

ROCCE, MINERALI ED ELEMENTI CHIMICI

ELEMENTO CHIMICO = sostanza che non può essere separata in forme più semplici di materia tramite normali processi chimici

principali elementi
della crosta terrestre

	Elemento	Simbolo chimico	Percentuale in peso
1	Ossigeno	O	46,60
2	Silicio	Si	27,72
3	Alluminio	Al	8,13
4	Ferro	Fe	5,00
5	Calcio	Ca	3,63
6	Sodio	Na	2,83
7	Potassio	K	2,59
8	Magnesio	Mg	2,09
9	Titanio	Ti	0,44
10	Idrogeno	H	0,14
	Totale dei primi dieci elementi		99,17
	Tutti gli altri		0,83
			100,00

COMPOSTO CHIMICO = due o più elementi chimici combinati; per es: salgemma (NaCl), quarzo (SiO₂).
In un dato composto le proporzioni dei vari elementi che lo costituiscono sono sempre ben definiti.

MINERALE = corpo solido costituito da un solo elemento o da un composto chimico.

MINERALE amorfo: è allo stato colloidale, cioè costituito da un mezzo disperdente (acqua) e da un disperso (“micelle” colloidali). La struttura interna è omogenea, ma non geometrica. E’ *isotropo* rispetto tutte le proprietà fisiche (durezza, velocità di accrescimento etc). Es: opale (SiO₂ + H₂O); bauxite (miscela di idrossidi di Al).

MINERALE cristallino (o cristallo): la struttura interna è costituita da particelle distribuite in modo omogeneo e disposte geometricamente. E’ *anisotropo* rispetto a qualche proprietà fisica. Es: salgemma (NaCl); quarzo (SiO₂); calcite (CaCO₃).

RICONOSCIMENTO MACROSCOPICO DEI MINERALI

Di seguito alcuni criteri diagnostici comunemente utilizzati per il riconoscimento macroscopico dei principali minerali.

COLORE: dipende principalmente dalla composizione chimica

PESO SPECIFICO: equivale numericamente alla densità (g/cm³) → rapporto tra peso di un corpo e peso di un uguale volume di acqua distillata a +4°C.

P.sp. H₂O = 1 NaCl = 2.16 SiO₂ = 2.65 Au = 19.3

SFALDATURA: alcuni minerali si rompono facilmente lungo piani preferenziali di “debolezza” (lungo piani reticolari tenuti insieme da deboli legami) Es: mica

DUREZZA : cioè la resistenza di un minerale ad essere scalfito o abraso. Viene determinata mediante comparazione con una scala standard (scala di MOHS)

- | | |
|-------------|---------------|
| 1) TALCO | 6) ORTOCLASIO |
| 2) GESSO | 7) QUARZO |
| 3) CALCITE | 8) TOPAZIO |
| 4) FLUORITE | 9) CORINDONE |
| 5) APATITE | 10) DIAMANTE |

CLASSIFICAZIONE DEI MINERALI (Strunz, 1938 e seguenti)

- 1) Elementi nativi;
- 2) Solfuri;
- 3) Alogenuri;
- 4) Ossidi ed Idrossidi;
- 5) Nitrati, Carbonati, Borati;
- 6) Solfati;
- 7) Fosfati, Arsenati, Vanadati;
- 8) Silicati;
- 9) Sostanze organiche;

Silicati: circa l'80% della crosta terrestre è composta da O e Si. L'unità fondamentale del reticolo cristallino dei silicati è il tetraedro (SiO_4). Non essendo neutro, lo ione silicato tende a formare legami con altri ioni positivi (Fe, Mg etc) o mette in comune gli ioni O con altri tetraedri adiacenti.

La classificazione dei silicati viene fatta in base al modo con il quale i tetraedri si uniscono (6 sottoclassifiche saranno trattate nel dettaglio nel corso di mineralogia).

Tra i silicati più comuni:

- **Quarzo**, SiO_2 struttura molto compatta di 3 tetraedri.
- **Feldspati**, sono allumosilicati e sono i minerali più abbondanti della crosta terrestre (si uniscono con altri elementi formando il feldspato potassico, sodico, calcico, barico...). Hanno tutti la stessa impalcatura di tetraedri $(\text{Si,Al})\text{O}_4$ (classe: tetrasilicati). In questa impalcatura ci sono spazi liberi nei quali si possono trovare cationi più grandi.

FELDSPATO POTASSICO	→	ORTOCLASIO (Or) : $\text{K(AlSi}_3\text{O}_8)$	} FELDSPATI ALCALINI
FELDSPATO SODICO	→	ALBITE (Ab) : $\text{Na(AlSi}_3\text{O}_8)$	
FELDSPATO CALCICO	→	ANORTITE (An) : $\text{Ca(AlSi}_3\text{O}_8)$	
FELDSPATO BARICO	→	raro	

I **PLAGIOCLASI** sono una miscela di Anortite (An) e Albite (Ab) e sono detti anche **Feldspati sodico-calcici**. Sono minerali ISOMORFI cioè secondo una stessa struttura possono cristallizzare più minerali con composizione chimica diversa.

Altri SILICATI comuni:

- **Miche**, classe dei fillosilicati. Sono allumosilicati con tetraedri disposti in piani con scarso legame tra loro. I minerali si sfaldano facilmente.
Forme più comuni: **Biotite** (silicato idrato di Al+K+Fe+Mg)
Muscovite (silicato idrato di Al e K)
- **Anfiboli e Pirosseni**, sono silicati ricchi di Al, Ca, Mg, Fe, i primi sono idrati (es. **Orneblenda**) mentre i secondi sono non idrati (es **Augite**).
- **Olivina**, i tetraedri che la compongono sono fortemente legati tra di loro da Mg e Fe, si trova in

rocce basiche e quindi povere di Silicio

- **Feldspatoidi:** allumosilicati di Na, K e Ca. Due i gruppi principali: **Leucite** (K) e **Nefelina** (Na)

Non Silicati: compongono circa l'8% dei minerali

- **Carbonati:** i principali carbonati sono: **Calcite** [CaCO₃] e **Dolomite** [CaMg(CO₃)₂] che formano rispettivamente i calcari e le dolomie.
- **Solfati ed Alogenuri:** derivano da evaporazione di soluzioni concentrate e costituiscono le evaporiti. I minerali più comuni sono: **Gesso** (CaSO₄ + 2H₂O) ed **Anidrite** (CaSO₄) fra i solfati, **Salgemma** (NaCl) e **Fluorite** (CaF) fra gli alogenuri.
- **Ossidi ed Idrossidi:** minerali in cui un elemento è combinato con l'ossigeno e a volte anche con l'acqua. I più comuni: **Magnetite** (Fe₃O₄), **Ematite** (Fe₂O₃), **Limonite** (Fe₂O₃ + n H₂O).
- **Solfuri:** costituiscono importanti giacimenti minerali. Esempi: **Pirite** (FeS₂), **Galena** (PbS), **Blenda** (ZnS), **Cinabro** (HgS).
- **Elementi Nativi:** minerali costituiti da un metallo o metalloide che si trovano in natura allo stato naturale come ad es. Oro e Argento. Un altro esempio è dato dal Carbonio che tipicamente troviamo in natura come **Diamante** e **Grafite**, uguali chimicamente (trasformazioni del carbonio), ma tra di loro diversi dal p.v. cristallografico

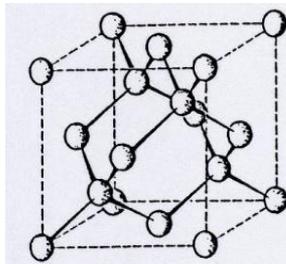


Fig. 12.2 Struttura del diamante. Ciascun atomo di carbonio ne coordina tetraedricamente altri quattro, cui è collegato da legami sp³; i collegamenti vertice a vertice fra un numero indefinito di tetraedri determinano il formarsi di un'unica macromolecola grande quanto tutto il cristallo.

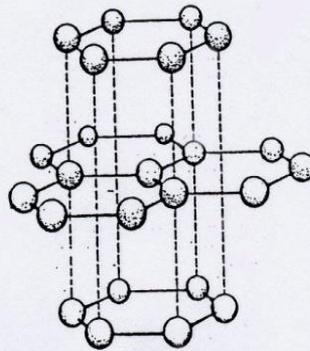


Fig. 15.1 Struttura della grafite.

ROCCE ⇒ generalmente sono aggregati di minerali che sono associati in vario modo → grande numero di rocce

Composizione chimica media della crosta e del mantello superiore

	Crosta totale	Crosta continentale totale	Crosta continentale superiore	Crosta continentale inferiore	Crosta oceanica	Mantello superiore: modello pirolitico
SiO ₂	59,38	61,97	66,0	54,0	50,07	45,1
TiO ₂	0,81	0,75	0,6	0,9	1,30	0,2
Al ₂ O ₃	15,77	15,62	16,0	19,0	16,38	3,3
Fe ₂ O ₃	2,61	2,55			2,76	
FeO	4,40	3,88	4,5	9,0	6,32	8,0
MnO	0,16	0,14			0,22	0,15
MgO	4,00	3,15	2,3	4,1	7,12	38,1
CaO	7,20	5,67	3,5	9,5	12,56	3,1
Na ₂ O	2,97	3,08	3,8	3,35	2,66	0,4
K ₂ O	2,41	2,94	3,3	0,6	0,48	0,03
P ₂ O ₅	0,23	0,25			0,13	0,02

- l'elemento chimico più abbondante è l'OSSIGENO → COMPOSTI OSSIDATI
- segue il SILICIO → SILICATI
- e quindi l'ALLUMINIO → ALLUMOSILICATI
- relativa abbondanza di Fe, Mg, Ca, Na, K → silicati ed allumosilicati di Fe, Mg, Ca, Na, K (FELDSPATI ALCALINI, PLAGIOCLASI, MICHE, ANFIBOLI, PIROSSENI, QUARZO)

Modalità di studio

- **sul terreno** (affioramento): stratificazione, alternanze, presenza di fossili, alterazione, relazioni con le altre rocce (tempo, geometrie,....)
- **sul campione macroscopico** (minerali e loro rapporti, colore, durezza,..).
N.B.: attenzione al colore specie sulla superficie «fresca»
- **in laboratorio:**
 - Al microscopio polarizzatore su sezione sottile (lamina di roccia di spessore ~ 0,03 mm e superficie ~ 10 cm²)
 - Analisi chimica quantitativa (rappresentazione in ossidi)
Es.: SiO₂ 59,14% Al₂O₃ 15,34% CaO 5,08% FeO 7,31%
 - Esame ai raggi X
 -

In definitiva è importante conoscere **composizione** (mineralogica e quindi chimica) e **struttura** (forma, dimensioni e disposizione nello spazio dei componenti mineralogici,...). Per le rocce sedimentarie si preferisce il termine di **tessitura**: linee, superfici, oggetti osservabili nella massa rocciosa)

IL PROCESSO PETROGENETICO = processo di produzione delle rocce



PROCESSO MAGMATICO → ROCCE MAGMATICHE O IGNEE
PROCESSO SEDIMENTARIO → ROCCE SEDIMENTARIE
PROCESSO METAMORFICO → ROCCE METAMORFICHE

⇒ diverse condizioni di P e T



tre grandi gruppi genici → **CICLO LITOGENETICO**

PROCESSO MAGMATICO

ROCCE MAGMATICHE O IGNEE

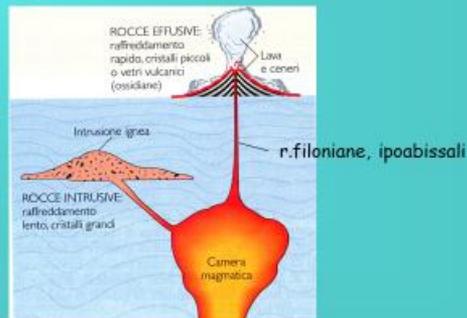
Si formano per raffreddamento di un materiale fuso (alta temperatura) di composizione generalmente silicatica → **MAGMA**

A seconda della modalità di raffreddamento si possono ottenere:

ROCCE PLUTONICHE o INTRUSIVE : raffreddamento in profondità, raffreddamento lento, rocce interamente cristalline

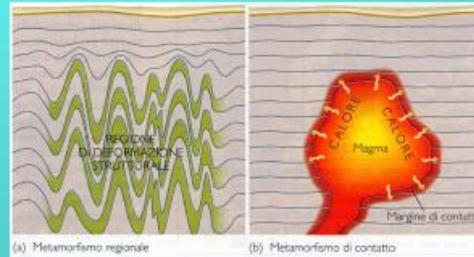
ROCCE VULCANICHE o EFFUSIVE : raffreddamento in superficie, raffreddamento veloce, tutto o parte del magma si raffredda senza cristallizzazione (vetro)

ROCCE IPOABISSALE e FILONIANE:
raffreddamento intermedio



PROCESSO METAMORFICO

Le rocce magmatiche e sedimentarie, quando sono compresse (P) o surriscaldate (T) dentro la terra, possono trasformarsi in altre rocce dette **METAMORFICHE**. Il calore è endogeno: l'aumento di calore crea instabilità nelle rocce preesistenti che, pur rimanendo solide, si trasformano acquistando per ricristallizzazione una nuova composizione mineralogica e/o una nuova struttura.

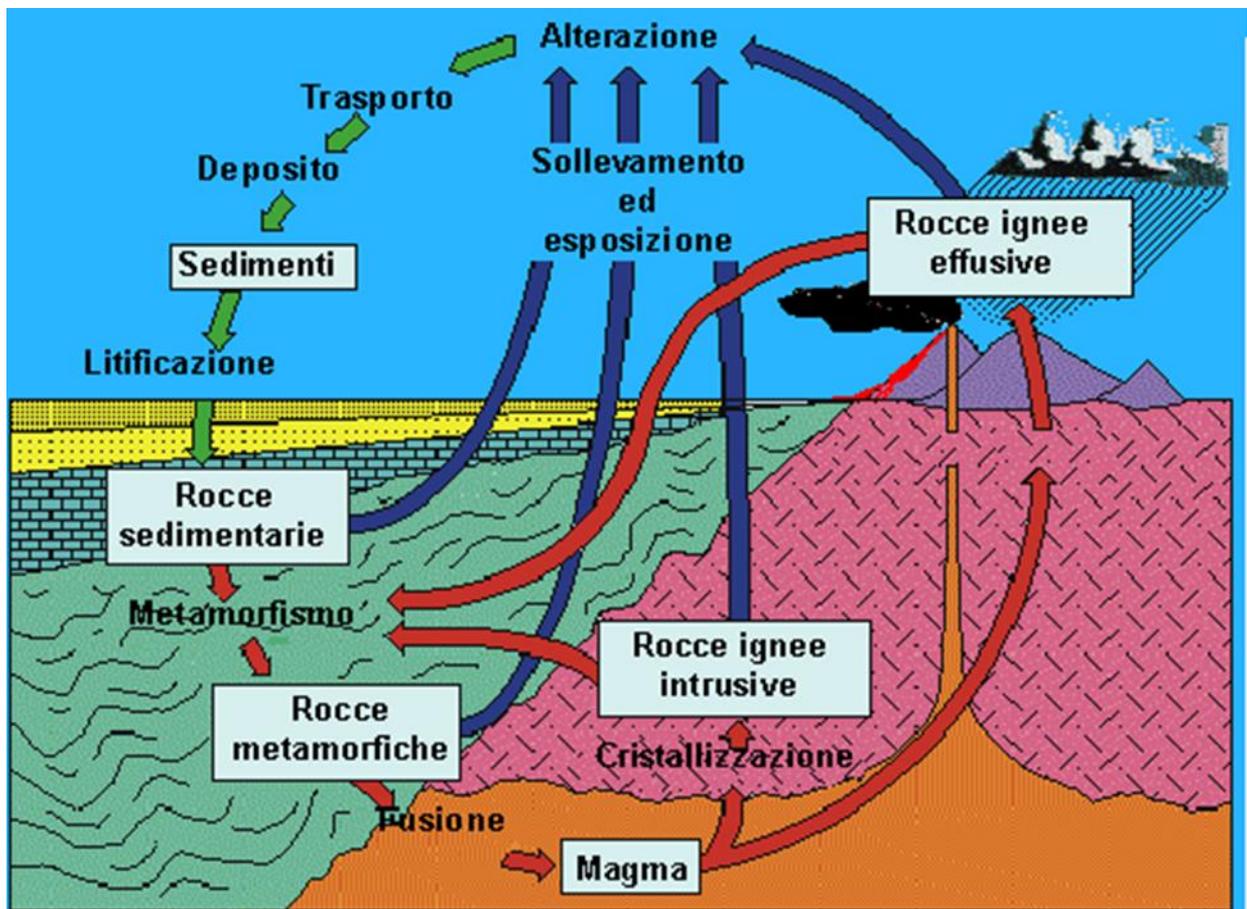


Se l'aumento di calore è molto alto alcune rocce possono fondere e dar luogo al **MAGMA ANATETTICO (FENOMENO di ANATESI)**

PROCESSO SEDIMENTARIO



alterazione e disgregazione di rocce preesistenti presenti in superficie, trasporto e successivo accumulo dei sedimenti



- Un flusso continuo di materiali solidi, liquidi ed aeriformi si muove entro la crosta terrestre ed in superficie.
- Il ciclo litogenetico è l'incessante ciclo evolutivo della crosta terrestre che spiega le relazioni tra i vari tipi di rocce e terre.
- Nel ciclo litogenetico ogni roccia rappresenta una fase transitoria.

IL PROCESSO MAGMATICO

Si realizza con il raffreddamento del magma. A seconda della **profondità** in cui si origina il magma, della sua **temperatura iniziale** e dei **processi chimico-fisici** a cui andrà incontro durante la risalita si otterranno rocce magmatiche effusive e/o intrusive.

Durante il raffreddamento del magma i minerali presenti cristallizzano, assumendo dimensioni e forme variabili, dando strutture caratteristiche alle rocce magmatiche. I minerali presenti in questo tipo di rocce sono prevalentemente i silicati.

IL MAGMA

Il magma è un **sistema complesso** ad altissima temperatura (da 600 a 1200 fino a 1600 °C). Si tratta cioè di un sistema chimico-fisico a molti componenti consistente di una fase liquida (**fuso**) e di un certo numero di fasi solide (**cristalli**) in sospensione; può anche essere presente una fase **gassosa**.

E' più o meno viscoso e suscettibile di movimento.

Quando il magma fuoriesce si degassa e diventa **lava**.

Formazione del magma

Un magma viene generato in seguito a processi che avvengono nel mantello superiore (**magmi primari**), o nella crosta (**magmi secondari o di anatessi**).

I principali componenti sono:

silice (40-75% - valori espressi come percentuali in peso),

allumina (10-20%),

ossidi di ferro (2-12%),

calcio (1-12%),

.....**magnesio** (tracce-12%), **sodio** (1-8%) e **potassio** (tracce-7%).....

Nella fase gassosa è presente principalmente **acqua**; anidride carbonica, acido cloridrico, anidride solforosa, etc. sono presenti in quantità minori.

TIPI di MAGMA e alcune caratteristiche

In funzione della **quantità di silice** presente, un magma viene definito:

Acido: la % di silice è superiore al 65%. Ricchissimo in silicio ed alluminio, è un magma molto viscoso. Le rocce che derivano da questi magmi hanno una densità intorno a $2,7 \text{ g/cm}^3$.

Neutro (intermedio): % di silice fra 52% e 65%.

Basico: % di silice inferiore al 52%.

Ultrabásico: % in silice intorno al 40%

I magmi basici ed ultrabásici hanno una quantità bassa di silice e sono più ricchi in ferro e magnesio e sono i meno viscosi; danno origine a rocce con densità prossima a 3 g/cm^3 .

La temperatura di eruzione dei magmi è inversamente proporzionale al grado di acidità (espresso in SiO_2):

Magma basico: T

eruzione: 1200 fino

1600°C

Magma intermedio: 900-

1100°C

Magma acido: 750°C

PS: Lave carbonatiche:

590°C

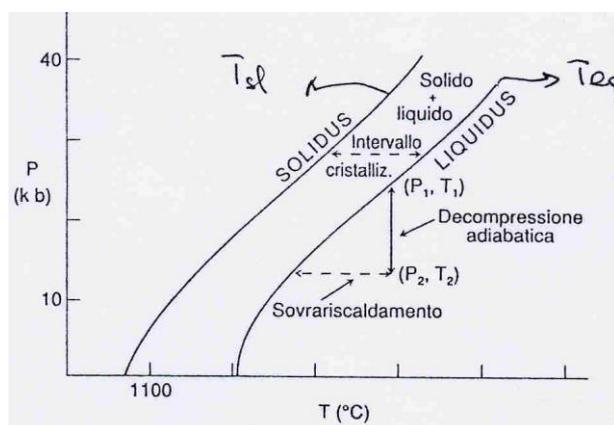
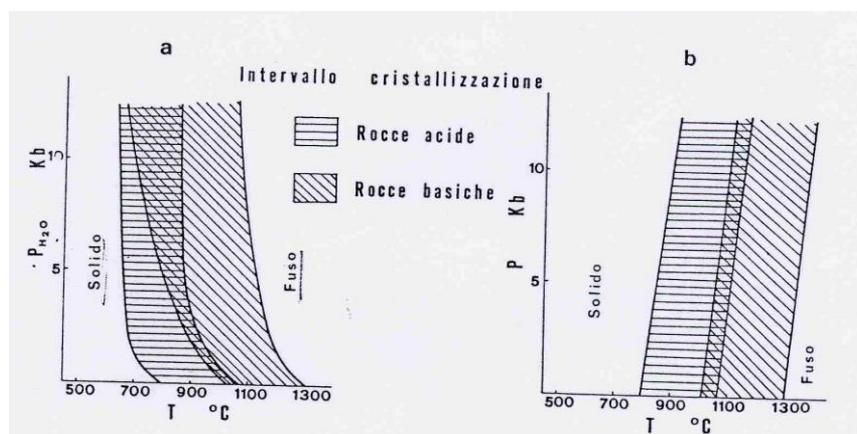


Fig. 2.2 - Variazione della temperatura di fusione (T_{st}) e di inizio cristallizzazione (T_{iq}) in funzione della pressione per un magma basaltico anidro. Per una data pressione la differenza ($T_{iq} - T_{st}$) rappresenta l'intervallo di cristallizzazione per quella profondità. Un magma nella posizione 1 a (P_1, T_1), se risale adiabaticamente, viene sovrariscaldato.



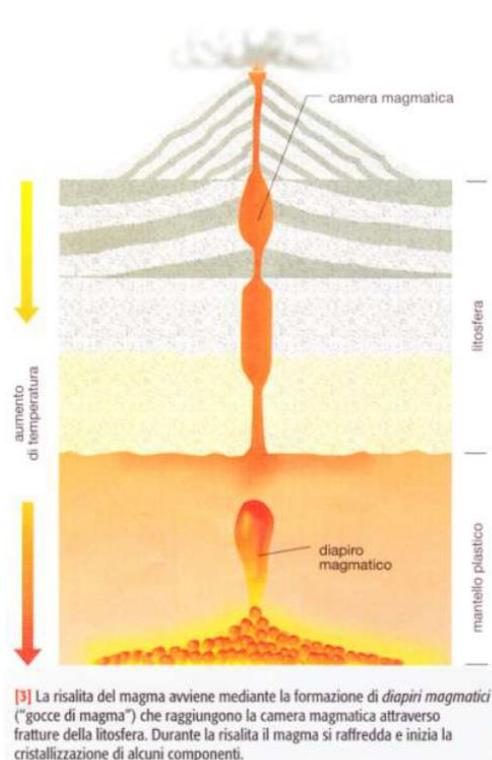
Intervallo di

CRISTALLIZZAZIONE:

intervallo termico (ampio mediamente $100-250^\circ\text{C}$) che corrisponde al campo di temperatura nel quale precipitano i minerali che costituiscono la roccia

A parità di condizioni i fusi basici cristallizzano a temperature più alte di quelli acidi!! La presenza di acqua (fig a) abbassa la T di cristallizzazione.

La densità è importante per la “messa in posto” dei magmi. Influenza i processi di evoluzione dei magmi: un magma ricco in silice ha densità < di un magma basaltico



Il **diapiro magmatico** è il magma che, meno denso delle rocce che lo circonda, tende a risalire in superficie.

La viscosità di un magma (resistenza interna al flusso) è legata alla temperatura ed alla pressione cui il magma è sottoposto ed alla sua composizione chimica: un magma povero di silice, è meno viscoso (o più fluido) di un magma ricco di silice. Inoltre, maggiore la temperatura, minore la viscosità.

In generale, i **magmi basici** sono **poco viscosi**, molto fluidi, e pertanto veloci nell'attraversare la crosta terrestre.

Da essi derivano le **lave** che solidificando danno origine a rocce effusive come i basalti che rappresentano il 40% delle rocce della crosta terrestre.

I **magmi neutri e acidi** sono **viscosi** e tendono a solidificare all'interno della crosta terrestre formando **plutoni** costituiti da rocce intrusive neutre o acide. Raggiungono raramente la superficie terrestre e quando ciò accade, avviene in modo violento ed esplosivo.

La formazione del magma si osserva in regioni instabili della litosfera

I componenti volatili vengono in gran parte perduti durante la trasformazione del magma in roccia.

L'ACQUA e l'ANIDRIDE CARBONICA sono i componenti volatili più abbondanti.

+ ACQUA = riduzione viscosità; abbassamento temperatura del "liquidus" e del "solidus"; influisce sulla velocità di crescita dei cristalli e sulla cinetica delle reazioni chimiche che si svolgono in magmi e rocce

In relazione alla loro formazione si possono quindi avere:

Magmi primari:

- Si formano nel **mantello superiore**
- Basso tenore in silice (basici-ultrabasici)
- Temperatura elevata (1000 – 1600 °C)
- Poveri di vapore acqueo e gas.
- Densità 3 g/cm³

Sono magmi poco viscosi

Magmi secondari (o di anatessi):

- Si formano in condizioni particolari di subduzione della **crosta** terrestre che porta a fusione parziale delle rocce
- Tenore di silice elevato
- Temperatura compresa tra 600°C e i 1000°C
- Ricchi di vapore acqueo e gas
- Densità 2,7 g/cm³

Sono magmi molto viscosi

LE ROCCE MAGMATICHE

Durante il raffreddamento del magma i minerali cristallizzano, assumendo dimensioni e forme variabili, dando alle rocce magmatiche strutture caratteristiche. I minerali presenti in questo tipo di rocce sono **prevalentemente silicati**.

La silice (SiO₂) è il componente chimico generalmente più abbondante e più importante delle rocce ignee. **Si adotta una terminologia secondo la quale una roccia a maggior contenuto in silice è considerata più acida di una a contenuto più basso** (ciò perché il silicio forma un acido debole mentre gli altri cationi metallici si comportano da basi).

La classificazione chimica delle rocce ignee o magmatiche è la seguente:

Rocce acide	SiO₂ > 65% (persiliciche)
Rocce intermedie	65% > SiO₂ > 52% (mesosiliciche)
Rocce basiche	52% > SiO₂ > 45% (iposiliciche)
Rocce ultrabasiche	SiO₂ < 45%

Un altro elemento che condiziona la classificazione delle rocce è il loro **colore**, strettamente legato al tipo i minerali presenti.

IL COLORE delle rocce (indice di colore IC)

L'indice di colore (I.C.) è definito dalla percentuale IN VOLUME dei minerali femici (scuri). **Più alto l'indice, più scure sono le rocce.**

Minerali **FEMICI o MAFICI**: ricchi in Mg e Fe (**anfiboli, pirosseni, olivina**) **IC > 50** (ROCCE MAFICHE o FEMICHE (rocce scure)).

Minerali **SIALICI o FELSICI**: ricchi in Si, Al, Na, K, Ca (**quarzo, feldspati, foidi**) **IC < 50** (ROCCE SIALICHE o FELSICHE (rocce chiare)).

IC > 90: ROCCE ULTRAFEMICHE sono rocce ancora più scure. Contengono più del 90% di minerali mafici. In particolare contengono pirosseni ed olivina in quantità superiore al 90%. Sono rocce esclusivamente intrusive.

Minerali comuni in rocce ignee

Table 5.1 Common Minerals of Igneous Rocks				%SiO ₂
Compositional Group	Mineral	Chemical Composition	Silicate Structure	
FELSIC	Quartz	SiO ₂	Frameworks	100%
	Potassium feldspar	KAlSi ₃ O ₈		65%
	Plagioclase feldspar	{ NaAlSi ₃ O ₈ CaAl ₂ Si ₂ O ₈		65%
	Muscovite (mica)	KAl ₃ Si ₃ O ₁₀ (OH) ₂	Sheets	45%
MAFIC	Biotite (mica)	{ K Mg Fe Al } Si ₃ O ₁₀ (OH) ₂		36%
	Amphibole group	{ Mg Fe Ca Na } Si ₈ O ₂₂ (OH) ₂	Double chains	40%
	Pyroxene group	{ Mg Fe Ca Al } SiO ₃	Single chains	48%
	Olivine	(Mg,Fe) ₂ SiO ₄	Isolated tetrahedra	30%

Le rocce ACIDE sono praticamente sempre SIALICHE/FELSICHE

Le rocce MESOSILICICHE possono essere INTERMEDIE o SIALICHE/FELSICHE, più raramente FEMICHE/MAFICHE

Le rocce BASICHE sono, tranne eccezioni, FEMICHE/MAFICHE

Le rocce ULTRAFEMICHE/ULTRAMAFICHE sono di solito molto basiche →ULTRABASICHE

FORMAZIONE DI UNA ROCCIA MAGMATICA

La cristallizzazione di un magma procede con l'abbassarsi della temperatura nella massa magmatica. Man mano che si creano le condizioni per la cristallizzazione dei diversi minerali il magma diviene via via più ricco di componenti che non si sono ancora solidificati.

I minerali che si sono formati per primi possono ridisciogliersi parzialmente o reagire con il liquido residuo in modo da mutare la loro composizione.

Esiste un ordine di cristallizzazione dei minerali in seguito al raffreddamento del magma. Questo ordine è detto "**serie di Bowen**"



I minerali che cristallizzano per primi (olivine, plagioclasio di calcio) si trovano immersi in un liquido che permette di sviluppare cristalli con una forma regolare e ben definita (**minerali idiomorfi**).

I minerali che cristallizzano per ultimi (quarzo) si devono adattare agli spazi residui e non hanno forma ben definita (**minerali allotriomorfi**). Per questo motivo, nelle rocce magmatiche, il quarzo non ha mai la sua tipica forma di prisma esagonale.

TIPI DI ROCCE MAGMATICHE

Se il magma si forma dalla fusione di materiali della parte superiore del mantello, avrà natura basica, sarà caratterizzato da un'alta percentuale di ferro e di magnesio, ma povero di silice. Questo magma raggiunge temperature elevate (**1200-1600 °C**) e risulta **molto fluido (denso) e poco viscoso**. Il prodotto saranno delle **rocce basiche e femiche**.

Se la fusione riguarda rocce della crosta continentale trascinate in profondità per fenomeni tettonici, si origina un magma di natura acida, ricco di silice e **assai viscoso (fluido)**, in quanto vi abbondano componenti che, pur essendo immersi in una massa fusa, si trovano ancora allo stato solido, ma **poco denso**. La temperatura è compresa tra 700 e 900 °C ed il prodotto sarà una **roccia acida e sialica**.

Dalla fusione della crosta e dei sedimenti oceanici derivano magmi con composizione **intermedia** rispetto ai magmi basici e a quelli acidi.

Quindi si avranno:

- **ROCCE INTRUSIVE**: derivano da un magma cristallizzato a grande profondità. Si riconoscono perché sono costituite da minerali ben formati spesso facilmente distinguibili ad occhio nudo.
- **ROCCE EFFUSIVE**: derivano dalla cristallizzazione di un magma in superficie. Sono costituite da cristalli di piccole dimensioni (in genere non distinguibili ad occhio nudo) tra i quali sono presenti pochi cristalli di dimensioni maggiori detti **fenocristalli**.
- **ROCCE FILONIANE**: derivano dalla cristallizzazione di un magma messi in posto a modesta profondità formando corpi di diverse dimensioni (es. filoni).

VELOCITA' di RAFFREDDAMENTO dei MAGMI e STRUTTURE delle ROCCE MAGMATICHE

Si parlerà di:

GRADO di CRISTALLINITA': quanto le rocce sono costituite da minerali cristallizzati.

GRANA CRISTALLINA: dimensione dei grani.

Grado di cristallinità e grana cristallina dipendono dalla velocità di raffreddamento del magma.

RAFFREDDAMENTO LENTO (condizioni PLUTONICHE): roccia completamente cristallina (**OLOCRISTALLINA**), grana più grossolana, cristalli ben visibile ad occhio nudo

RAFFREDDAMENTO VELOCE (condizioni VULCANICHE): degassamento, formazione di piccoli cristalli (**MICRO e CRIPTO CRISTALLINA**) e/o **VETRO**.

STRUTTURA (scala macro) o **TESSITURA** (scala micro): definisce i rapporti tra i minerali e le altre parti costituenti riguardo la forma, dimensione, orientamento etc

LE ROCCE MAGMATICHE: CARATTERISTICHE

Roccia magmatica intrusiva: solidificazione da magma fuso in profondità sotto elevata pressione con lento raffreddamento in presenza di gas e vapori quali agenti di mineralizzazione con completa cristallizzazione dei minerali presenti; **struttura olocristallina ipidiomorfa** (indica una sequenza di cristallizzazione) e **grana faneritica o fanerocristallina** (cristalli ben visibili ad occhio nudo).
Si parlerà di **struttura granulare** se i grani sono equidimensionali.

Roccia magmatica effusiva: solidificazione da magma fuso in superficie sotto bassa pressione con rapido raffreddamento e perdita di gas e vapori; **struttura microgranulare, microcristallina, criptocristallina** (se i grani sono difficili da osservare ma ci sono), **struttura amorfa o vetrosa** (senza cristallizzazione) o con pochi cristalli – **fenocristalli** - immersi in una massa amorfa (**struttura porfirica**); si parlerà di **struttura afanitica** quando non ci sono cristalli visibili ad occhio nudo.
Un'altra struttura comune in queste rocce è la **struttura vescicolare**: caratterizzata dalla presenza di molte cavità (vescicole) formate dalla fuga dei gas che conferiscono alla roccia un aspetto spugnoso.

Ricordiamo ancora due strutture legate a due **rocce ipoabissali**:

Struttura pegmatitica: caratterizzata dalla presenza di frammenti minerali molto grandi (tipica delle **PEGMATITI, rocce filoniane**)

Struttura aplitica: finemente granulare, con cristalli tutti delle stesse dimensioni, ma molto piccoli (tipica delle **APLITI, rocce filoniane**)

I MINERALI DELLE ROCCE MAGMATICHE

PARAGENESI = associazione mineralogica

MINERALI FONDAMENTALI = minerali caratterizzanti una roccia

TABELLA 2.1 - I minerali delle rocce magmatiche.

FONDAMENTALI	ACCESSORI	SECONDARI
ESSENZIALI		
<i>Sialici</i>	<i>Diffusi</i>	
Quarzo	Magnetite	Albite } (saussurite)
Alcalifeldspati	Ilmenite	Epidoti }
Plagioclasti	Apatite	Pertiti
Nefelina	Zircone	Microclino
Leucite	Monazite	Miche Bianche (sericite)
Altri foidi (muscovite)		Minerali argillosi
	<i>Specifici</i>	Zeoliti
<i>Femici o mafici</i>	Cromite	Analcime
Olivina	Spinelli	Prehnite
Ortopirosseni	Tormalina	Scapoliti
Clinopirosseni	Titanite	Actinolite } (uralite)
Orneblenda (amfibolo)	Epidoti	Antofillite }
Biotite	Scapoliti	Cloriti
(melliite)	Granati	Serpentino
	Andalusite	Talco
	Sillimanite	Calcite e carbonati diversi
	Cordierite	Ematite
	Corindone	Limonite
		Rutilo
		Titanite
		Cristobalite
		Tridimite
		Quarzo

spesso > S%

quasi sempre < S%

sono primari

Minerali fondamentali e minerali accessori sono **PRIMARI** cioè segregati direttamente dal magma o coesistenti con esso

MINERALI SECONDARI: si formano in condizioni postmagmatiche (o deuteriche) per alterazione dei minerali primari

CLASSIFICAZIONE DELLE ROCCE MAGMATICHE

In base alla **GIACITURA GEOLOGICA**: la giacitura definisce i rapporti di una determinata roccia, o gruppo omogeneo di rocce, nei confronti di quelle che le circondano

In base alla **COMPOSIZIONE MINERALOGICA**:

in base mineralogica (MODA)

in base chimica (diagramma TAS)

in base **NORMATIVA** (contenuto in silice: il calcolo normativo si basa sulla composizione chimica della roccia e ricostruisce i minerali teorici che si sarebbero potuti formare a partire da quella certa composizione di fuso).

Nell'ambito di questo corso viene considerata la classificazione basata sulla MODA (ossia abbondanza in volume % delle specie mineralogiche presenti). Si utilizza il diagramma a triangolo doppio dello STRECKEISEN.

I minerali vengono distinti in 5 gruppi:

Q = quarzo;

A = feldspati alcalini inclusa l'albite (da An₀ ad An₅)

P = plagioclasti (da An₅ ad An₁₀₀)

F = feldspatoidi [= nefelina, leucite, analcime, sodalite...ecc..]

M = minerali femici ed altri [= olivine, pirosseni, anfiboli, miche, minerali opachi e accessori quali zircone, apatite, titanite, epidoti...ecc....].

Ad eccezione di quelle in cui **M > 90** [ultrafemiche-ultrabasiche, che sono **SOLO intrusive**], tutte le rocce sono **classificate tramite i parametri Q, A, P, F che rappresentano minerali non femici**

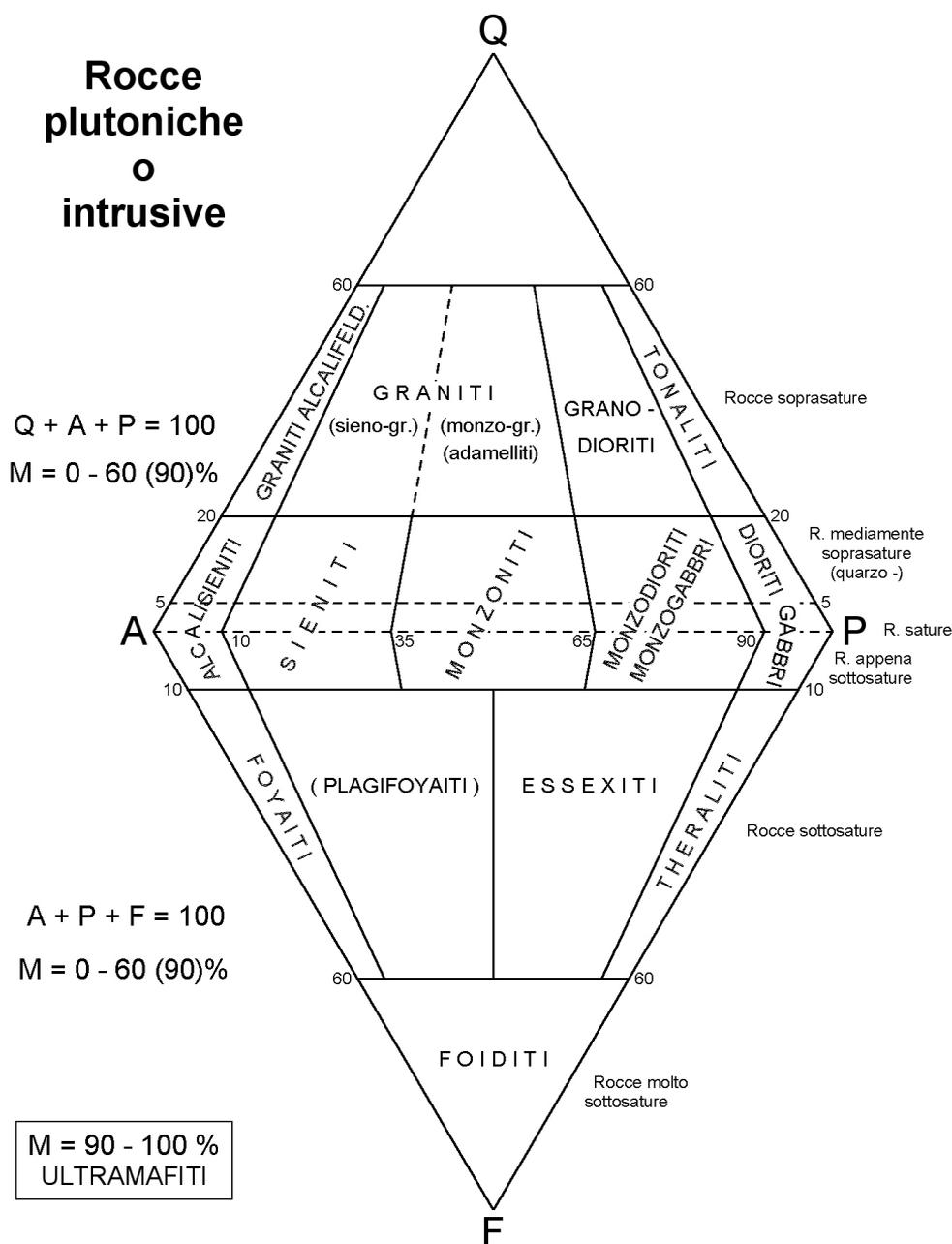
La roccia, per essere classificata con Streckeisen, deve contenere almeno il 10% dei minerali QAPF. I minerali vanno normalizzati al 100%

PS:

Per le rocce ignee **PLUTONICHE** si usa quasi sempre la classificazione su base mineralogica.

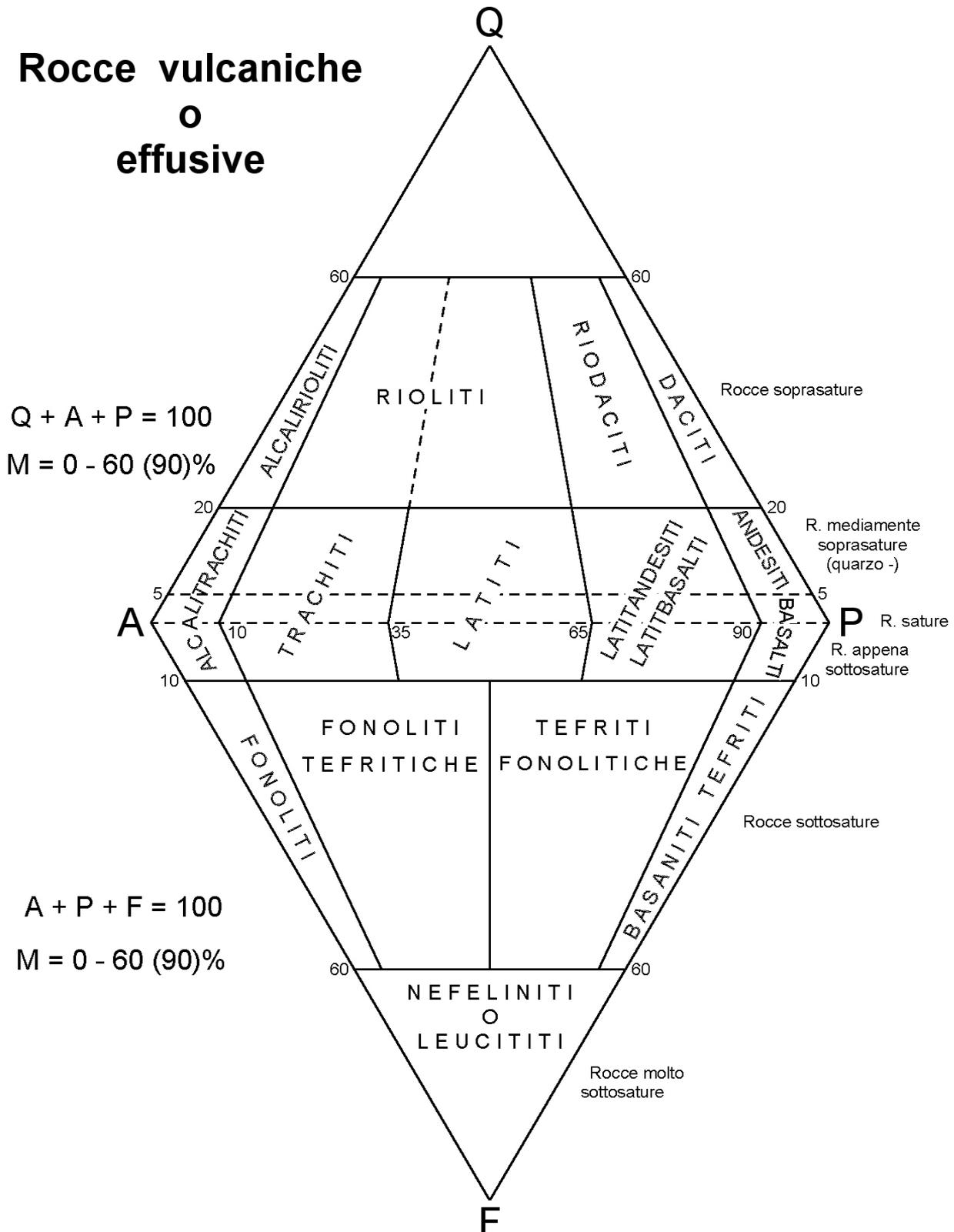
Per le rocce ignee **VULCANICHE** si usa quasi sempre la classificazione su base chimica.

© 2008 www.scienzeascuola.it



Le ultramafiti/ultrabasiche hanno una classificazione a parte legata alla presenza/rapporti fra i diversi tipi di pirosseno e l'olivina (duniti, pirosseniti, peridotiti sono le rocce ULTRABASICHE/ULTRAFEMICHE principali)

© 2008 www.scienzeascuola.it



ROCCE FILONIANE, IPOABISSALI O SUBVULCANICHE

Sono rocce che si sono intruse a livello superficiale della crosta terrestre sotto forma di filoni, camini e piccole masse. Le loro caratteristiche sono:

- profondità intermedie tra le rocce intrusive ed effusive
- grana in genere minuta e cristalli delle medesime dimensioni

Nell'ambito di questo corso vengono considerate 2 rocce:

- **APLITE**: roccia poverissima in minerali femici; roccia acida a grana fine.
- **PEGMATITE**: composizione come le apliti, acide, grana MOLTO grossa. Rocce spesso associate alle apliti nello stesso filone o corpo.

Le strutture delle due rocce sono tipiche di questa categoria di rocce per cui si utilizzano i termini di struttura aplitica e struttura pegmatitica quando le due rocce si descrivono.

LA GIACITURA DELLE ROCCE IGNEE

In base alla giacitura le rocce ignee sono comunemente divise in intrusive (o plutoniche); effusive (o vulcaniche) e sub-vulcaniche (o ipoabissali o filoniane). Le vulcaniche a loro volta in laviche e piroclastiche

INTRUSIVE:

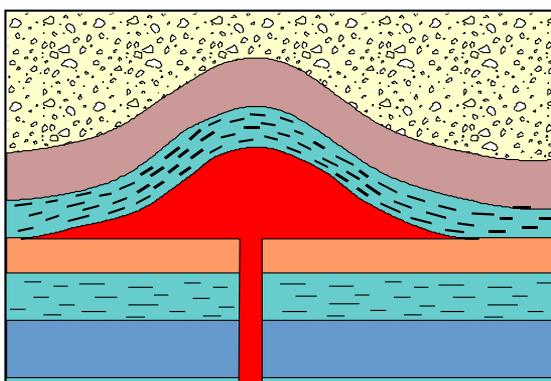
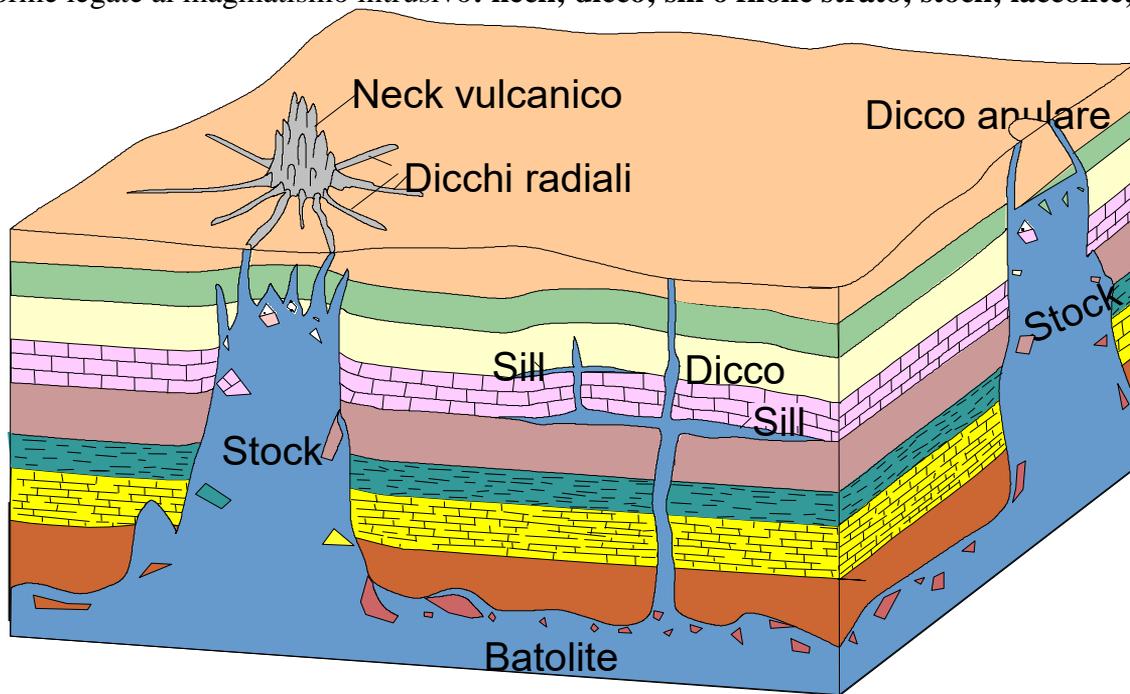
Non sempre il magma alimenta una eruzione vulcanica, talvolta si solidifica in profondità generando corpi di roccia magmatica intrusiva di enormi dimensioni, i plutoni.

Plutoni: ammassi di grandi dimensioni con superfici intorno alle decine di km², ed un'estensione verticale non ben definibile. Le composizioni dei plutoni continentali sono nella gran parte dei casi di tipo intermedio o acido (granitoide). Sulla placca oceanica prevalgono i plutoni gabbroidi.

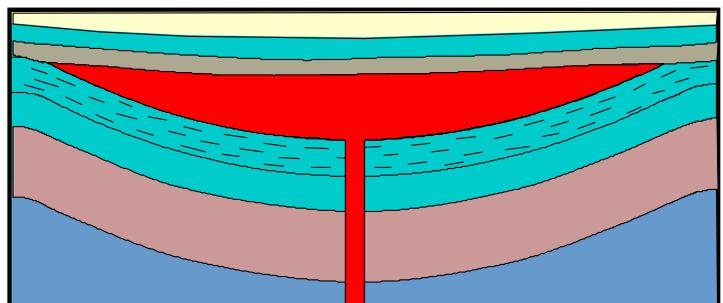
Esistono diverse tipologie di plutoni

Batoliti: intrusioni composte da più plutoni anche diacroni. Hanno dimensioni, in affioramento, che superano le centinaia di km² (massiccio ercinico della Sardegna; Corsica; Toscana; Calabria)

Altre forme legate al magmatismo intrusivo: **neck; dicco; sill o filone strato; stock; laccolite; lopolite**



a
laccolite



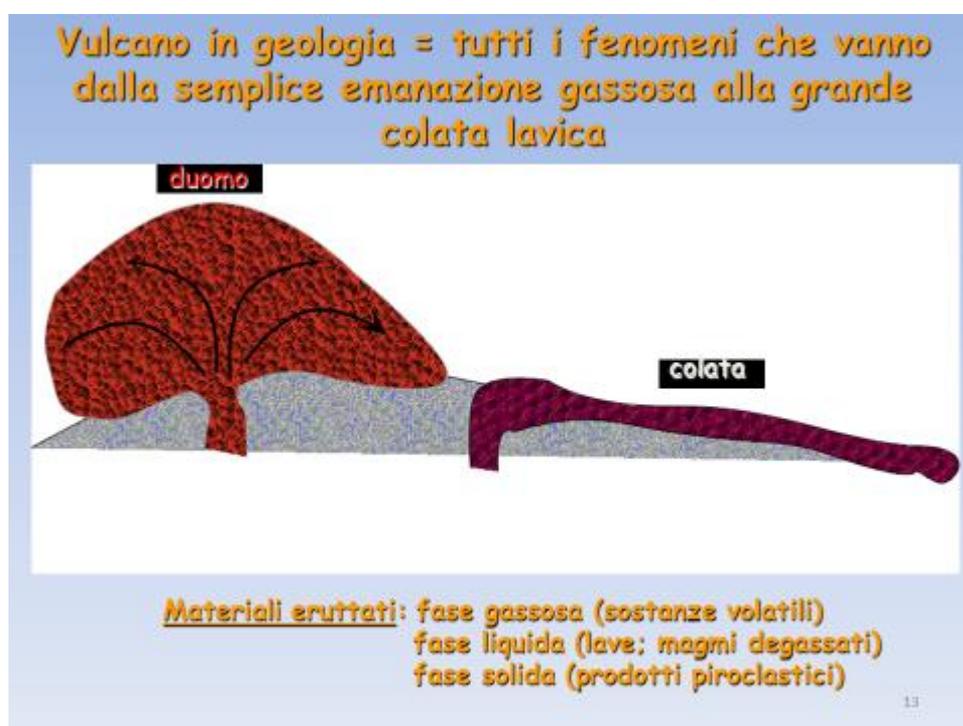
b
lopolite

EFFUSIVE:

La giacitura delle rocce effusive è essenzialmente legata al chimismo del magma.

Come regola generale i magmi acidi sono molto viscosi (elevato contenuto in SiO_2) quindi non riescono ad allontanarsi molto dal centro di emissione. Si originano formazioni mammellonari detti duomi o cupole di ristagno.

I magmi basici (minore contenuto in SiO_2) sono generalmente più fluidi, quindi possono dare origine a espansioni basaltiche molto vaste (colata lavica).



A seconda della composizione chimica del magma e delle condizioni che questo incontra durante la risalita dalla camera magmatica, un'eruzione può avere caratteristiche molto diverse. La suddivisione fondamentale è tra eruzioni **effusive (tipicamente basiche)** ed eruzioni **esplosive (tipicamente acide)**.

In quelle effusive il magma emesso in superficie prende il nome di **lava** e forma colate che scendono lungo i fianchi del vulcano.

Nelle esplosive, il magma viene frammentato in particelle di varie dimensioni che vengono scagliate all'esterno con violenza e si raffreddano formando pomici, scorie e ceneri, chiamate **piroclasti**.

E poi ci sono le forme legate all'attività esalativa (gas).

LAVE

Esistono diversi tipi di lave:

Lave subaeree : scoriacee → + viscoso → lave "aa"
a corda → + fluide → lave "pahoehoe"

Lave subacquee : a cuscini → pillows lava
autoclastiche → breccie di cuscini, ialoclastiti

LAVE SUBAREE

Lave scoriacee (aa): superficie accidentata e irregolare. Magma basaltico. Molto ricco di gas (→bolle); in hawaiano il nome significa "su cui non si può camminare a piedi nudi"; si tratta di lave la cui superficie è irregolare; i magmi da cui derivano sono più viscosi di quelli che formano le lave a corda; durante il raffreddamento della lava si forma una rigida crosta superficiale, che si frattura e si rompe in blocchi (perciò sono dette anche lave a blocchi), a causa del movimento della lava sottostante, ancora fluida.

Lave a corda (pahoehoe): magma basaltico povero di gas; il nome "pahoehoe" deriva dal termine hawaiano che significa "dove si può camminare a piedi nudi". Si tratta di lave derivate da magmi molto fluidi, la cui superficie è liscia, ondulata e ricoperta da un sottile strato di vetro vulcanico; sono anche dette lave a corda, perché il loro aspetto richiama quello di una corda. Questo aspetto particolare è dovuto al fatto che la lava, molto fluida, solidifica prima in superficie, mentre al di sotto essa continua a scorrere velocemente, favorendo la formazione di ondulazioni in superficie.

LAVE SUBACQUEE

Le **lave a cuscino (pillow)** sono blocchi rotondeggianti, con dimensioni che variano da pochi centimetri fino a qualche metro, che si formano durante le eruzioni basaltiche sottomarine, in gran parte localizzate lungo le dorsali oceaniche. A contatto con acqua si sviluppa pellicola che si raffredda velocemente e si riempie di magma. Si tratta delle rocce vulcaniche più abbondanti eruttate sulla terra.

Una **ialoclastite** è una breccia di origine vulcanica formatasi durante una eruzione sottomarina (o subglaciale), tale da raffreddare repentinamente il flusso di magma che solidificandosi si frantuma. Deposito vetroso (colata in stato vetroso→ autoesplosione→ sminuzzamento in sabbia di minuscoli pezzetti vetrosi (ialoclastite)). Queste lave sabbiose acquisiscono carattere sedimentario e prendono il nome di LAVE AUTOCLASTICHE.

Fessurazioni colonnari: fratture perpendicolari alle superfici di flusso che dividono i basalti in colonne a base pentagonale e che si formano durante il raffreddamento delle colate di lava di spessore da moderato ad elevato (in genere 5 m).

PRODOTTI PIROCLASTICI (cioè il materiale eiettato)

Diverso è il materiale eiettato: **crystalli isolati, pomici, scorie, bombe**

Le **ROCCE PIROCLASTICHE** si formano per eruzione esplosiva di un magma fluido ad elevata temperatura e viscosità, che raggiunge all'interno della camera magmatica condizioni di pressione tali da rompere lo strato di roccia sovrastante, frantumandolo. Sono costituite da:

- frammenti di rocce preesistenti,
- frammenti di esplosione da fuoco composti da cristalli precedentemente formati,
- ceneri vulcaniche,
- pomici.

Tutti questi elementi possono essere cementati o meno.

UNA VOLTA DEPOSITATISI IN AMBIENTE SEDIMENTARIO SUBISCONO DIAGENESI (tipico processo sedimentario: si tratta di trasformazioni chimico-fisiche e biologiche, termine utilizzato nell'ambiente sedimentario). SI POSSONO quindi CONSIDERARE ROCCE SEDIMENTARIE.

Quando questo materiale si mescola a materiale sedimentario si parla di EPICLASTITI. Quindi **EPICLASTITE:** materiale piroclastico+materiale di diversa origine (ad es. materiale sedimentario).

L'accumulo prende il nome di TUFITE. Se su questi materiali cadono anche grandi quantità di acqua allora si parlerà di LAHAR o MUDFLOWS.

La loro classificazione viene fatto in base alla granulometria dei grani:

granulometria	materiale incoerente	roccia
	TEPHRA	(piroclastite)
> 2 mm	bombe o blocchi	tufo conglomeratico (o breccia vulcanica)
62,5 um – 2 mm	lapilli	tufo a lapilli
2-62,5 um	cenere vulcanica	tufo cineritico
< 2 um	polvere vulcanica	cinerite

CLASSIFICAZIONE DEI VULCANI

I vulcani possono essere classificati in base

- all'attività;
- al tipo di eruzione;
- alla struttura dell'apparato vulcanico.

ATTIVITA': I vulcani possono essere:

- **attivi**, attualmente in eruzione o che lo sono stati fino a tempi recenti e che possono riprendere l'eruzione in qualsiasi momento, come l'Etna;
- **quiescenti**, non danno segni di attività eruttiva da tempi abbastanza lunghi da essere considerati non pericolosi, i vulcani quiescenti possono però emettere gas o vapori, come il Vesuvio;
- **spenti**, se non manifestano alcuna attività da molti secoli, come quelli laziali, i cui crateri sono occupati da laghi (laghi di Bolsena, di Vico, di Bracciano, di Albano e di Nemi).

TIPI di ERUZIONE (Lacroix 1908)

- **HAWAIANA**: colate basiche, fluide, poco gas, rare esplosioni (tranquille – effusive) **VULCANI A SCUDO**
- **STROMBOLIANA**: lava più viscosa emessa a brandelli da fontane di lava persistenti; esplosive con nubi di vapore acqueo **STRATOVULCANI**
- **VULCANIANA (PLINIANA)**: esplosiva per solidificazione di lava viscosa; nubi di cenere, lancio di bombe e lapilli
- **PELEANA (KATWAIANA)**: estremamente esplosiva per magma viscosissimo; nubi ardenti
- **ISLANDESE**: eruzione lineare con formazione di plateau, immensi tavolati costituiti dalla sovrapposizione di strati di eruzioni successive. I **plateau** sono per lo più basaltici.

I vulcani **ISLANDESI** sono chiamati anche vulcani **fissurali** poiché le eruzioni avvengono attraverso lunghe fenditure e non da un cratere circolare. Le colate, alimentate da magmi basici ed ultrabasici, tendono a formare degli altopiani basaltici (plateaux basaltici). Al termine di un'eruzione fissurale (o lineare), la fessura eruttiva può sparire perché ricoperta dalla lava fuoriuscita e solidificata, fino a che

non riappare alla successiva eruzione. Gli esempi più caratteristici si trovano in ISLANDA, da cui la particolare denominazione del tipo; un ottimo esempio di eruzione di vulcano islandese è quella del Laki del 1783, una delle più famose eruzioni vulcaniche della storia europea.

VULCANO	ERUZIONE	ATTIVITA'	MAGMA
 Vulcano a scudo	hawaiana	effusiva	fluido
 Strato vulcano	stromboliana	mista	semi-fluido
 vulcaniana	vulcaniana	mista	viscoso
 peleana	peleana	esplosiva	molto viscoso
	islandese		



Vulcano Fissurale

STRUTTURA DELL'APPARATO VULCANICO

I vulcani possono essere:

lineari, se la lava eruttata proviene da fessure della crosta, in corrispondenza, ad esempio, di una dorsale oceanica, dove i margini delle placche si allontanano;

centrali, se si ha un camino centrale, eventualmente ramificato, e prevalgono lungo i margini convergenti delle placche, in corrispondenza di aree orogeneticamente attive.

Fra i vulcani centrali, si ricordano gli strato-vulcani, edifici composti da colate laviche alternate a depositi piroclastici.

Esempio di struttura di un vulcano centrale: è presente una **camera magmatica** che può trovarsi fra i 10 e i 50 km di profondità e che contiene rocce fuse miste a gas.

Dal **camino centrale** il magma risale verso la superficie sotto la spinta della minore densità e della pressione esercitata dai gas disciolti.

Il camino può ramificarsi in **condotti secondari**. All'esterno i camini terminano con un **cratere**.

L'**edificio vulcanico** è costruito dalle eruzioni che via via si verificano, ed è costituito da un alternarsi di strati di lava consolidata e di piroclastiti; è la struttura tipica degli stratovulcani.

Sul fianco del vulcano scorre la **colata lavica**, che può procedere più o meno velocemente a seconda della viscosità del materiale. Oltre alla lava sono emessi gas e proiettati frammenti solidi.

Svuotata la camera magmatica, si può avere il collasso del materiale e la formazione di una depressione nella parte centrale del vulcano (**caldera**).

ATTENZIONE:

Crateri: Strutture ad imbuto sulla sommità e/o sui fianchi degli edifici vulcanici (con rilievo positivo; es. Vesuvio, Etna)

Caldere: Strutture di grandi dimensioni più o meno circolari depresse (rilievo negativa nel paesaggio). Si formano in seguito a processi di collasso, legato allo svuotamento delle camere magmatiche poco profonde (es. Monte Somma, Campi Flegrei)

FENOMENI VULCANICI SECONDARI

Una zona che è stata sede di attività vulcanica, una volta che questa si è estinta oppure attraversa una fase di temporanea inattività, può presentare svariati fenomeni che vanno sotto il nome di vulcanesimo secondario. Essi comprendono le **fumarole**, le **solfatore**, le **mofete**, i **geyser**, i **soffioni boraciferi**, le **sorgenti termali**, i **bradisismi**.

Le **fumarole** emettono vapore acqueo, una maggiore quantità di idrogeno solforato; le **mofete** molta CO₂; i **geyser** sono sorgenti di acqua e vapore bollente emessi ad intermittenza con intervalli regolari; i **soffioni boraciferi** emanano vapore ricco di acido borico; le **sorgenti termali** emettono acque ricche di gas più o meno caldi, talvolta arricchiti di minerali. I **bradisismi** sono movimenti di innalzamento o di abbassamento verticali del suolo dovuti all'assestamento di una camera magmatica che non giace a grande profondità (es Pozzuoli).

DISTRIBUZIONE GEOGRAFICA DEI VUCANI

I vulcani recenti non sono distribuiti a caso sulla superficie terrestre, ma secondo precise fasce geografiche.

- archi insulari ai margini dei continenti che fiancheggiano le fosse oceaniche: (la maggior parte dei) vulcani subaerei (Ande).
- all'interno di zolle sia continentali (Vesuvio, Etna, Africa orientale) sia oceaniche (Hawaii, Canarie): vulcani subaerei
- attività fissurale in pratica ininterrotta lungo tutto il sistema di dorsali: è il sistema vulcanico più importante (innumerevoli punti di emissione allineati lungo le dorsali oceaniche che alimentano un imponente vulcanismo sottomarino →magmi basaltici). Solo raramente tali edifici arrivano ad emergere (Islanda, Azzorre)

HOT SPOT o PUNTO CALDO: punto della superficie terrestre che ha mostrato attività vulcanica per un lungo periodo di tempo. La convezione degli strati superiori del mantello provoca la risalita di una stretta colonna di materiale del mantello a partire dalla transizione tra mantello e nucleo terrestre. I geologi hanno identificato molti punti caldi sul pianeta. I più attivi sono quelli delle Hawaii, dell'isola di Réunion, di Yellowstone e dell'Islanda.

GUYOTS e SEAMOUNTS: guyots e seamonts sono vulcani che si elevano sui fondali marini talvolta fino ad arrivare sopra il livello del mare. I guyots sono dei seamounts che arrivano sopra il livello del mare. L'erosione delle onde distrugge il top del guyots. La subsidenza del fondo dell'oceano fa sprofondare il guyot. I seamounts invece non raggiungono mai il livello del mare: il loro top rimane intatto ed hanno la stessa forma di un vulcano di terra.

IL VULCANESIMO NEL MEDITERRANEO

In Mediterraneo si possono identificare due grandi regioni: quella egea e quella italiana.

- **Egeo:** violente eruzioni nel passato (isola di Santorino); oggi ridotta.
 - **Italia:** attività vulcanica tuttora in atto, nella quale si possono distinguere tre diversi tipi di vulcanismo.
1. Il vulcanismo esplosivo delle isole Eolie comprende due vulcani, Stromboli e Vulcano, con attività differenti. L'attività di Stromboli è continua, con deboli esplosioni intermittenti a volte

seguite da emissioni laviche. L'attività di Vulcano si sviluppa invece in due fasi: nella prima fase, per la viscosità della lava, si forma nel suo cratere una cupola di ristagno, mentre nella seconda, la cupola, a causa della pressione dei gas sottostanti, esplode e si frantuma, liberando il cratere per la successiva fuoriuscita di lava.

2. Il vulcanismo effusivo della Sicilia orientale (basaltico): Etna.
3. il vulcanismo esplosivo della costa tirrenica meridionale: Campi Flegrei, Ischia e Vesuvio.

Inoltre, da ricordare i vulcani estinti del Lazio, caratterizzati da un'attività esplosiva in tempi abbastanza recenti (tra 430.000 e 90.000 anni fa) e oggi completamente spenti.

RISCHIO VULCANICO

I principali pericoli derivanti dall'attività vulcanica sono rappresentati dalla caduta di frammenti solidi di dimensioni e temperatura variabili, dallo scorrimento di colate di lava, flussi piroclastici e colate di fango, dall'emissione di gas vulcanici, da terremoti, frane, inondazioni, etc.

Pericolosità e rischio vulcanico sono spesso usati come sinonimi, benché il significato sia diverso. Il rischio è dato da tre parametri: pericolosità vulcanica, valore esposto e vulnerabilità.

La pericolosità vulcanica è la probabilità che una regione sia interessata da fenomeni vulcanici. Il valore esposto è dato dal numero di persone esposte al pericolo. La vulnerabilità è la percentuale di valore che si stima verrà perduto per effetto di un evento.

I vulcani che rappresentano una sorgente di pericolo si trovano anche in Italia.

Diversi sono i fenomeni vulcanici pericolosi diversi sono i pericoli associati a ciascun fenomeno:

- la caduta di piroclastiti;
- -i flussi piroclastici;
- -le colate di fango;
- -i gas vulcanici;
- -le nubi eruttive.

L'Italia è una regione instabile con vulcani attivi e numerosi, circondata da una catena di montagne relativamente giovani e quindi ancora in assestamento.

Il vulcano a più alto rischio vulcanico è il Vesuvio: le sue eruzioni esplosive potrebbero avere conseguenze disastrose a causa dell'elevata urbanizzazione nell'area in cui si trova.

Anche l'Etna è un vulcano a rischio elevato ma la sua attività, generalmente è limitata all'emissione di lava, che è più facilmente controllabile da parte dell'uomo.

Le eruzioni vulcaniche avvengono di solito in luoghi fissi, cioè dove si trovano vulcani attivi conosciuti non solo dagli scienziati ma anche dalla gente del posto.

I vulcanologi possono concentrare i loro sforzi sui vulcani attivi e riescono, entro certi limiti, a prevedere le eruzioni vulcaniche, che sono precedute da una serie di fenomeni premonitori (scosse sismiche, formazioni di fessure, fuoriuscita di gas, etc.).

Nel corso di queste manifestazioni è possibile dare l'allarme e proteggere le popolazioni minacciate.

Tuttavia, la migliore prevenzione, è quella di non occupare le zone che possono essere coinvolte nelle attività vulcaniche.

IL PROCESSO METAMORFICO

Va sotto il nome di *metamorfismo* l'insieme dei processi in grado di far variare lo stato energetico di un sistema roccioso solido conducendolo ad una nuova situazione di equilibrio. Il processo metamorfico si attiva ogni qualvolta si verifica una profonda variazione delle condizioni ambientali (pressione e temperatura). È importante sottolineare che il metamorfismo avviene allo **stato solido** e non coinvolge pertanto fusi magmatici.

Le rocce prodotte da questo processo sono versioni *ricristallizzate* di rocce preesistenti (sedimentarie, ignee o altre rocce metamorfiche). La ricristallizzazione porta alla *blastesi*, cioè accrescimento di cristalli.

Mentre il limite tra processo magmatico e processo metamorfico è netto (nel processo magmatico le rocce si formano da un magma, dunque da un sistema allo stato fuso), non è facile stabilire un limite tra processo sedimentario e processo metamorfico; è diventata tuttavia prassi collocare questo limite là dove finisce la diagenesi (quindi il processo metamorfico agirebbe su rocce già litificate).

MECCANISMI DEL METAMORFISMO

Il metamorfismo comporta una sequenza di processi chimico-fisici attraverso i quali la mineralogia del **protolite** si trasforma in una nuova mineralogia e la struttura del protolite in una nuova struttura. Il meccanismo del metamorfismo avviene attraverso varie fasi:

- 1) *ATTIVAZIONE*
- 2) *MIGRAZIONE*
- 3) *NUCLEAZIONE*
- 4) *CRESCITA DEI CRISTALLI*

Questa è una sequenza fenomenologica consequenziale, ma sono possibili sovrapposizioni cronologiche

- **Attivazione:** apporto di energia (tipicamente termica) che destabilizza l'associazione iniziale
- **Migrazione:** i minerali che diventano instabili liberano ioni che interagiscono con altri ioni liberatisi altrove. È favorita dalla presenza di fluidi che facilitino la diffusione degli elementi
- **Nucleazione e accrescimento di cristalli:** cioè comparso di germi cristallini piccolissimi alcuni dei quali riescono a "sopravvivere" e crescono di dimensione

La nucleazione è il primo passo della cristallizzazione di una nuova fase mineralogica stabile. Non sempre si passa per tutte le fasi.

I FATTORI che controllano il PROCESSO METAMORFICO sono:

- **CALORE:** i minerali sensibili alla temperatura hanno una soglia di stabilità al di là della quale si trasformano; il fluido nei pori diminuisce all'aumentare della temperatura. L'aumento di temperatura può derivare dal gradiente geotermico (più si scende in profondità e più aumenta la temperatura) o dai grandi processi di evoluzione crostale (cicli orogenetici), dall'intrusione di fusi magmatici o ancora da sollecitazioni meccaniche (calore per frizione).
- **PRESSIONE:** l'incremento di pressione tende a diminuire lo spazio disponibile; il minerale metamorfico tende ad essere più denso. L'incremento di pressione può derivare da seppellimento (pressione di carico), spinte orientate (di origine tettonica).
- **FLUIDI CIRCOLANTI** (soprattutto H₂O): agiscono come catalizzatori durante il metamorfismo; favoriscono lo scambio di ioni fra i cristalli in crescita (in pratica aumentano l'efficienza dei meccanismi di metamorfismo e la velocità di reazione fra i minerali).

Le rocce metamorfiche derivano da cambiamenti nella struttura ed eventualmente nella composizione chimica di rocce preesistenti (magmatiche, sedimentarie, metamorfiche) quando queste vengono sottoposte a marcate e progressive modificazioni per effetto di variazioni delle condizioni di temperatura e/o pressione. Infatti, una roccia dovrebbe essere sempre costituita, in teoria, da un'associazione di minerali stabili alle condizioni di temperatura e di pressione alle quali si trova. Se essa viene sottoposta a condizioni termo-bariche differenti da quelle di formazione, i suoi minerali tendono a modificarsi verso una nuova associazione mineralogica (insieme di minerali) in equilibrio con le nuove condizioni ambientali.

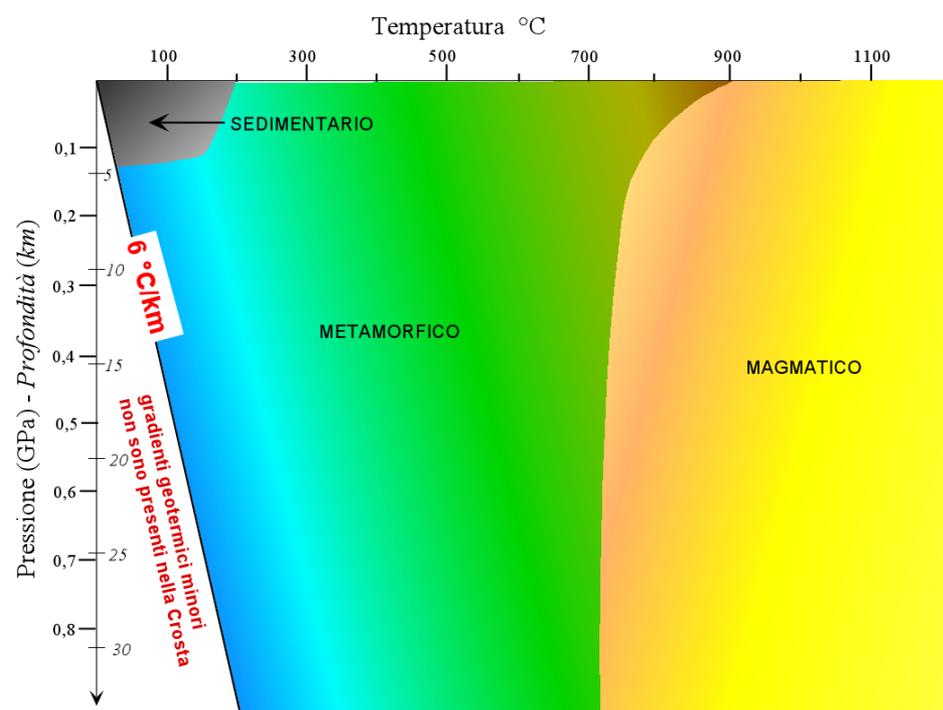
Il metamorfismo comporta una riorganizzazione degli atomi all'interno dei diversi minerali con formazione di nuove specie chimiche e con la produzione, qualora sia inizialmente assente, di una struttura cristallina. Tutte queste modificazioni avvengono senza che la roccia passi allo stato fuso, nel qual caso si produce una nuova roccia magmatica.

Il metamorfismo determina una variazione della struttura ed eventualmente della composizione chimica della roccia preesistente. In realtà, mentre in seguito al processo metamorfico la struttura sicuramente cambia, non è assolutamente detto debba variare il chimismo totale della roccia (questo vale a grande scala). Se infatti il sistema rimane chiuso (non si ha ingresso di nuovi elementi chimici, ad esempio attraverso soluzioni percolanti) la composizione chimica totale della roccia non cambierà. Una vistosa eccezione è rappresentata dalle rocce che derivano dal metamorfismo di contatto, al contatto col plutone.

INTERVALLO TERMICO del METAMORFISMO

Mentre il limite tra processo magmatico e processo metamorfico è netto (nel processo magmatico le rocce si formano da un magma, dunque da un sistema allo stato fuso stabile a ben definite temperature a seconda del chimismo del fuso), non è facile stabilire un limite tra processo sedimentario e processo metamorfico.

Temperature minime: temperature superiori a quelle della diagenesi ($>200\text{ }^{\circ}\text{C}$); temperature massime sono in genere $<800\text{ }^{\circ}\text{C}$ (temperature alle quali può iniziare la fusione di particolari tipi di rocce, specie in presenza di H_2O).



Campo P-T nel quale si realizzano i processi metamorfici

Per quanto riguarda il limite di **bassa temperatura**, tutto dipende dal tipo di materiale che viene metamorfosato (es. le evaporiti, il materiale vetroso e il materiale organico cominciano ad essere metamorfosati a temperature estremamente più basse rispetto alle reazioni chimiche che avvengono in molte rocce silicatiche e carbonatiche). In molte rocce la trasformazione dei minerali incomincia subito

dopo la sedimentazione e procede continuamente. Non esiste un limite netto tra diagenesi e metamorfismo.

Ad **elevate temperature**, invece, le rocce cominciano a fondere e, quindi, inizia il processo igneo (ricordiamoci che le rocce ignee si formano in seguito a solidificazione di materiale fuso chiamato magma, in genere a composizione silicatica). Rocce cristalline prodotte per fusione parziale (le cosiddette **migmatiti**) sono composte da una componente di roccia metamorfica residuale ed una componente ignea.

La temperatura di fusione di una roccia è funzione della pressione, composizione della roccia e quantità di volatili presenti. Es. in condizioni idrate un granito fonde a circa 660 °C, mentre in condizioni anidre fonde a circa 1000 °C. Un basalto in condizioni idrate fonde a circa 800 °C, in condizioni anidre a circa 1100-1200 °C.

IL GRADO METAMORFICO

Il grado metamorfico esprime l'intensità delle azioni, principalmente quella della temperatura, alle quali è stata sottoposta la roccia durante le trasformazioni metamorfiche. Si distinguono metamorfismi di bassissimo, basso, medio, alto e altissimo grado. Nelle condizioni di bassissimo grado le caratteristiche metamorfiche sfumano in quelle tipiche dei processi sedimentari.

- **Nessun metamorfismo < 50°C:** (le sorgenti calde non provocano metamorfismo delle rocce)
- **Grado metamorfico bassissimo da 50°C a circa 300°C** (anchimetamorfismo)
- **Grado Basso da 300°C a 500°C**
- **Grado Intermedio da 500°C a 600°C**
- **Grado alto > 600°C fino all'anatessi**

Reazioni metamorfiche prograde: variazioni mineralogiche durante un aumento di temperatura

Retrograde (o diaforesi): variazioni mineralogiche durante una diminuzione di temperatura

IL METAMORFISMO E LA PRESSIONE

La **pressione minima** alla quale può avvenire una reazione metamorfica può essere la superficie terrestre (es. in caso in cui un magma silicatico rilasci calore a rocce incassanti, provocando un metamorfismo di contatto).

Per quanto riguarda la **pressione massima**, alcune rocce metamorfiche si formano a pressioni molto elevate, fino a 15-20 kbar (~il peso esercitato da una colonna di rocce cristalline spessa ~60 km) (ps: il gradiente barico ha un valore intorno a 25-30 Kg/cm² ogni 100 m di profondità). Alcune eclogiti conservano inclusioni di diamante (quindi pressioni di almeno 60 kbar; ~120 km).

Le trasformazioni strutturali e tessiturali avvengono prevalentemente ad opera della pressione, che può essere di due tipi: i) **Pressione di carico o litostatica**, esercitata dal peso delle rocce sovrastanti, il cui valore dipende dalla densità delle rocce. La pressione di carico è come quella idrostatica, quindi isotropa (agisce sulle rocce in modo uguale in tutte le direzioni). Non deforma le rocce/minerali, ma riduce i volumi; ii) **Pressione orientata o direzionale**, dovuta ai movimenti cristallini orizzontali responsabili dei fenomeni orogenetici. Tale pressione, agendo in una direzione determinata, è in grado di condizionare la tessitura della roccia metamorfica che si sta formando dando luogo ad una "ricristallizzazione dinamica" dei minerali, che si dispongono lungo andamenti planari o lineari (vedi dopo).

TIPI DI METAMORFISMO

Poiché il processo metamorfico viene attivato da una variazione della pressione e/o della temperatura, è possibile definire diversi ambienti metamorfici e diverse tipologie di metamorfismo. In base all'ambiente geologico, il metamorfismo viene generalmente diviso in **REGIONALE** e **LOCALE**.

Il **Metamorfismo Regionale** si esplica su grossi volumi di roccia e gli effetti si misurano su larga scala (scala regionale). Metamorfismo considerato **DINAMICO**

- **Metamorfismo orogenico** (o *regionale s.s.*) Si riconoscono due situazioni:
1) metamorfismo di subduzione; 2) metamorfismo di collisione.
Le deformazioni sono comuni. Le spinte sono orientate e quindi le rocce assumono delle strutture caratteristiche come la scistosità e la gneissicità. Durata: svariati milioni di anni. Rocce tipiche: filladi, scisti, gneis
- **Metamorfismo di fondale oceanico**: si esplica in vicinanza delle dorsali medio-oceaniche. Non provoca deformazione. Legato a circolazione convettiva di acqua marina riscaldata. Rocce tipiche: serpentiniti
- **Metamorfismo di seppellimento**: metamorfismo di bassa temperatura di sedimenti e rocce vulcaniche in bacini (modificazioni non legate ad orogenesi o intrusioni magmatiche). Senza deformazioni. Difficile da distinguere dalla diagenesi spinta.

Il **Metamorfismo Locale** esplica i suoi effetti a scale molto più ridotte rispetto al metamorfismo regionale. Metamorfismo considerate STATICO

- **Metamorfismo di contatto**: in vicinanza di corpi ignei. Metamorfismo = calore rilasciato dal corpo magmatico (favorito dalla presenza di fluidi del magma). La zona di contatto è detta aureola metamorfica e può avere uno spessore da pochi metri a pochi km. Magma basico (~1000 °C; aureola sottile); magma acido (~700 °C; aureola spessa). Senza deformazioni (no spinte orientate) quindi le rocce sono generalmente massive. Rocce tipiche: hornfels e marmi.
- **Metamorfismo cataclastico**: in vicinanza di faglie e sovrascorrimenti. Forze meccaniche che causano frammentazione e granulazione della roccia originaria. Rocce tipiche: cataclasiti e miloniti
- **Metamorfismo da impatto**: metamorfismo da shock (es. impatto di meteorite). Durata molto breve.
- **Metamorfismo idrotermale**: soluzioni acquose e fluide calde attraversano rocce fratturate. Si formano giacimenti minerali metalliferi economicamente molto importanti.

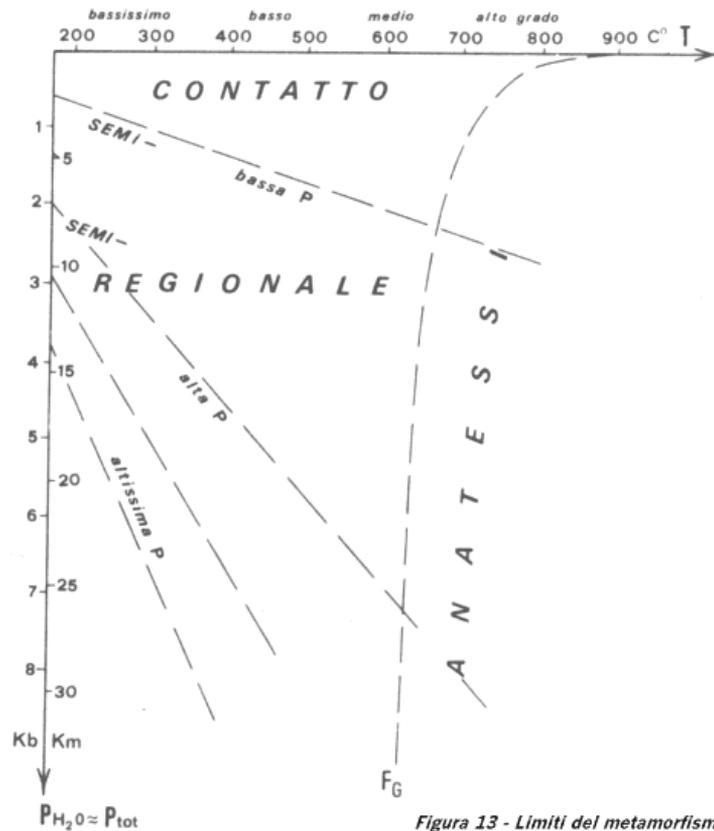


Figura 13 - Limiti del metamorfismo

STRUTTURE NELLE ROCCE METAMORFICHE

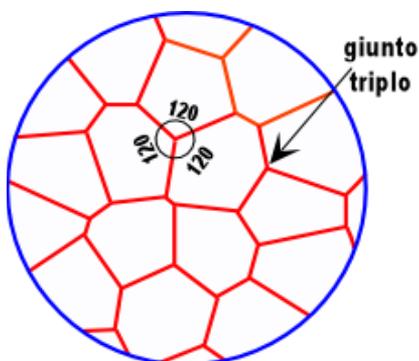
La struttura delle rocce metamorfiche, si genera tramite il processo definito **crystalloblastesi** (germogliamento). Tale struttura è definita **CRISTALLOBLASTICA**.

La ricristallizzazione di una roccia metamorfica quindi può essere essenzialmente di due tipi:

1. La ricristallizzazione dell'aggregato si sviluppa sotto l'effetto della sola **pressione litostatica**.
2. La ricristallizzazione dell'aggregato si sviluppa sotto l'effetto **della pressione litostatica e di quella orientata**.

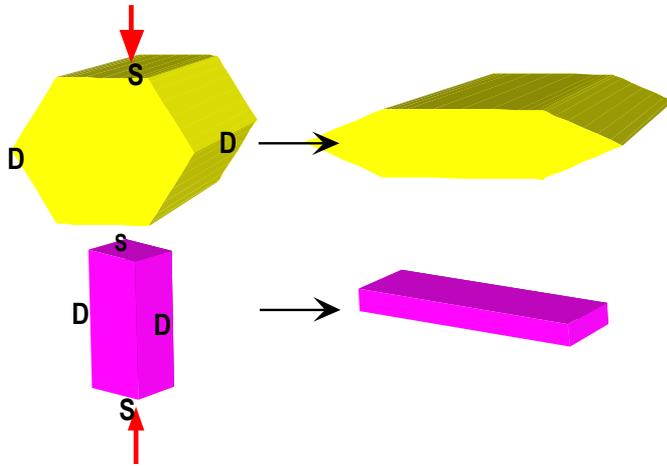
Pressione litostatica. La pressione litostatica riduce i volumi e porta a forme cristalline più dense. E' una pressione uniforme.

In generale, un insieme di minerali è stabile se la sua energia libera è la più bassa tra quelle possibili. Un insieme è tanto più stabile quanto minore è la propria superficie o, meglio, quanto minore è la sua energia libera di superficie. Le reazioni destabilizzanti di un insieme iniziano dalle superfici dei suoi minerali. Quelli più piccoli sono sfavoriti per l'alto rapporto superficie/volume. È logico prevedere che i minerali più piccoli siano distrutti a favore di quelli più grandi.



In una roccia monomineralica (quarzite, dunite per es), dove cioè c'è un'unica fase cristallina, si ha la formazione di giunti tripli con angoli perfettamente uguali a 120°.

Pressione orientata: le spinte orientate influiscono principalmente sulle microstrutture attraverso:



- riduzione delle dimensioni dei grani,
- orientazione degli stessi nella roccia.

La riduzione di grana a sua volta facilita la circolazione dei fluidi: aumento delle superfici di contatto tra minerali, che influenza a sua volta la velocità e le reazioni metamorfiche

La pressione orientata provoca degli effetti anche sulla morfologia dei minerali: i cristalli tendono ad appiattirsi perché la maggiore energia libera, presente nelle aree (S) sottoposte a maggior pressione, ne facilita la dissoluzione; il materiale

viene depositato in quelle (D) in cui la pressione è minore.

L'asse maggiore si dispone in un piano perpendicolare alla direzione di massima intensità della pressione orientata.

In base a quanto detto, le strutture metamorfiche più comuni sono:

- a) **strutture isotrope**, caratterizzate da una disposizione casuale, e quindi statisticamente identica in tutte le direzioni, degli elementi strutturali (**struttura granofelsica**)
- b) **strutture anisotrope**, caratterizzate invece da una orientazione preferenziale di alcuni elementi strutturali. Le strutture anisotrope sono il risultato di una ricristallizzazione dinamica (con **pressioni orientate** → metamorfismo orogenetico): i minerali nelle rocce si dispongono lungo andamenti **planari o lineari**.

Una disposizione planare dei minerali è chiamata **foliazione**.

Una disposizione lineare dei minerali è chiamata **lineazione**.

Minerali che tendono a definire piani di foliazione sono in genere i fillosilicati come le miche.

I minerali che tendono a definire una lineazione sono minerali allungati, come gli anfiboli, e qualche volta il quarzo ed i feldspati.

Foliazione: sono tutte quelle strutture, a diversa scala, che contribuiscono a dividere o a far sembrare diviso il volume della roccia in tanti livelli, piani o strati. Nelle rocce metamorfiche la foliazione è secondaria.

Tipi di foliazione comuni nelle rocce metamorfiche

clivaggio: tipo di foliazione che si riferisce alla proprietà di una roccia a dividersi secondo un sistema di superfici subparallele

scistosità: formazione di superfici lungo le quali la roccia di norma si dividerà preferenzialmente a scala inferiore al centimetro

struttura gneissica: tipo di foliazione determinata da cristallizzazione di nuovi granuli, con formazione di superfici scistose lungo le quali la roccia può dividersi preferenzialmente soltanto ad una scala più che centimetrica (struttura a bande).

Lineazione: qualsiasi struttura lineare penetrativa visibile in un corpo roccioso.

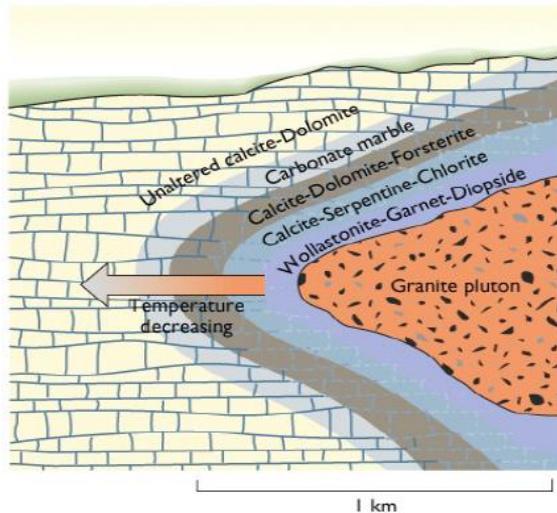
Per esempio l'allineamento di minerali (**lineazione mineralogica**);

METAMORFISMO DI CONTATTO

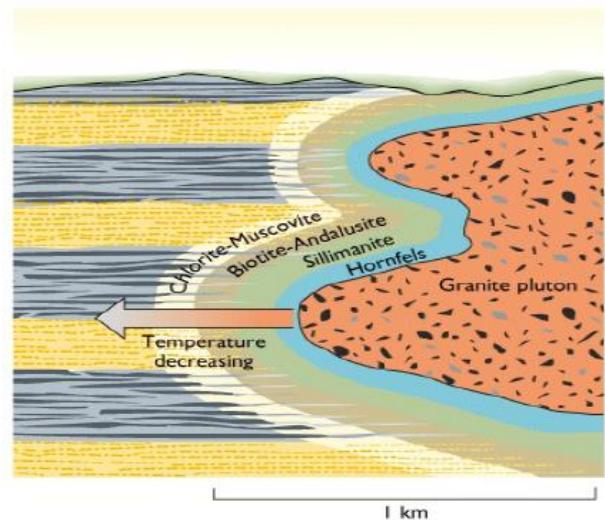
Un magma in risalita si introduce negli strati sovrastanti, si ferma e mentre va raffreddandosi interagisce con le rocce immediatamente circostanti originando minerali particolari nella zona di contatto: la roccia derivata si definisce **metamorfica per contatto o termo metamorfismo**. Le caratteristiche sono:

- il magma è a contatto con rocce più fredde
- si forma un "aureola" di alterazione.
- le rocce risultanti sono a grana fina e alta densità
- usualmente non presentano foliazione o altra struttura orientata

metamorfismo di contatto dei calcari



metamorfismo di contatto di arenarie e argilliti



- Rocce carbonatiche → calcefiro (vicino al plutone) → marmo
- Rocce silicoclastiche → cornubianiti o hornfels a diversa mineralogia in funzione della temperatura

Altre definizioni di strutture di rocce metamorfiche:

Se le dimensioni dei minerali sono abbastanza uniformi, si parla di struttura GRANOBLASTICA.

Se le dimensioni dei minerali sono differenti, le rocce hanno una struttura ETEROBLASTICA o PORFIROBLASTICA ed i cristalli più grandi sono detti porfiroblasti.

CLASSIFICAZIONE DELLE ROCCE METAMORFICHE

La classificazione delle rocce metamorfiche è piuttosto complessa e non ha trovato ancora l'accordo di tutti gli specialisti. In generale essa tiene conto sia del tipo di rocce di partenza sia delle condizioni termobariche raggiunte. La classificazione è complicata anche dal fatto che rocce differenti (o meglio protoliti differenti) possono trasformarsi nella stessa roccia metamorfica.

Le rocce metamorfiche possono essere classificate sulla base di vari criteri:

- 1) la natura del loro protolite (es.: meta-granito);
- 2) i caratteri strutturali (es.: scisto);
- 3) la composizione chimica (es.: metamorfite basica ricca in Ti);
- 4) la composizione mineralogica modale (intesa in termini quantitativi di tutti i minerali presenti);
- 5) la facies metamorfica.

Ognuno di questi criteri fornisce, sulla roccia in esame, informazioni specifiche limitatamente ai caratteri considerati

Per semplicità si segue una classificazione basata sulla natura della roccia originaria (protolito), sulla composizione mineralogica, e sul grado metamorfico, tenendo separati i diversi tipi di metamorfismo. Se la roccia originaria è magmatica si metterà il prefisso **orto**, se invece la roccia originaria è sedimentaria, **para**.

PRINCIPALI ROCCE METAMORFICHE E LORO CARATTERISTICHE

Gli **argilloscisti** derivano da rocce argillose sottoposte a lieve metamorfismo regionale; si dividono spesso in lastre sottili di grande estensione superficiale e mantengono memoria delle caratteristiche (es laminazioni) della roccia sedimentaria d'origine.

Le **filladi** sono rocce scistose di aspetto argenteo, lucente. Si dividono molto facilmente in sottilissime lastre di aspetto fogliaceo. Sono caratterizzate da scarsa consistenza e tendono a franare con facilità.

Gli **scisti** sono rocce cristalline in cui i singoli minerali, in particolare le miche, sono distinguibili a occhio nudo. I micascisti sono rocce metamorfiche assai comuni e facilmente riconoscibili per la scistosità impartita da mica muscovite e biotite in grosse lamelle disposte parallelamente.

Gli **gneiss** sono rocce a grana grossa con dimensioni dei grani superiori a 2 mm. Mostrano una scistosità abbastanza evidente e contengono più del 20% di feldspati. Sono caratterizzate da una facile divisibilità, parallela ai piani di scistosità. Una tipica struttura è lo gneiss occhiadino

Le **quarziti** sono costituite esclusivamente o prevalentemente da quarzo e prodotte soprattutto dal metamorfismo regionale di rocce sedimentarie silicee (arenarie quarzose, selci).

I **marmi** derivano dal metamorfismo di contatto o regionale di rocce calcaree, con grado metamorfico variabile da basso-medio a medio-alto. Hanno una struttura saccaroide, con granuli poligonali; la grana può essere assai varia.

Cornubianite o hornfels: roccia a grana fine composta da un mosaico di granuli equidimensionali privi di orientazione preferenziale e tipicamente formatasi per metamorfismo di contatto (le rocce incassanti sono silicoclastiche).

Le **serpentiniti** sono scisti di colore verde derivate da metamorfismo regionale di basso grado di rocce magmatiche ultrabasiche/ultrafemiche appartenenti alla famiglia delle peridotiti; in questa roccia quasi tutti i minerali componenti (olivina, pirosseno e a volte gli anfiboli) si sono trasformati in serpentino.

Le peridotiti da cui le serpentiniti derivano stanno alla base della sequenza ofiolitica. La composizione tipica della crosta oceanica rispetta una sequenza ben precisa, definita SEQUENZA OFIOLITICA, caratterizzata dalla successione verticale, dall'alto verso il basso, di:

- sedimenti di mare profondo
- lave basaltiche a cuscino
- gabbro in dicchi
- peridotiti (metamorfosate in serpentiniti)



La **migmatite** (dal greco *Μίγμα* = mescolanza) è una roccia ibrida, in parte ignea e in parte metamorfica. Si forma a grande profondità nella crosta terrestre, quando la temperatura delle rocce metamorfiche qui esistenti è così alta da innescare il processo di fusione parziale, detto anatessi.

Leucosoma: parte chiara di una migmatite. **Melanosoma:** parte scura di una migmatite, di norma ricca in minerali scuri è delimitata da leucosomi.

L'**ANATESSI** è il processo di fusione parziale di una roccia metamorfica che avviene a grande profondità nella crosta terrestre e dà origine ad un magma. **Sinonimo di anatessi è ultrametamorfismo**, che significa che la roccia è andata oltre il campo fisico di esistenza delle rocce metamorfiche entrando in quello delle rocce ignee.