

Corso di Laurea in Geologia

Insegnamento: Petrografia

Il metamorfismo e le rocce metamorfiche



UNIVERSITÀ
DEGLI STUDI DI TRIESTE



Docente:

Sede:

Tel.:

Email:

Sito web:

Luca Ziberna

Dipartimento di Matematica e Geoscienze, UNITS
Via Weiss 8, Pal. N (Parco di San Giovanni)

0405582221

luca.ziberna@units.it

<http://www.mappets.units.it>



Programma

Contenuti

1 - Fattori e tipi di metamorfismo

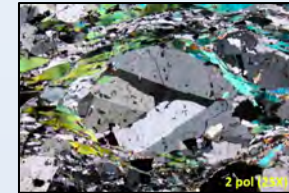
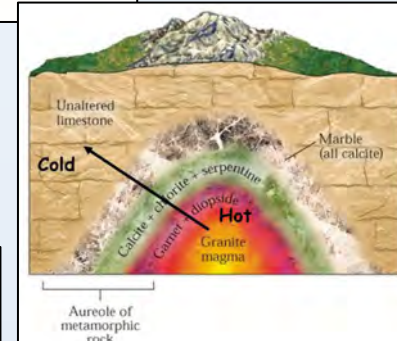
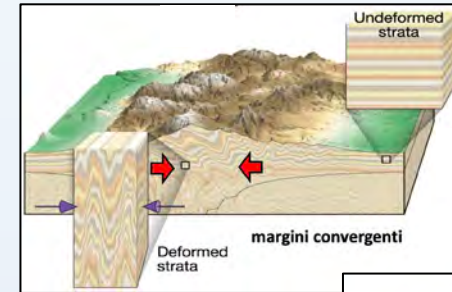
Concetti introduttivi. Collocazione T-P e fattori del metamorfismo. Fasi fluide, temperatura, pressione, protolite. Reazioni metamorfiche.

2 – Tipi di metamorfismo. Gradienti termici, zoneografia, grado metamorfico. Metamorfismo di contatto, di cataclasi e regionale.

3 – Strutture e tessiture. Foliazioni, anisotropie, clivaggio, scistosità, lineazione. Tessiture.

4 – Facies metamorfiche e nomenclatura

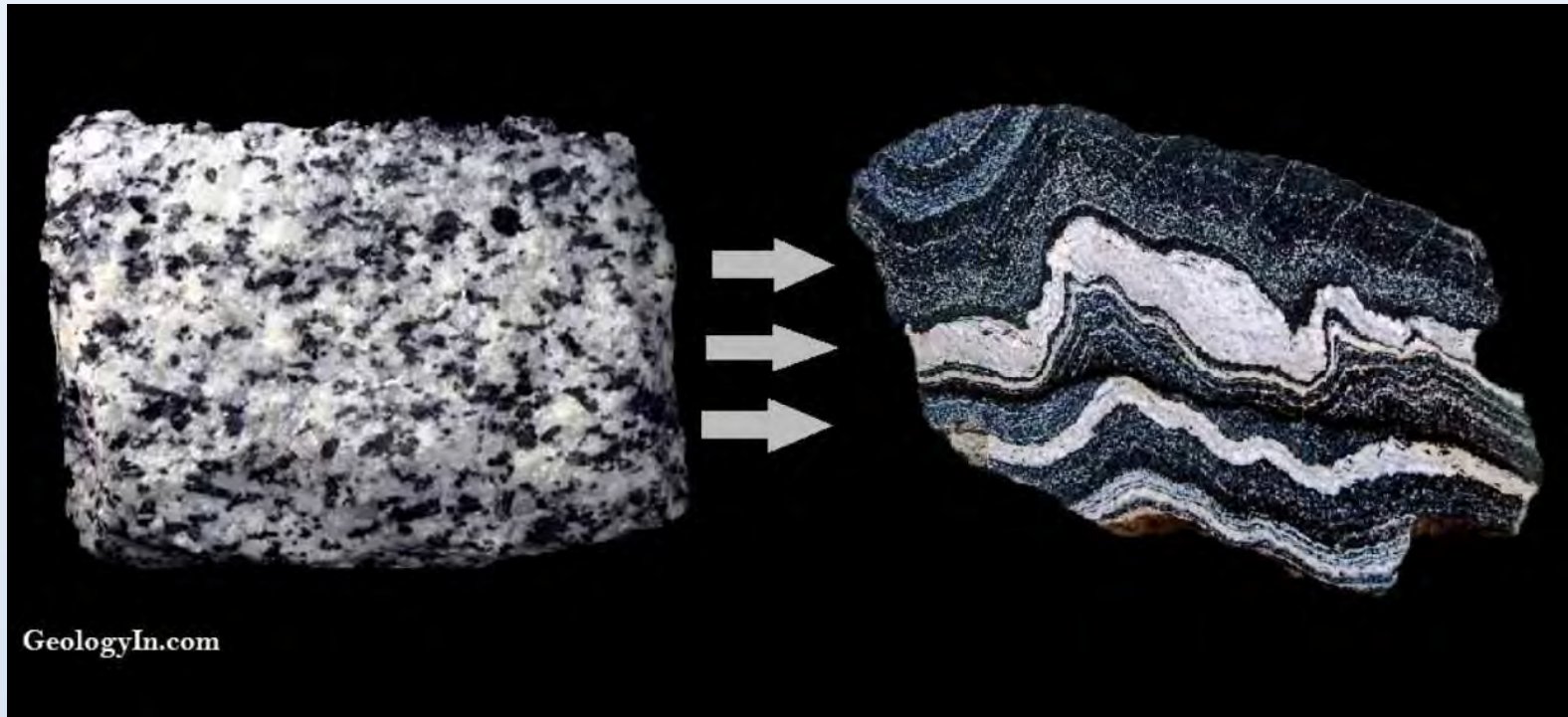
Facies metamorfiche. Cenni su relazione tra facies, gradienti termici e contesto geodinamico. Caratteristiche delle diverse facies metamorfiche e per diversi protoliti. Nomenclatura specifica delle rocce.



Cos'è il metamorfismo?

Insieme di processi geologici che causano la TRASFORMAZIONE (=METAMORFOSI) di preesistenti rocce, siano esse magmatiche, sedimentarie o metamorfiche stesse.

Tale trasformazione avviene allo STATO SOLIDO SENZA PRESENZA DI FUSO. E' causata dalle nuove, diverse condizioni ambientali in cui vengono a trovarsi le rocce rispetto a quelle in cui si sono formate.



Fattori del metamorfismo

Protolite

Temperatura

Pressione
(litostatica, orientata)

Fasi fluide
(H_2O , CO_2)

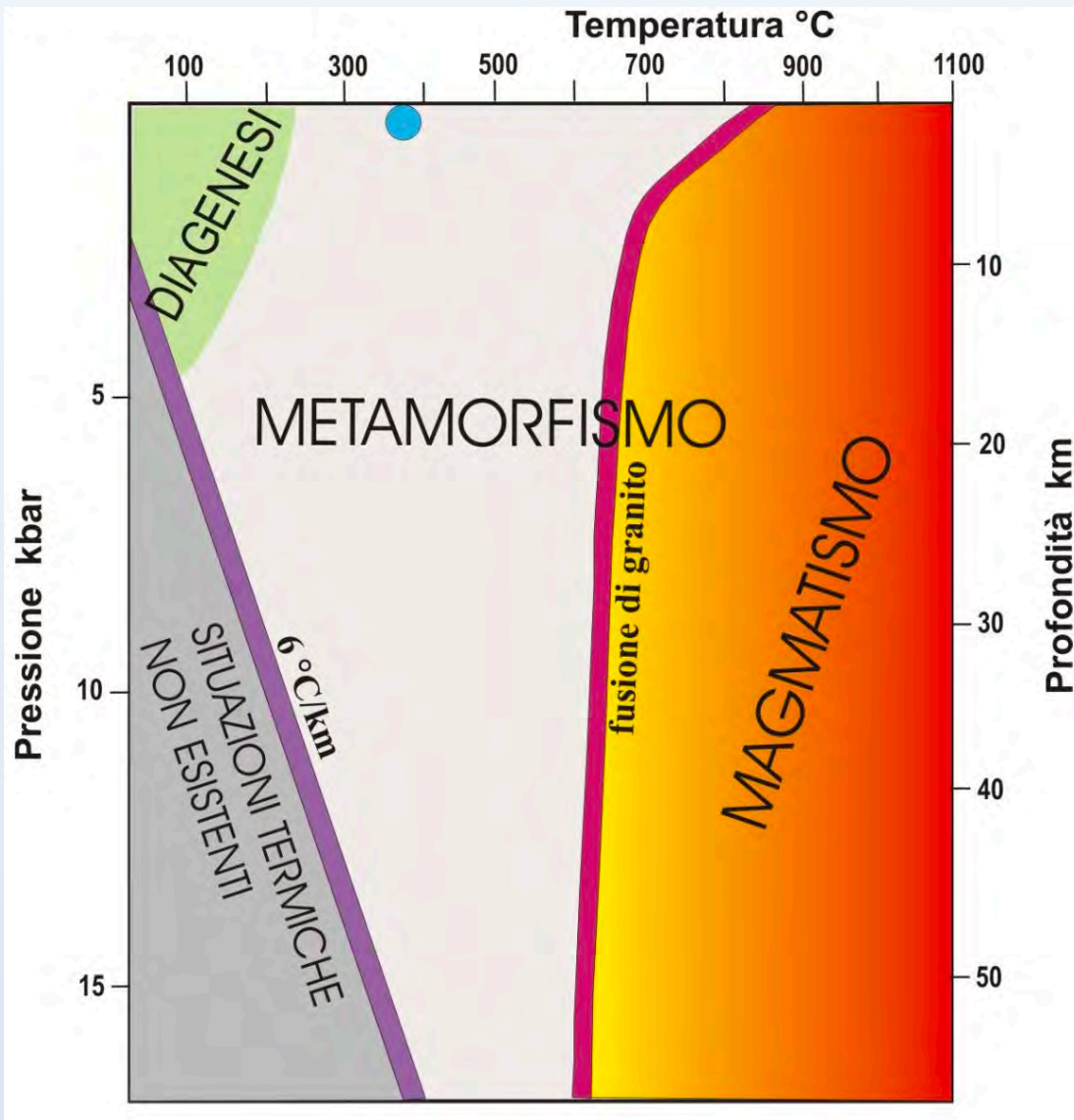
Trasformazioni
mineralogiche e/o
strutturali



+ Fattore tempo!



Il metamorfismo e la fusione crostale



Punto critico di H_2O

$T = 374^\circ C$

$P = 221 \text{ bar}$

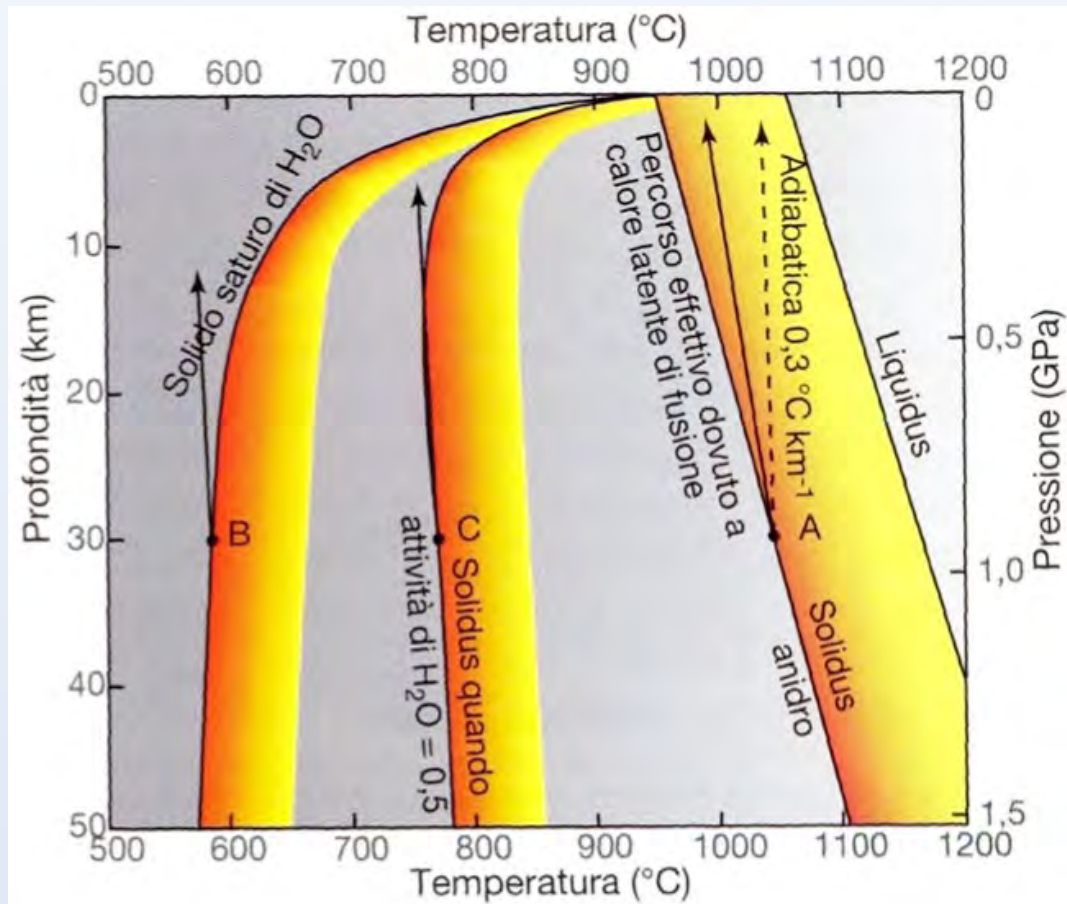
curva inizio fusione (anatessi)
di rocce metamorfiche

posizione variabile in f.ne di:
composizione rocce e
presenza di fluidi ($>H_2O, CO_2$)

curva riportata = T minime di
inizio fusione delle rocce
corrispondenti al solidus di
granito per $P_{tot} = P_{H_2O}$

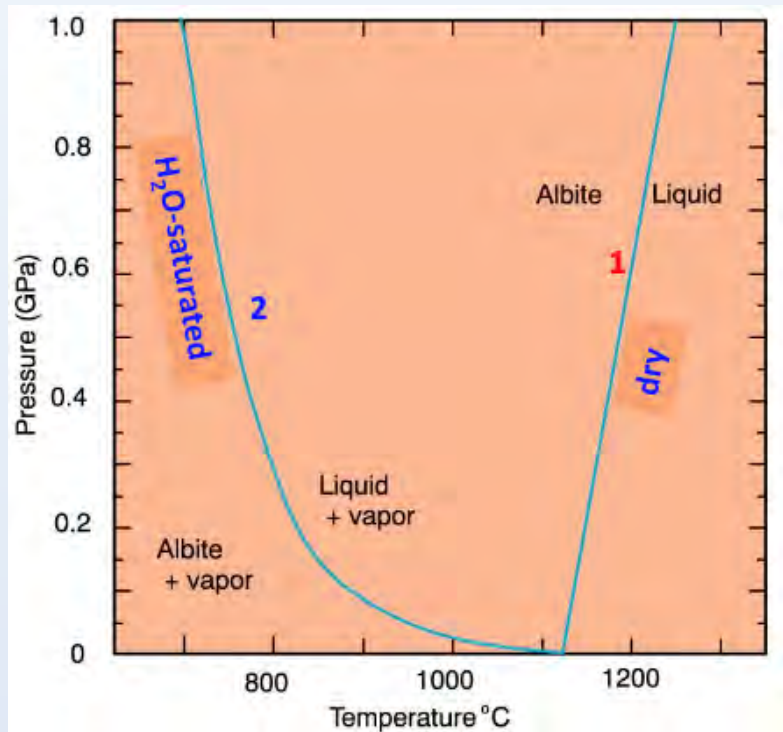
Per composizioni basiche e per
 $P_{H_2O} \neq P_{tot}$ la curva di anatessi si
sposta verso T più alte e a
 $P_{H_2O} = 0$ cambia pendenza

Variazioni della curva di fusione delle rocce



Variazione della posizione e pendenza del solidus granitico in funzione della quantità di H₂O

Effetto dell' «acqua» sulla fusione



1) Fusione anidra (dry melting) : solid → liquid

$$\Delta G = \Delta V dP - \Delta S dT$$

all'equilibrio $\Delta G = 0$

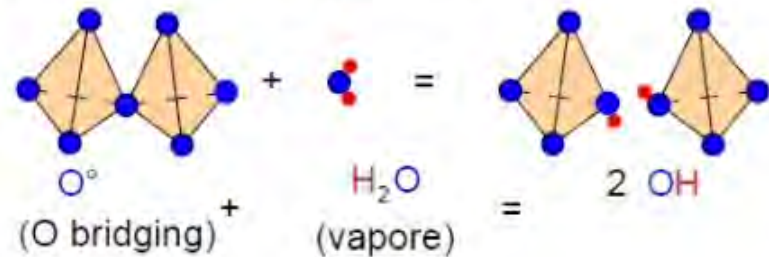
$$\Delta V dP = \Delta S dT$$

$$\frac{dP}{dT} = \frac{\Delta S}{\Delta V} = \frac{\Delta H}{T^* \Delta V} \quad (\text{eq. Clapeyron})$$

$$\Delta V = V_{\text{liq}} - V_{\text{sol}} > 0 \Rightarrow \text{pendenza positiva}$$

2) Fusione idrata (wet melting) : solid + H₂O → liquid_(aq)

H₂O entra (è "disciolta") nel fuso



La reazione è : **Ab + H₂O = liq_(aq)**

$$\frac{dP}{dT} = \frac{\Delta S}{\Delta V} = \frac{\Delta H}{T^* \Delta V} \quad \Delta V = V_{\text{liq}} - V_{\text{sol}} < 0 \Rightarrow \text{pendenza negativa}$$

Perché una roccia si trasforma?

Roccia in condizioni di equilibrio $\equiv$ Sistema mineralogico-strutturale con livello MINIMO di Energia libera
 $\equiv$ minima tendenza a trasformarsi

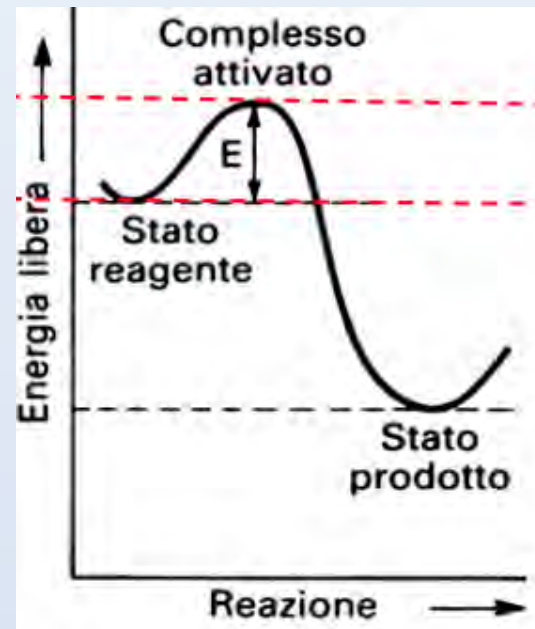
Cambiamenti di P, T, composizione (x)  Aumento di energia libera del sistema
Condizioni di disequilibrio
Aumento della tendenza a trasformarsi

Le reazioni metamorfiche avvengono SE l'INPUT ENERGETICO supera la SOGLIA DI ATTIVAZIONE

ENERGIA DI ATTIVAZIONE = quantità di Energia necessaria per ATTIVARE un sistema. Esempio:

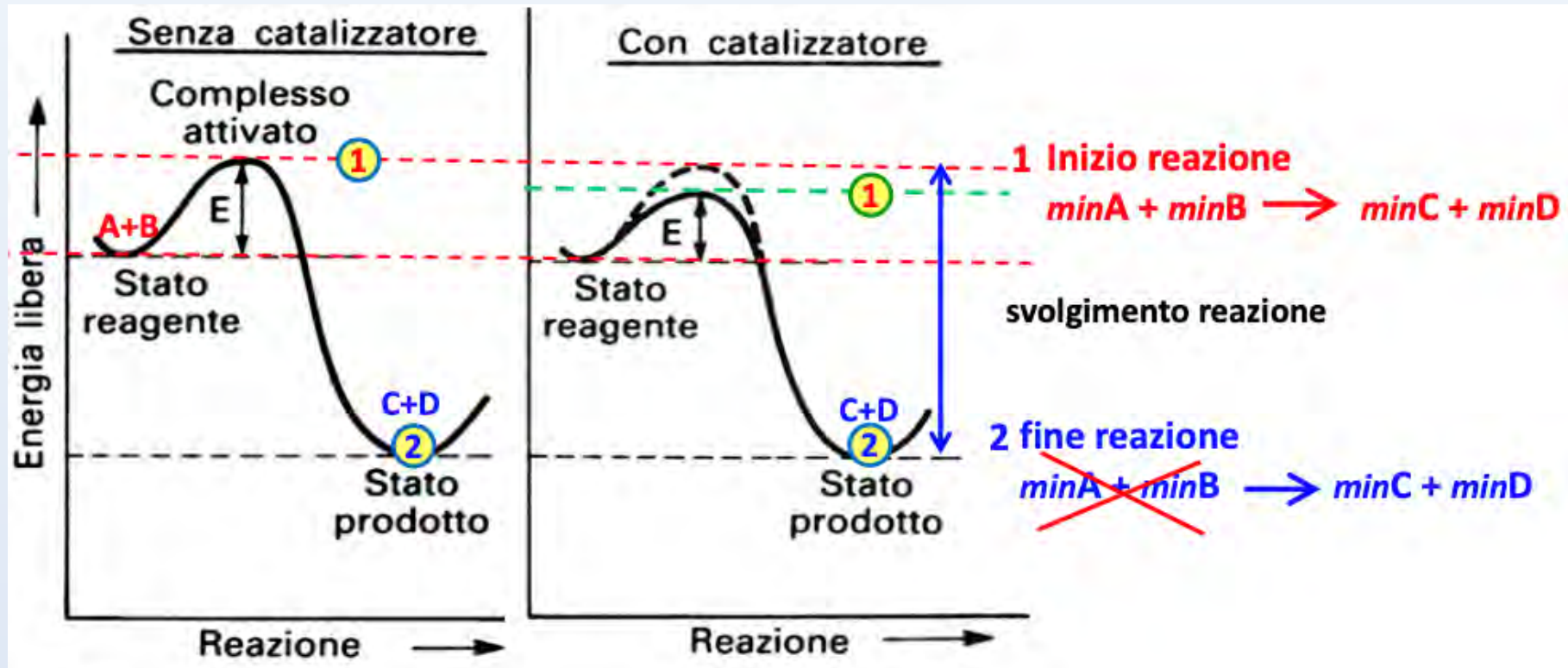
Reazione

$\text{minA} + \text{minB} \rightarrow \text{minC} + \text{minD}$



Perché una roccia si trasforma?

CATALIZZATORI : fattori che diminuiscono la E termica necessaria per attivare il sistema roccioso, cioè per innescare le reazioni metamorfiche



CATALIZZATORI → Fasi volatili (gas, fluidi supercritici)

→ Deformazioni (energia meccanica assorbita dai reticoli cristallini)

Perché una roccia si trasforma?

Cambiamento di
P, T, x
(cambiamento di
energia)



Reazioni
chimiche

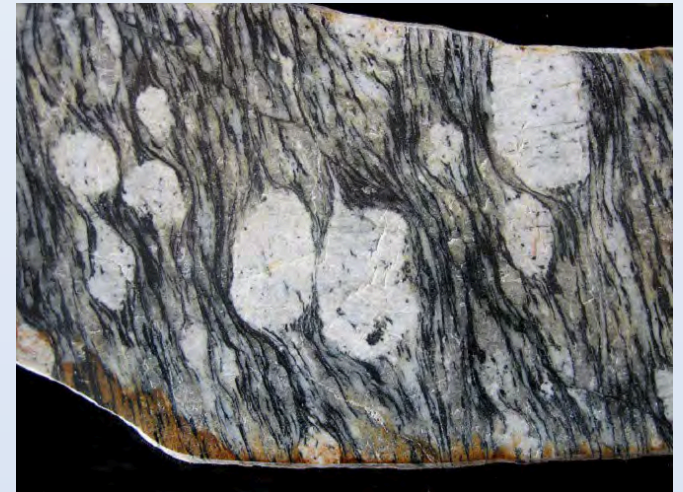


Trasformazioni
mineralogiche

(Ri)-cristallizzazione
metamorfica
(blastesi)



Trasformazioni
strutturali



Perché una roccia si trasforma?

Quindi, LE CARATTERISTICHE MINERALOGICHE/STRUTTURALI DELLA ROCCIA METAMORFICA, dipenderanno da

Natura del protolite

Temperatura

Pressione (litostatica + orientata)

Presenza di fase fluida

TEMPO

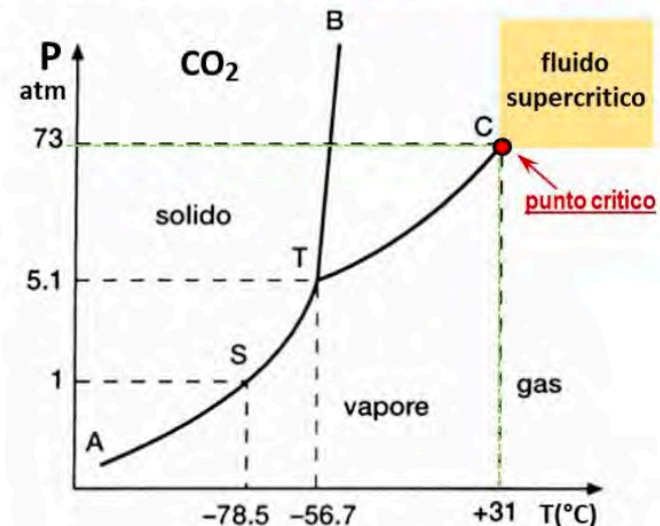
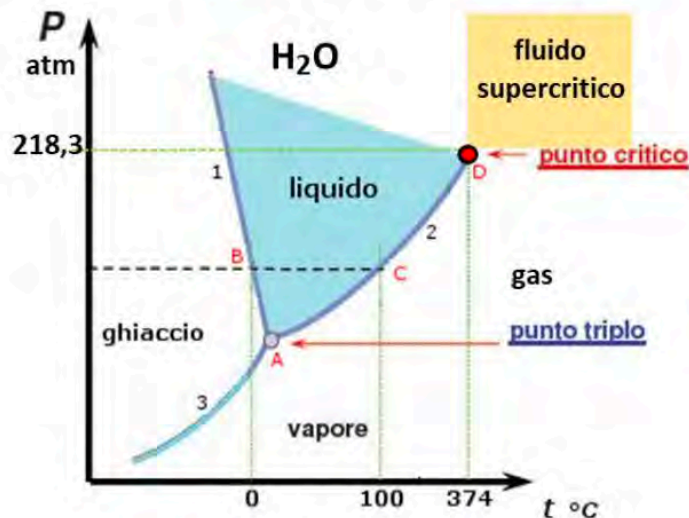
Fase fluida

Composizione:

- Nella crosta terrestre H è 7-8 volte più abbondante di C.
- H_2O è 40-50 volte più abbondante di CO_2
- Fluidi a $\gg \text{H}_2\text{O}$ e $< \text{CO}_2$ (prevalenza locale in f.ne di facies o protoliti specifici)
- Prove di laboratorio su solubilità dei silicati dimostrano che fluidi di H_2O contengono Si, Na, K, Ca, Fe e Mg (in ordine decrescente)

Stato fisico: Punto critico

H_2O $T_c = 374.15^\circ\text{C}$ $P_c = 221.19 \text{ bar} (=218.3 \text{ atm})$; CO_2 $T_c = 31^\circ\text{C}$ $P_c = 73.86 \text{ bar} (=73 \text{ atm})$
processi met : $P > P_c$ (sempre), $T > T_c$ (in $\gg$ parte dei casi) $\longrightarrow$ **fluido supercritico**

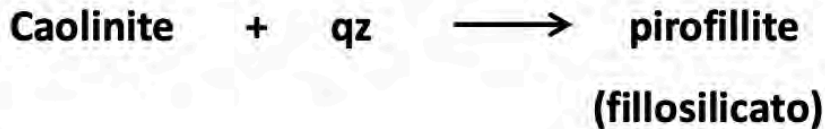
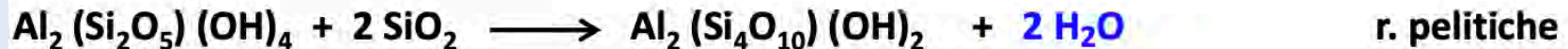


Fase fluida

Durante un processo metamorfico la fase fluida può derivare dalla roccia stessa (dal protolite originario) o può essere introdotta da un sistema esterno.

Come si genera una fase fluida in un processo metamorfico?

Molte reazioni metamorfiche liberano fluidi (H_2O , CO_2), come ad esempio:



Fase fluida

Altri esempi, per protocolli politici:

Es: ipotetico sedimento argilloso

(caolinite H_2O = 9.5 wt%)

● a $T = 370^{\circ}\text{C}$

wt% H_2O 9.5 5 4.5 liberata

caolinite + 2qz $\longrightarrow$ pirofillite + 2 H_2O

● a T = 420°C

pirofillite H ₂ O=5%	→	$\text{Al}_2\text{SiO}_5 + 3 \text{ qz} + \text{H}_2\text{O}$ anidri
------------------------------------	---	---

totale
H₂O liberata

9.5%

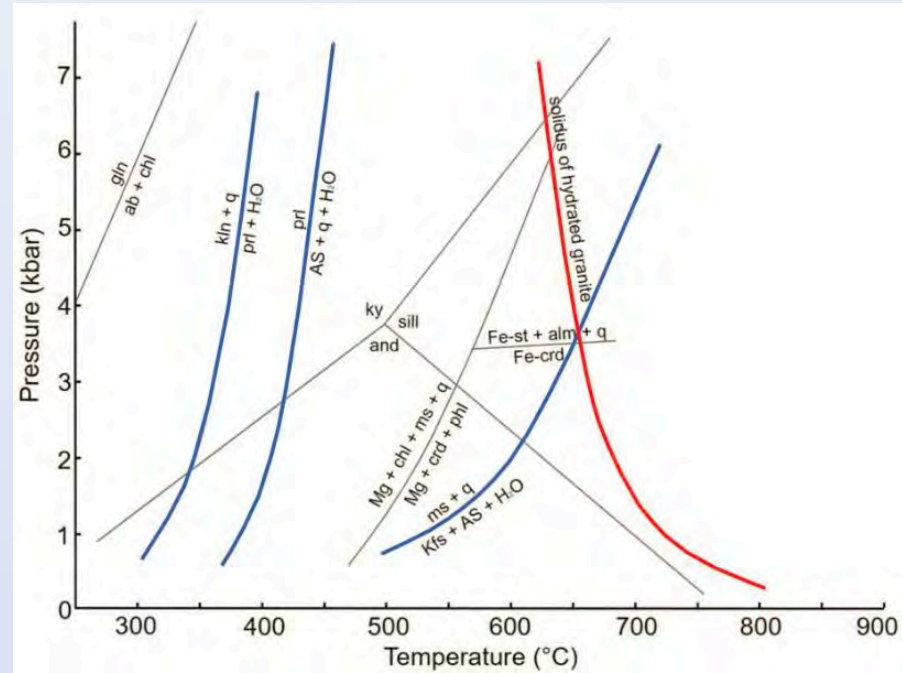
L'ipotetica roccia ha perso in totale 9.5 % di H₂O che è andata a creare la fase fluida



Mu = muscovite

Bt = biotite

Hy = iperstone



Fase fluida

Chimismo esemplificativo di rocce sedimentarie (Wedepohl, 1969)

	Arenarie		Grovacche	Rocce argillose			Rocce carbonatiche		Selci
	<i>a</i>	<i>b</i>	<i>c</i>	<i>d</i>	<i>e</i>	<i>f</i>	<i>g</i>	<i>h</i>	<i>i</i>
SiO ₂	78,7	70,0	66,7	58,9	50,7	54,9	6,9	8,2	89,9
TiO ₂	0,25	0,58	0,6	0,78	0,78	0,78	0,05	n.d.	0,2
Al ₂ O ₃	4,8	8,2	13,5	16,7	15,1	16,6	1,7	2,2	3,7
Fe ₂ O ₃	1,1	2,5	1,6	2,8	4,4	7,7	0,98	1,0	2,3
FeO	0,3	1,5	3,5	3,7	2,1		1,3	0,68	n.d.
MnO	0,03	0,06	0,1	0,09	0,08	(2,0)	0,08	0,07	0,1
MgO	1,2	1,9	2,1	2,6	3,3	3,4	0,97	7,7	0,5
CaO	5,5	4,3	2,5	2,2	7,2	0,72	47,6	40,5	0,3
Na ₂ O	0,45	0,58	2,9	1,6	0,8	1,3	0,08	n.d.	0,7
K ₂ O	1,3	2,1	2,0	3,6	3,5	2,7	0,57	n.d.	0,7
H ₂ O ⁺	1,3	3,0	2,4	5,0	5,0	(9,2)	0,84	n.d.	1,2
P ₂ O ₅	0,08	0,10	0,2	0,16	0,10	0,72	0,16	0,07	0,9
CO ₂	5,0	3,9	1,2	1,3	6,1	—	38,4	35,5	—

Fase fluida

Altri esempi, per protoliti magmatici:

(in questi casi H_2O è spesso molto modesta o quasi nulla)

1° stadio metamorfico è di idratazione (H_2O localizzata in fratture, vacuoli, spazi intergranulari)

plagioclasti + H_2O $\longrightarrow$ albite + clinozoisite (*gruppo epidoti*)

pirosseni + H_2O $\longrightarrow$ cloriti + actinolite (*anfibolo non alluminifero*)

2° e successivi stadi metamorfici dovuti a **incremento di $T^\circ(C)$**

progressiva de-idratazione che creerà/aggiungerà altra fase fluida al sistema

albite + epidoto $\longrightarrow$ (Na-Ca)-plagioclasti + H_2O

actinolite + epidoto + clorite + qz $\longrightarrow$ orneblenda + H_2O

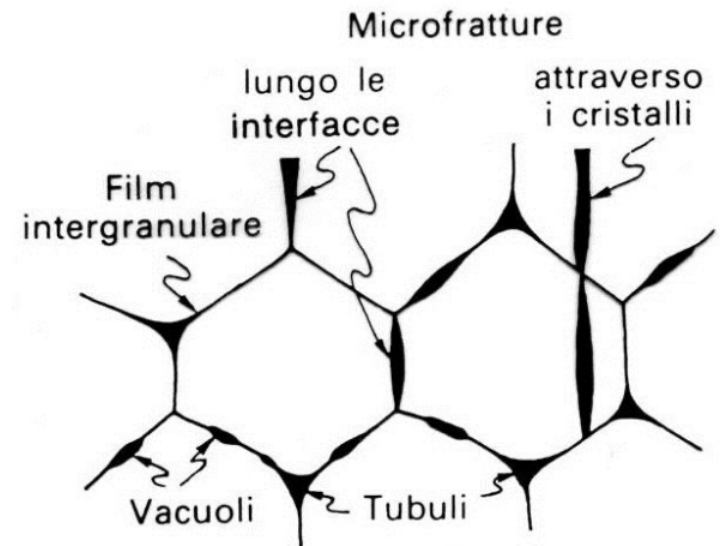
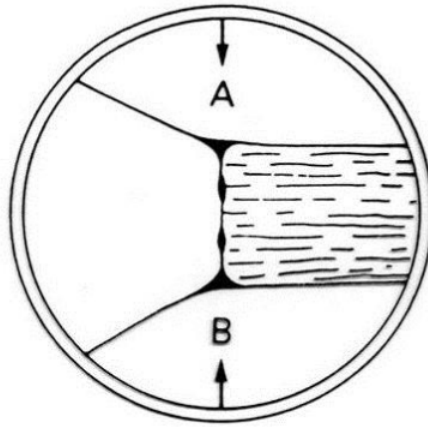
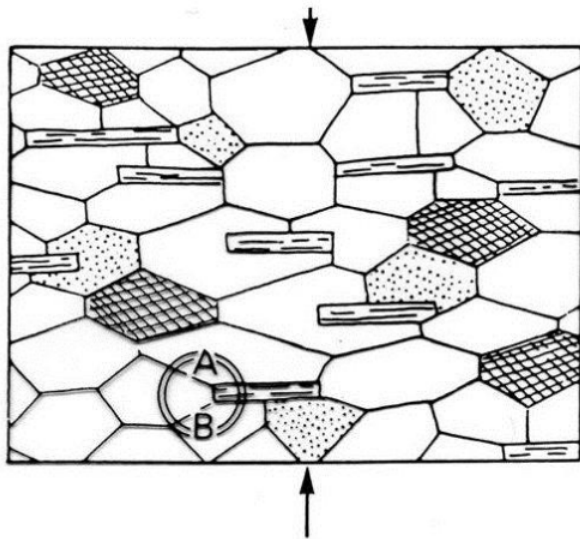
$T = 350-500/550^\circ C$
 $P_t = P_f = 2/3-10 \text{ kbar}$

$T = 500/550^\circ - 650/700^\circ C$
 $P_t = P_f = 2/3-10 \text{ kbar}$

Fase fluida

Dove si trova nella roccia durante il metamorfismo?

Negli spazi intergranulari e nelle fratture variamente comunicanti



Fase fluida

Circolazione della fase fluida:

Per DIFFUSIONE:

Lungo i limiti dei cristalli

EFFICACE PER PICCOLE DISTANZE (<1m)

Per FLUSSO:

L'entità dei movimenti dipende da permeabilità roccia, viscosità fluido, gradienti di P, quantità fluido (legge di Darcy)

Questo è un meccanismo di controllo sul trasporto di CALORE attraverso le masse rocciose.

> entità movimento per flusso > omogeneità delle condizioni chimico-fisiche del sistema roccioso > possibilità di raggiungimento delle condizioni di equilibrio

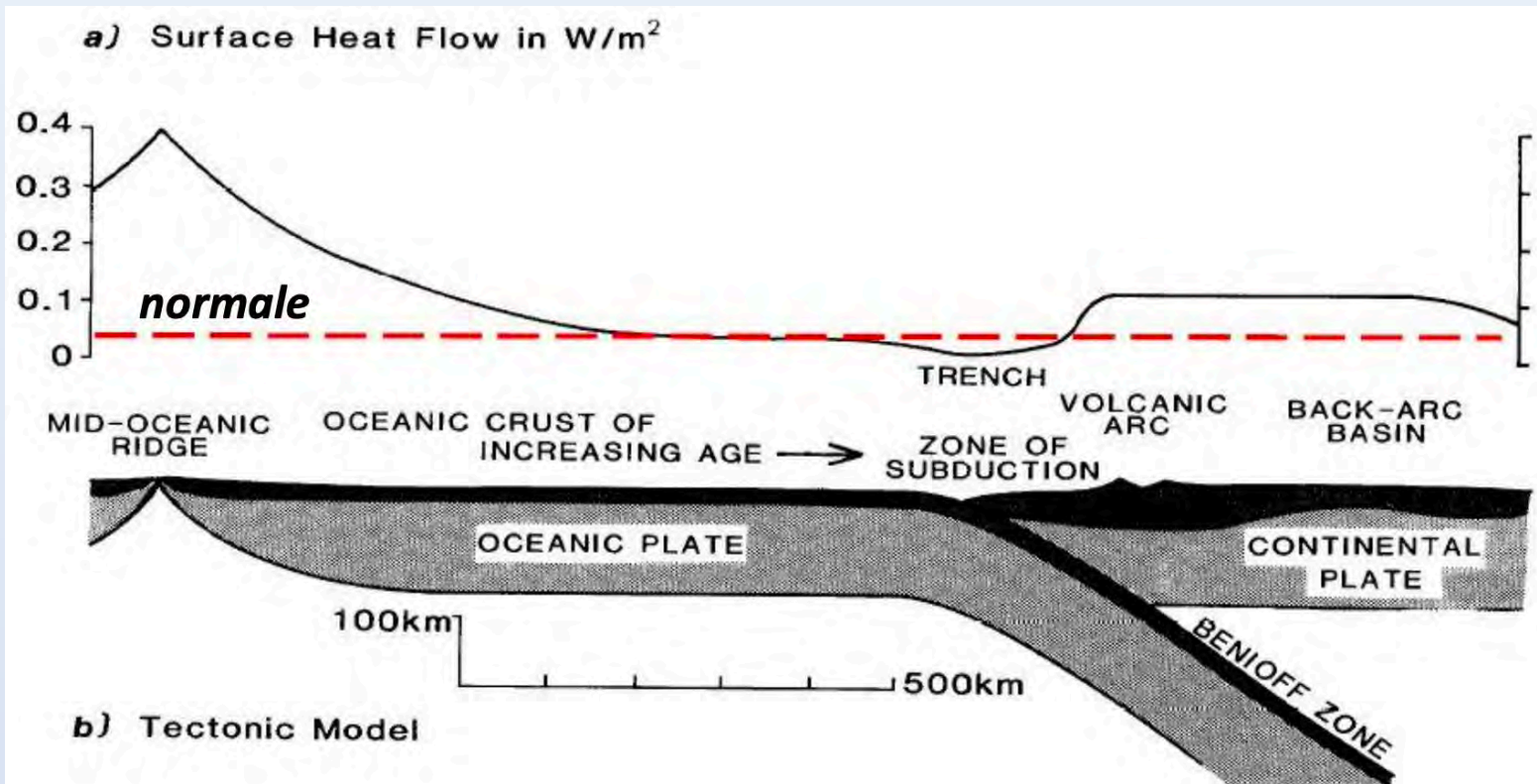
EFFICACE SU GRANDI DISTANZE

Temperatura

La temperatura è in molti casi il fattore più importante nel metamorfismo.

Energia termica → rottura legami → disgregazione reticoli cristallini → mobilità ioni
→ attivazione reazioni met. → cinetica reazioni → nuovi minerali

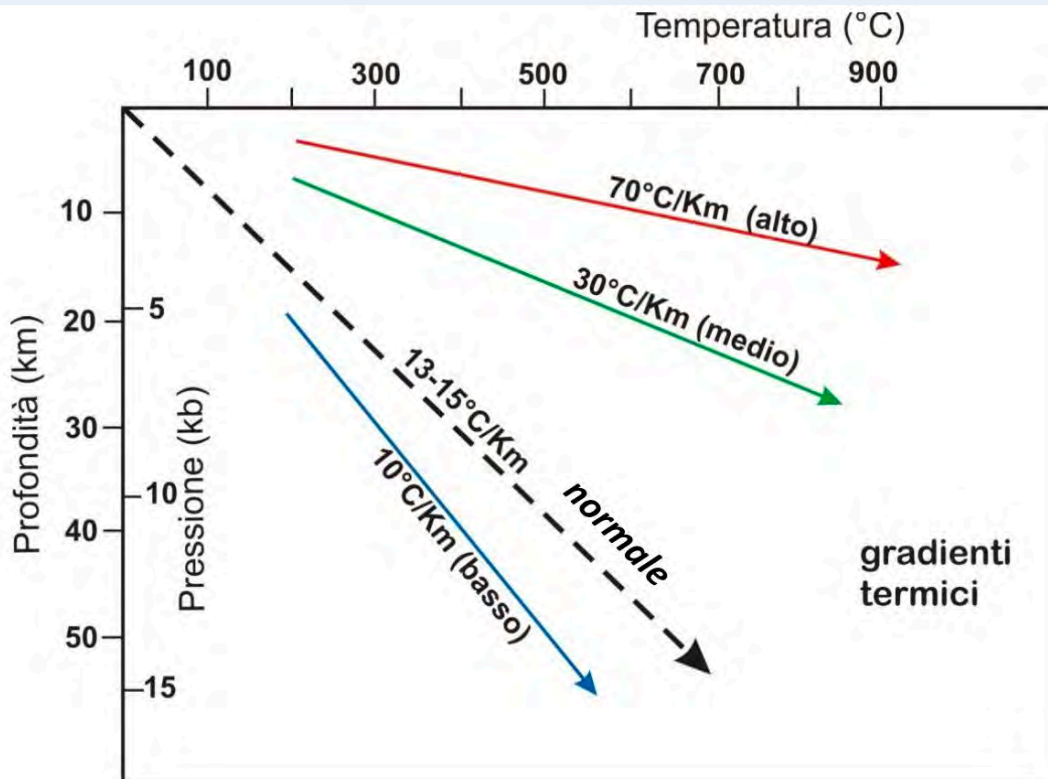
In un regime termico “normale”, il flusso di calore terrestre equivale a
 $1\text{HFU} = 1 \cdot 10^{-6} \text{ cal cm}^{-2} \text{ sec}^{-1} = 0.0418 \text{ W m}^{-2}$



Temperatura

Ad un flusso di calore normale corrisponde un gradiente geotermico di 13–15 °C/km

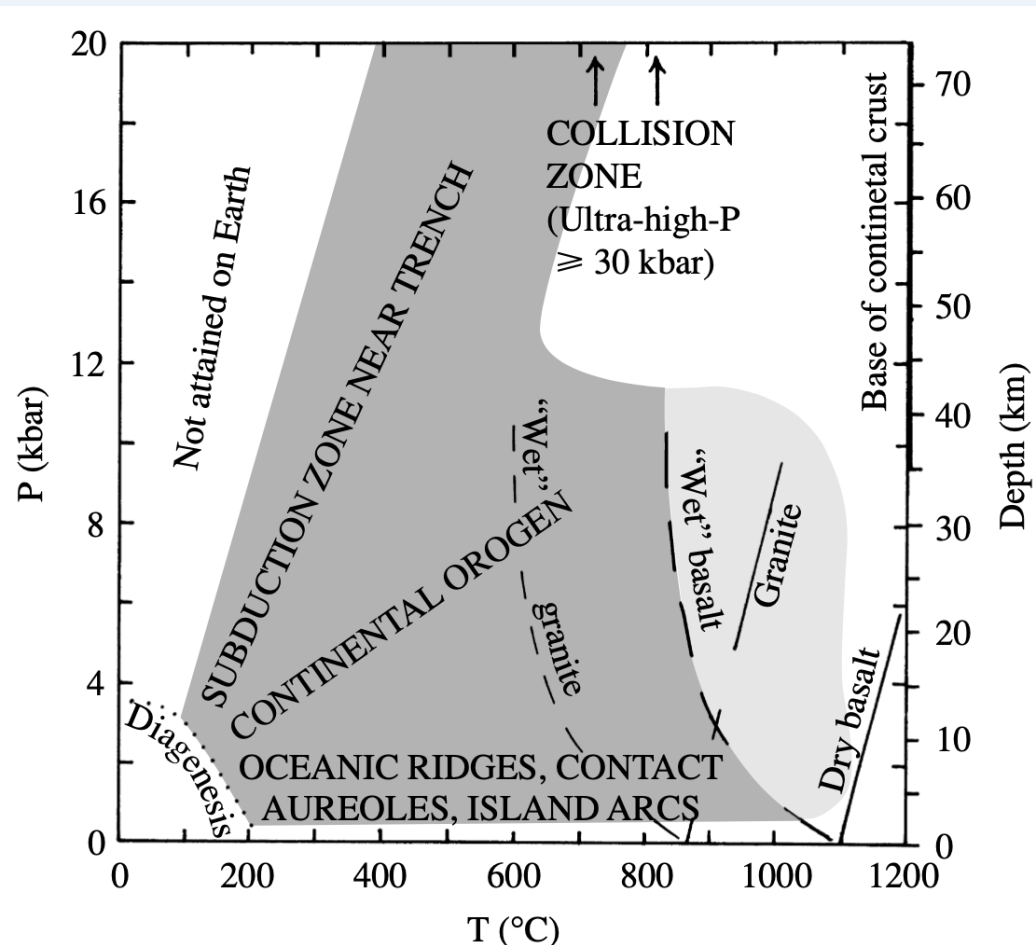
In funzione del contesto geodinamico, si può avere una perturbazione del regime termico, e quindi un aumento o diminuzione del gradiente geotermico, che porta, tra le varie conseguenze, a diversi tipi di metamorfismo.



Il metamorfismo è quindi fortemente legato all'evoluzione crostale.

Lo studio delle rocce metamorfiche è infatti utilizzato anche per ricostruire l'evoluzione dei settori crostali.

Temperatura



Best (2003, pag. 405)

- 14.1 *P-T* conditions of metamorphism. Redrawn from Spear (1993). Solidi of basalt and granite under dry and water-saturated conditions are indicated. Most metamorphism (darker shading) takes place below about 850°C, at temperatures below the water-saturated (“wet”) basalt solidus and at pressures generally <10 kbar corresponding to depths of <37 km depth, based on an average continental crustal density of 2.7 g/cm³. However, metamorphism can occur very locally at temperatures up to the solidus of dry basalt (lighter shading) and in subduction zones near trenches and in continental collision zones to depths of 100 km or more (ultra-high $P \geq 30$ kbar). Three principal geologic environments of metamorphism have contrasting *P/T* metamorphic field gradients. Subduction zones near the trench are high *P/T* (relatively high-*P* and low *T*). Ocean ridge, island arc, and contact aureoles around shallow magmatic intrusions are low *P/T* (low-*P* and moderate to high-*T*). The most widespread environment is in the continental crust in orogenic belts where intermediate *P/T* prevails. There is no sharp distinction between these three gradients, nor with the distinction between low-grade metamorphism and diagenesis, where sediment is made into rock at lowest *P* and *T*. The base of the continental crust (Mohorovičić discontinuity; heavy line on right-hand axis) lies at depths ranging from about 35 km to as much as 70 km beneath the Andes and Himalaya Mountains.

Temperatura

Propagazione del calore

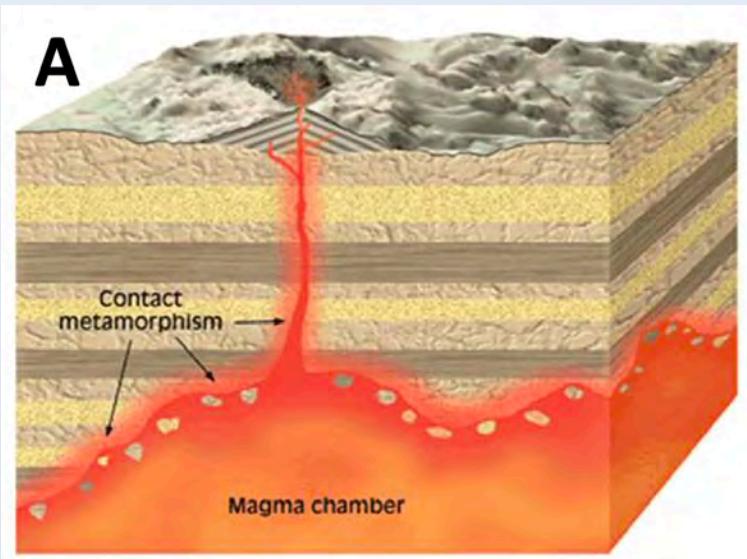
Conduzione:

Trasferimento di calore tra corpi rocciosi a diversa T - bassissima conduttività termica delle rocce - Meccanismo POCO EFFICACE

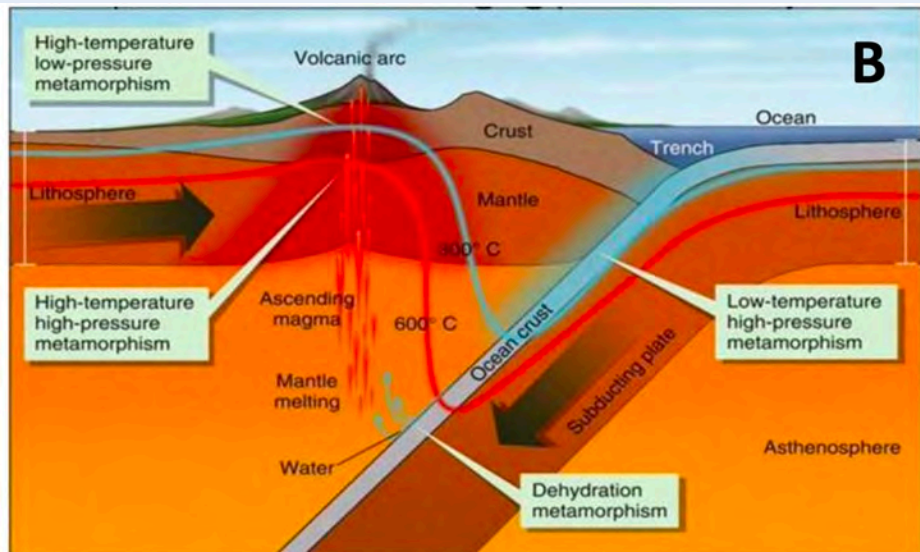
Convezione:

Trasferimento di calore mediante circolazione di FLUIDI CALDI Meccanismo EFFICACE A GRANDI DISTANZE

Riscaldamento locale – intrusioni magmatiche e conseguente metamorfismo di contatto

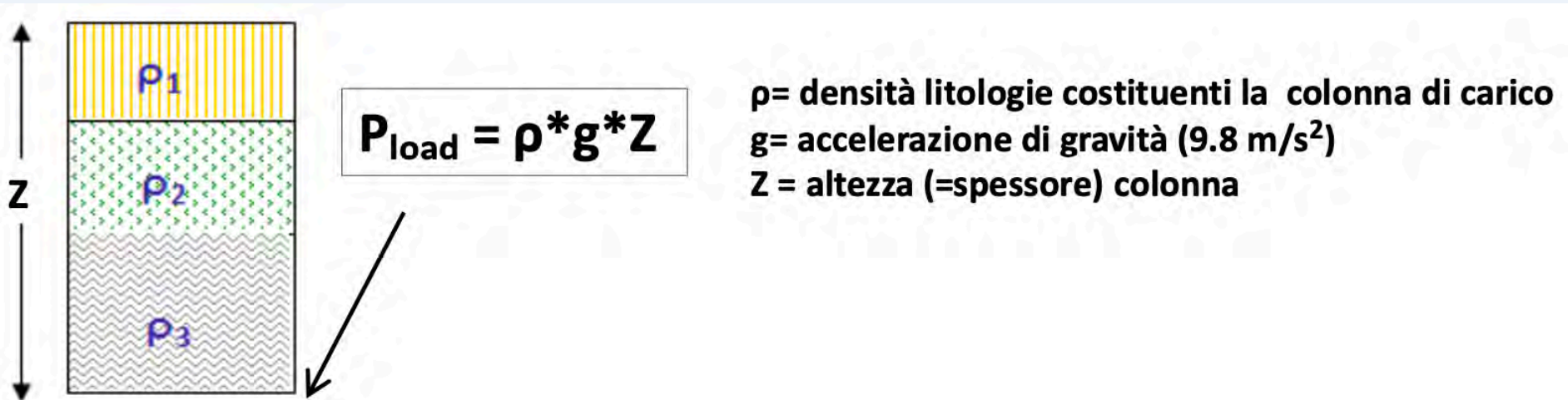


Riscaldamento regionale – perturbazioni del regime termico a grande scala (metamorfismo regionale)



Pressione

Pressione litostatica (o di carico, uguale in tutte le direzioni)



GRADIENTE DI PRESSIONE (o GEOBARICO) = $\Delta P / \Delta Z$

CROSTA = 0.27 kbar/km (per $\rho = 2.7 \text{ g*cm}^{-3}$ = granitodi)
= aumento di 1kb ogni 3.7 km

MANTELLLO = 0.33 kbar/km (per $\rho = 3.3 \text{ g*cm}^{-3}$ = peridotiti)
= aumento di 1kb ogni 3 km

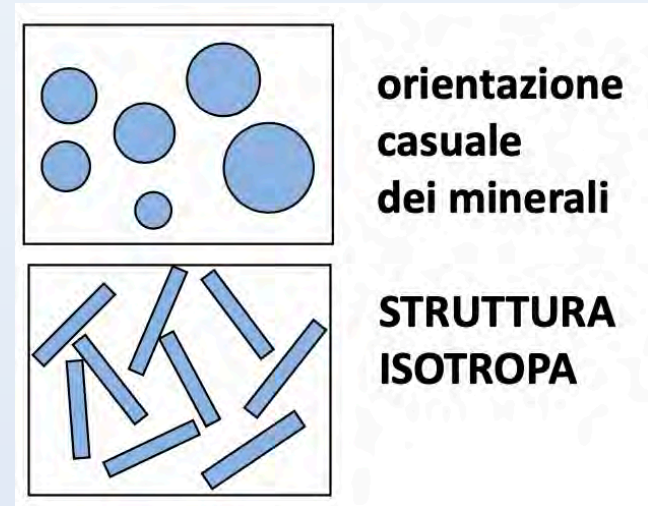
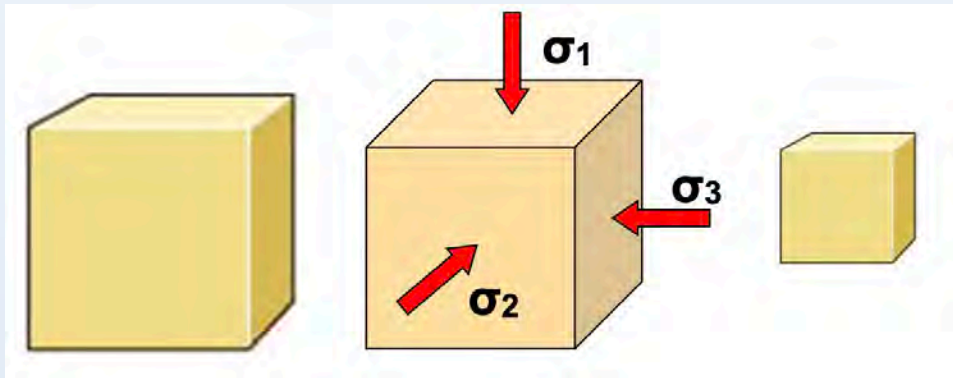
Modificazioni di tali gradienti sono funzione dei litotipi costituenti lo spessore di carico (es: crosta con intercalazioni sedimentarie con $\rho = 2.0 \text{ g/cm}^{-3}$, oppure settori di crosta profonda costituiti da complessi gabbrici con $\rho = 3.0 \text{ g/cm}^{-3}$)

Pressione

Pressione litostatica (o di carico, uguale in tutte le direzioni)

Stress idrostatico/uniforme: produce solo variazioni di volume

$$\sigma_1 = \sigma_2 = \sigma_3$$



Pressione

Pressione orientata (almeno uno dei σ_1 σ_2 σ_3 sono diversi)

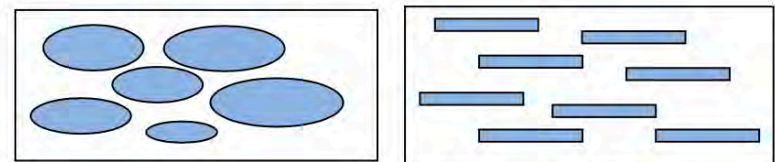
Stress deviatorico/orientato: produce deformazione

Stress and Strain

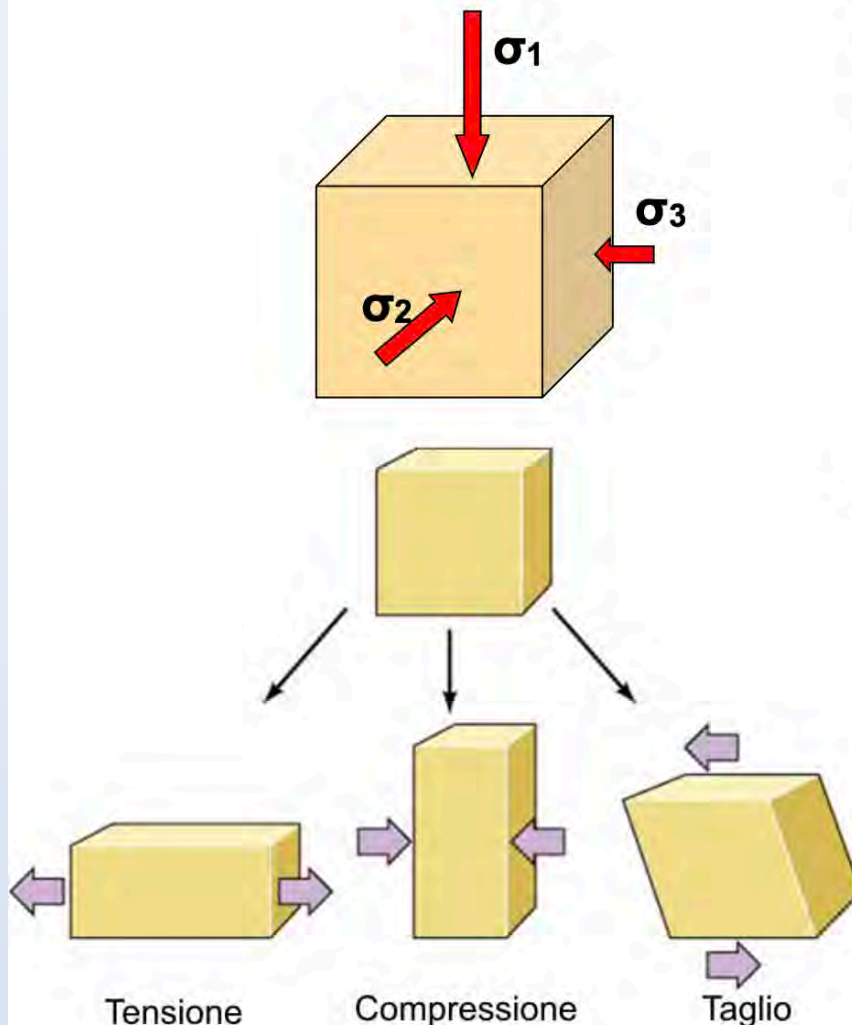
total stress = mean or hydrostatic component (equal magnitude in all directions; no shear) + deviatoric or nonhydrostatic component (embodies shear stresses whose magnitude varies with direction)

total strain = change in volume due to hydrostatic component of stress + change in shape due to nonhydrostatic component of stress

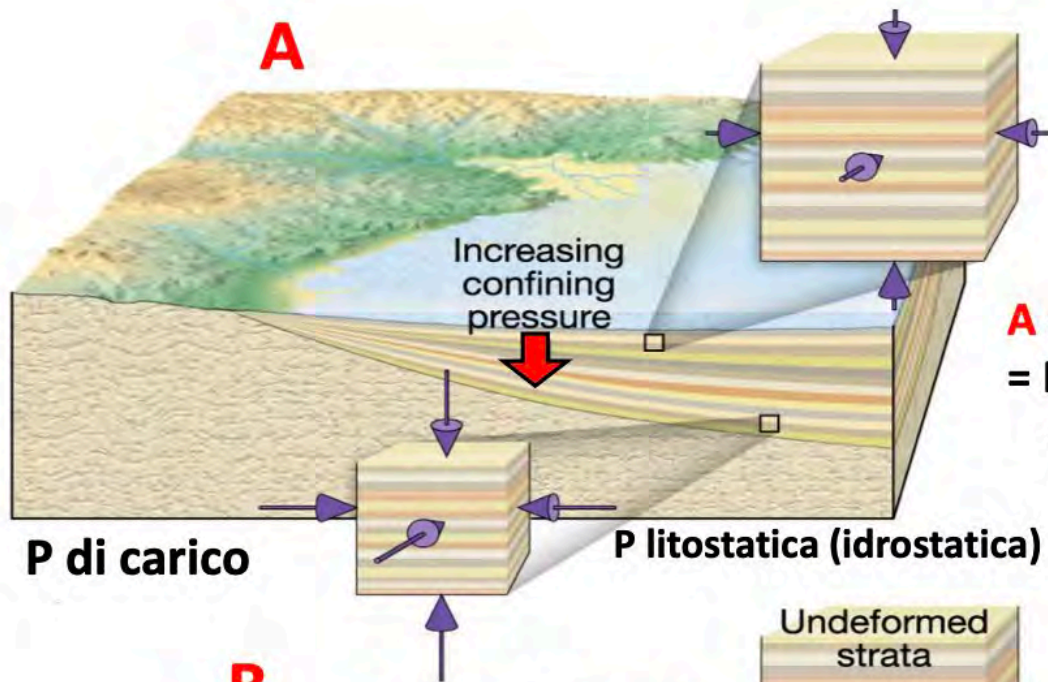
orientazione preferenziale dei minerali



STRUTTURA ANISOTROPA (ORIENTATA)

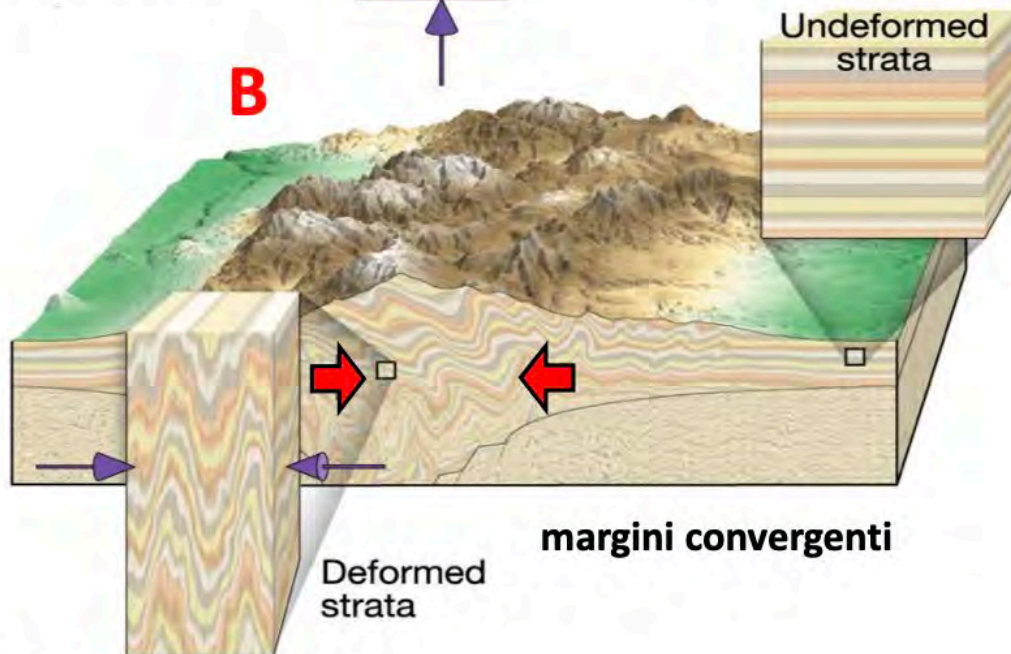


Pressione



P aumenta con la profondità

A : P uguale in tutte le direzioni
= P di carico/litostatica /confinamento
di tipo idrostatico



B : P differenziale nelle diverse
direzioni = P orientata
= "differential stress"

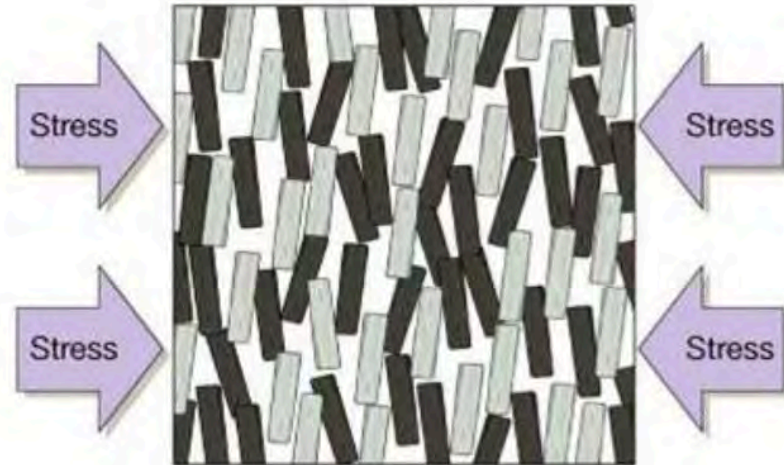
P orientata

Pressione



Before metamorphism

Struttura isotropa



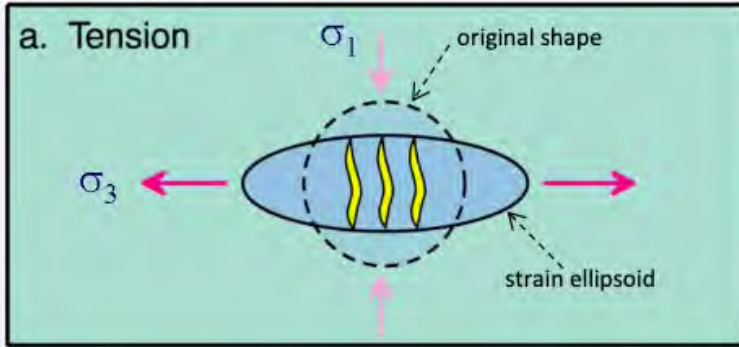
After metamorphism

Struttura orientata

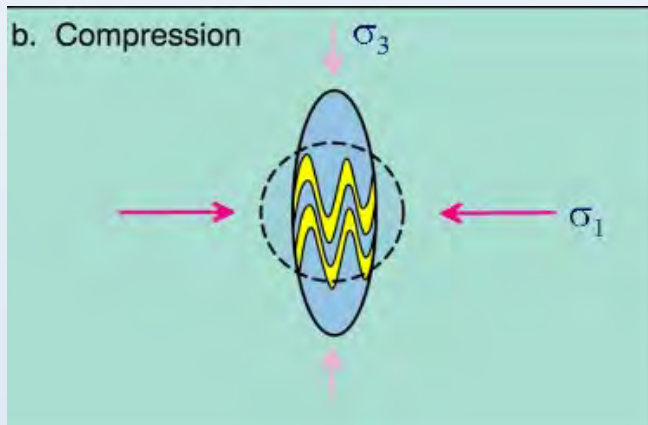


Pressione

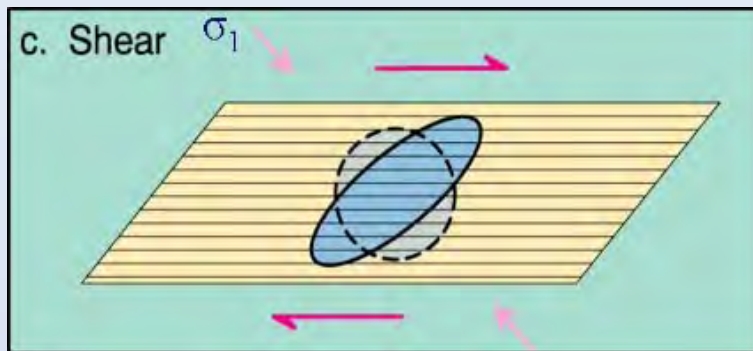
Tre tipi principali di stress deviatorico e strutture risultanti



TENSIONE: σ_3 negativo (verso opposto a σ_1)
Deformazione risultante: stiramento o trazione ; sviluppo di fratture di tensione normali alla direzione di trazione, riempite da minerali tardivi



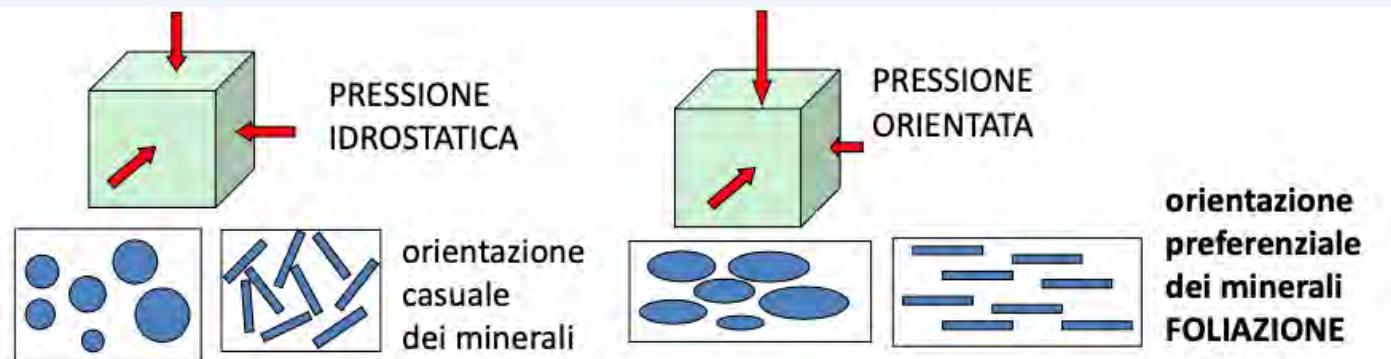
COMPRESSIONE: σ_1 è lo stress dominante
Deformazione risultante:
1) piegamento di preesistenti strutture 2) omogeneo appiattimento (flattening=taglio puro, pure shear) con formazione di anisotropie planari (foliazioni)



TAGLIO SEMPLICE (simple shear):

Scorrimenti/slittamenti differenziali lungo un set di piani paralleli (es, preesistente foliazione). Si crea una foliazione che “tende” alla perpendicolare rispetto alla direzione di max stress (differenza con il caso b)

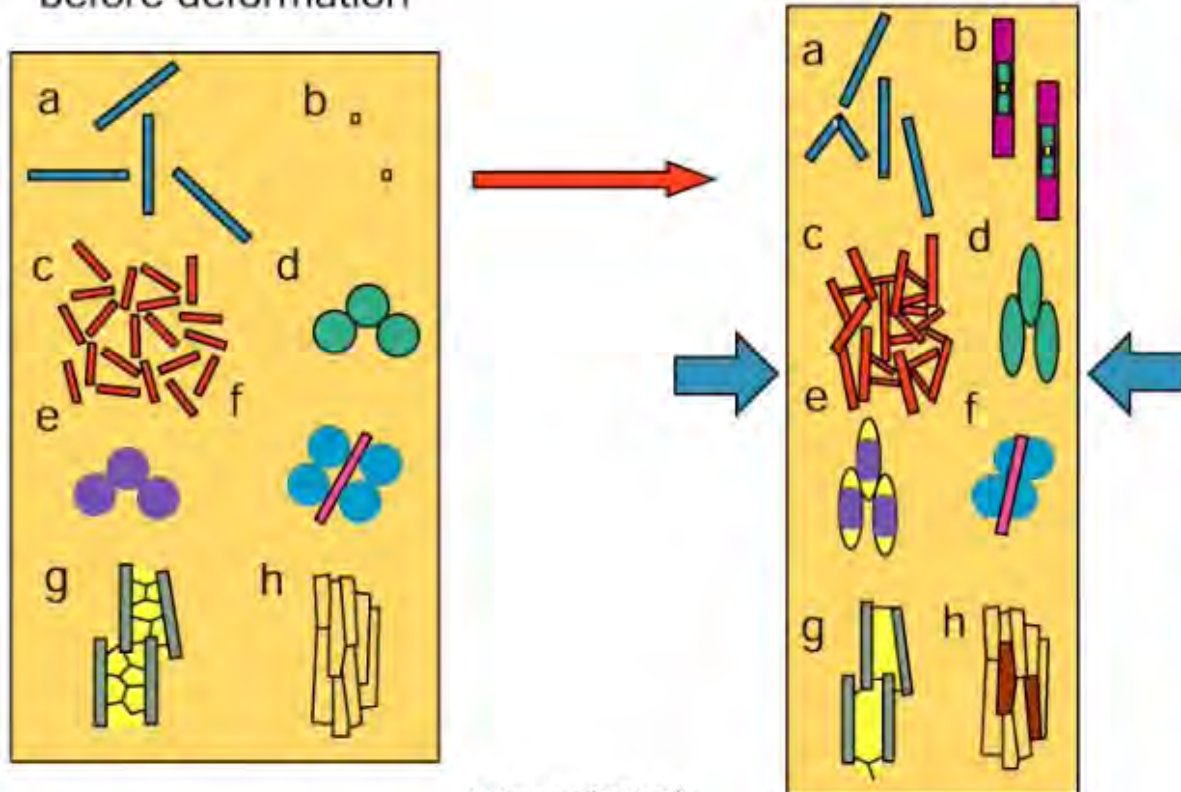
Pressione



MECCANISMI DI SVILUPPO DELLA FOLIAZIONE :

before deformation

after deformation



- a. Rotazione meccanica**
- b. Crescita preferenziale perpendicolare alla compressione.**
- c. I granuli con orientazione favorevole rispetto al max. stress crescono, quelli con orientazione sfavorevole no (o si dissolvono).**
- d. Cambiamento della forma per deformazione.**
- e. Effetto della dissoluzione per pressione ("pressure solution").**
- f. Combinazione : caso a + e.**
- g. Crescita vincolata tra fillosilicati.**
- h. Crescita mimetica su una preesistente foliazione.**

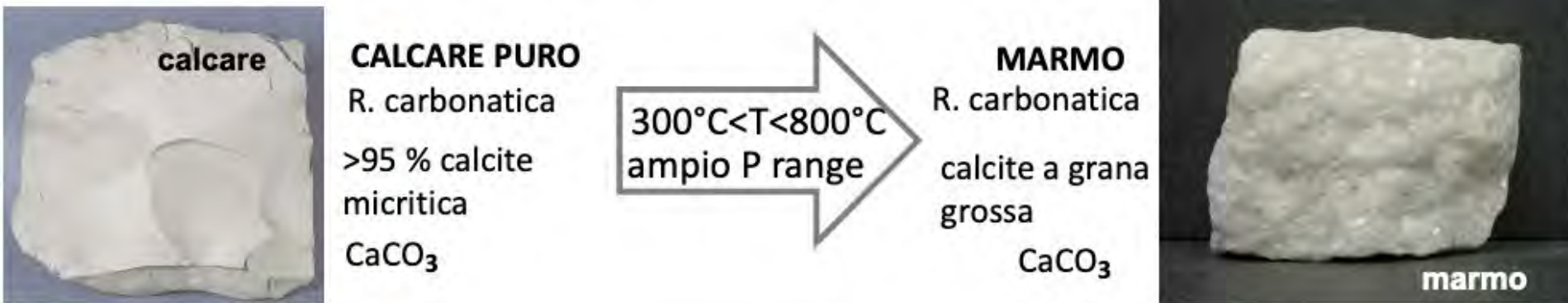
Protolite e differenziazione metamorfica

Il protolite è la roccia originaria prima dell'evento metamorfico.

Importante:

Il metamorfismo è spesso un evento **isochimico** o conservativo a macro/meso scala. Si ha cioè la **conservazione della composizione originaria del protolite**.

Esempi:



Protolite e differenziazione metamorfica



gabbro



$\rho = 3 \text{ g/cm}^3$

basalto

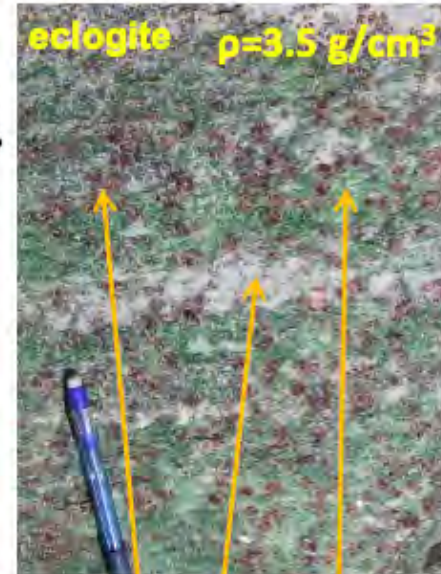
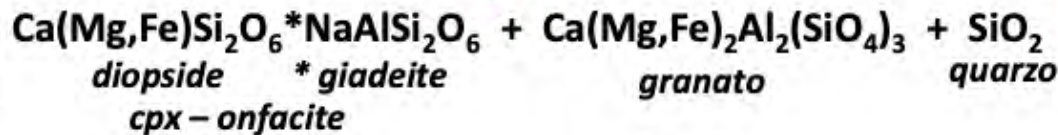
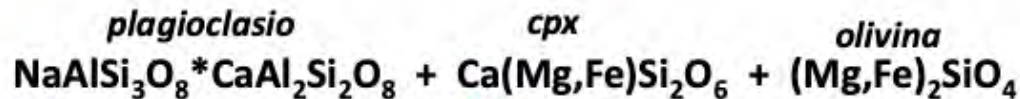
BASALTO/GABBRO

R. magmatica basica
Silicati : plagioclasio
clinopirosseno,
olivina

$T > 500^\circ\text{C}$
 $P > 15\text{-}20\text{ kbar}$

ECLOGITE

R. metam. basica
Silicati: granato,
quarzo,
clinopirosseno



eclogite

$\rho = 3.5 \text{ g/cm}^3$

granato
(rosso)

quarzo
(bianco)

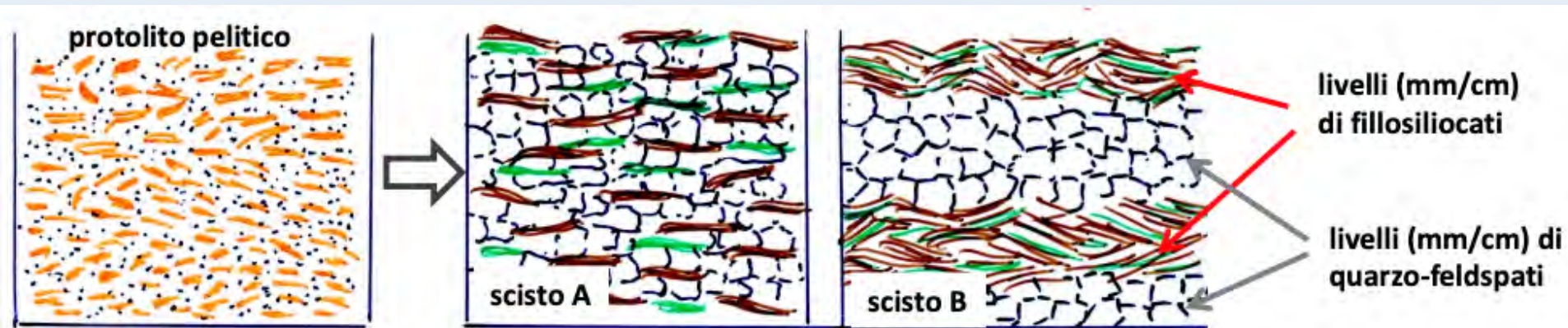
onfacite
(verde)

Protolite e differenziazione metamorfica

Durante l'evento metamorfico si ha la mobilità a piccola scala (mm/cm/dm) dei componenti chimici non volatili. Questi cioè migrano e si ridistribuiscono all'interno della roccia.

Questo processo può essere identificato con il nome di DIFFERENZIAZIONE METAMORFICA.

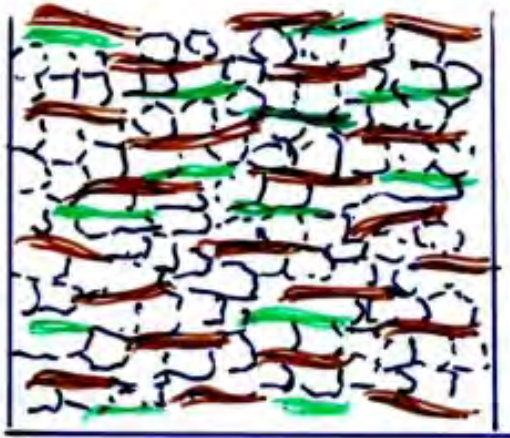
Esso in molti casi porta alla comparsa di volumi arricchiti o impoveriti in alcune specie mineralogiche (es.: livelli arricchiti in quarzo + feldspati e livelli arricchiti in miche, caso molto frequente in filladi, scisti, gneiss, anfiboliti, etc).



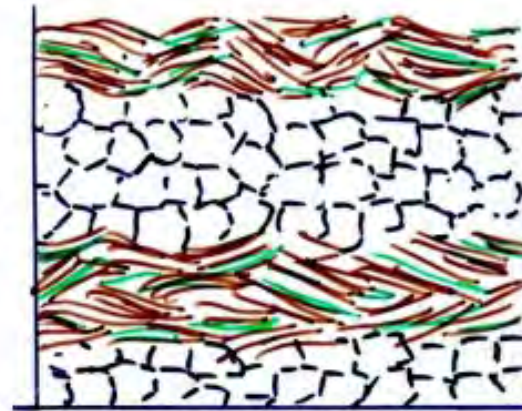
Se si considerano volumi più ampi, alla scala del campione macro e dell'affioramento, la **natura chimica del protolite è conservata** (rimane un processo isochimico)

Protolite e differenziazione metamorfica

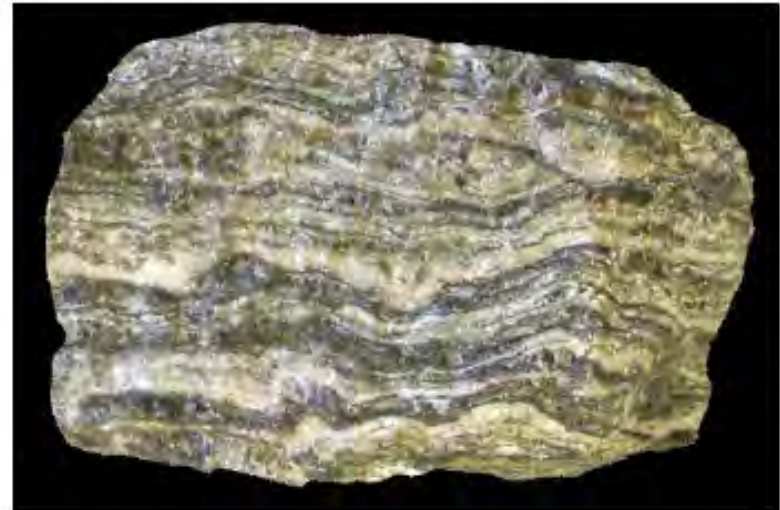
Distribuzione omogenea dei componenti chimici e quindi delle fasi mineralogiche (caso A)



Mobilizzazione a piccola scala con produzione di banding composizionale e mineralogico : microlivelli arricchiti in fasi diverse (caso B)



↑
protolito
conservato
↓



Protolite e differenziazione metamorfica

In casi speciali però, la mobilità delle specie chimiche non volatili può essere a grande scala.



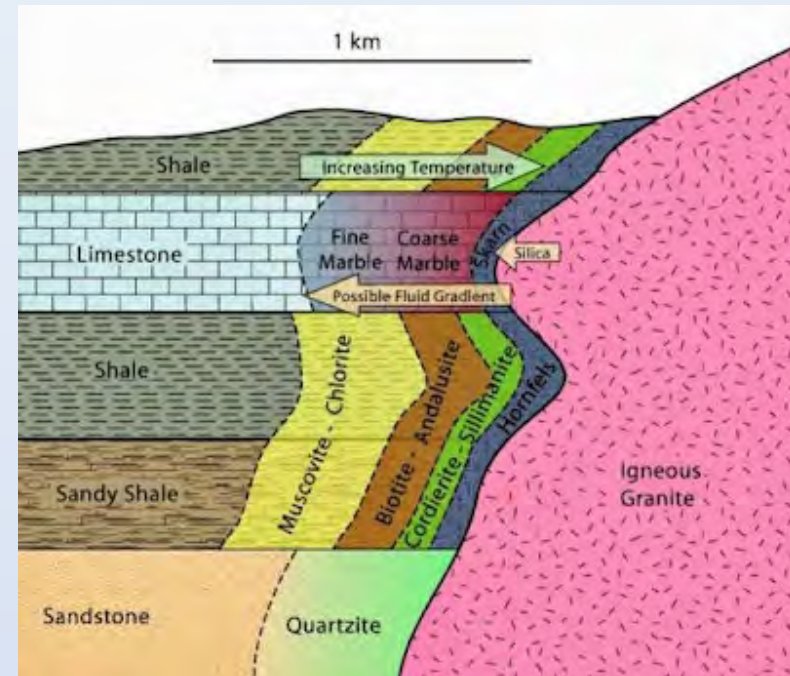
Si ha quindi un sistema chimico aperto



METAMORFISMO ALLOCHIMICO o METASOMATISMO METAMORFICO

Esempio:

aureole metamorfiche nel metamorfismo di contatto



Le reazioni metamorfiche

Le principali reazioni metamorfiche si possono dividere in quattro categorie:

- 1) Trasformazioni di fase
- 2) Reazioni solido – solido
- 3) Reazioni di scambio ionico
- 4) Reazioni di de-volatilizzazione (Solido $\rightarrow$ solido + vapore)
 - a) reazioni di deidratazione (liberano H_2O)
 - b) reazioni di decarbonatazione (liberano CO_2)

Le reazioni metamorfiche

Trasformazioni di fase

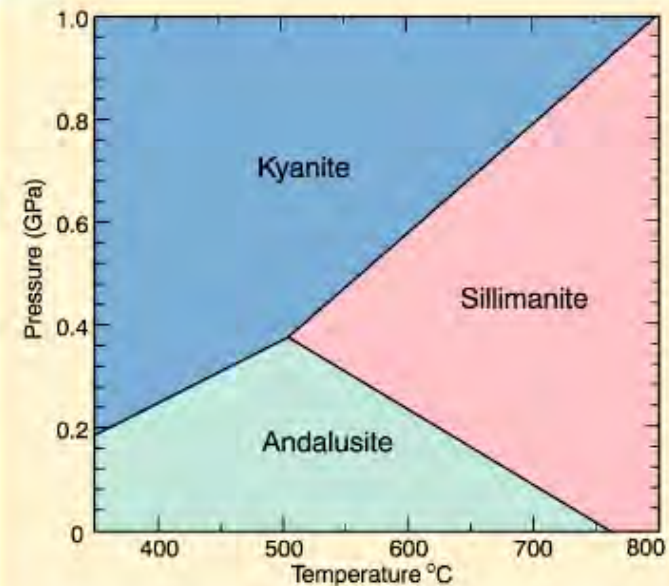
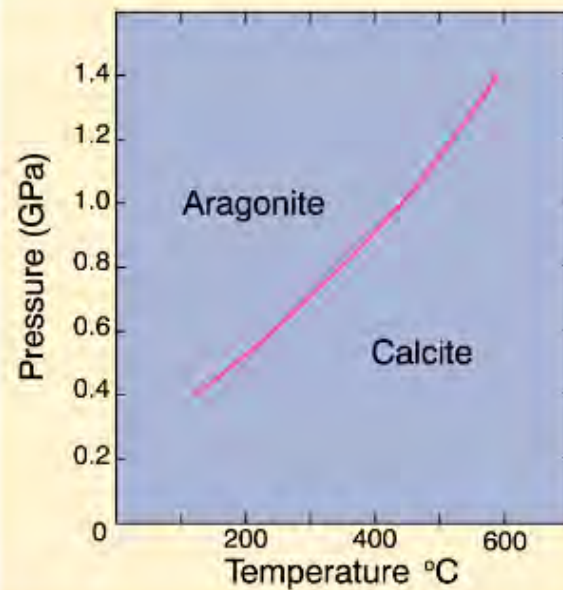
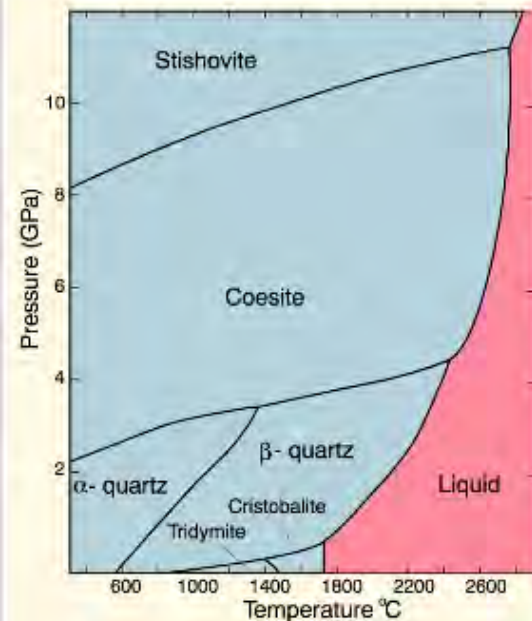
1) LE TRASFORMAZIONI DI FASE

Sono le TRASFORMAZIONE POLIMORFE. Es : SiO_2 , C, CaCO_3 , Al_2SiO_5

Isochimiche - non influenzate dalla fase fluida

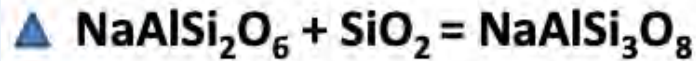
La posizione delle curve di transizione di fase nel piano P-T dipende solo da T e P, è indipendente dalla composizione della roccia

1GPa = 10 Kbar

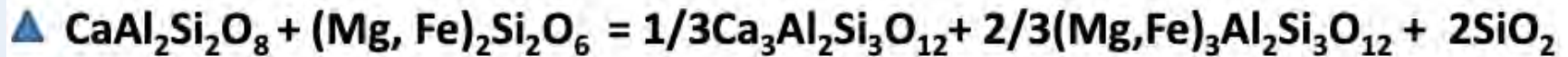


Le reazioni metamorfiche

Reazioni solido – solido (produzione e scomparsa di fasi o dei loro *end-member*)



Giadeite quarzo Albite



An-plag opx gros py-alm qz

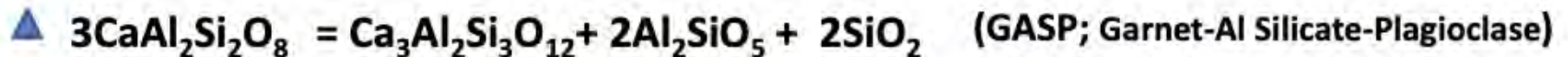


An-plag cpx

gros

py-alm

 qz
granato



An-plag GT-gros ALS qz

Se la/le fasi contengono volatili e nella reazione la fase fluida si conserva (né generata, né consumata), tale reazione viene considerata come solido – solido. Es:

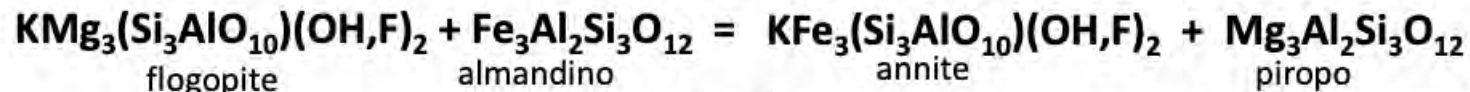
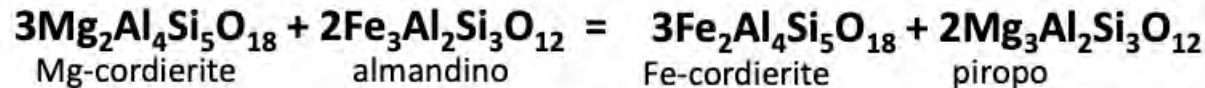


talco enstatite antofillite (anfibolo rombico)

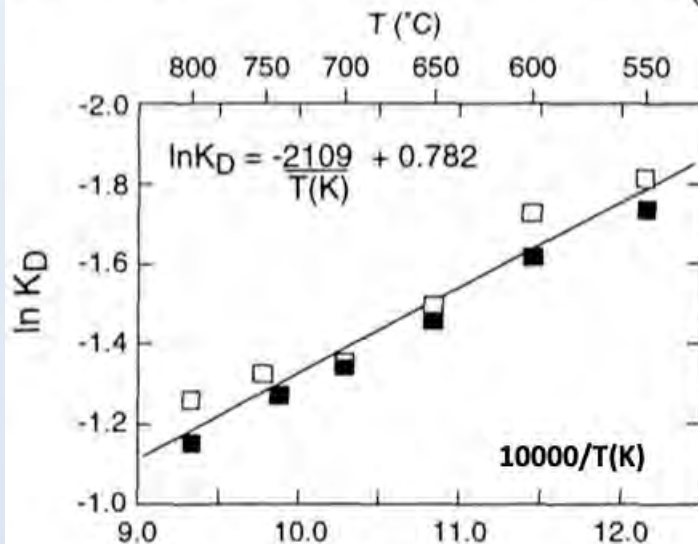
Le reazioni metamorfiche

Reazioni di scambio ionico

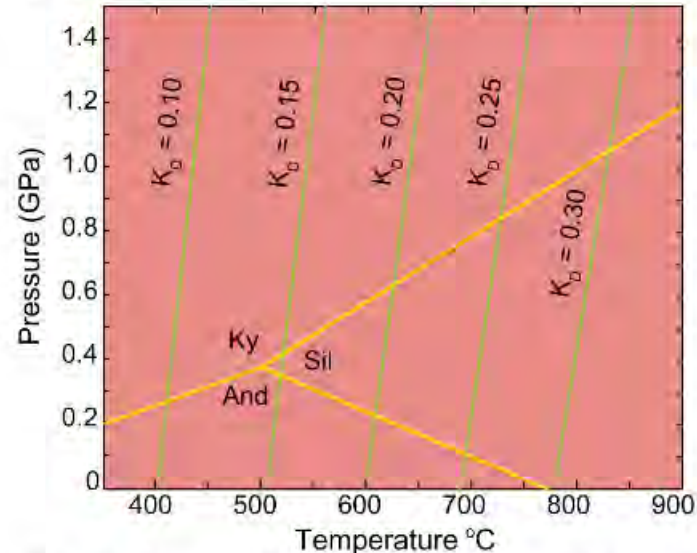
(reciproco scambio di componenti chimici tra le fasi mineralogiche. Es: scambio di Fe e Mg tra mica e granato coesistenti o tra cordierite e granato coesistente)



per $\gamma = 1$ $a_i^a = X_i^a$ $K = K_D = \left(\frac{X_{\text{Fe}}^{\text{Bt}} X_{\text{Mg}}^{\text{Grt}}}{X_{\text{Mg}}^{\text{Bt}} X_{\text{Fe}}^{\text{Grt}}} \right)$ $K = K_D = \frac{(X_{\text{Mg}}/X_{\text{Fe}})^{\text{Grt}}}{(X_{\text{Mg}}/X_{\text{Fe}})^{\text{Bt}}} = \frac{(\text{Mg}/\text{Fe})^{\text{Grt}}}{(\text{Mg}/\text{Fe})^{\text{Bt}}}$



Relazione tra $\ln K_D$ e T per lo scambio Fe-Mg tra Bt-Grt ottenuta dai dati sperimentali di Ferry&Spear (78), fatti a $P=2.07\text{kb}$ e Gt senza Ca



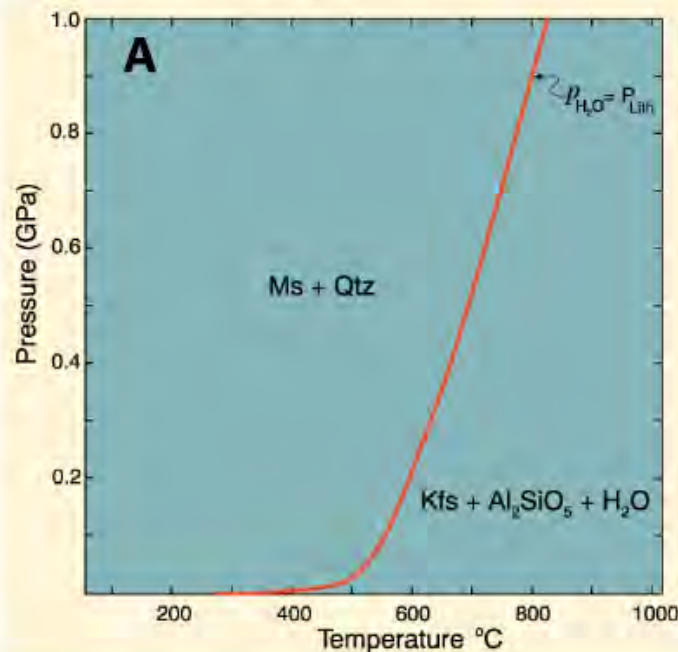
Localizzazione P-T dei diversi K_D della reazione di scambio Fe-Mg tra Bt-Grt, utilizzando la calibrazione di Ferry&Spear (78). (da Spear,93)

Le reazioni metamorfiche

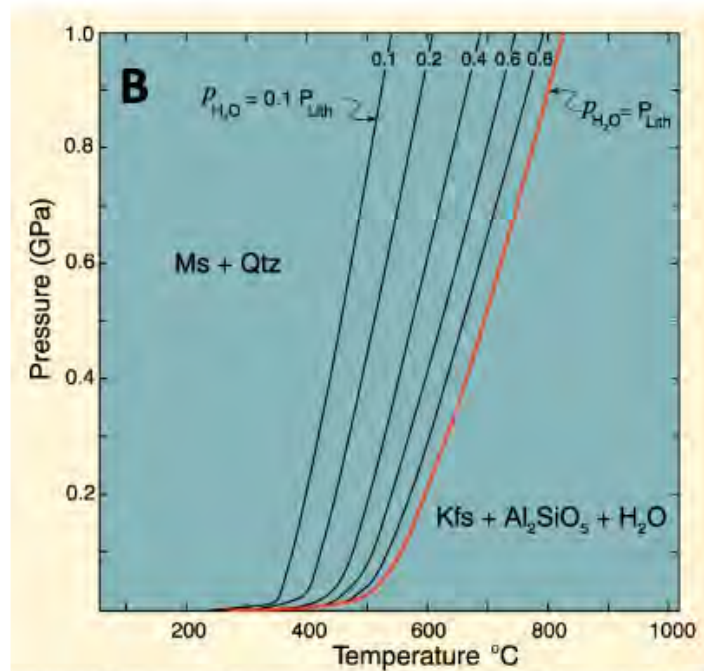
Reazioni di deidratazione



La localizzazione P-T di questa reazione non dipende solo T e P, ma anche dalla pressione parziale di H₂O ($p_{\text{H}_2\text{O}}$)



La reazione in condizioni di saturazione di H₂O ($p_{\text{H}_2\text{O}} = P_{\text{fluidi}} = P_{\text{lit}}$)



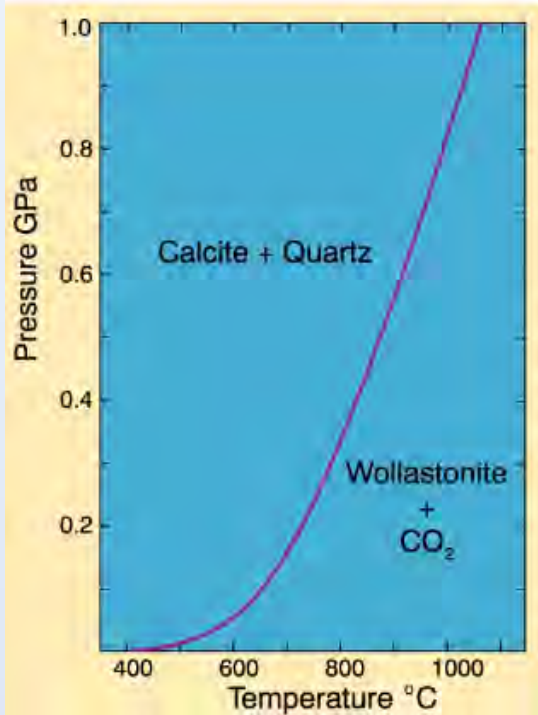
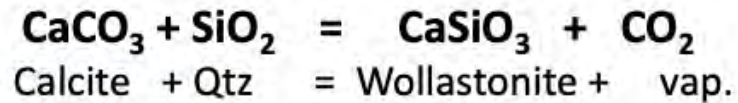
La reazione si sposta verso più basse T al diminuire di $p_{\text{H}_2\text{O}}$.

La diminuzione di $p_{\text{H}_2\text{O}}$ può essere dovuta a:

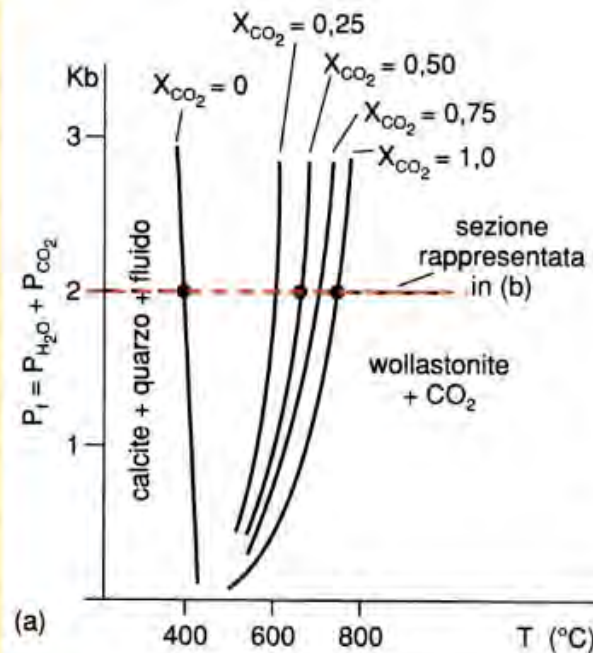
- 1) $p_{\text{H}_2\text{O}} = P_{\text{fluidi}} < P_{\text{lit}}$
- 2) $p_{\text{H}_2\text{O}} < P_{\text{fluidi}} = P_{\text{lit}}$

Le reazioni metamorfiche

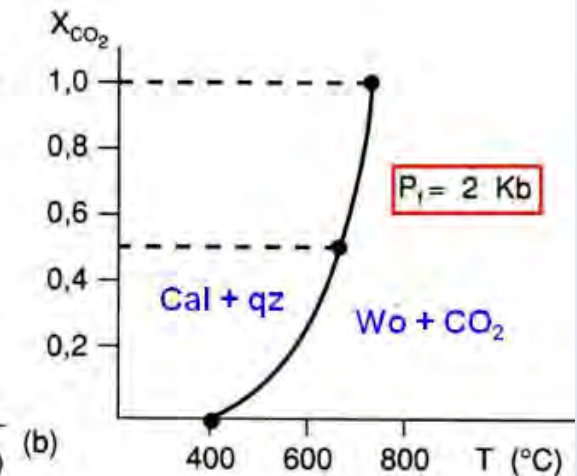
Reazioni di decarbonatazione



La reazione a $P_{\text{tot}} = P_{\text{lit}} = P_{\text{CO}_2}$



Influenza della composizione del fluido sulla reazione di decarbonatazione

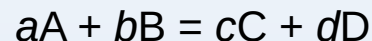


Variazione della T di equilibrio al variare della frazione molare X di CO₂ nel fluido composto da una miscela di CO₂+H₂O

La geotermobarometria

Conoscendo le proprietà termodinamiche delle fasi e dei loro *end-member*, le varie reazioni metamorfiche possono essere utilizzate per stimare le condizioni di T e P alle quali è avvenuto il metamorfismo.

Data una reazione generica del tipo:



(dove a è il coefficiente stechiometrico del *end-member* A, etc)

Noto che la differenza di energia libera della reazione è data da:

$$\Delta G_{\text{reaz}} = \Delta G^\circ + RT \ln K$$

$$\Delta G_{\text{reaz}} = \Delta H^\circ - T\Delta S^\circ + P\Delta V^\circ + RT \ln K$$

$$R = 8.3144 \text{ J} \cdot \text{mol}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$$

$$K = \frac{a_C^c \cdot a_D^d}{a_A^a \cdot a_B^b}$$

H, S, V = entalpia, entropia e volume allo stato standard

All'equilibrio:

$$\Delta G_{\text{reaz}} = 0$$

Si ricava quindi:

$$T (^{\circ}\text{K}) = \frac{\Delta H^\circ + P\Delta V}{\Delta S^\circ - R \ln K}$$

$$P(\text{bar}) = \frac{T\Delta S^\circ - RT \ln K - \Delta H^\circ}{\Delta V}$$

importante: calcolo attività delle fasi !!

$$a_i^A = \gamma_i X_i^A$$

se $\gamma = 1$ (= soluzioni solide ideali)

$$a_i^A = X_i^A$$

per molte fasi assunzione non corretta!

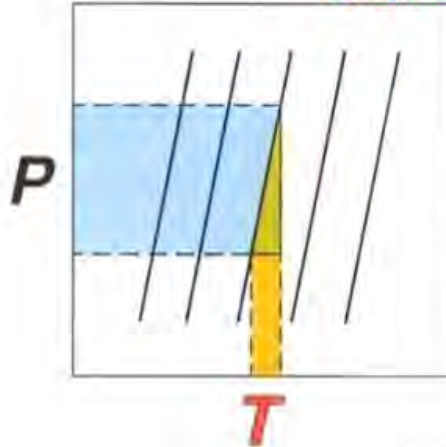
$\left\{ \begin{array}{l} A = \text{fase} \quad i = \text{componente nella fase A} \\ \gamma_i = \text{coefficiente di attività del comp. } i \\ X_i^A = \text{frazione molare del componente } i \text{ nella fase A} \end{array} \right.$

La geotermobarometria

Le condizioni di equilibrio nello spazio P-T delle reazioni sono rappresentate da curve (spesso approssimate a rette). La PENDENZA può essere stimata mediante l'equazione di Clapeyron

$$\frac{dP}{dT} = \frac{\Delta S}{\Delta V}$$

BUON GEOTERMOMETRO

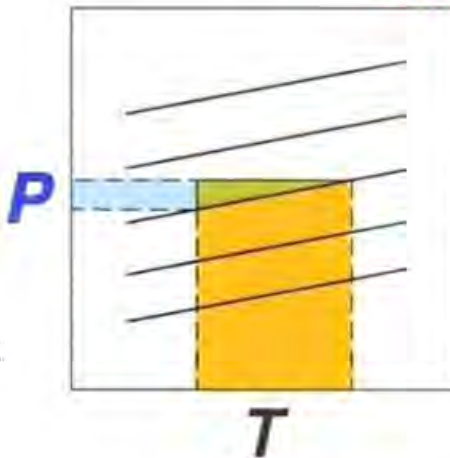


**ΔV molto piccolo
alta pendenza retta**

Es: scambio Fe-Mg tra Gt-Bt
 $\Delta V = 0.238 \text{ J/bar } (= 2.38 \text{ cm}^3)$
 $\Delta S = 19.51 \text{ J/mol K}$
 $\Delta S / \Delta V = m = 81.97$

Per input di P molto grandi,
l'errore sulla stima di T è piccolo

BUON GEOBAROMETRO



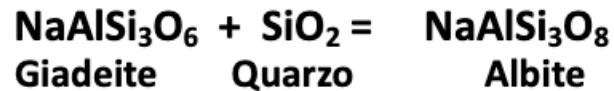
**ΔV grande
bassa pendenza retta**

Es: $\text{An} = \text{Ca-Gt} + \text{cianite} + \text{qz}$
 $\Delta V = -6.608 \text{ J/bar} = -66.08 \text{ cm}^3$
 $\Delta S = -150.66 \text{ J/mol K}$
 $\Delta S / \Delta V = m = 22.80$

Per input di T molto grandi,
l'errore sulla stima di P è piccolo

La geotermobarometria

Esempio:



A) Localizzazione P-T della reazione per $K=1$, cioè per composti puri.

B) Localizzazione P-T della reazione per diversi valori di K , cioè per composti non puri, assumendo però che le fasi si comportino come soluzioni solide ideali

$$a_i^\alpha = \gamma X_i^\alpha \quad \text{se } \gamma = 1 \longrightarrow a_i^\alpha = X_i^\alpha$$

