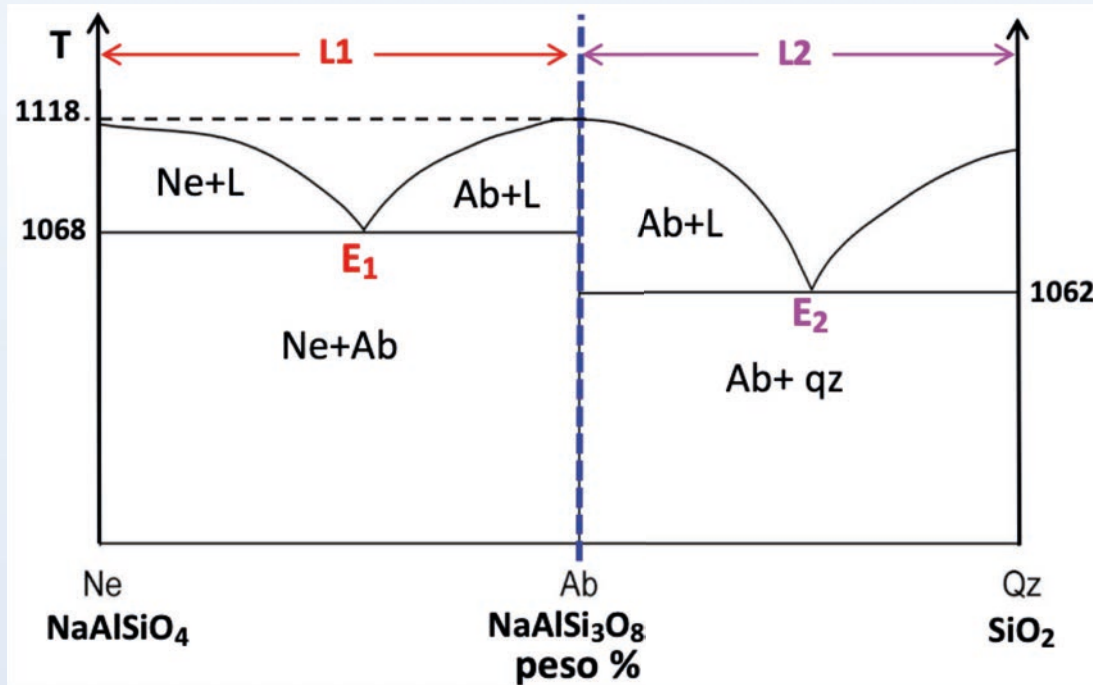


Sistema a 2 componenti con composto intermedio con due eutettici (semplificato)

Nefelina (NaAlSiO_4) - quarzo (SiO_2) - composto intermedio Albite ($\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$)



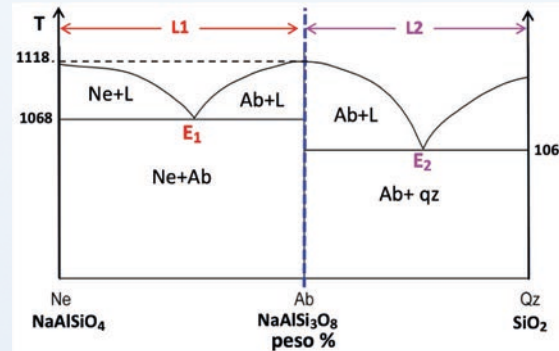
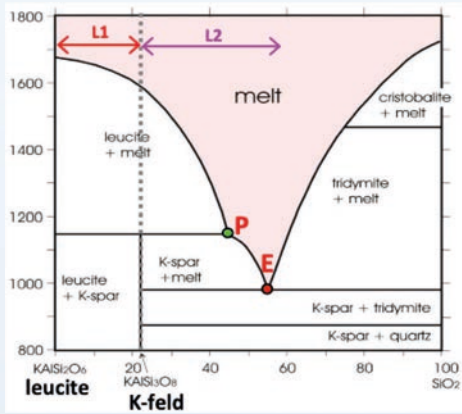
Il composto intermedio Albite divide in due il diagramma Nefelina – SiO_2 , quindi il diagramma va letto come due sistemi accostati, ognuno con un relativo punto eutettico.

Per liquidi di partenza con composizione compresa nell'intervallo L_1 (che cadono all'interno del segmento Ne-Ab) la cristallizzazione finisce in E_1 con produzione di Nefelina + Albite.

Per liquidi di partenza con composizione compresa nell'intervallo L_2 (che cadono all'interno del segmento Ab-quarzo) la cristallizzazione finisce in E_2 con produzione di Albite + quarzo

Implicazioni : Nefelina e quarzo non possono coesistere

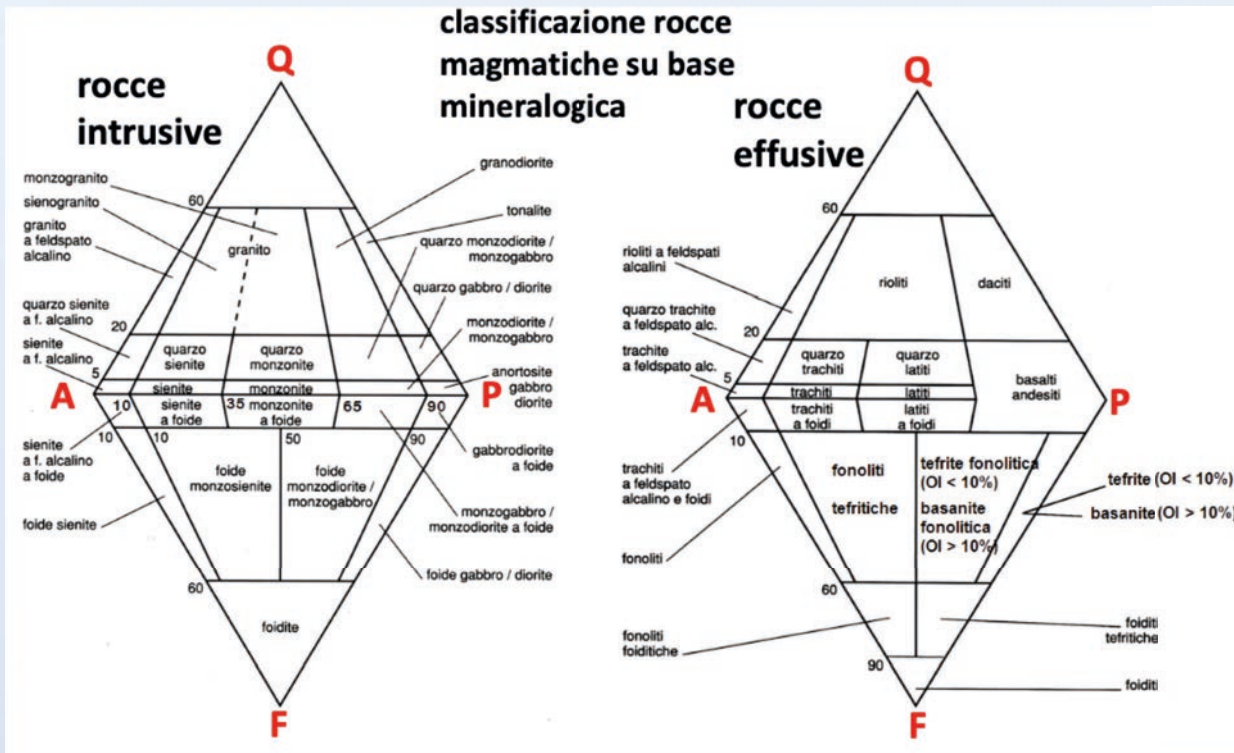
Significato dei diagrammi Leucite/Nefelina (feldspatoidi) - SiO₂



In funzione della composizione del liquido di partenza i solidi finali sono:

- Leucite/Nefelina + feldspato alcalino oppure
- Quarzo + feldspato alcalino

Non è possibile avere quarzo e feldspatoidi che coesistono in equilibrio



Classificazione delle rocce magmatiche (doppio triangolo con Q e F ai vertici opposti)

Q = quarzo

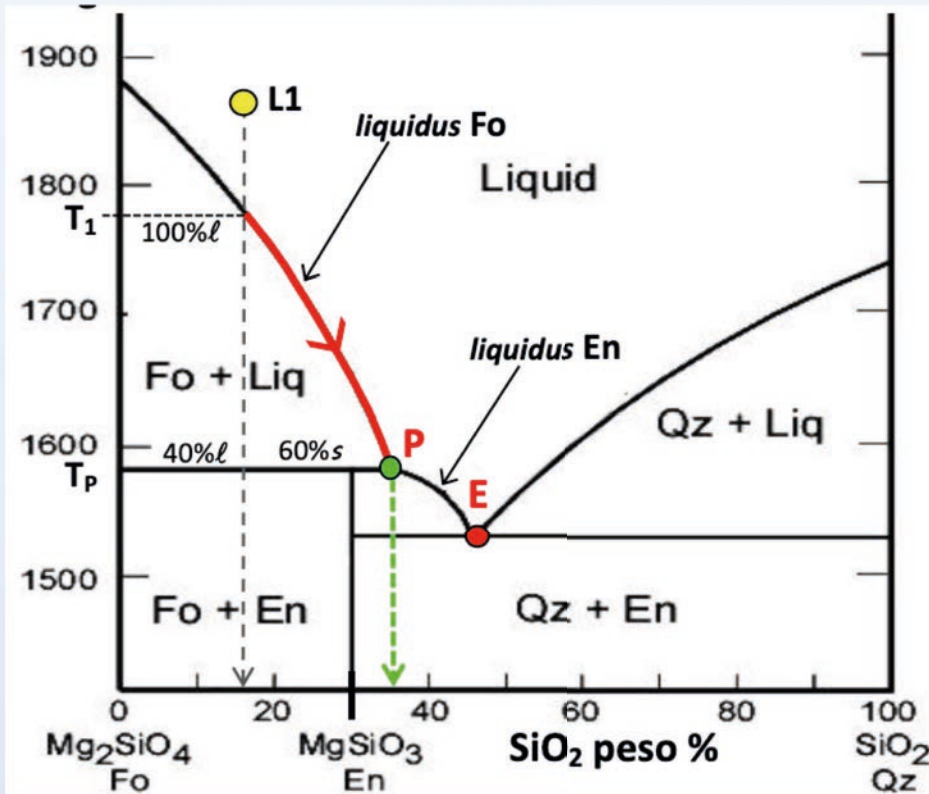
F =feldspatoidi

A = alcali-feldspati (KAlSi₃O₈ – NaAlSi₃O₈)

P = plagioclasti (Ca-Na feldspati) (CaAl₂Si₂O₈ – NaAlSi₃O₈)

Sistema a 2 componenti con composto intermedio e punto peritettico

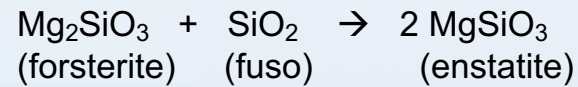
Forsterite (Mg_2SiO_4) - quarzo (SiO_2) - composto intermedio enstatite (MgSiO_3)



Sistema Fo-SiO₂ a bassa P

Cristallizzazione all'equilibrio

Nel punto peritettico ($V = 0$) si ha:



Nel punto eutettico ($V = 0$) si ha cristallizzazione di enstatite + quarzo.

Diagramma analogo a quello con Leucite – SiO₂

Partenza: liquido L₁ o qualsiasi L la cui composizione cade all'interno del tratto Fo-En.

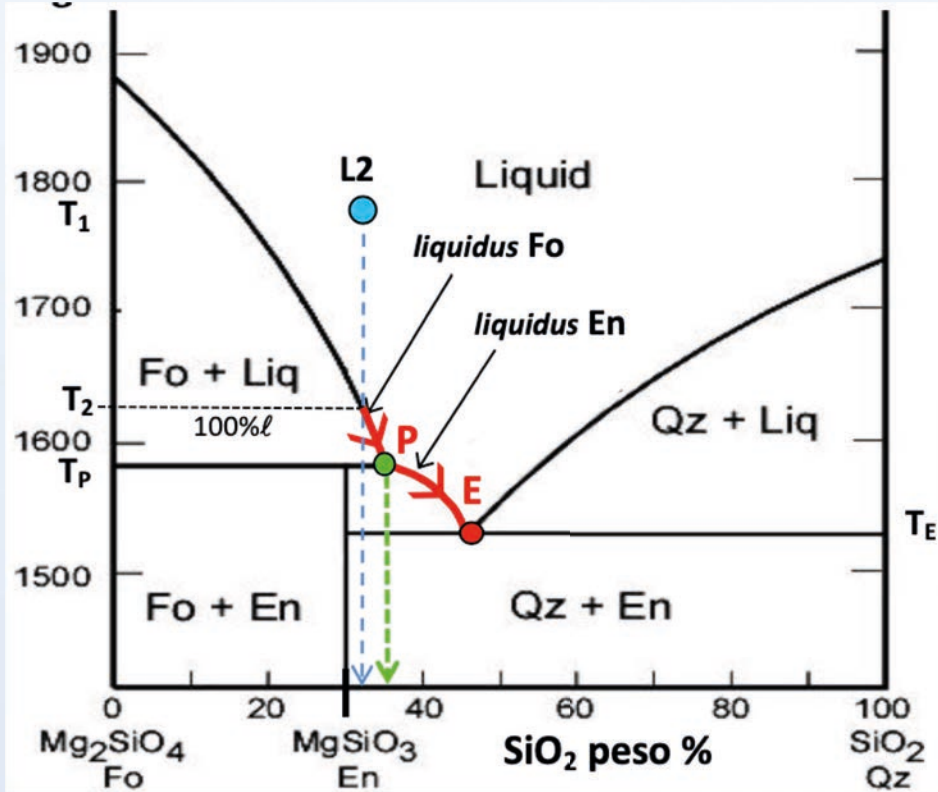
I solidi finali saranno Fo + En.

Da T₁ a T_P cristallizza Fo e il liquido si arricchisce in SiO₂. A T_P: reazione forsterite + liquido L_P → enstatite; l'olivina è riassorbita dal liquido per produrre enstatite. Siccome la quantità di olivina prodotta lungo il tratto T₁-T_P è superiore (60%) alla quantità di liquido (40%) che arriva in T_P, non tutta l'olivina verrà riassorbita ma solo una parte.

La cristallizzazione finisce in P. I prodotti finali sono forsterite + enstatite

Sistema a 2 componenti con composto intermedio e punto peritettico

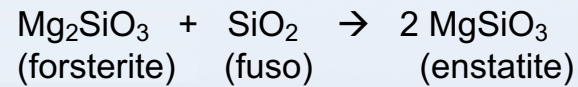
Forsterite (Mg_2SiO_4) - quarzo (SiO_2) - composto intermedio enstatite ($MgSiO_3$)



Sistema Fo- SiO_2 a bassa P

Cristallizzazione all'equilibrio

Nel punto peritettico ($V = 0$) si ha:



Nel punto eutettico ($V = 0$) si ha cristallizzazione di enstatite + quarzo.

Diagramma analogo a quello con Leucite - SiO_2

Per L_2 , da T_2 a T_P cristallizza olivina e il liquido si arricchisce in SiO_2 .

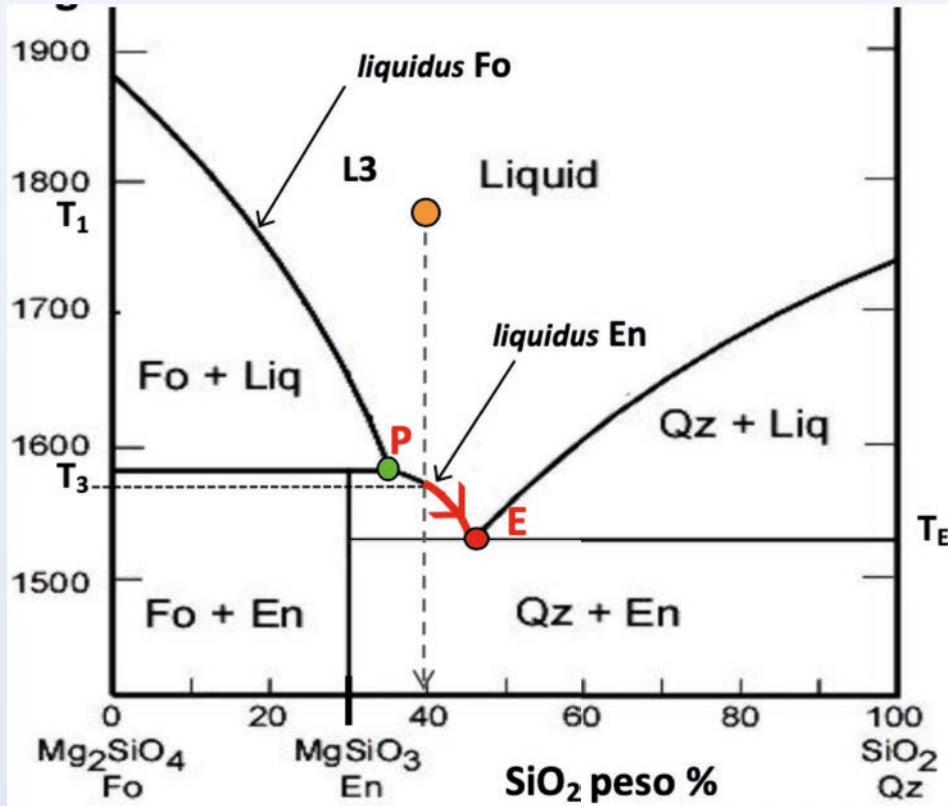
A T_P , cioè in P, il liquido L_P è diventato troppo ricco in SiO_2 affinché l'olivina resti in equilibrio con esso: reazione $Fo + liquido\ L_P \rightarrow En$; l'olivina è riassorbita dal liquido per produrre enstatite. Siccome ora la quantità di olivina prodotta nel tratto T_2-T_P è inferiore ($\approx 10\%$) alla quantità di liquido che arriva in T_P , tutta l'olivina verrà riassorbita. In P ($V = 0$, 3 fasi), la T resta bloccata finché tutta l'olivina è scomparsa.

Scomparsa tutta l'olivina, il liquido prosegue ($V=1$), cristallizzando Enstatite e arrivando in E, dove cristallizzano insieme enstatite + quarzo.

La cristallizzazione finisce in E. I prodotti finali sono enstatite + quarzo

Sistema a 2 componenti con composto intermedio e punto peritettico

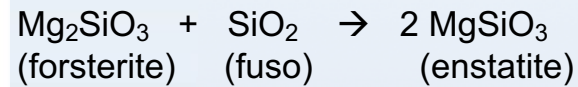
Forsterite (Mg_2SiO_4) - quarzo (SiO_2) - composto intermedio enstatite ($MgSiO_3$)



Sistema Fo-SiO₂ a bassa P

Cristallizzazione all'equilibrio

Nel punto peritettico ($V = 0$) si ha:



Nel punto eutettico ($V = 0$) si ha cristallizzazione di enstatite + quarzo.

Diagramma analogo a quello con Leucite – SiO₂

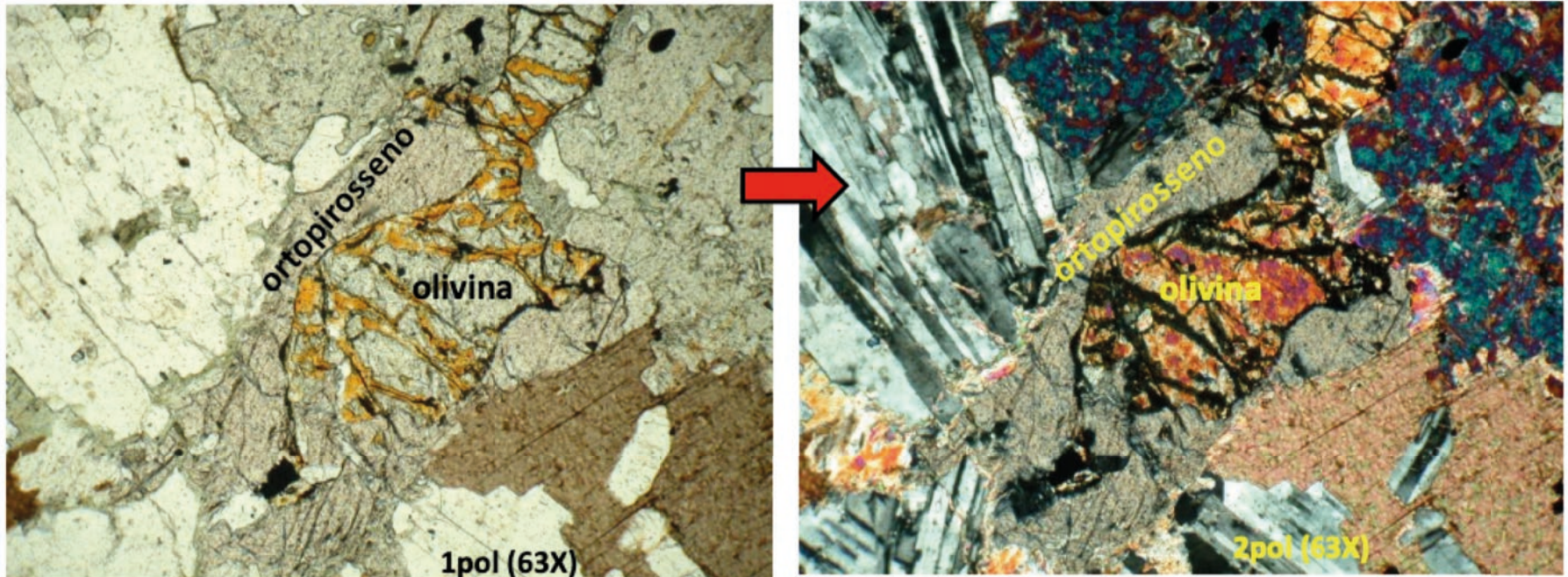
Per L₃: da T₃ a T_E cristallizza enstatite e il liquido si arricchisce in SiO₂.
Quando il liquido arriva in E (V=0; 3 fasi) cristallizzano insieme enstatite + quarzo.

La cristallizzazione finisce in E. I prodotti finali sono enstatite + quarzo.

Nessuna reazione peritettica.

Sistema a 2 componenti con composto intermedio e punto peritettico

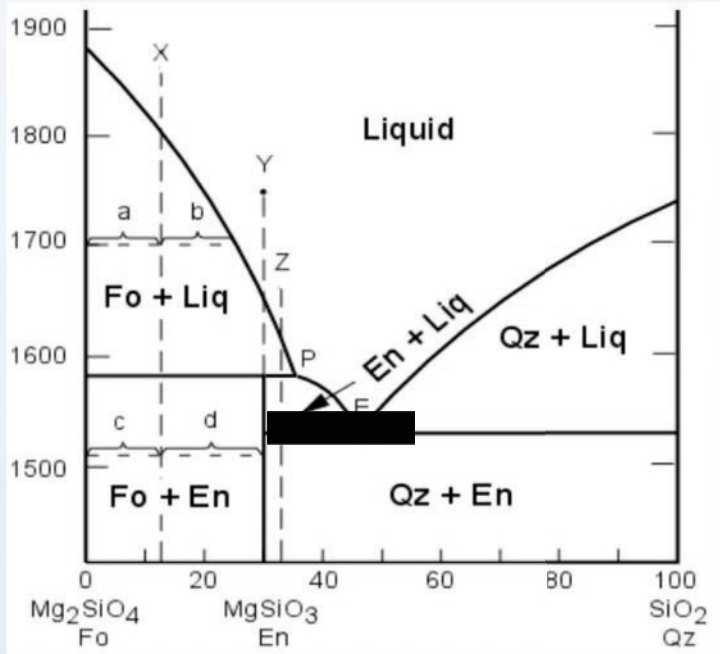
Forsterite (Mg_2SiO_4) - quarzo (SiO_2) - composto intermedio enstatite (MgSiO_3)



Significato petrologico dei diagramma Fo-SiO₂ :

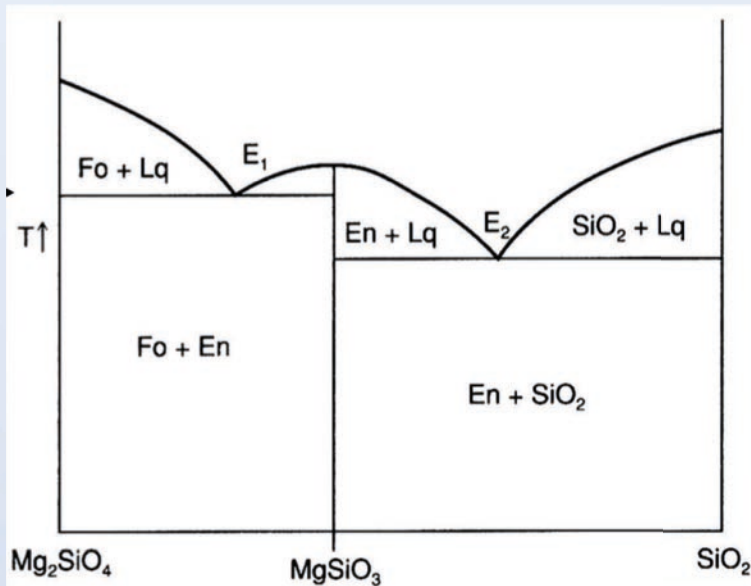
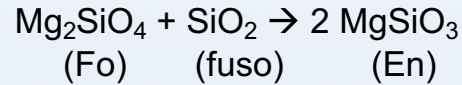
**Per una cristallizzazione all'equilibrio
olivina e quarzo NON possono coesistere**

Il sistema Fo - SiO₂ a diverse pressioni



Sistema Fo - SiO₂ a bassa P (<5 Kbar)

Produzione di un composto intermedio (enstatite) nel punto peritettico P.



Sistema Fo - SiO₂ ad alta P (~ 10 Kbar)
(relazione schematica)

L'ortopirosseno non è più in relazione incongruente con l'olivina, ma costituisce una barriera termica. Si generano due eutettici E₁ (liquidi sottosaturi in SiO₂) ed E₂ (liquidi sovrassaturi in SiO₂)

Il sistema Fo - SiO₂ a diverse pressioni

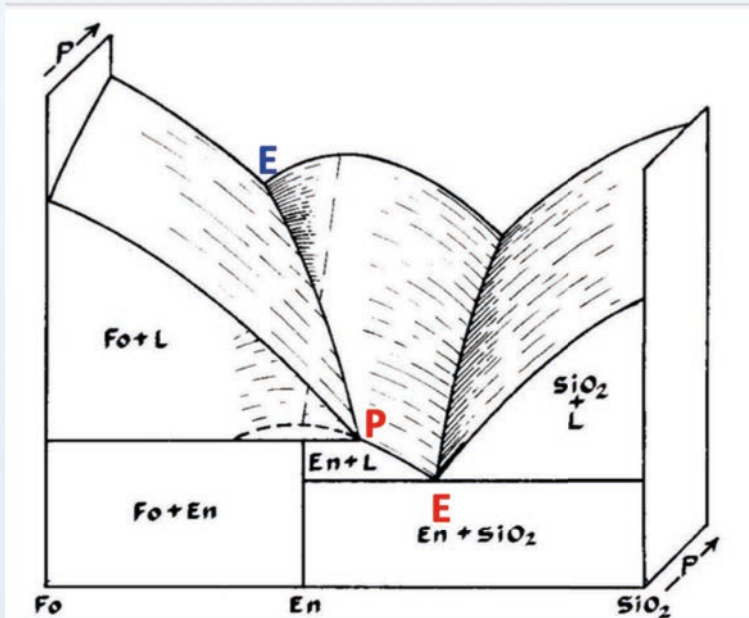
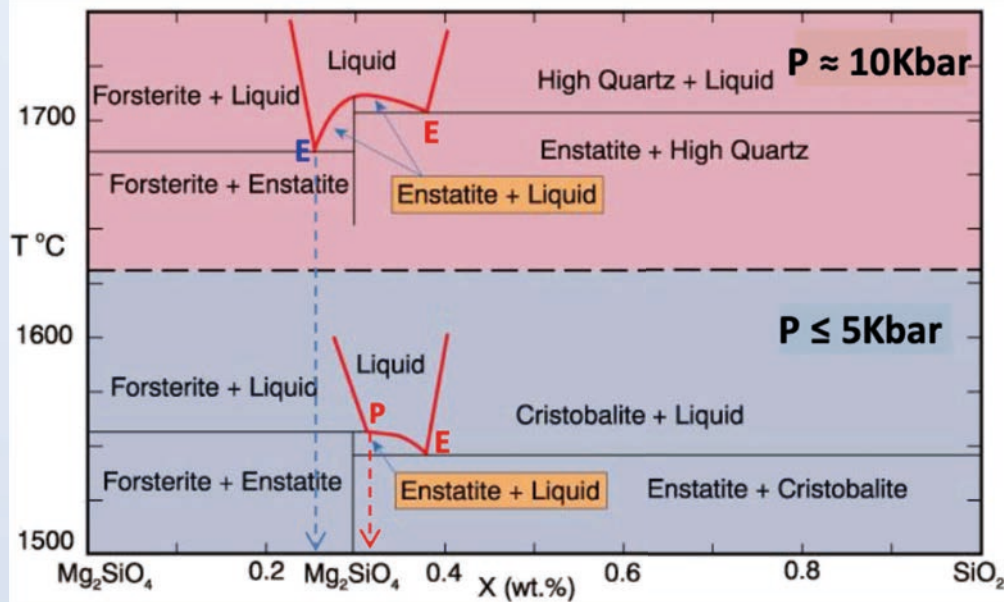


Illustrazione schematica dell'effetto della pressione sul sistema forsterite-silice. La pressione aumenta più la T di liquidus dell'enstatite che quella della forsterite, ingrandendo il campo di stabilità della forsterite e ingrandendo quello dell'enstatite. Allo stesso tempo, il punto peritettico si sposta verso contenuti in silice più bassi fino ad oltrepassare la composizione dell'enstatite ed a diventare un eutettico.



Conseguenza petrologica/geologica:

La fusione di un assemblaggio di ol+en (peridotite) produce ad alta pressione magmi più poveri in silice (SiO₂-sottosaturi; fusione in E) rispetto a quelli prodotti a bassa pressione (fusione in P)

La cristallizzazione magmatica e la serie di Bowen

Sintesi sulla cristallizzazione magmatica

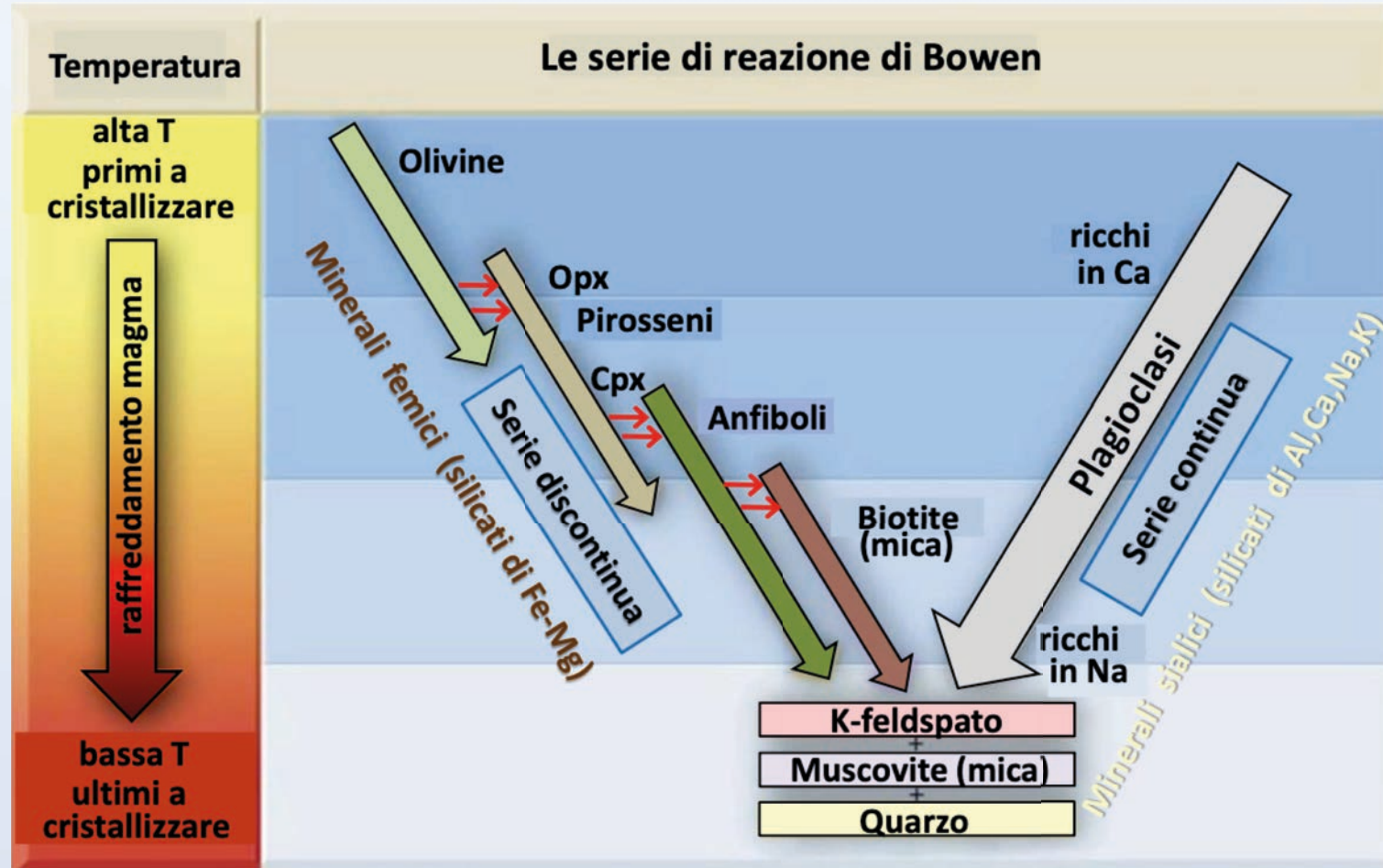
- Durante il raffreddamento i magmi cristallizzano in un certo intervallo di T ed in questo intervallo possono cristallizzare vari minerali.
- Gli intervalli di cristallizzazione dei magmi basici (SiO_2 ~50%), intermedi (~60%) e acidi (~70%) sono simili ($\approx 250\text{-}300^\circ\text{C}$), ma le T di liquidus e solidus sono diverse e sono influenzate dalla P e dalla presenza di elementi volatili (H, C, etc).
- Durante la cristallizzazione il magma cambia di composizione: si arricchisce in elementi come Si, Na e K, e si impoverisce in elementi come Mg, Fe, Ca.
- I minerali che cristallizzano dipendono dalla T e dalla composizione del magma.

Dai risultati ottenuti su sistemi sperimentali semplificati e dal riscontro con le osservazioni petrografiche emerge che i minerali si formano secondo una definita sequenza, detta

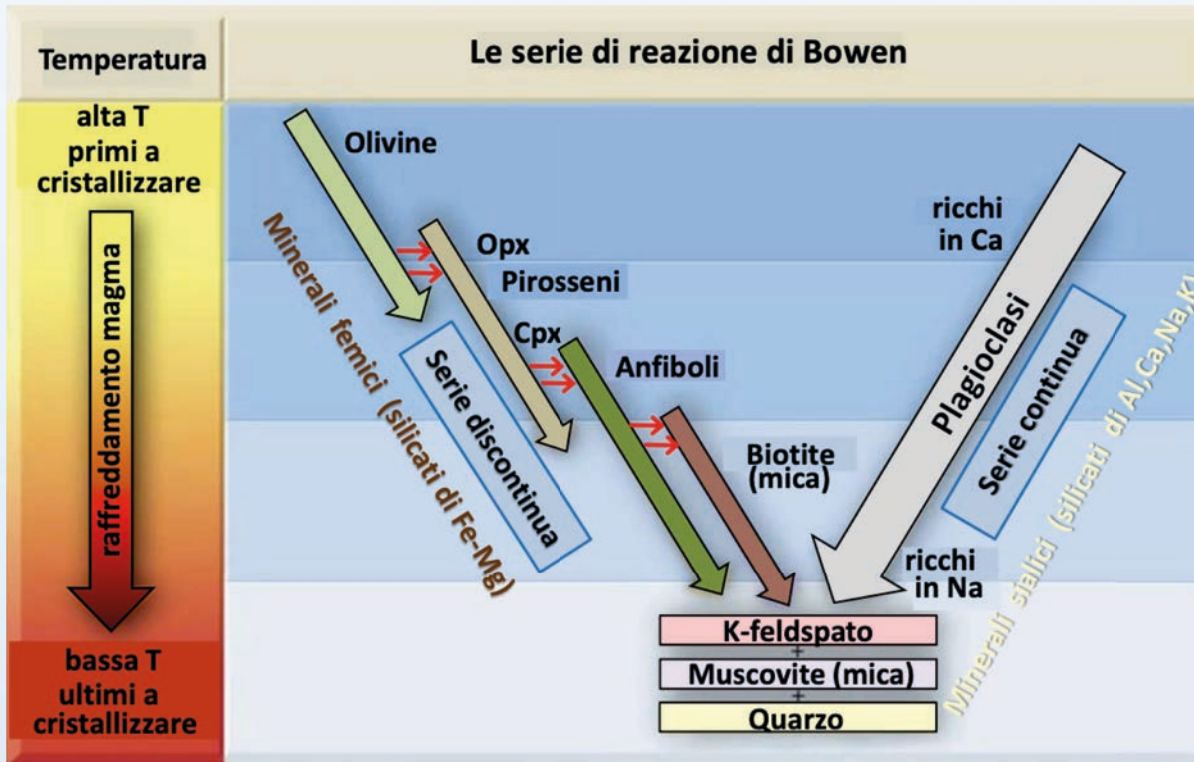
Serie di Bowen

dal nome di colui che per primo la propose (“The evolution of igneous rocks” ,1928).

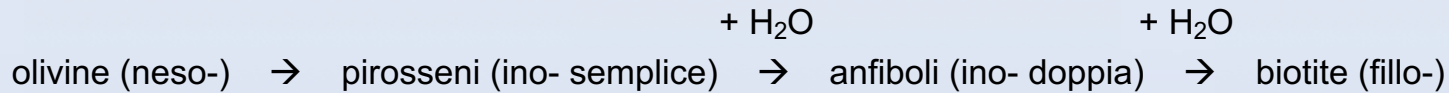
Serie di Bowen (serie di cristallizzazione)

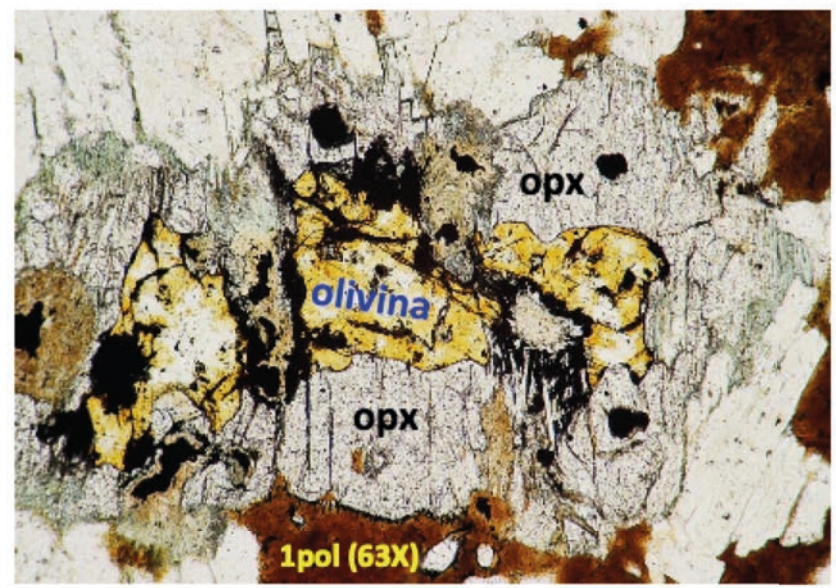
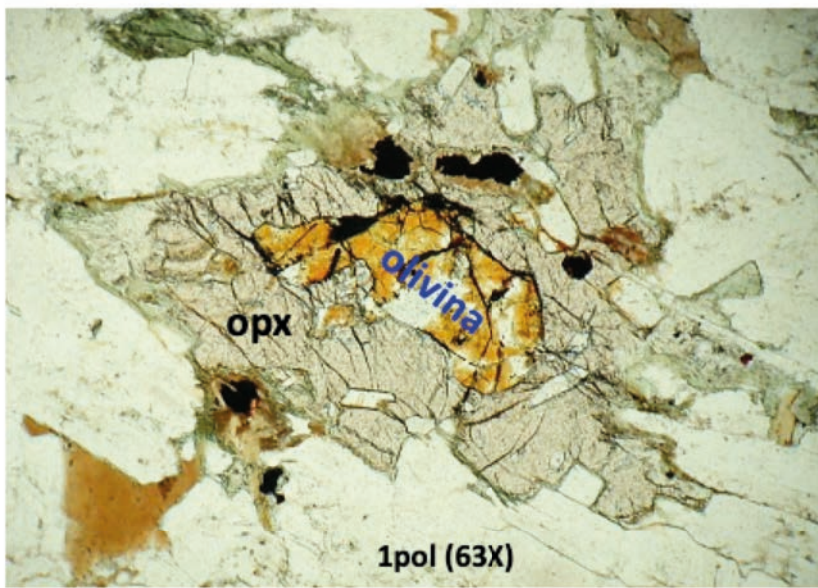


Serie di Bowen (serie di cristallizzazione)

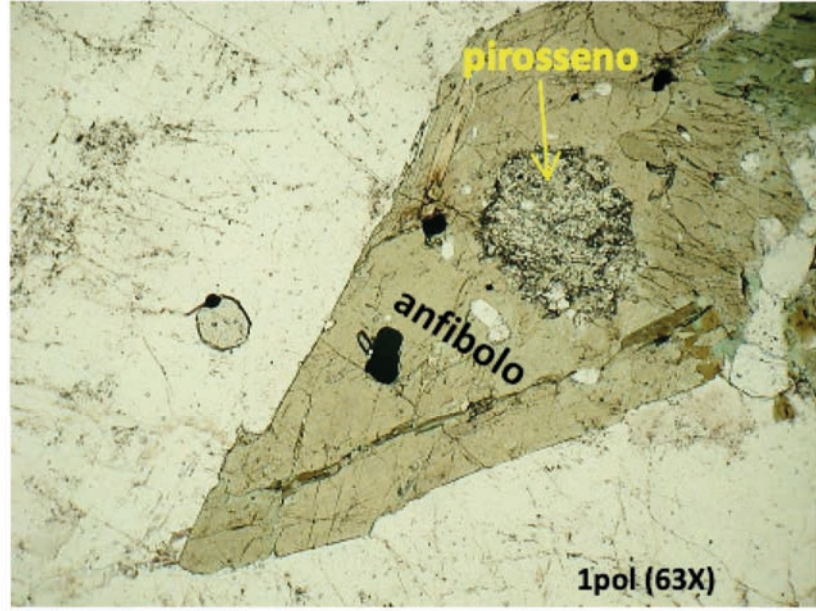
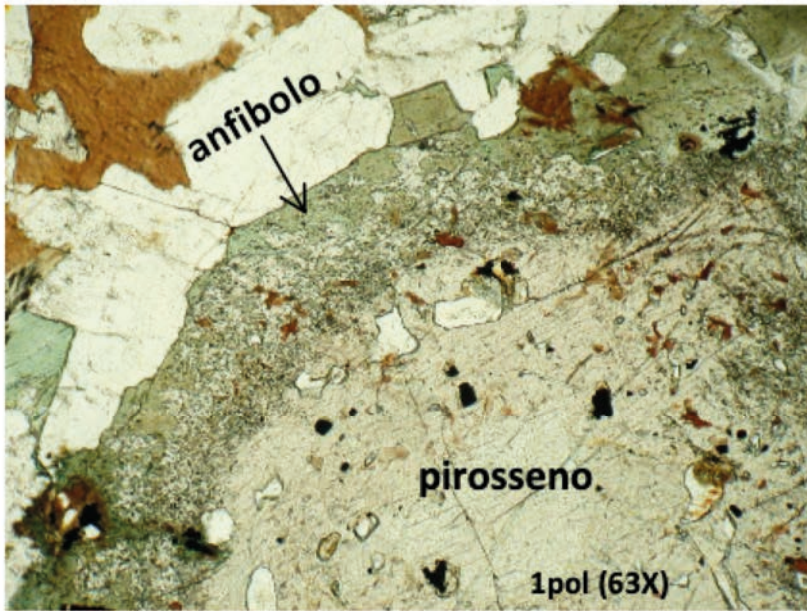


I minerali di Fe-Mg formano una serie discontinua perchè ai cambiamenti di chimismo corrispondono diverse strutture cristalline:



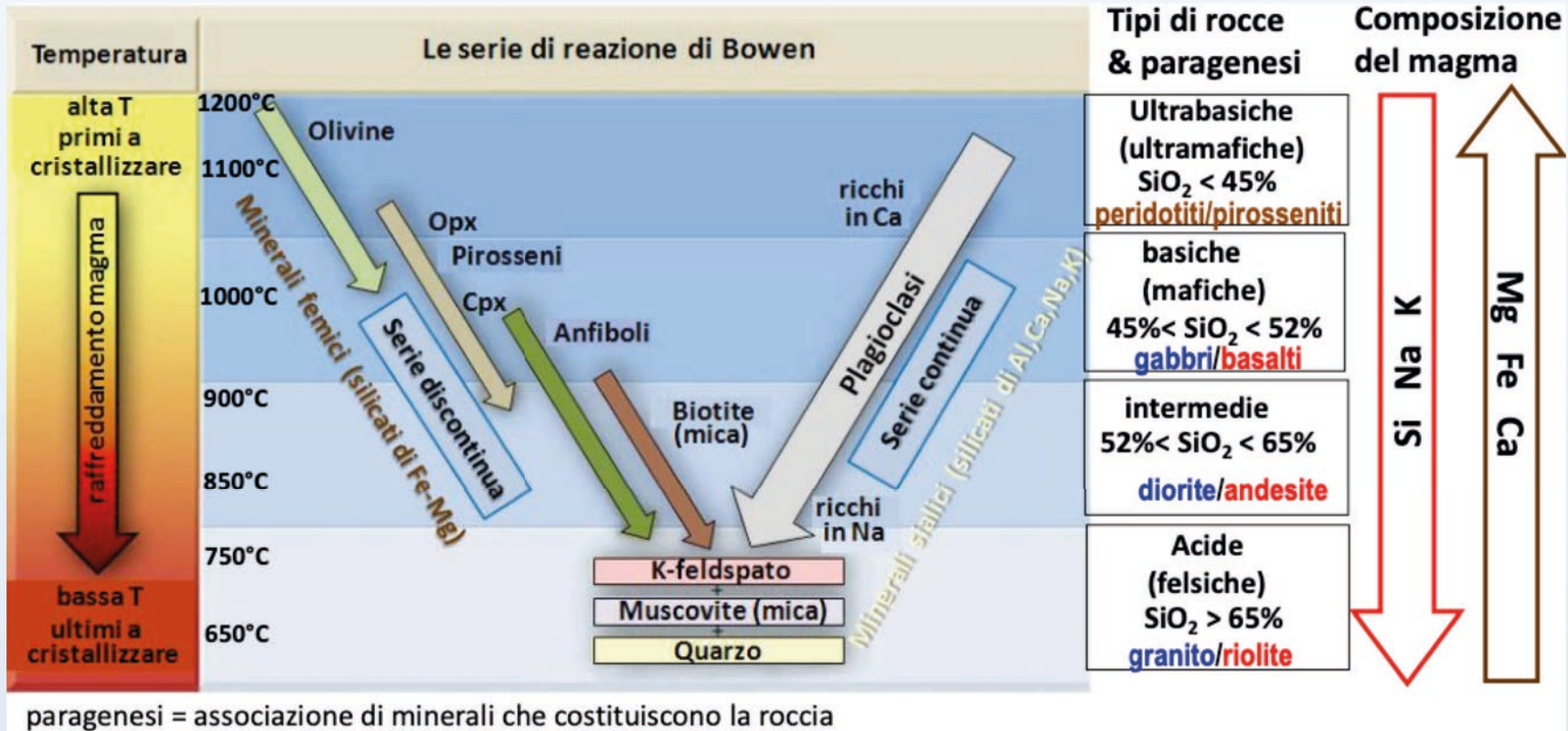


Reazione peritettica: relitto di olivina circondato da ortopirosseno



Reazione per aumento H_2O nel magma : clinopirosseno parzialmente (sx) e quasi totalmente (dx) sostituito da anfibolo

Serie di Bowen (serie di cristallizzazione)

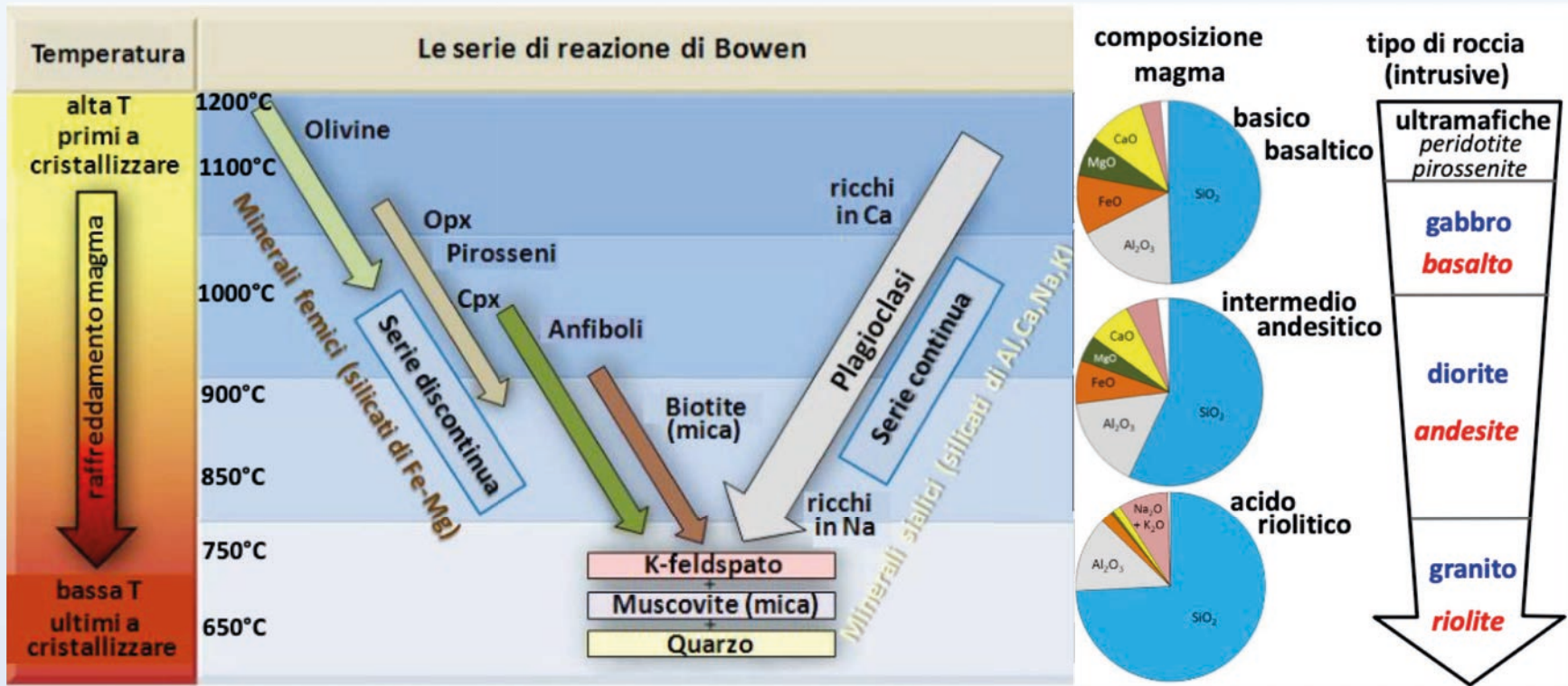


Letta in senso orizzontale la Serie di Bowen fornisce la paragenesi per i diversi tipi di roccia e la coesistenza tra i minerali, per es:

olivina + pirosseni saranno associati ad un plagioclasio ricco in Ca (nei basalti o gabbri) e non ad un K-feldspato o quarzo

K-feldspato + quarzo saranno associati ad un plagioclasio ricco in Na, biotite e/o Muscovite (in graniti) e non a pirosseni o olivine

Serie di Bowen (serie di cristallizzazione)



La figura a destra mostra il cambiamento composizionale del magma residuale al procedere della cristallizzazione.

Con la cristallizzazione frazionata è possibile ottenere magmi acidi partendo da magmi basici, cioè ottenere graniti da magmi basaltici. Questa è una possibile spiegazione per la genesi dei graniti, che però è la meno probabile in termini di rapporti volumetrici: i graniti sono le rocce intrusive più abbondanti della crosta continentale superiore, ma la cristallizzazione frazionata di un magma basaltico può produrre magmi granitici in quantità inferiore al 10%.

Il processo principale per la produzione di graniti è invece la fusione crostale (anatessi) di rocce metamorfiche.

Variazioni chimiche di una serie magmatica

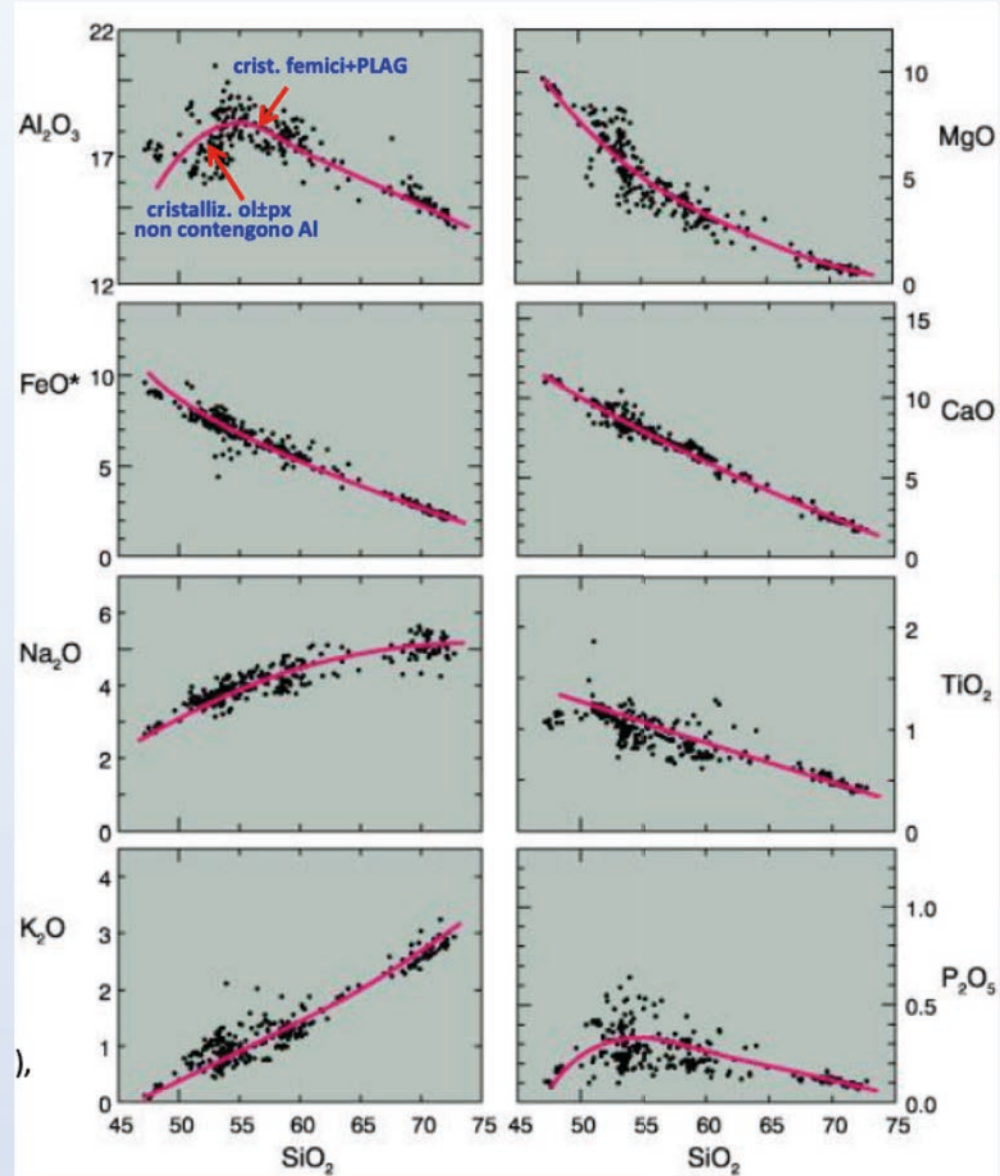
La cristallizzazione frazionata produce una modificazione della composizione del magma. Durante questi processi, alcuni dei magmi possono essere eruttati in superficie. Questi possono avere composizioni diverse in funzione dello stadio di cristallizzazione in cui si trovavano.

Lo stadio di evoluzione di un certo magma si può valutare utilizzando gli indici di differenziazione (come SiO_2 , MgO):

Es: magmi che derivano da più processi di cristallizzazione (più evoluti) avranno più SiO_2 e meno MgO .

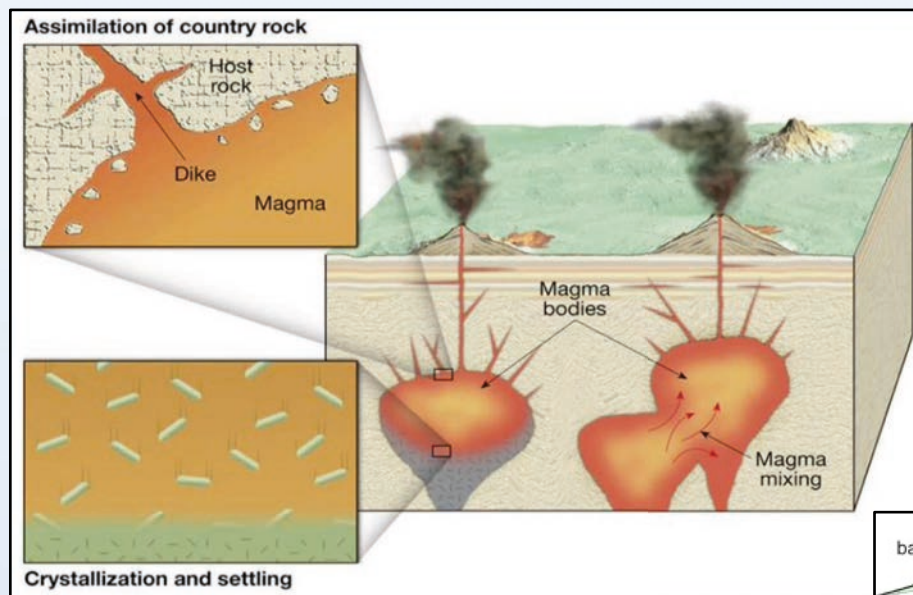
I diagrammi di Harker sono utilizzati per valutare le variazioni chimiche dei magmi durante la differenziazione (cristallizzazione)

Harker variation diagram for 310 analyzed volcanic rocks from Crater Lake (Mt. Mazama), Oregon Cascades (from Winter, 2001)



Altri meccanismi che portano alla modifica della composizione del magma

Mescolamento di magmi (mixing)

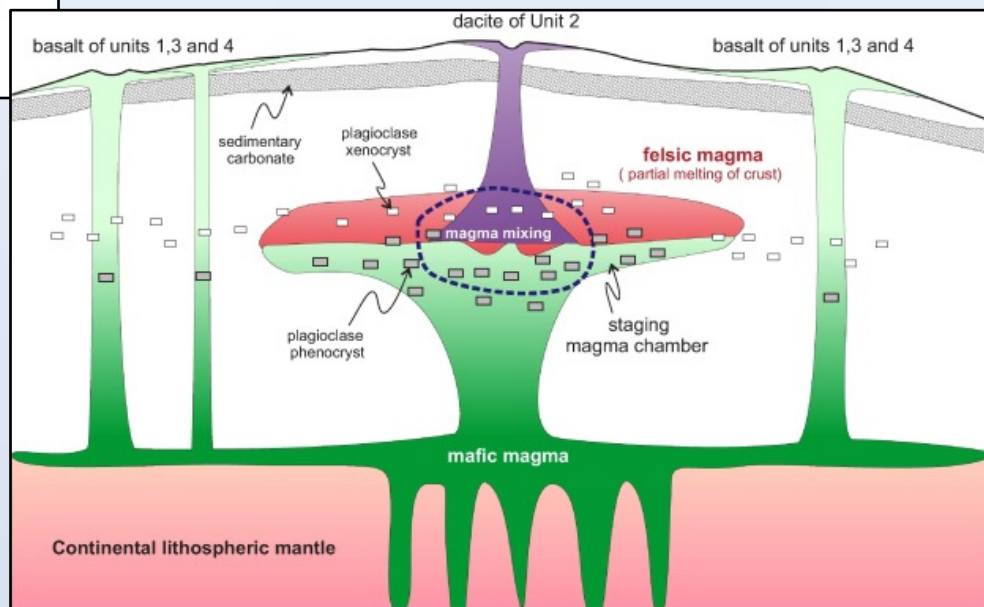


Il mescolamento di magmi diversi produce un magma ibrido omogeneo e di conseguenza rocce ibride.

La fattibilità di un mescolamento completo dipende:

- dalla composizione dei due magmi,
- dalla loro viscosità,
- dalla loro temperatura.

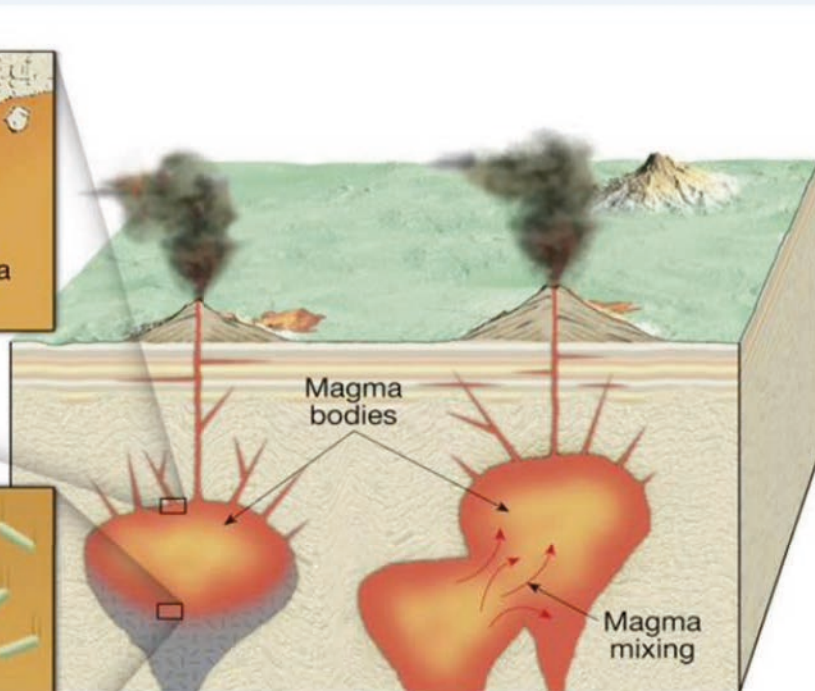
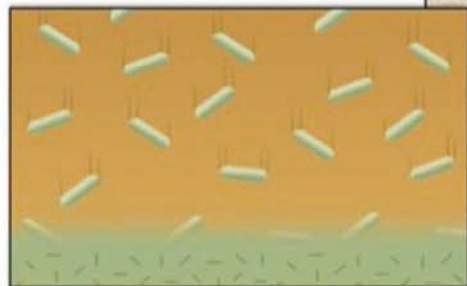
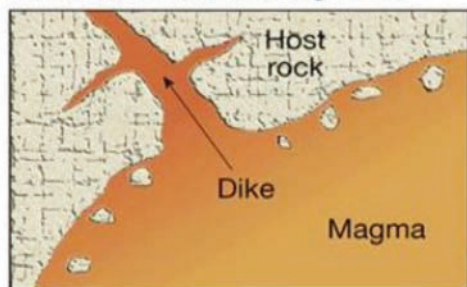
Se il mixing è completo, i due magmi mescolati non sono più distinguibili.



Altri meccanismi che portano alla modifica della composizione del magma

Assimilazione crostale

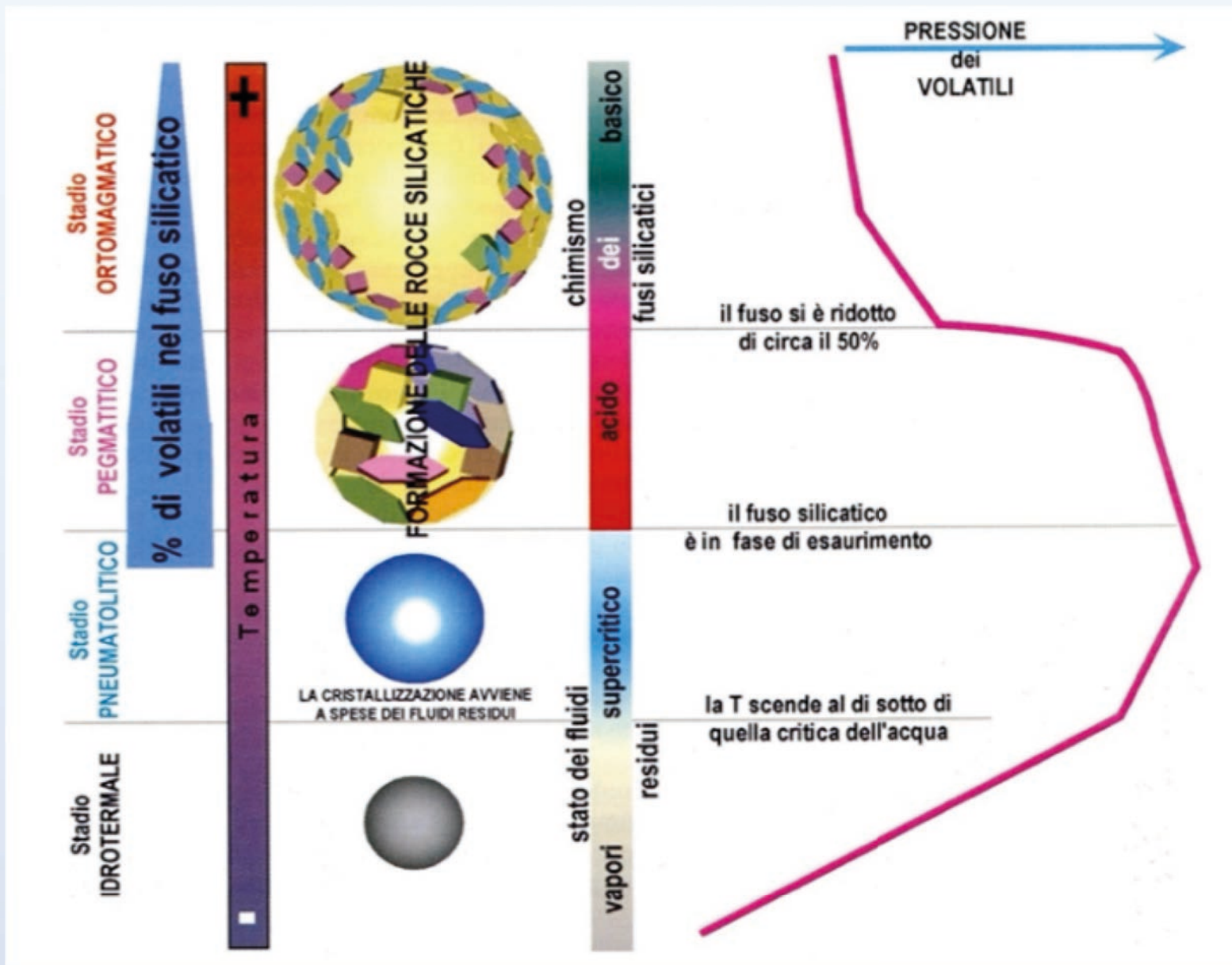
Assimilation of country rock



Incorporazione (= parziale “digestione”) di materiale proveniente dalle pareti o dal tetto della camera magmatica. Evidenze: xenoliti metamorfici.

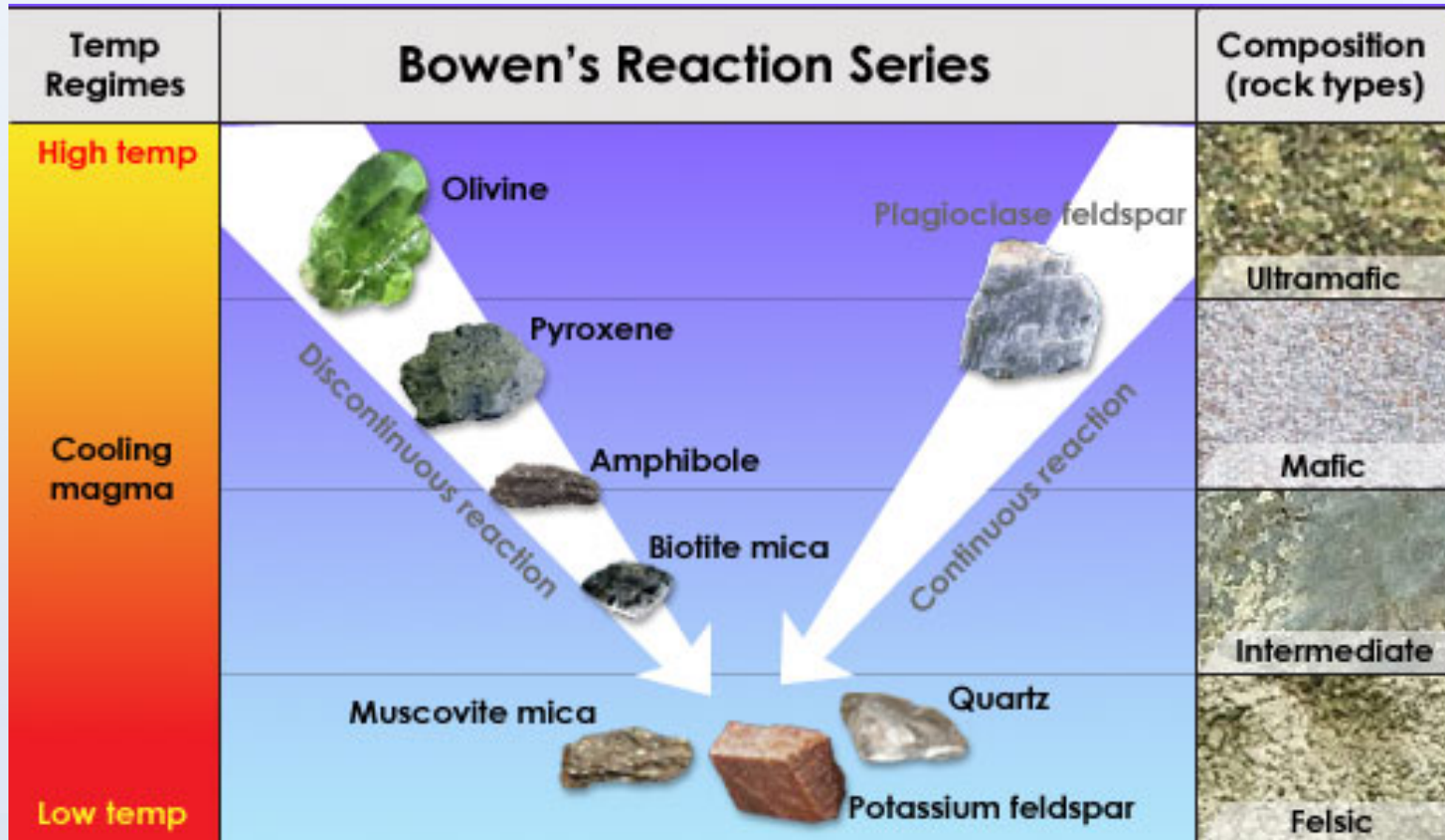
Il calore del magma basico può anche arrivare a fondere il materiale crostale, e il fuso crostale si mescola con quello basico (mixing)

Stadi del processo magmatico in ambiente intrusivo



Fase ortomagmatica (1300 – 650 °C)

Cristallizzazione secondo la serie di Bowen: prima i minerali anidri e poi quelli idrati; il liquido cambia composizione, si arricchisce in H₂O e in elementi (incompatibili) non entrati nei minerali e diventa un liquido “residuale”



Fase pegmatitica (650 - 500°C)

Fusi residuali ricchi in elementi incompatibili e molto ricchi in fasi volatili (H₂O, CO₂, S, Cl, F, B...)



Immiscibilità
(separazione fuso-fluido)



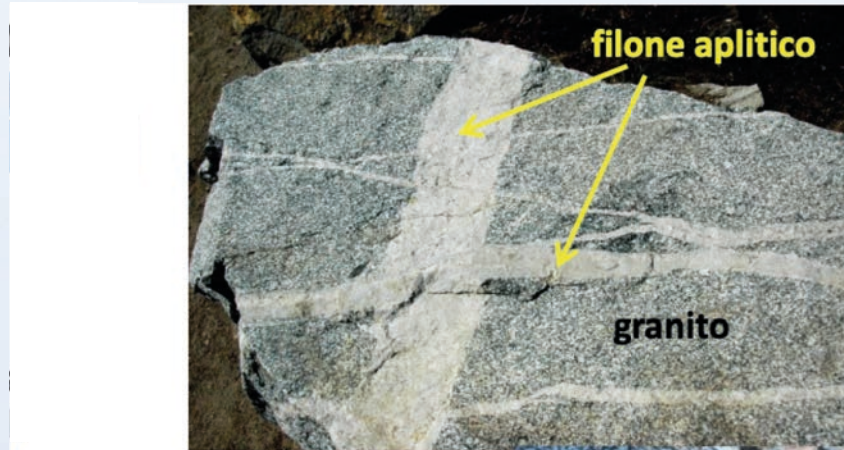
Fuso silicatico
povero in fasi
fluide

Fluido molto ricco in
fasi volatili e povero
in germi cristallini
silicatici



Apliti
(grana fine)
(es.: Quarzo+k-
feld)

Pegmatiti
(megacristalli)
(es: tormalina,
berillo, muscovite)



solidificazione
in fratture,
sacche o lenti
irregolari

pegmatite



Fase pneumatolitica (500 - 373°C)

Masse gassose ricche di alogenuri metallici si separano dal liquido e danno origine alla deposizione pneumatolitica.

La buona parte dell'H₂O passa alla successiva fase idrotermale.

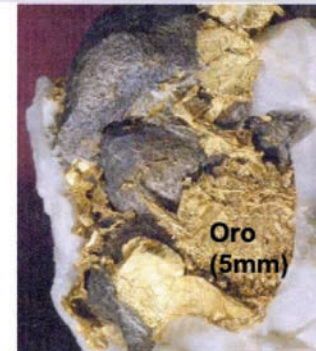
Fase idrotermale (< 373°C)

Cristallizzazione da masse gassose che permeano le fratture derivate dal raffreddamento della massa intrusiva, per:

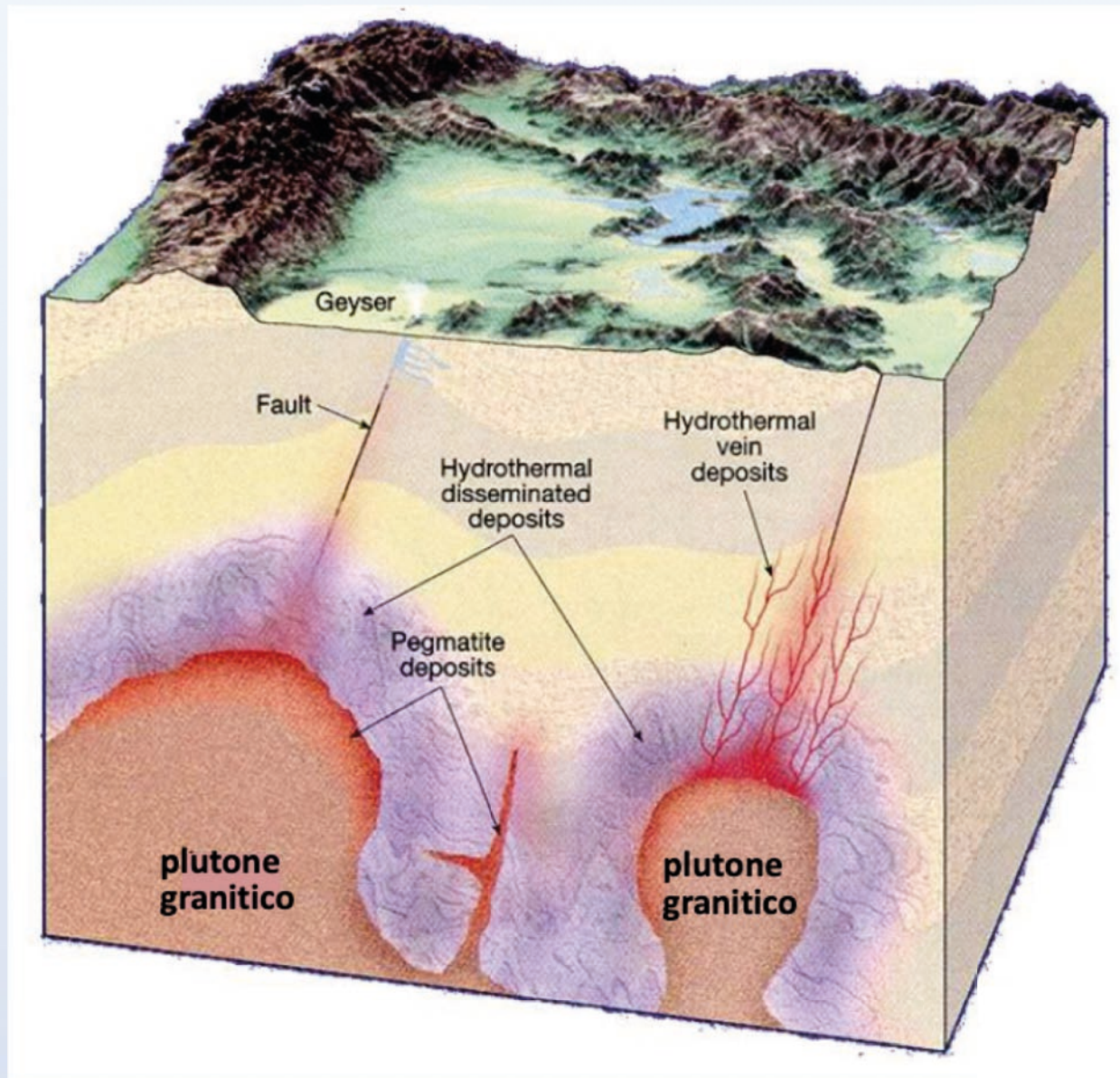
- Diminuzione di T e variazione di pH
- Risalita verso la superficie - sorgenti termali

Minerali tipici sono alogenuri (fluorite), solfuri (pirite blenda galena), elementi nativi (Au, Ag), ma anche ematite, quarzo, calcite.

Fase idrotermale



Depositi pegmatitici e idrotermali associati a plutoni granitici



Depositi pegmatitici e idrotermali associati a plutoni granitici

