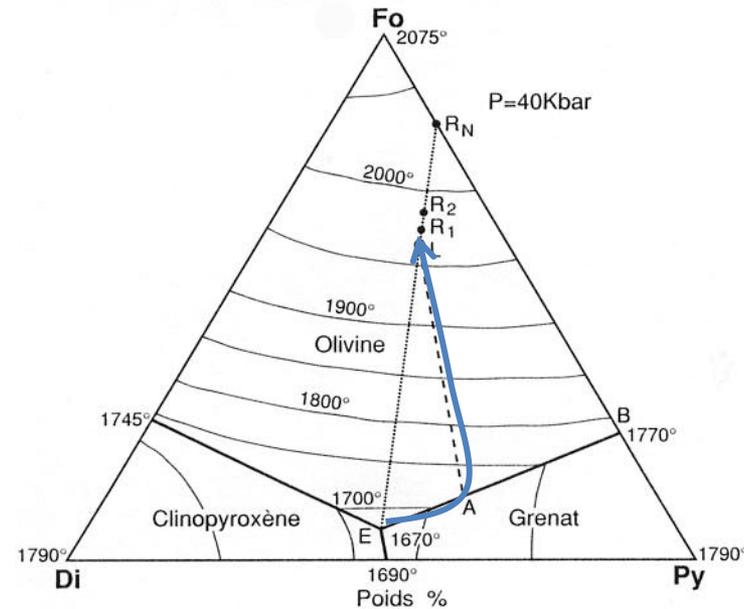
Juteau et Maury, 1997

Diagrammes de phase ternaires

Cas d'une **fusion à l'équilibre** (le liquide reste en place lorsque la perméabilité est faible)

Evolution du liquide : E → A → L

Le **premier liquide** a la composition E et apparaît aux jonctions triples.



Evolution du solide :

- En E : Fo + Py + Di
- Entre E et A : Py + Fo
- Entre A et L : Fo

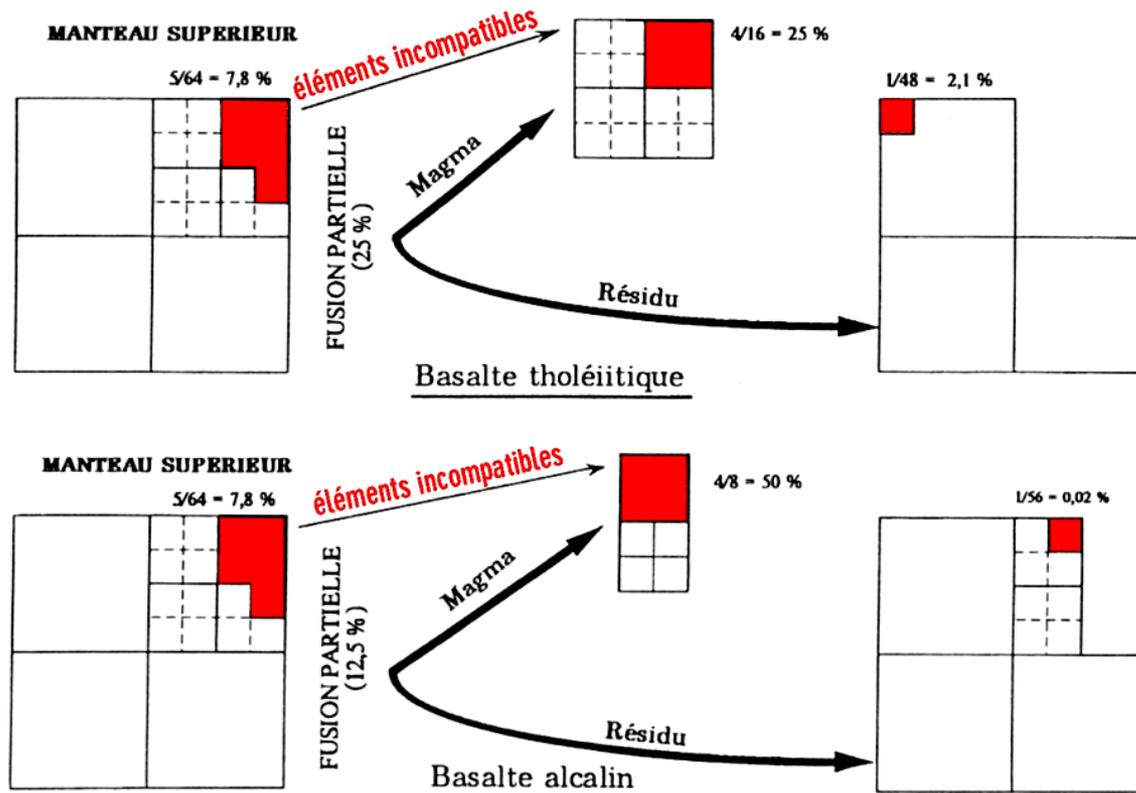
Lherzolite fertile → Résidu 1 → Résidu 2...

En N la roche est devenue une **harzburgite**.

La fusion partielle et les éléments incompatibles

Les éléments **hygromagmatophiles** (ou **incompatibles**) passent préférentiellement dans la fraction liquide.

- Dans le cas d'une fusion faible, cette fraction liquide montre des pourcentages en éléments hygromagmatophiles **plus élevés** que ceux obtenus pour un taux de fusion plus fort ;
- ceux-ci sont en effet moins dilués au sein des autres éléments chimiques.

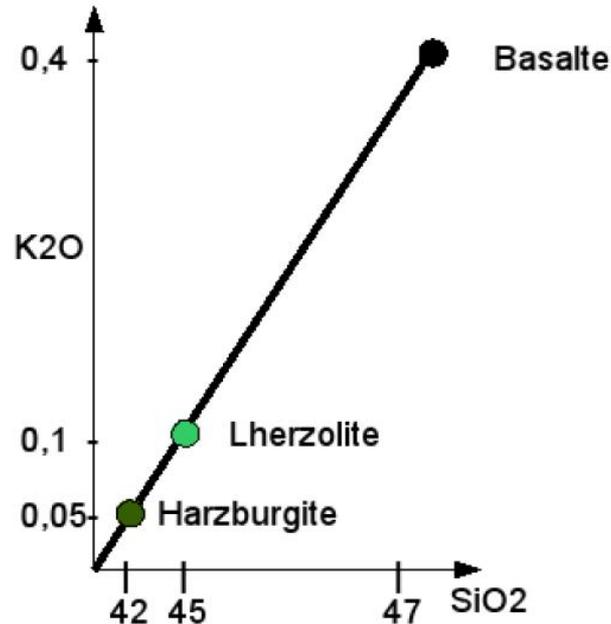


Calculer des taux de fusion partielle

Méthode graphique

Puisque les **éléments incompatibles** (dont K) ont tendance à migrer dans le **liquide magmatique**, l'étude de la **concentration** de ces éléments dans la roche initiale, la roche résiduelle et le magma cristallisé va permettre de connaître le **taux de fusion**.

→ Dans cet exemple, en étudiant la teneur en K₂O en fonction de SiO₂ dans un basalte (magma cristallisé), la lherzolite (roche initiale) et la harzburgite (roche résiduelle), on peut remonter au taux de fusion partielle.



Taux de fusion partielle: $F = HL / LB$

Par mesure graphique, on trouve $F = 0,25$ soit 25% de fusion partielle

Calculer des taux de fusion partielle

Par le calcul

On donne la composition de 3 roches de la lithosphère océanique

Echantillon	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O
Roche A %	47.10	2.30	14.20	11.00	0.20	12.70	9.90	2.20	0.40
Roche B %	45.30	0.20	3.60	7.30	0.10	41.30	1.90	0.20	0.10
Roche C %	42.30	0.10	0.50	7.10	0.10	46.60	0.10	0.10	0.0005

- La roche C, la plus pauvre en SiO_2 et en K_2O (incompatible) est la péridotite résiduelle
- La roche A, enrichie en éléments incompatibles et en SiO_2 est la roche magmatique (basalte)
- La roche B est donc la péridotite initiale

On a donc:

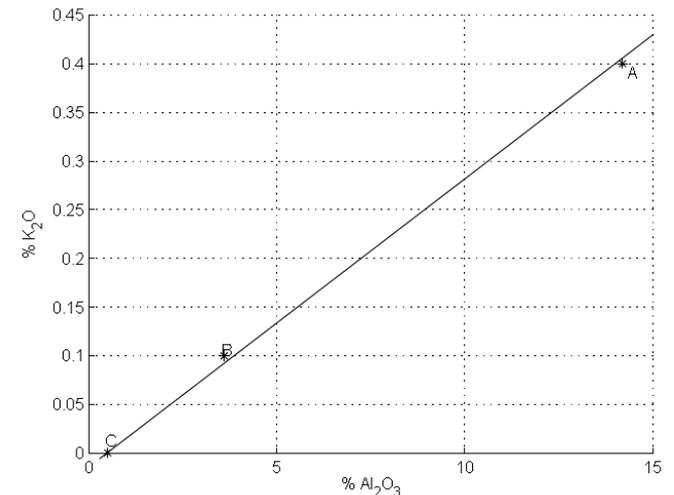


FIG. 2 – variation K_2O en fonction de Al_2O_3

Calculer des taux de fusion partielle

Par le calcul

Echantillon	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O
Roche A %	47.10	2.30	14.20	11.00	0.20	12.70	9.90	2.20	0.40
Roche B %	45.30	0.20	3.60	7.30	0.10	41.30	1.90	0.20	0.10
Roche C %	42.30	0.10	0.50	7.10	0.10	46.60	0.10	0.10	0.0005

Lherzolite B → Basalte A + Harzburgite C

Si on applique la **loi de conservation des masses** pour l'élément **K₂O**:

Avec C = concentration de l'élément (K₂O) et F = fraction solide ou liquide

$$\text{On a : } C_B = C_A \cdot F_A + C_C \cdot F_C$$

$$\text{avec } F_A + F_C = 1$$

Calculer des taux de fusion partielle

Par le calcul

Echantillon	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O
Roche A %	47.10	2.30	14.20	11.00	0.20	12.70	9.90	2.20	0.40
Roche B %	45.30	0.20	3.60	7.30	0.10	41.30	1.90	0.20	0.10
Roche C %	42.30	0.10	0.50	7.10	0.10	46.60	0.10	0.10	0.0005

Lherzolite B → Basalte A + Harzburgite C

Si on applique la **loi de conservation des masses** pour l'élément **K₂O**:

Avec C = concentration de l'élément (K₂O) et F = fraction solide ou liquide

$$\text{On a : } C_B = C_A \cdot F_A + C_C \cdot F_C$$

$$\text{avec } F_A + F_C = 1$$

$$\text{Donc } C_B = C_A \cdot F_A + C_C \cdot (1 - F_A)$$

$$C_B = C_A \cdot F_A + C_C - C_C \cdot F_A$$

$$C_B - C_C = C_A \cdot F_A - C_C \cdot F_A$$

$$C_B - C_C = F_A (C_A - C_C)$$

$$\text{D'où } F_A = (C_B - C_C) / (C_A - C_C)$$

D'après les données du tableau relatives à K₂O,

$$F_A = (0,1 - 0,0005) / (0,4 - 0,0005) = 0,25 \text{ soit } \mathbf{25\% \text{ de fusion partielle}}$$

Calculer des taux de fusion partielle

Par le calcul

Echantillon	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O
Roche A %	47.10	2.30	14.20	11.00	0.20	12.70	9.90	2.20	0.40
Roche B %	45.30	0.20	3.60	7.30	0.10	41.30	1.90	0.20	0.10
Roche C %	42.30	0.10	0.50	7.10	0.10	46.60	0.10	0.10	0.0005

Lherzolite B → Basalte A + Harzburgite C

Si on applique la **loi de conservation des masses** pour l'élément **K2O**:

Avec C = concentration de l'élément (K2O) et F = fraction solide ou liquide

$$\text{On a : } C_B = C_A \cdot F_A + C_C \cdot F_C$$

$$\text{avec } F_A + F_C = 1$$

$$\text{Donc } C_B = C_A \cdot F_A + C_C \cdot (1 - F_A)$$

$$C_B = C_A \cdot F_A + C_C - C_C \cdot F_A$$

$$C_B - C_C = C_A \cdot F_A - C_C \cdot F_A$$

$$C_B - C_C = F_A (C_A - C_C)$$

$$\text{D'où } F_A = (C_B - C_C) / (C_A - C_C)$$

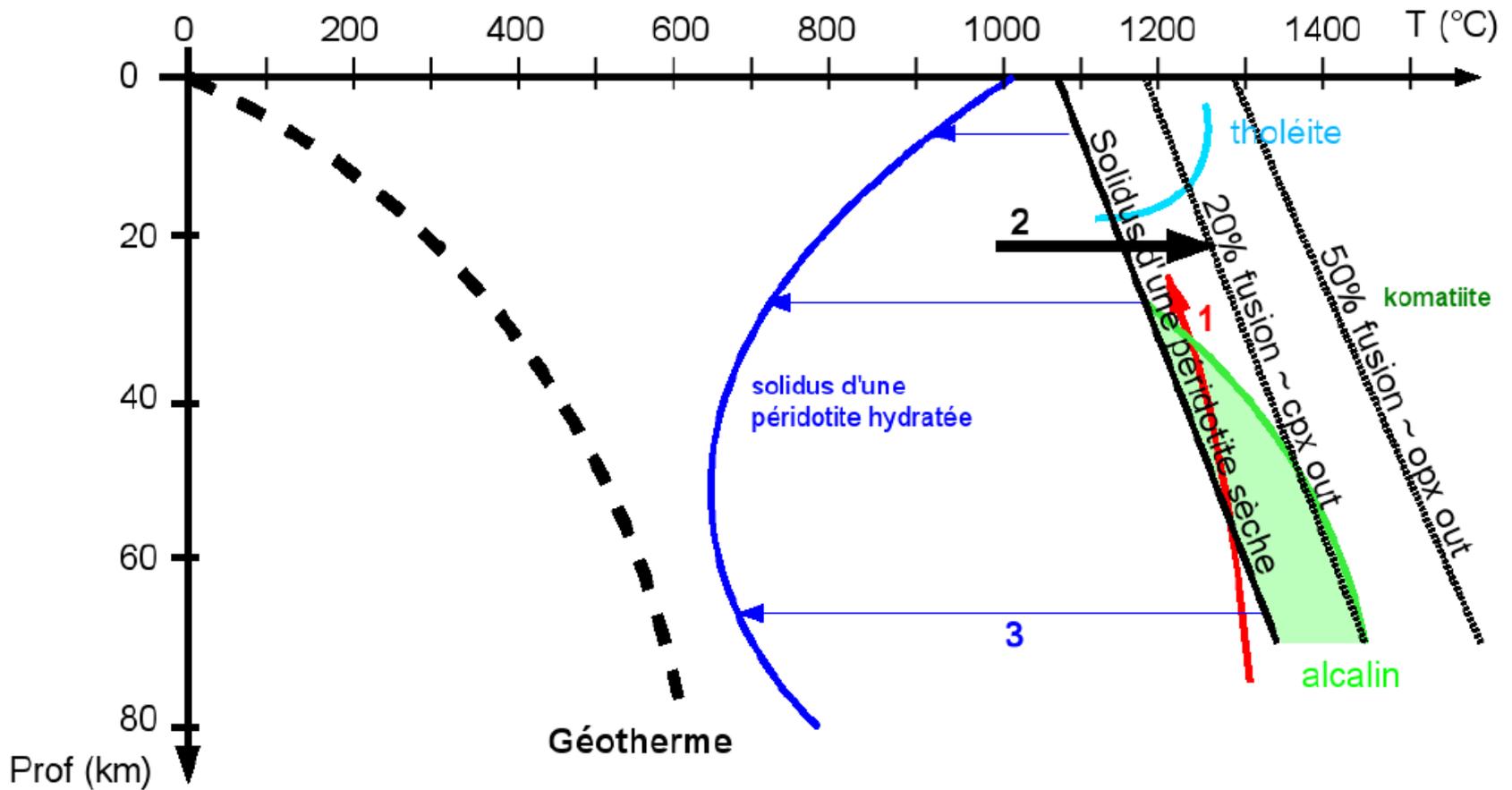
D'après les données du tableau relatives à K2O,

$$F_A = (0,1 - 0,0005) / (0,4 - 0,0005) = 0,25 \text{ soit } \mathbf{25\% \text{ de fusion partielle}}$$

REMARQUE:

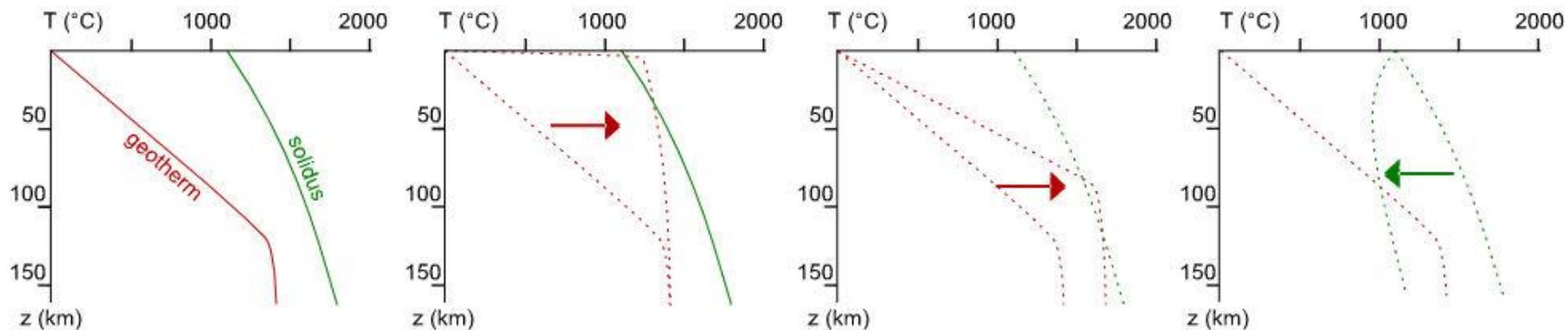
Selon le même principe, le taux de fusion partielle peut être calculé en utilisant les taux de FeO, MgO, Na2O

Différents contextes permettant la fusion partielle de la péridotite



- 1 : Décompression adiabatique (remontée de matériau sans échange de chaleur avec le milieu environnant) Exemple: dorsale
- 2 : Réchauffement isobare: Augmentation de température par apport de matériel chaud voisin. Exemple: panache mantellique
- 3 : Déplacement du solidus par apport de volatils, notamment d'eau

Différents contextes permettant la fusion partielle de la péridotite

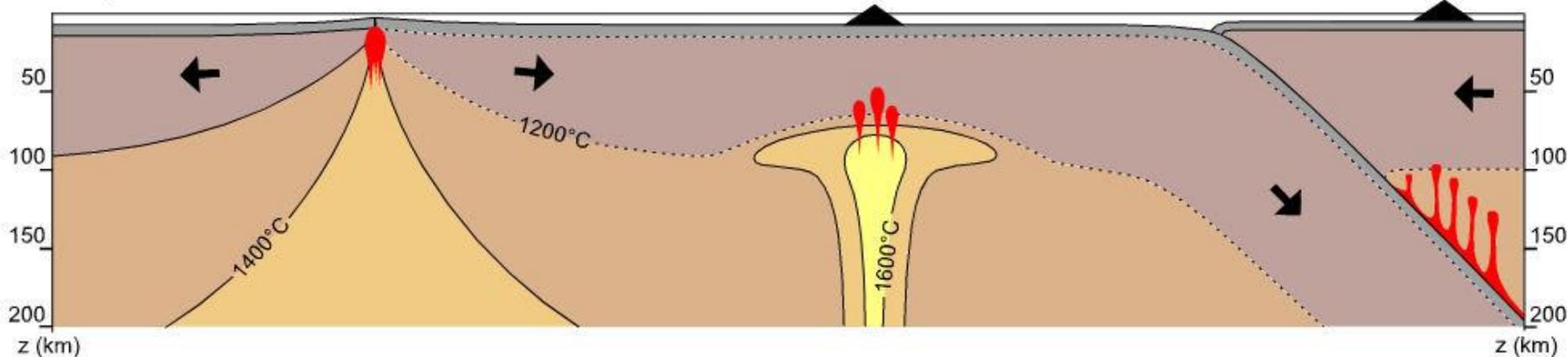


A: normal situation

B: mid-ocean ridge

C: hotspot
(mantle plume)

D: island arc
(subduction zone)

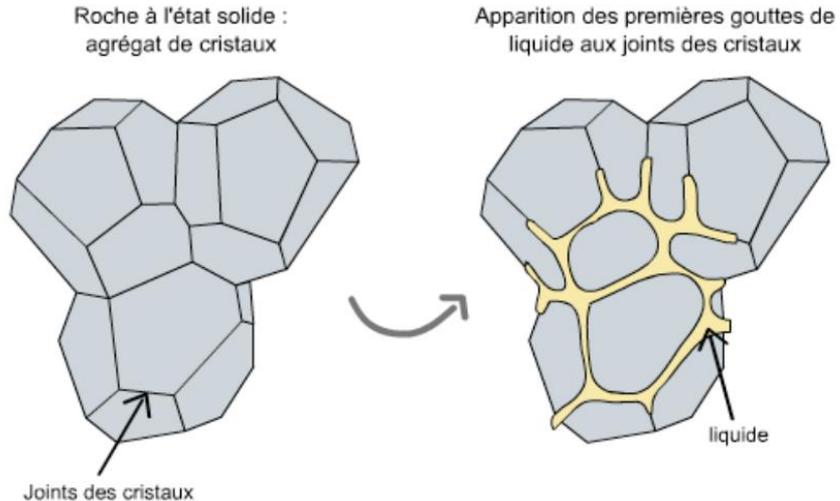


L'extraction et la migration des magmas

Jonction triple : olivine - orthopyroxène - clinopyroxène



Photo : S. Demouchy



Les premières gouttes de magma apparaissent aux **jonctions entre minéraux** (sommets des polyèdres puis s'étendent aux arêtes).

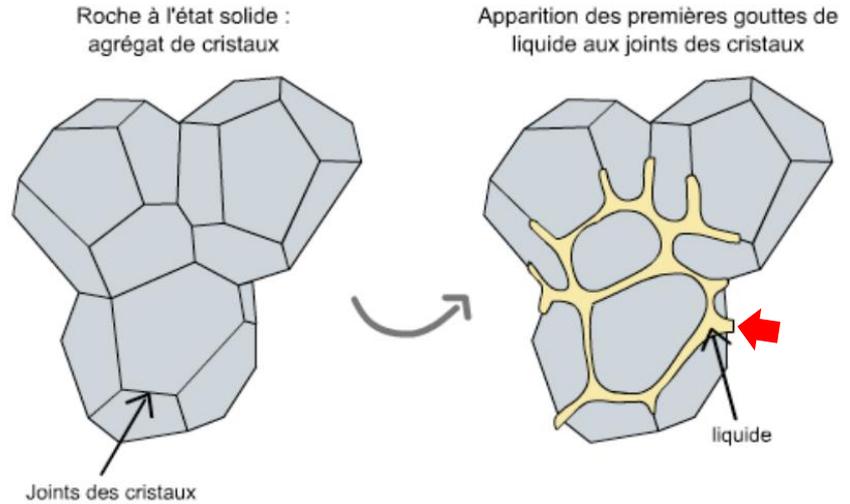
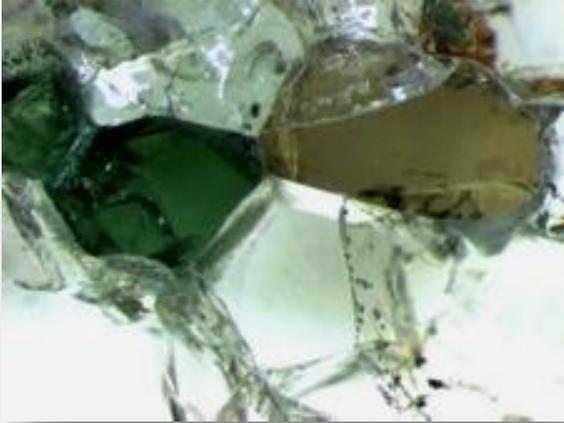
Les liquides qui apparaissent aux joints ne sont pas contigus pour de faibles taux de fusion et ne peuvent s'échapper au début.

A partir d'un certain taux de fusion ils deviennent contigus et comme ils sont moins denses que les minéraux environnants (densité magma basaltique 2,9 par rapport à manteau 3,3), ils subissent une **percolation ascendante**.

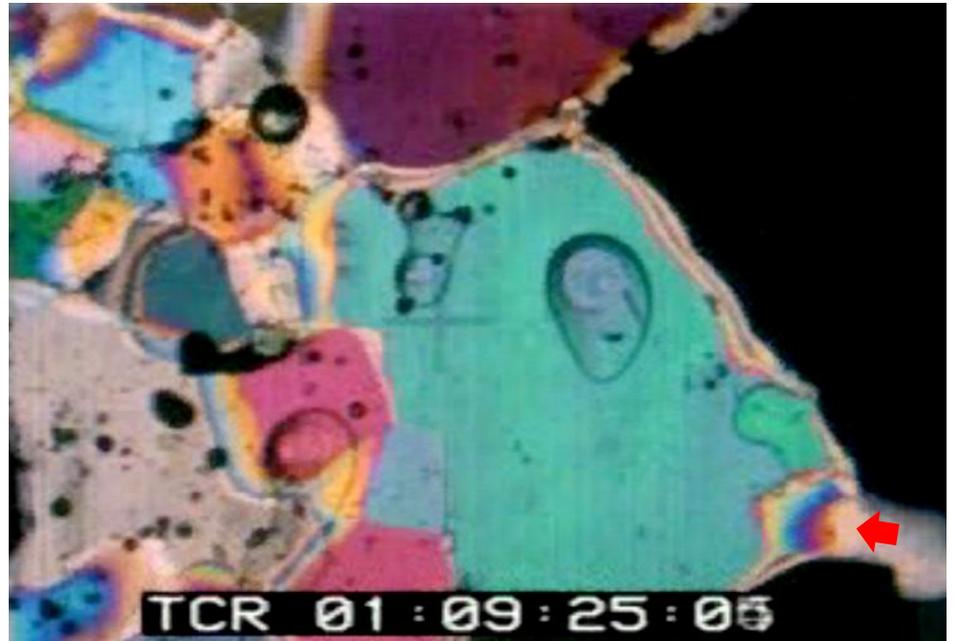
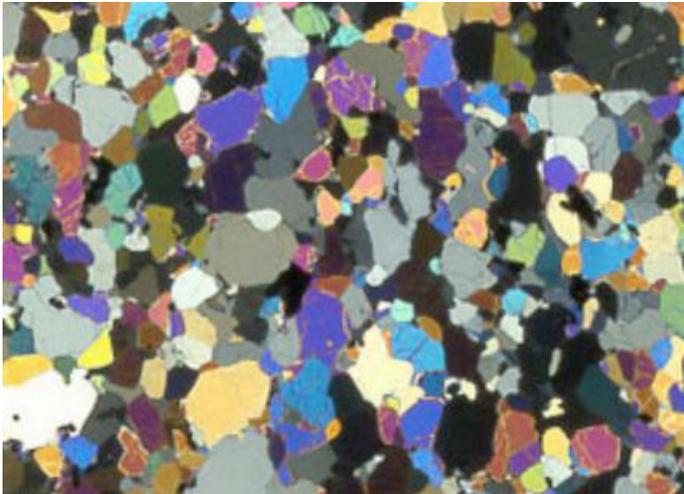
Lorsque la quantité de liquide issu de la F. P. est faible, le pouvoir de migration dépend de la géométrie des pores remplis de liquide. Cette géométrie est contrôlée par la tension de surface (force nécessaire pour étirer un film liquide).

L'extraction et la migration des magmas

Jonction triple : olivine - orthopyroxène - clinopyroxène



Lame de péridotite (LPA)



L'extraction et la migration des magmas

Facteurs qui contrôlent le mécanisme d'extraction des magmas:

- La **compaction**: mécanisme principal invoqué dans la ségrégation des liquides basiques à faible viscosité dans le manteau (effet de filtre à pression)
- Déplacement du liquide: par **fracturation hydraulique** (surpression due à l'augmentation de volume), par pression associée à une **déformation** (pression non-hydrostatique) et par **écoulement poreux** (loi de Darcy)
- Le **contraste de densité** : les magmas primaires générés dans le manteau montent parce qu'ils sont moins denses que les roches encaissantes jusqu'à la profondeur où le contraste de densité est nul.
- L'**eau** et les différents **gaz** présents dans les magmas peuvent également intervenir dans leur montée, mais ce sont là des mécanismes qui jouent surtout dans les derniers milliers de mètres.

REMARQUE: L'ascension des magmas est lente (plusieurs millions d'années) et, lorsque le magma rencontre une certaine résistance, il stagne dans une chambre magmatique et peut se transformer considérablement

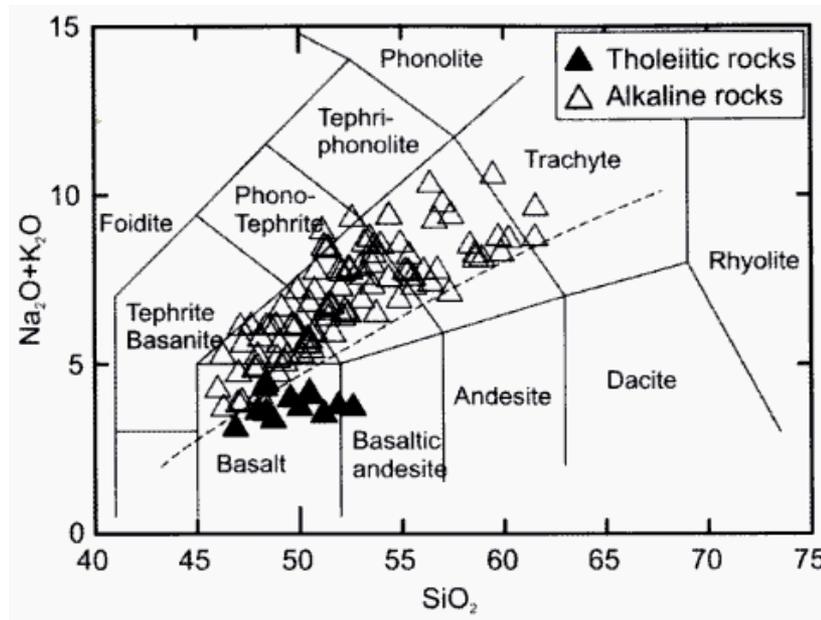
Les différenciations magmatiques

La cristallisation fractionnée

Dans ce processus, les cristaux formés sont soustraits du système (fraction soustraite → fractionnement), donc empêchés de réagir et de se mettre en équilibre avec leur liquide de croissance. Le liquide résiduel s'enrichit progressivement en silice et en éléments incompatibles (K_2O et Na_2O).

A partir d'un magma parent, on peut obtenir une série continue de roches magmatiques différentes mais liées génétiquement.

Exemple: laves de l'Etna



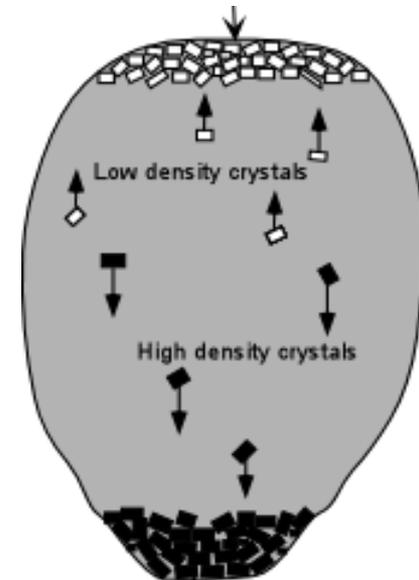
Les différenciations magmatiques

La cristallisation fractionnée

Parmi les mécanismes possibles (gravité, écoulement/fluage, effet de filtre), le principal est la gravité : les minéraux dont la densité est supérieure à celle du liquide ont tendance à tomber au fond du réservoir magmatique (« la **chambre magmatique** »).

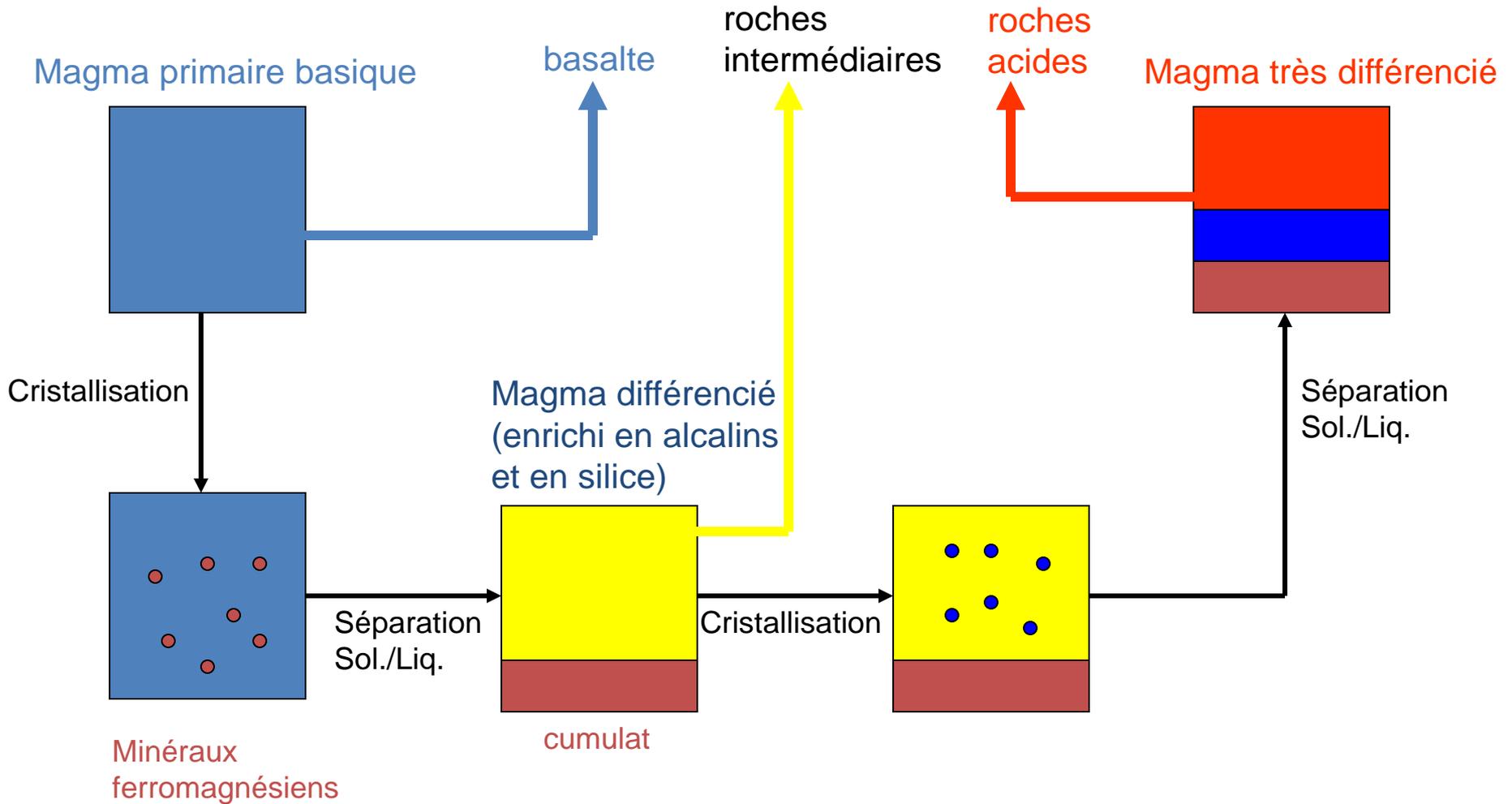
C'est le cas, par exemple, de l'olivine dans un liquide basaltique (densité : 4.2 ; diamètre 2 mm, →1 km en 1000 ans). Il existe également des cristaux qui peuvent flotter : la leucite par exemple (d = 2.48).

Cristaux sans contact avec le liquide



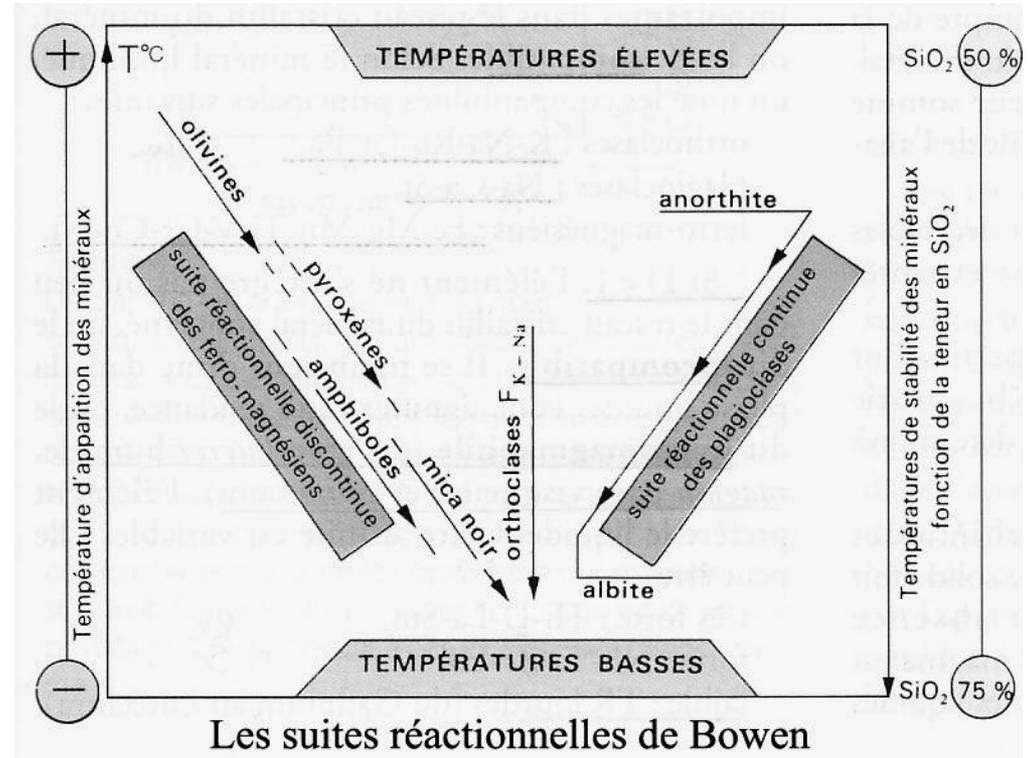
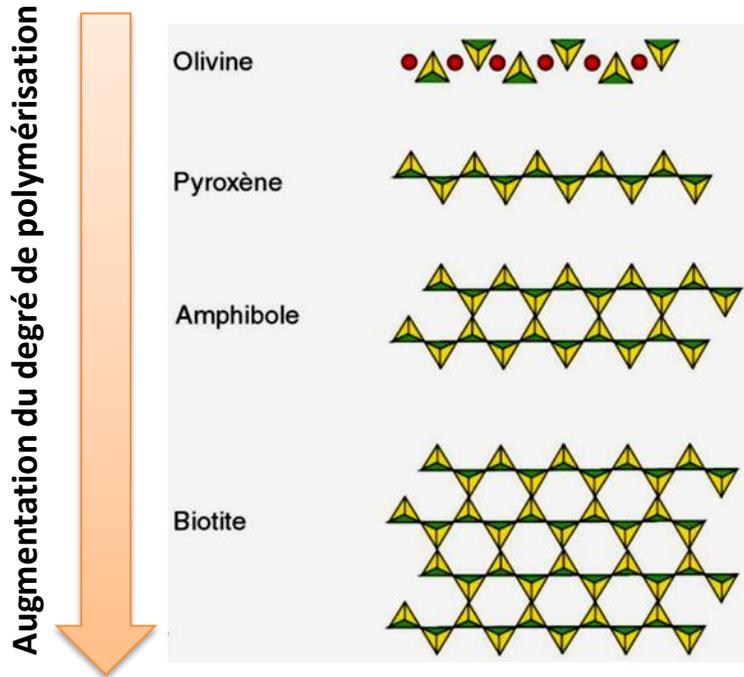
Les différenciations magmatiques

La cristallisation fractionnée



Les différenciations magmatiques

La cristallisation fractionnée



Au cours du **refroidissement du magma**, les premiers minéraux qui cristallisent sont **l'olivine et les pyroxènes**.

La teneur en eau du magma étant élevée (plus de 3,5 %), de grandes quantités d'**amphibole** apparaissent précocement dans le bain silicaté.

Une **séparation** peut alors s'opérer entre:

- L'olivine, les pyroxènes, et amphiboles → **cumulats** extraits des liquides par gravité
- Les **liquides résiduels**

On parle de **fractionnement minéralogique**.

Les différenciations magmatiques

La cristallisation fractionnée

La cristallisation précoce des **minéraux ferromagnésiens** (pyroxène, amphiboles) mobilise relativement peu de silice et d'alcalins (éléments incompatibles).

L'extraction de ces minéraux du bain silicaté explique **l'enrichissement en silice et en alcalins** du liquide résiduel.

Exemple: Effet de la cristallisation de 10% d'olivine dans la composition d'un liquide magmatique

	liquide initial ↓	olivine ↓	liquide résiduel ↓	
SiO ₂	47,25	38,00	43,45	L'olivine prélève : $38 \times 10 / 100 = 3,8 \%$ SiO ₂ Il reste : $47,25 - 3,8 = 43,45 \%$ de SiO ₂
FeO total	10,25	20,00	8,25	L'olivine prélève : $20 \times 10 / 100 = 2 \%$ FeO Il reste : $10,25 - 2 = 8,25 \%$ de FeO
MgO	8,20	42,00	4,00	L'olivine prélève : $42 \times 10 / 100 = 4,2 \%$ MgO Il reste : $8,20 - 4,2 = 4,0 \%$ de MgO

Liquide initial
– 10% d'olivine

Les différenciations magmatiques

La cristallisation fractionnée

Exemple: Effet de la cristallisation de 10% d'olivine dans la composition d'un liquide magmatique

Calcul de la composition du liquide résiduel:

Liquide initial → 10% d'olivine + 90% de liquide résiduel

Exemple
avec SiO₂

L_0		Ol (10%)		L_1 (90%)	L_1 recalculé à 100%
47,25	=	3,8	+	43,45	$L_{1r} = (43,45 \cdot 100) / 90 = 48,28$
Magma primaire			→	Magma différencié	

Les différenciations magmatiques

La cristallisation fractionnée

Exemple: Effet de la cristallisation de 10% d'olivine dans la composition d'un liquide magmatique

En recalculant la composition du liquide résiduel à 100% :

Composition chimique	Magma primaire (liquide basaltique)	Olivine (10%)	Liquide résiduel (90%)	Liquide résiduel recalculé à 100%
SiO ₂	47,25	38,00	43,45	48,28
TiO ₂	0,85		0,85	0,94
Al ₂ O ₃	17,85		17,85	19,83
FeO total	10,25	20,00	8,25	9,17
MnO	0,17		0,17	0,19
MgO	8,20	42,00	4,0	4,44
CaO	9,86		9,86	10,96
Na ₂ O	2,53		2,53	2,81
K ₂ O	1,12		1,12	1,24
Total	98,08	100,00		

De ce simple calcul on déduit la **loi fondamentale de la cristallisation fractionnée** : tout élément chimique plus concentré dans le cristal que dans le liquide appauvrit le liquide résiduel en cet élément (ex MgO), tandis que tout élément chimique moins concentré dans le cristal que dans le liquide enrichit le liquide résiduel en cet élément (ex SiO₂).

Les différenciations magmatiques

Le mélange magmatique

Des magmas de composition contrastée peuvent, par mélange, donner un magma fils de **composition intermédiaire**.

Si les deux magmas ont des compositions **très différentes** (basalte et rhyolite) par exemple, plusieurs facteurs s'opposent au mélange :

- **le contraste de température** : le magma basaltique, plus chaud , tend à perdre sa chaleur et à cristalliser alors que le magma rhyolitique surchauffé tend à dissoudre ses phénocristaux.
- **le contraste de densité** : le magma rhyolitique moins dense tend à flotter sur le basalte
- **Le contraste de viscosité** : pour obtenir un mélange, il faut une convection vigoureuse

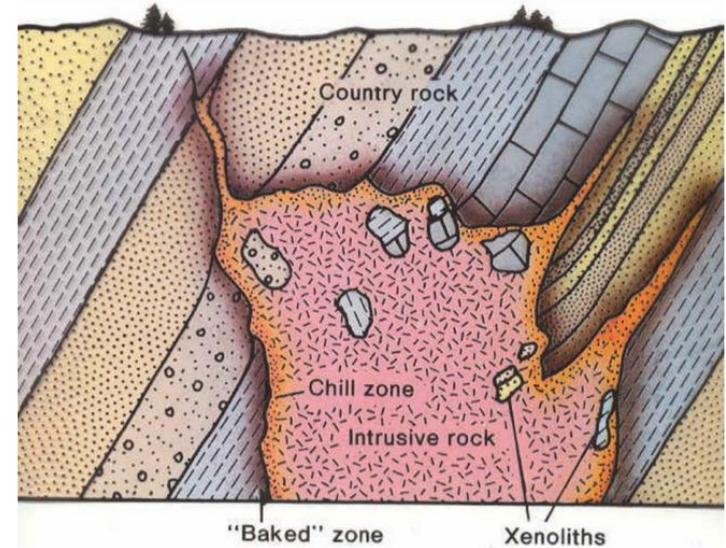
→ Seuls des liquides de **compositions proches** peuvent se mélanger.

Le contraste des propriétés physiques peut être atténué dans le cas d'une convection vigoureuse.

Les différenciations magmatiques

L'assimilation

Il est courant de trouver dans les laves des arcs des marges continentales des enclaves de roches crustales, parfois partiellement fondues (verre). Cela traduit des échanges de matière avec l'encaissant se réalisant dans la chambre magmatique: de petits fragments de l'encaissant peuvent être incorporés au sein du magma et partiellement digérés, ce qui fait évoluer la chimie du magma.



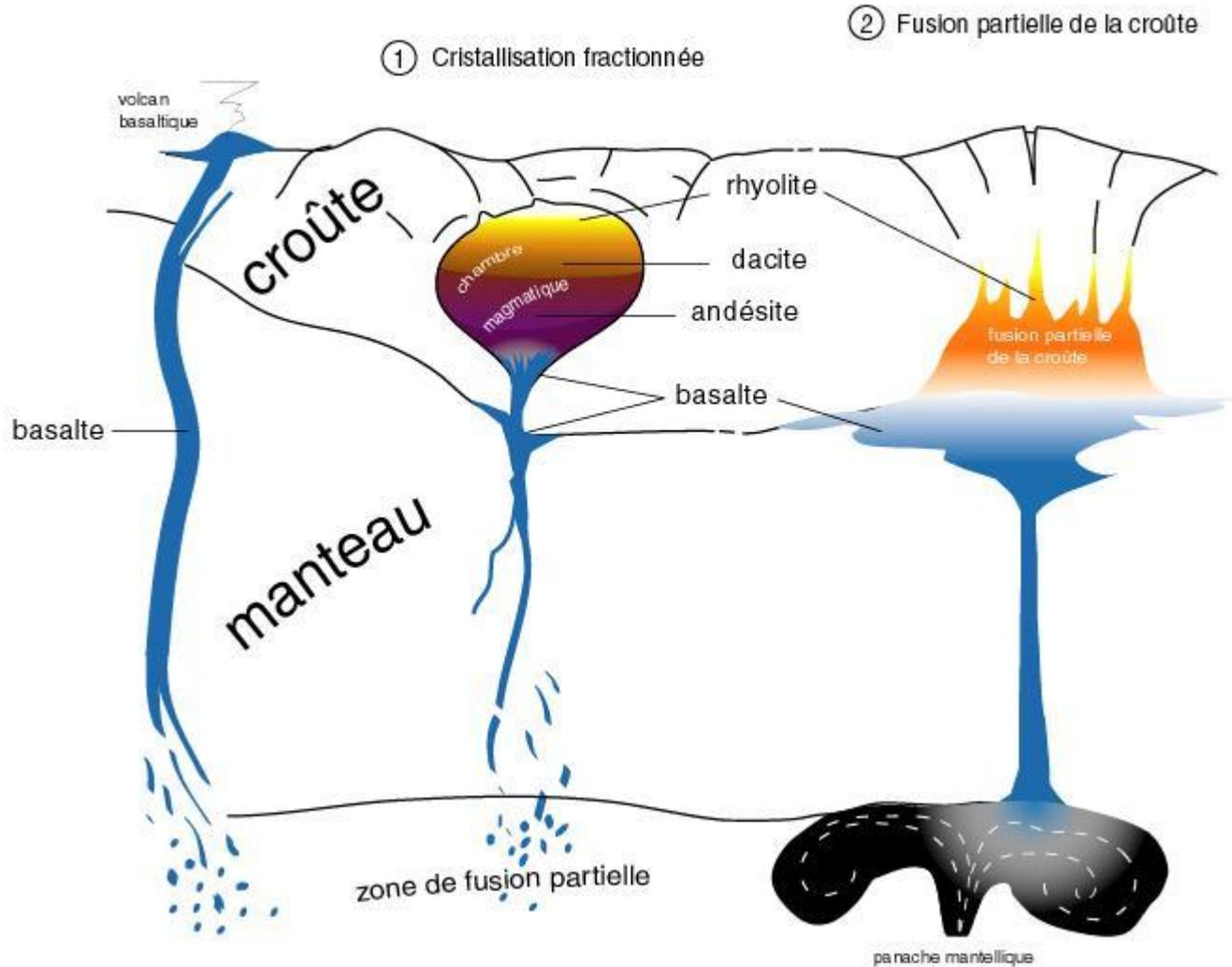
CONCLUSION

A partir d'un magma basaltique asthénosphérique, différentes contaminations peuvent s'envisager:

- Contamination par les **éléments de la croûte océanique** plongeante.
- Contamination par les **sédiments du prisme d'accrétion** entraînés dans la subduction par la croûte océanique.
- Contamination par la **croûte continentale traversée**, cette contamination augmentant avec le temps.

Les magmas qui se forment sont bloqués sous la croûte continentale ou à l'intérieur, ce qui favorise considérablement les échanges

Les différenciations magmatiques



Contextes géodynamiques et magmatisme (synthèse)

