

GEOLOGIA 1

(AA 2015-2016)

A cura di E.Colizza

L'esame:

Il corso è di 6 crediti: 3 frontali, 2 di laboratorio e 1 riservato alle escursioni.

Alla fine delle lezioni sui processi magmatico e metamorfico viene fatta una verifica di apprendimento scritta con riconoscimento di un campione di roccia magmatico o metamorfico ed alcune domande sui 2 processi trattati. La prova è superata solo se il voto è positivo (18/30). Il voto positivo verrà conteggiato in sede di esame finale (valore 1 credito). Il voto è valido fino a fine marzo 2017.

L'esame finale prevede una verifica orale su **TUTTI** gli argomenti trattati durante il corso e il riconoscimento di 2-3 campioni di roccia sedimentaria. Ovviamente i processi magmatici e metamorfici saranno richiamati.

Chi non fa o non supera la prima prova, porta tutto il programma all'esame finale.

Programma

Il corso viene svolto attraverso lezioni teoriche, esercitazioni in classe, al microscopio ottico ed in laboratorio rocce. Sono previste escursioni e seminari a tema.

INTRODUZIONE ALLE SCIENZE DALLA TERRA

Il metodo scientifico; il principio dell'Attualismo; concetto di tempo e spazio; formazione Sistema Solare e Terra; struttura interna della Terra; isostasia; deriva dei continenti; espansione dei fondi oceanici; tettonica a placche; margini attivi e passivi

INTRODUZIONE AI MINERALI E ROCCE

elemento chimico; composto chimico; definizione di minerale;
principali caratteristiche dei minerali (cenni)
classificazione dei minerali e caratteristiche dei principali minerali
processo petrogenetico e ciclo delle rocce

PROCESSO MAGMATICO (CENNI)

classificazione chimica delle rocce ignee e indice di colore
il magma: definizione, tipi di magma e loro caratteristiche
formazione di una roccia magmatica; la serie di Bowen; tipi di rocce magmatiche
velocità di raffreddamento dei magmi e strutture relative nelle rocce
le rocce magmatiche intrusive, effusive e ipoabissali: caratteristiche, classificazione
ambienti che generano magmatismo (cenni)
la giacitura delle rocce magmatiche: intrusive (plutoni, batoliti ecc) effusive (lave subaeree e subacquee; prodotti piroclastici e loro meccanismi di accumulo)
vulcani: classificazione, fenomeni vulcanici secondari, distribuzione geografica, rischio vulcanico

riconoscimento macroscopico delle principali rocce

PROCESSO METAMORFICO (CENNI)

meccanismi; fattori; intervallo termico; grado metamorfico
tipi di metamorfismo
microstrutture (cenni)
classificazione
facies metamorfiche (cenni)

riconoscimento macroscopico delle principali rocce

PROCESSO SEDIMENTARIO

cosa sono i sedimenti; colore dei sedimenti; potenziale di ossido-riduzione
fasi della formazione di sedimenti e rocce sedimentarie:
degradazione fisica, chimica e biologica, trasporto, deposizione e diagenesi (concetti di diagenesi precoce e tardiva);
processo diagenetico: fisico, chimico e biologico;
proprietà base delle rocce sedimentarie: composizione, tessitura e struttura;
componenti tessiturali: granuli, matrice e cemento;

classificazioni delle rocce sedimentarie: dimensionale (secondo Wentworth); composizionale (terrigene, allochimiche, ortochimiche), genetico-tessiturali (r. particellari, cristalline, biocostruite, residuali); per abbondanza: r. terrigene silicoclastiche, r. carbonatiche, r. evaporitiche, r. silicee, r. bituminose, r. fosfatiche e r. ferrifere.

AMBIENTI DI SEDIMENTAZIONE caratteristiche degli ambienti: fluviale-alluvionale (pianure costiere e pedemontane, depositi di meandro); lacustre; eolico; glaciale, fluvio-glaciale, glaciomarino,

glaciolacustre (varve); deltizio (estuario e delta); lagunare; di piana tidale; di spiaggia; di reef. Ambiente marino: zonazione dal punto di vista morfologico; l'ambiente pelagico; le torbiditi (cenni);

METODI DI RACCOLTA E DI ANALISI IN LABORATORIO del materiale sedimentario strumentazione in campagna ed in laboratorio. Cenni sui parametri granulometrici, forma, fabric.

SEDIMENTI E ROCCE TERRIGENE:

minerali e frammenti di roccia più comuni; concetto di maturità composizionale e tessiturale (analisi dimensionali e della forma dei granuli); caratteristiche di conglomerati, arenarie e peliti; classificazione delle arenarie secondo il Pettijohn; caratteristiche e **riconoscimento macroscopico di conglomerati e breccie, arenarie terrigene, lutiti.**

SEDIMENTI E ROCCE CARBONATICHE: differenze fra sedimenti carbonatici e terrigeni; caratteristiche e composizione mineralogica del materiale carbonatico: aragonite, calcite alto e basso magnesiaca, dolomite;

carbonati a tessitura particellare: tipi di grani: scheletrici, detritici (intra ed extraclasti, peloidi, ooidi, pisoidi), noduli algali (rodoliti ed oncoidi), botroidi;

carbonati accresciuti in situ: biolititi, stromatoliti, carbonati concrezionati, suoli calcarei;

la matrice carbonatica: dimensioni e origine del fango carbonatico e della micrite;

classificazioni dei carbonati: granulometrica (Grabau), di Folk (1959-62) e di Dunham (1962);

processi diagenetici dei carbonati (cenni su dissoluzione, cementazione, neomorfismo, dolomitizzazione e silicizzazione)

dolomie primarie e secondarie, modelli di dolomitizzazione

riconoscimento macroscopico di: calcari particellari e accresciuti in situ, dolomie primarie e secondarie, calcari marnosi e marne; applicazioni delle classificazioni di Folk e Dunham

ROCCE SELCIFERE, ROCCE EVAPORITICHE: genesi, caratteristiche e **riconoscimento macroscopico delle principali rocce**

SEDIMENTI ORGANICI: cenni

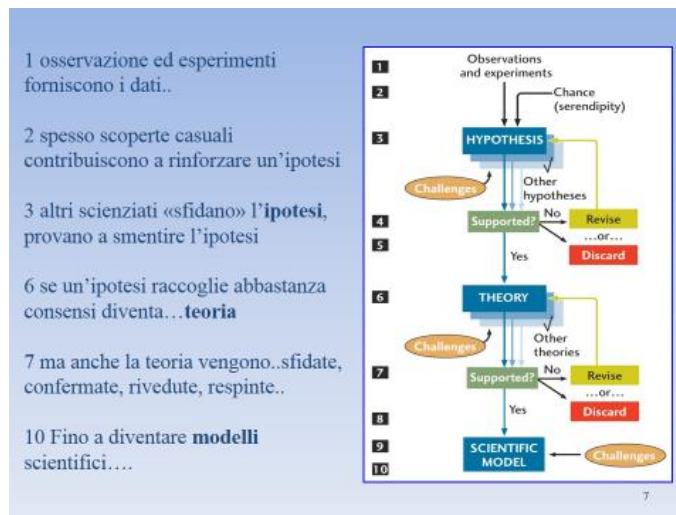
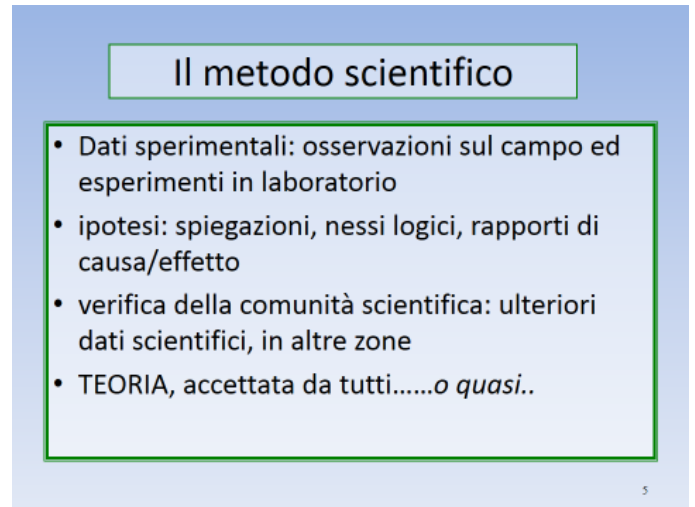
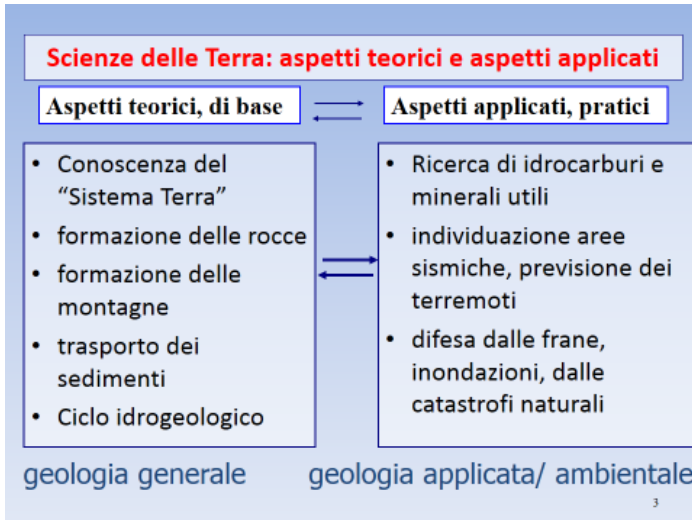
SEMINARIO SULLA STORIA GEOLOGICA DELLA TERRA: breve sintesi sulla evoluzione della Terra dal Precambico ad oggi

SONO PREVISTI SEMINARI CHE TRATTANO DIVERSE TEMATICHE A CARATTERE GEOLOGICO.

Elenco testi di riferimento (reperibili nella biblioteca del dipartimento e/o nella Biblioteca Area 3 Tecnico Scientifica)

| | |
|--|--|
| La Terra – ritratto di un pianeta (Zanichelli) | - S. Marshak |
| Sedimentology and Stratigraphy | - G.Nichols |
| Sedimentology | - M.R.Leeder |
| Rocce e successioni sedimentarie | - A.Bosellini, E.Mutti, F.Ricci Lucchi |
| Introduzione allo studio delle rocce carbonatiche | - A. Bosellini |
| Minerali e Rocce | - AAVV (A.Mondadori editore) |
| Geologia del sedimentario: rocce, strutture sedimentarie, ambienti deposizionali | - E.Tucker (BIB TEC SC) |

INTRODUZIONE AL CORSO



IL CONCETTO DI TEMPO E SPAZIO NELLE SCIENZE GEOLOGICHE ED IL PRINCIPIO DELL'ATTUALISMO



Principio dell'Attualismo

James **Hutton** (1726-1797): The theory of the earth; or an investigation of the laws observable in the composition, dissolution and restoration of land upon the globe. Memoria letta alla Royal Society of Edimburgo nel 1785.

..la storia passata del nostro pianeta deve essere spiegata attraverso processi che si possono osservare in atto oggi..

Questo concetto andava contro le ipotesi dei catastrofisti (diluvio universale) e, ovviamente, contrastava l'idea che la terra fosse stata creata esattamente il 24 ottobre 4004 a.c....come aveva stabilito l'arcivescovo James Usher a metà del '600...

13

Attualismo: Charles Lyell (1797 -1875)

- il passato geologico (l'origine delle rocce) poteva essere compreso meglio in termini di processi naturali che ancora oggi possiamo osservare, quali sedimentazione nei corsi d'acqua, erosione eolica ed idrica, avanzamento o ritiro dei ghiacciai (ATTUALISMO);
- i cambiamenti sono lenti e costanti (GRADUALISMO);
- le leggi naturali sono costanti ed eterne, operanti nel passato con la stessa intensità di oggi.

15

Principio dell'Attualismo: eccezioni e attenzioni

- 65 milioni di anni fa un meteorite ha causato l'estinzione dei dinosauri ???
- una singola piena fluviale o una grossa tempesta modificano la forma dell'alveo del fiume e influenzano la sedimentazione costiera più dei fenomeni accaduti in $10^1 - 10^2$ anni

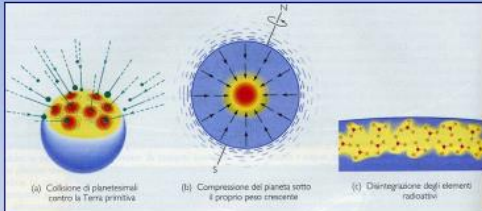
9

La formazione della Terra e la sua trasformazione da corpo omogeneo a pianeta differenziato

- Circa 4.6 miliardi di anni fa: la terra è un agglomerato di frammenti di materia
- la massa della terra tendeva ad aumentare in quanto, per le leggi della gravitazione, la terra attirava planetesimali ovvero piccoli agglomerati di materia in via di condensazione
- la temperatura della terra tendeva ad aumentare per tre motivi.....

21

La formazione della terra

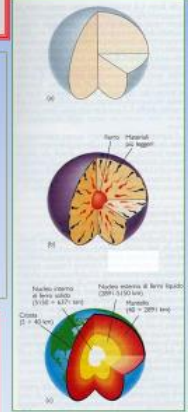


- 1) l'impatto di nuova materia sulla superficie trasforma energia cinetica in energia termica (NB non c'è ancora atmosfera)
- 2) la compressione gravitazionale
- 3) la presenza di elementi radioattivi, più frequenti dell'attuale, erano presenti anche isotopi con tempi di dimezzamenti brevi..

Questi tre processi hanno fatto crescere la temperatura della Terra fino a circa 2000 °C

A questa temperatura il Ferro, che rappresentava l'elemento più pesante, con una massa pari a circa 1/3 del totale, ha iniziato a fondere, sprofondando verso l'interno, mentre gli elementi più leggeri tendevano a risalire:

Successivamente sulla superficie della terra si formò un oceano di magma fuso, spesso oltre 100 km



23

12

La Terra 4 miliardi di anni fa..

Il raffreddamento del magma genera la crosta primitiva
nucleo di ferro molto denso, **crosta** superficiale leggera,
mantello interposto tra crosta e nucleo, di densità intermedia: DIFFERENZIAZIONE GRAVITATIVA

Atmosfera: H, CO₂, N, NH₃, CH₄ vapore acqueo e pochi gas rari..gli stessi gas emessi anche ora dai vulcani..
e l'Ossigeno ..(attualmente il 20% della bassa atmosfera) aveva quasi certamente concentrazioni molto minori

13

Con il passare del tempo si è raffreddata ed è dovuto trascorrere molto tempo per diventare il pianeta che conosciamo... e continua a trasformarsi...

IL SISTEMA TERRA

Sistema complesso costituito da terra solida – oceani (acqua, idrosfera) – atmosfera – biosfera interconnessi tra loro

Atmosfera

E' l'involucro gassoso che avvolge il globo e che consente lo sviluppo degli esseri viventi. I fenomeni meteorologici avvengono a causa dello scambio di energia tra la superficie terrestre e l'atmosfera, e tra questa e lo spazio. Il 50% dell'atmosfera è contenuta entro l'altitudine di 5600 m.

Idrosfera

E' formata dagli oceani e dalle masse d'acqua continentali. Gli oceani coprono il 71% della superficie e rappresentano il 97% dell'acqua presente sulla Terra. Il ciclo dell'acqua vede l'idrosfera in perenne movimento tramite lo scambio tra gli oceani, l'atmosfera, i continenti e nuovamente gli oceani.

Biosfera

Rappresenta l'insieme degli esseri viventi presenti sulla superficie della litosfera, nell'idrosfera e nell'atmosfera.

Terra solida

L'involucro più esterno e rigido della Terra Solida, a contatto con l'atmosfera e l'idrosfera, si chiama litosfera. Dallo studio delle sue caratteristiche geologiche e geofisiche si ricavano informazioni sui processi dinamici che interessano il nostro pianeta.

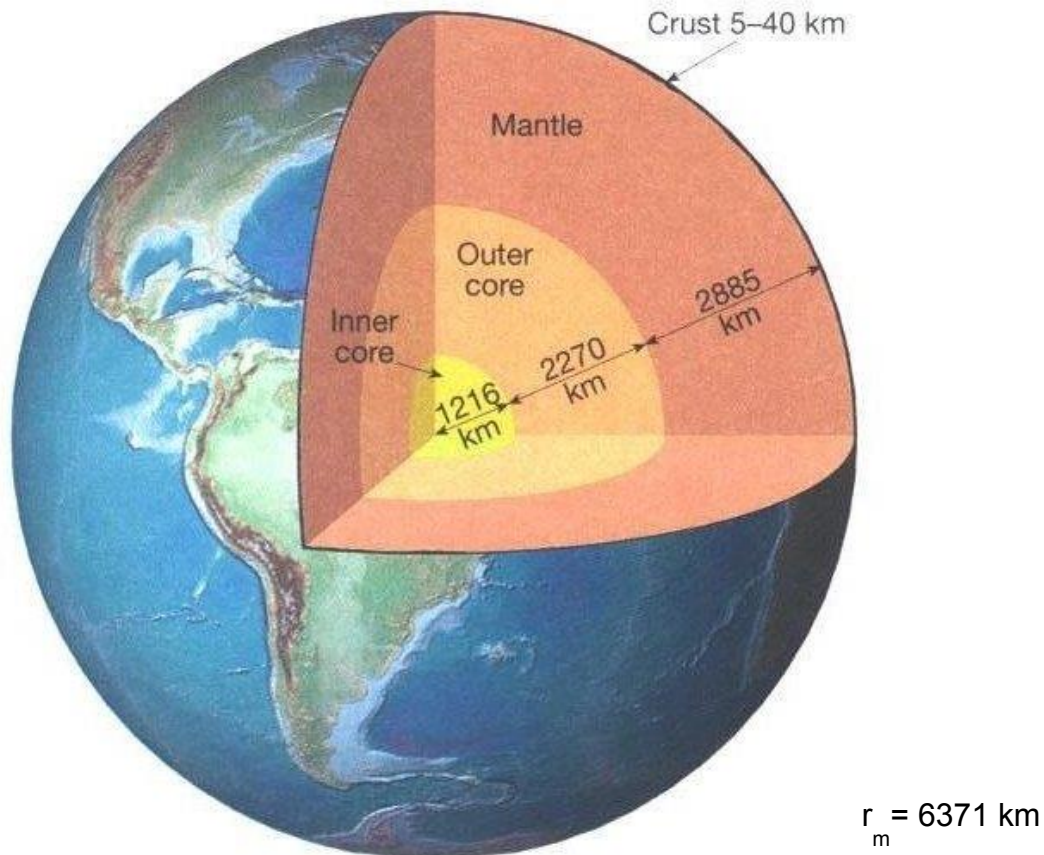
L'azione del vento, della pioggia, delle correnti e del moto ondoso, nonché quella degli organismi viventi, interagiscono sulla terra solida determinando profonde variazioni nello stato fisico e chimico delle rocce.

LE FONTI ENERGETICHE DEL SISTEMA

esterna (sole) – la radiazione solare governa i processi che avvengono nell'atmosfera, cioè il clima e le condizioni atmosferiche, negli oceani e sulla superficie della terra, cioè la circolazione oceanica ed i processi di degradazione del suolo.

interna (calore terrestre) - il calore prodotto dal decadimento radioattivo dell'uranio e del torio, nonché il calore trasferito in superficie dalle correnti convettive del mantello genera i processi che avvengono nella litosfera e nell'astenosfera (terremoti, vulcanesimo, orogenesi)

L'INTERNO DELLA TERRA



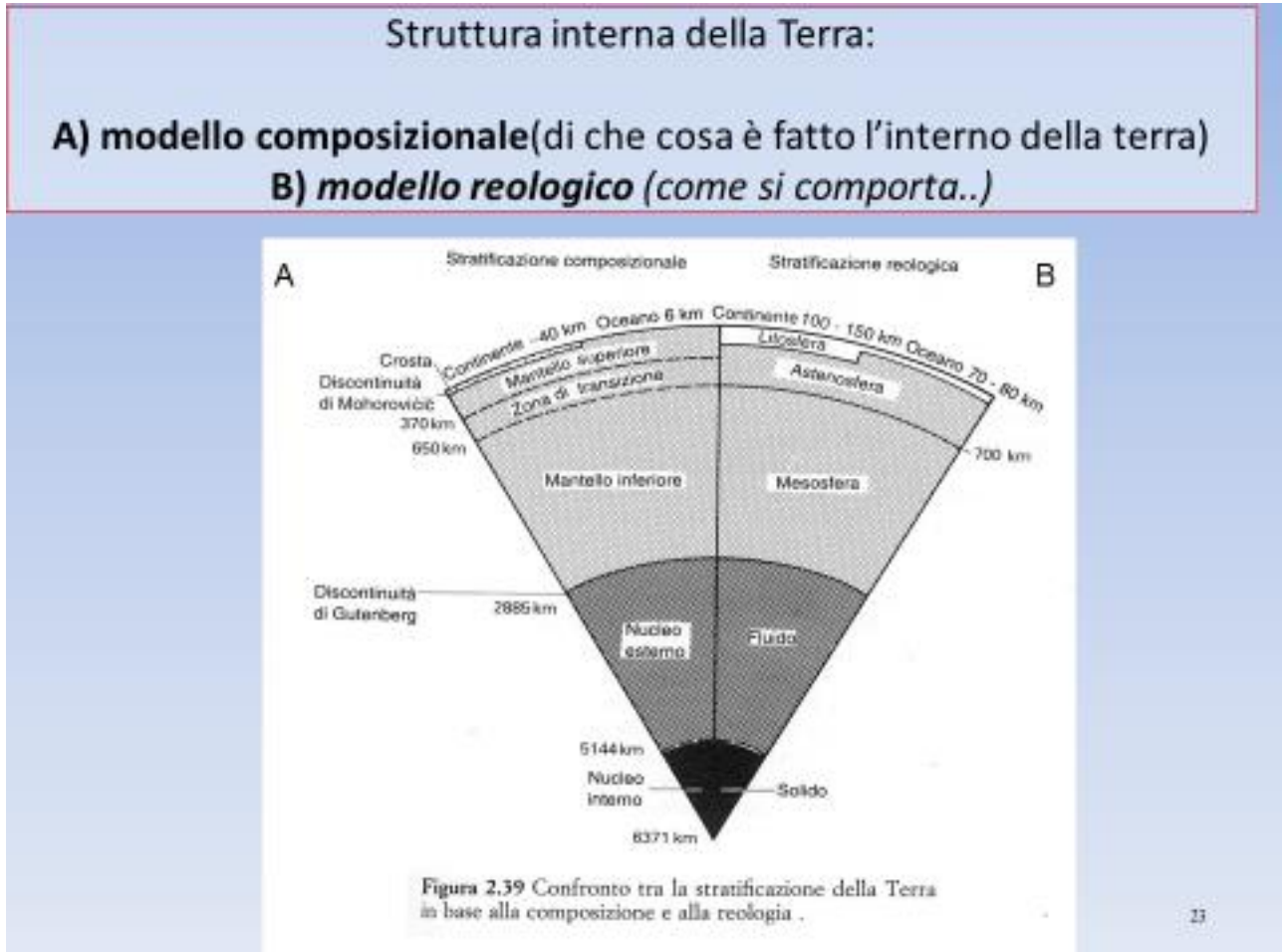
Se la parte più superficiale della crosta terrestre si conosce grazie alle osservazioni dirette, più complesso è conoscere come è fatta e da cosa è costituita la Terra al suo interno.

Per ottenere quest'ultima informazione vengono utilizzati metodi indiretti, metodi geofisici.

Al suo interno la Terra è suddivisa in involucri concentrici. Questa zonazione viene definita in modo diverso in base a cambiamenti sia composizionali che reologici.

La suddivisione **COMPOSIZIONALE** è definita in base a studi sismologici sul comportamento delle onde sismiche, studi fisici e chimici di tipo sia sperimentale che teorico.

La suddivisione **REOLOGICA** è definita solo in base a studi sismologici.



La struttura interna della terra e la sua suddivisione reologica sono state realizzate grazie allo studio dei sismi.

LA SISMICITA' DEL GLOBO TERRESTRE

- E' causata dai movimenti relativi tra le placche litosferiche.
- E' distribuita per la gran parte lungo i limiti delle placche litosferiche.
- Gli sforzi che muovono le placche litosferiche causano un accumulo di stress nelle rocce della litosfera.
- Quando la resistenza delle rocce viene vinta, l'energia si libera sotto forma di terremoto che genera onde sismiche.
- Un sisma origina due categorie di onde:

Le onde corporee (**P** ed **S**) che attraversano il volume della Terra, e le onde superficiali (**L** e **R**) che viaggiano solamente sulla sua superficie.

Le onde P (di pressione) e le onde S (di taglio) sono fondamentali per la localizzazione dei terremoti.

La distribuzione globale della sismicità

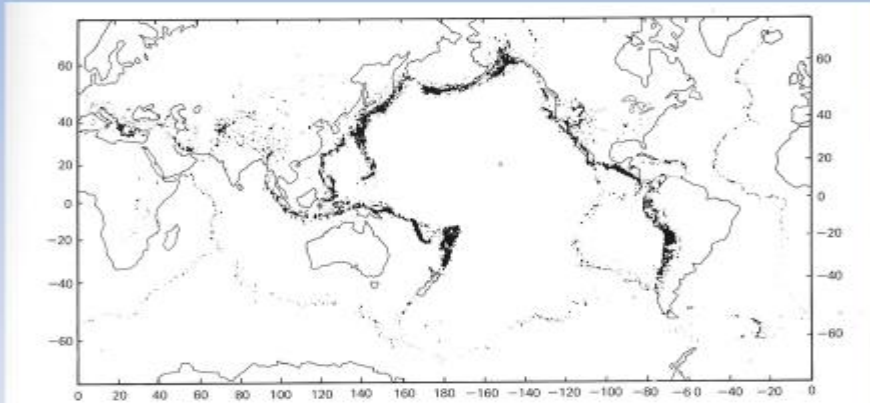


Figura 5.2 Distribuzione mondiale degli epicentri dei terremoti di grande magnitudo ($m_s > 4$) per il periodo 1961-67 (secondo Barazangi e Dorman, 1969, con permesso di riproduzione della Seismological Society of America).

Generazione dei sismi: la teoria del rimbalzo elastico

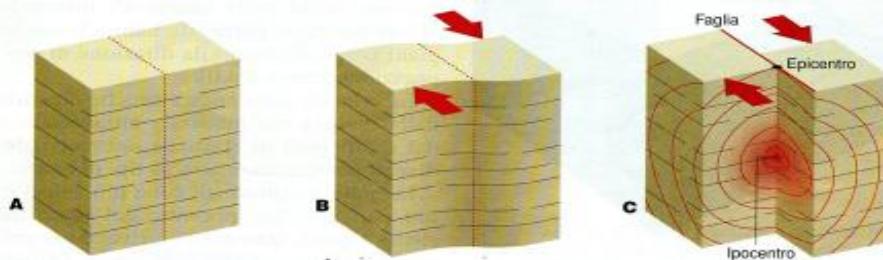


Figura 8.4. La figura illustra il comportamento di una massa di roccia sottoposta a forze di taglio secondo la teoria del rimbalzo elastico. (A), su un blocco crostale agiscono forze opposte.

(B), l'attrito tra le particelle che formano la roccia e la reazione elastica impediscono la frattura immediata e la deformazione permette di immagazzinare energia elastica.

(C), superato il carico di rottura, le rocce si spaccano improvvisamente, i due blocchi slittano l'uno rispetto all'altro e l'energia liberata dà luogo a intense vibrazioni sismiche.

Il quattro tipi di onde sismiche:

- Onde di pressione P
- Onde di taglio S
- Onde di Rayleigh
- Onde di Love

stenza che oppongono i materiali alle forze che tendono a far variare la forma.

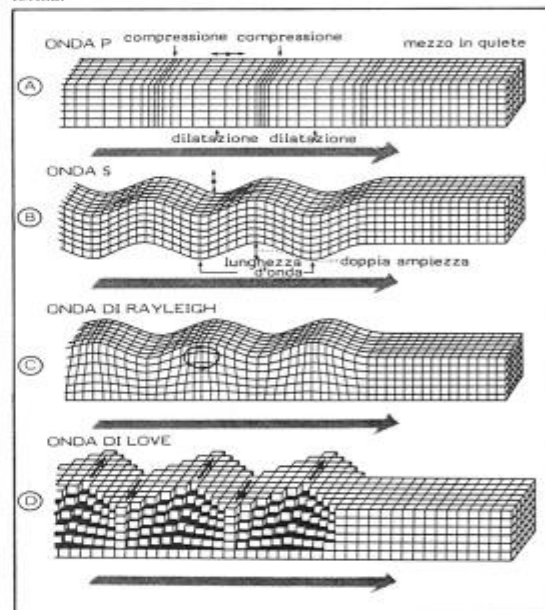


Figura 6.4 Modi del moto presso la superficie in quattro tipi di onde di terremoto. Nelle onde di Rayleigh (C), e in quelle di Love (D), il movimento delle particelle decresce con la profondità.

del-

Sia

em

tra

e i

gli

Propagazione delle onde sismiche dall'ipocentro di un terremoto

Il sisma viene ricevuto dai sismografi ubicati sul territorio



Figura 8.9. I numeri riportati sui fronti d'onda esprimono il ritardo in minuti tra l'arrivo delle onde P e delle onde S in tre diverse stazioni sismiche. Poiché le onde P viaggiano a velocità quasi doppia delle onde S, più una stazione è lontana più il ritardo delle onde S sulle P aumenta.

Scale di misura dei sismi:

INTENSITA'

Viene valutata sulla base dei danni ai manufatti.

E' usata la scala MCS (Mercalli, Cancani, Sieberg), scala empirica composta da 12 gradi di intensità.

La scala delle intensità consente la ricostruzione dei terremoti di epoca storica.

MAGNITUDO

Proposta da Richter, è una misura legata all'energia emessa e consta di una scala logaritmica composta da 8 gradi di magnitudo. Il sisma ricevuto viene confrontato ad un sisma con epicentro a 100 km di distanza e che genera uno spostamento di 0,001 mm sul sismografo standard.

SCALA MERCALLI DELL'INTENSITA' DEI SISMI

| Grado | Descrizione |
|-------|--|
| I | Sisma non percepito dall'uomo; registrato solo dai sismografi. |
| II | Percepito ai piani alti delle case (i quali oscillano più dei piani a terra) da persone sensibili. |
| III | Percepito da più persone, oscillazione di oggetti appesi e vibrazioni. |
| IV | Oscillazioni e vibrazioni anche di automezzi, tintinnio di vetri, vibrazioni di vasellame, scricchiolio di pareti. |
| V | Scossa che sveglia chi dorme, scricchiolii, tintinnii, spavento; cadono calcinacci. |
| VI | Fa fuggire le persone all'aperto, produce rumori e boati, fa cadere oggetti pesanti, provoca qualche lesione agli edifici. |
| VII | Provoca panico, caduta di intonaci, camini e tegole, rottura di vetri, danni di scarsa entità ai muri, piccole frane in materiali sciolti, suono di campane, onde sugli specchi d'acqua. |
| VIII | Si sente anche guidando automezzi, danneggia murature anche buone, ma non di cemento armato; provoca la caduta di torri, palizzate, alberi e l'apertura di crepacci nel suolo. |
| IX | Distrugge edifici non particolarmente resistenti, rompe tubazioni sotterranee, provoca ampi crepacci nel terreno, apre crateri con espulsione di sabbia e fango. |
| X | Distrugge buona parte degli edifici, danneggia dighe ed argini, devia fiumi e rotale, provoca grandi frane, sposta orizzontalmente i terreni che si sono fessurati. |
| XI | Rovina completamente gli edifici, rompe ogni tubazione, tronca le comunicazioni, provoca un gran numero di vittime. |
| XII | Distrugge ogni opera umana, sposta grandi masse rocciose o vasti tratti di terreno in cui si aprono larghi crepacci, lancia in aria oggetti, provoca grandi frane e può causare migliaia di vittime. |

La scala Richter delle magnitudo dei sismi

La magnitudo è legata all'energia sprigionata dal sisma che può essere rappresentata in joule o in kg di esplosivo

| Magnitudo Scala Richter | Energia in joule | Energia in kg di tritolo | n° di terremoti per anno |
|-------------------------|--------------------------------------|---|--------------------------|
| ≥ 8,0 | > 10 ¹⁶ | 6·10 ¹¹ Energia sufficiente a scaldare New York per trent'anni | 0,1÷0,2 |
| ≥ 7,4 | ≥ 0,4·10 ¹⁷ | | 4 |
| 7,0÷7,3 | 0,04÷0,2·10 ¹⁷ | 2·10 ¹⁰ Energia sufficiente a scaldare New York per un anno | 15 |
| 6,2÷6,9 | 0,5÷23·10 ¹⁴ | | 100 |
| 5,5÷6,1 | 1÷27·10 ¹² | 6·10 ⁸ Piccola bomba H | 500 |
| 4,9÷5,4 | 3,6÷57·10 ¹⁰ | 2·10 ⁷ Grande bomba atomica | 1.400 |
| 4,3÷4,8 | 1,3÷27·10 ⁹ | | 4.800 |
| 3,5÷4,2 | 1,6÷7,6·10 ⁸ | 2·10 ⁵ Piccola bomba atomica | 30.000 |
| 2,0÷3,4 | 4·10 ³ ÷9·10 ⁶ | 1·10 ⁴ Grande mina | 800.000 |

| Magnitudo (M) | Intensità (I) |
|---------------|---------------|
| 5,4 | 6,5 |
| 6,1 | 7,5 |
| 6,8 | 8,5 |
| 7,5 | 10 |
| 8,2 | 11 |
| 8,9 | 12 |

Comparazione fra Magnitudo ed Intensità dei sismi

LE FAGLIE

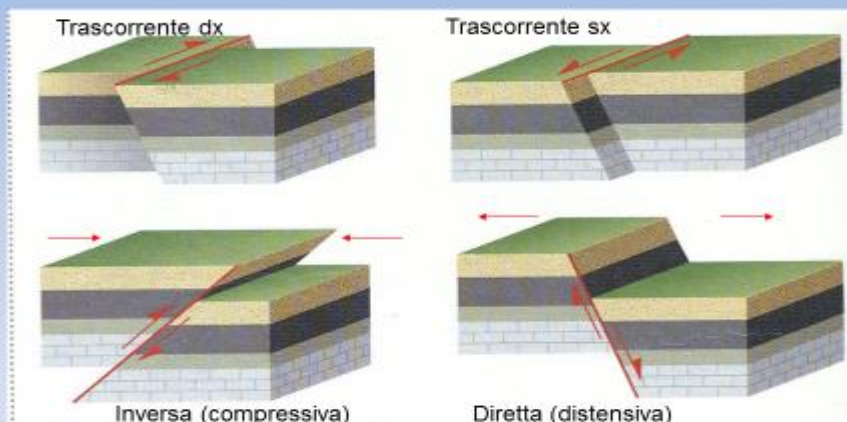
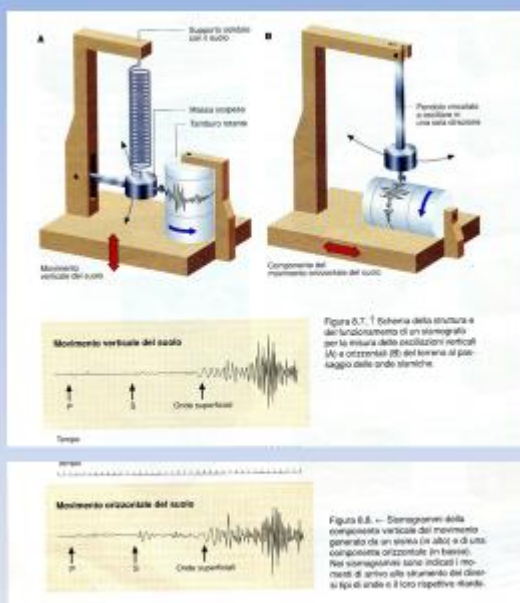


Figura 8.2. Quattro differenti tipi di faglia. Il movimento relativo dei due blocchi rocciosi separati dalla faglia è la causa del terremoto.

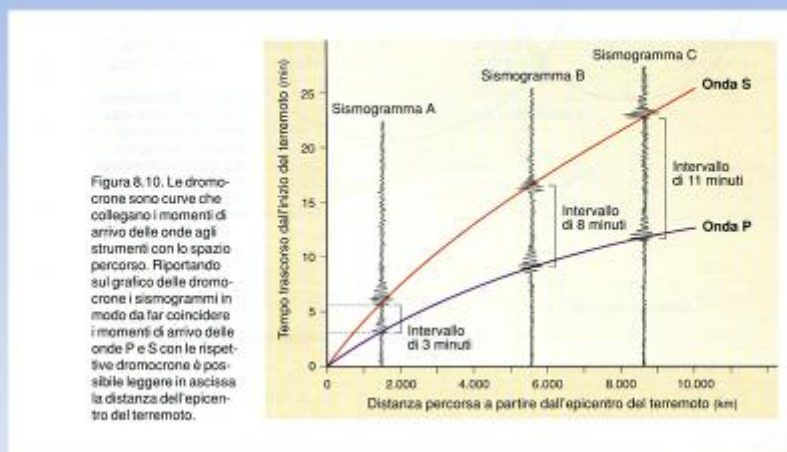
Il sismografo

I sismogrammi riportano il movimento del suolo (verticale ed orizzontale) in funzione del tempo

Sui sismogrammi si individuano i primi arrivi delle onde P, quindi le S e poi arrivano le onde superficiali



I tempi di arrivo delle onde P ed S sono diversi a causa della loro diversa velocità



- Le onde P vengono trasmesse sia nei solidi che nei liquidi
- Le onde S non vengono trasmesse nei liquidi

Se le onde subiscono riflessioni e rifrazioni, vuol dire che all'interno della Terra ci devono essere delle discontinuità dovute per esempio a differenze di densità

velocità e densità per vari tipi di rocce

| | | |
|--------------------|--------------|---------------------------|
| Sedimenti sciolti | 0.3-2.5 km/s | 1.5-2.2 g/cm ³ |
| Rocce sedimentarie | 3.8-5.4 | 2.5-2.8 |
| Rocce metamorfiche | 4.5-6 | 2.7-3 |
| Rocce granitiche | 6 | 2.8 |
| Lave basaltiche | 6.4-8.9 | 2.9 |

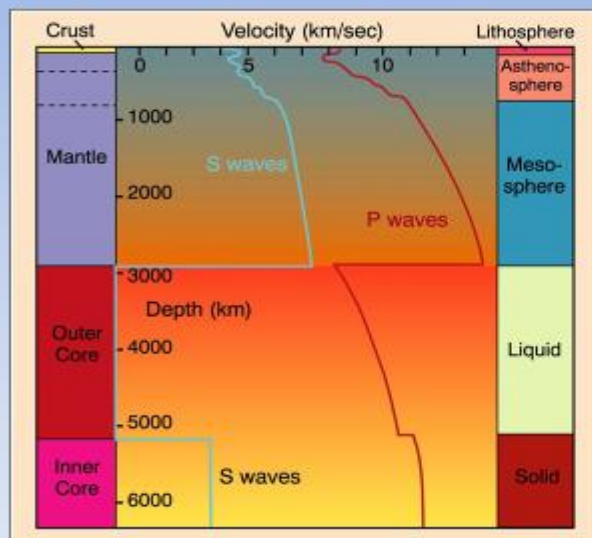
Campi di velocità e di densità per rocce ignee

Maggiore è il contenuto di minerali femici (contenenti Fe e Mg), maggiore è la densità ed anche la velocità delle onde P



In base a queste discontinuità siamo in grado di sapere come è suddiviso l'interno della Terra

L'interno della Terra



Discontinuità sismiche:

zone in cui avvengono rapide variazioni di velocità delle onde sismiche.

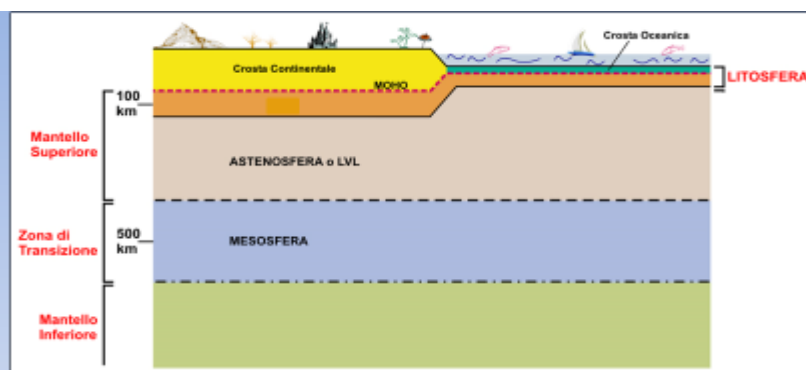
Discontinuità di Mohorovicic (Moho; separa crosta e mantello)

~ 35 km al di sotto dei continenti;
~ 8 km al di sotto dei fondali oceanici.

Discontinuità di Gutenberg [separa il mantello inferiore (solido) dal nucleo esterno (liquido)]

~ 2900 km di profondità

- **Discontinuità di Lehmann** [divide il nucleo esterno (liquido) da quello interno (solido)].



La crosta è spessa dai 30 ai 70 km nelle aree occupate dai continenti, mediamente 8 km nelle aree oceaniche

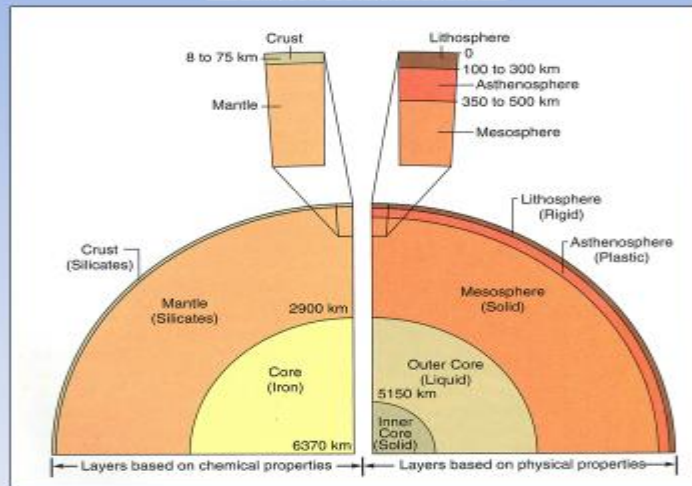
La parte più alta del mantello superiore è rigida e solidale con la sovrastante crosta, insieme alla quale forma un blocco compatto detto **LITOSFERA**. Secondo la teoria della tettonica a zolle, la litosfera è suddivisa in placche o zolle mobili che si spostano lateralmente navigando sul mantello plastico sottostante (**ASTENOSFERA**).

Litosfera: calda e rigida

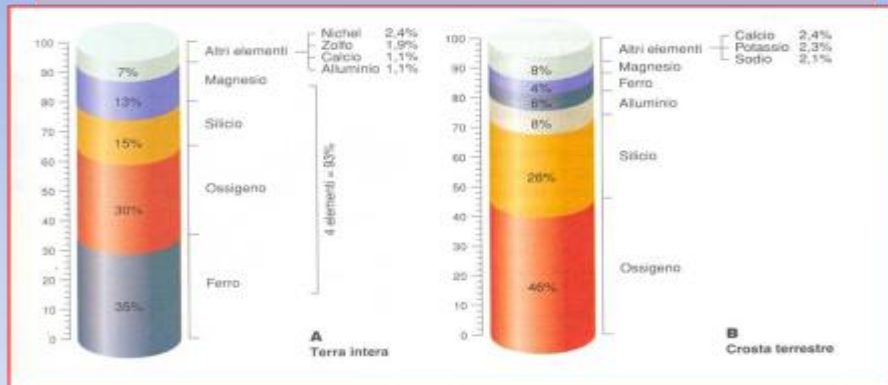
Astenosfera: calda e plastica

Temperatura e pressione aumentano verso il nucleo

L'interno della Terra



Composizione chimica della terra e della crosta terrestre

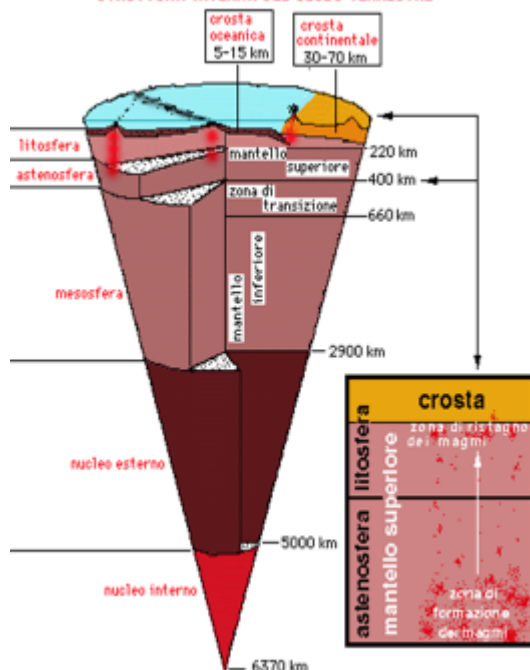


Tutto il pianeta
(crosta + mantello +
nucleo)

Solo la parte
superficiale (crosta)

24

STRUTTURA INTERNA DEL GLOBO TERRESTRE



Crosta:

- spessore variabile (continentale mediamente 35 km; oceanica mediamente 8 km)

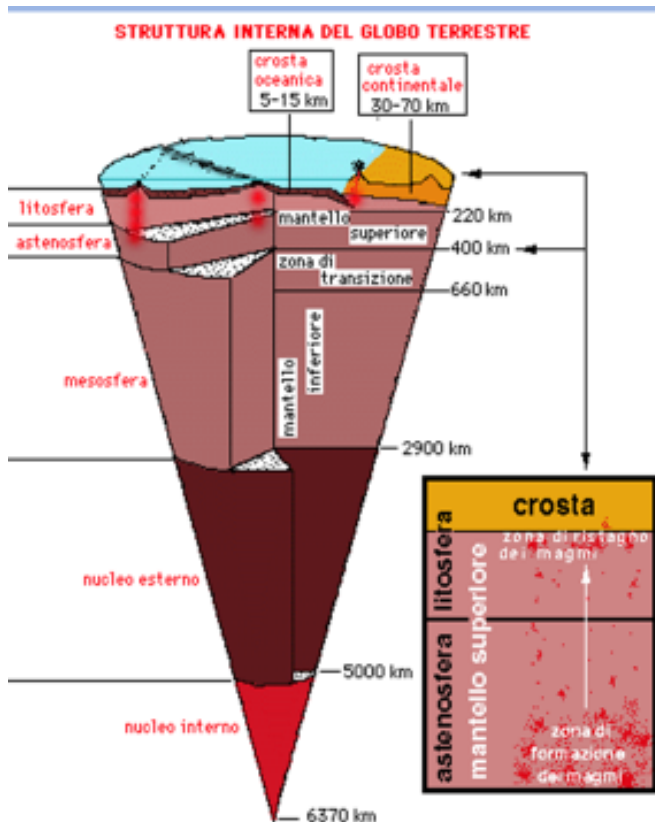
- densità: crosta continentale da 2.5-2.8g/cm³; crosta oceanica: 2.9 g/cm³ (mediamente più pesante della continentale)

- silicati di tipo "leggero" (Si e O + Al)

- crosta + parte superiore del mantello = litosfera (rigida e fragile)

- la litosfera è divisa in placche

42



Mantello:

- spessore di 2850 Km
- densità: parte superiore: 3.3-3.4g/cm³; parte inferiore: 3.3-5.6g/cm³
- silicati di tipo "pesante" (Si e O + Fe e Mg) → rocce peridotitiche (r.ultrafemiche)
- solido e rigido al di sotto della crosta e per quasi tutto il suo spessore, ma tra 100 e 200 Km di profondità c'è una fascia a comportamento più fluido e plastico – astenosfera

Nucleo:

- raggio 3500 Km
- alta densità (9.7-13 g/cm³)
- temperatura elevata (migliaia di gradi)
- > pressione nel nucleo interno
- metalli pesanti (Fe, Ni) + 10-20 % Silicio e/o Zolfo

LA LITOSFERA

I TRE GRUPPI DI ROCCE

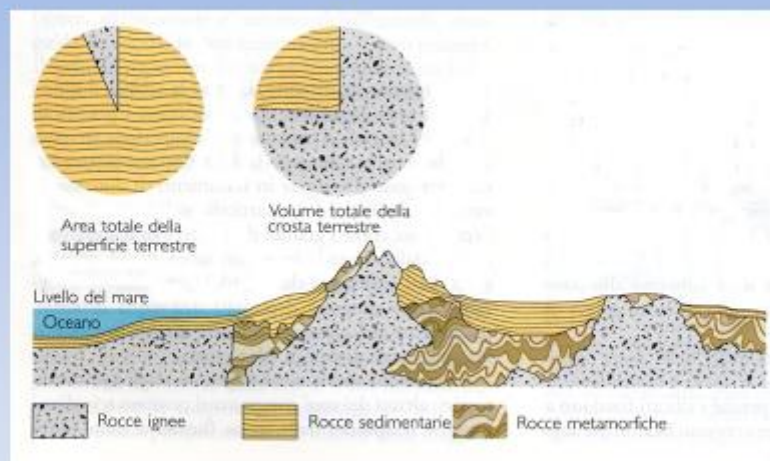
magmatiche sono dette anche "igneo" e si formano all'interno della terra a temperature superiori almeno a 700° per solidificazione del magma (massa di minerali allo stato fuso);

Se solidificano sulla superficie della Terra sono dette effusive o vulcaniche, se solidificano in profondità, sono dette intrusive o plutoniche

sedimentarie derivano dall'alterazione e disgregazione delle rocce in genere e dall'accumulo dei relativi granuli

metamorfiche si formano per trasformazione delle rocce magmatiche, di quelle sedimentarie oppure anche di quelle appartenenti allo stesso gruppo per effetto di cambiamenti di pressione e/o di temperatura

Distribuzione delle rocce sedimentarie, magmatiche e metamorfiche



ROCCE MINERALI 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); ecc; 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: allo stato colloidale, cioè costituito da un mezzo disperdente (acqua) e da un disperso ("micelle" colloidali). Struttura interna omogenea, ma non geometrica. E' *isotropo* rispetto tutte le proprietà fisiche (durezza, velocità di accrescimento ecc). 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 (SiO₄). Non essendo neutro lo ione silicato tende a formare legami con altri ioni positivi (Fe, Mg ecc) 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 sottoclassi).

Tra i silicati più comuni:

- **Quarzo**, SiO₂ struttura molto compatta di 3 tetraedri.
- **Feldspati**, 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 (Si, Al)O₄ (classe: tetrosilicati). In questa impalcatura ci sono spazi liberi nei quali si possono trovare cationi più grandi.

| | | | |
|---------------------|---|--|-------------------------|
| FELDSPATO POTASSICO | → | ORTOCLASIO (Or) : K(AlSi ₃ O ₈) | } FELDSPATI ALCALINI |
| FELDSPATO SODICO | → | ALBITE (Ab) : Na(AlSi ₃ O ₈) | |
| FELDSPATO CALCICO | → | ANORTITE (An) : Ca(AlSi ₃ 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.

- **Miche**, classe dei fillosilicati. Sono allumo silicati con tetraedri disposti in piani con scarso legame tra loro.

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

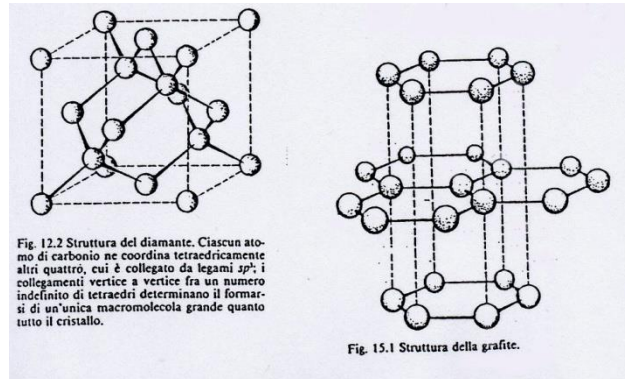
Carbonati: i principali carbonati sono: **Calcite** $[CaCO_3]$ e **dolomite** $[CaMg(CO_3)_2]$ che formano rispettivamente i calcari e le dolomie.

Solfati ed Alogenuri, derivano da evaporazione di soluzioni concentrate, costituiscono le evaporiti. I minerali più comuni sono: **Gesso** $(CaSO_4 + 2H_2O)$ ed **Anidrite** $(CaSO_4)$ 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** (Fe_3O_4) , **Ematite** (Fe_2O_3) , **Limonite** $(Fe_2O_3 + n H_2O)$.

Solfuri, costituiscono importanti giacimenti minerali, esempi: **Pirite** (FeS_2) , **Galena** (PbS) , **Blenda** (ZnS) , **Cinabro** (HgS) .

Elementi Nativi, minerali costituiti da un metallo o metalloide che si trovano in natura allo stato naturale (Au, Ag...), esempi: **Diamante** e **Grafite**, uguali chimicamente perché trasformazioni del carbonio, ma tra di loro hanno un diverso p.v. cristallografico



ROCCE \Rightarrow generalmente sono aggregati di minerali che sono associati in vario modo \rightarrow 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_2O_3 | 15,77 | 15,62 | 16,0 | 19,0 | 16,38 | 3,3 |
| Fe_2O_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_2O | 2,97 | 3,08 | 3,8 | 3,35 | 2,66 | 0,4 |
| K_2O | 2,41 | 2,94 | 3,3 | 0,6 | 0,48 | 0,03 |
| P_2O_5 | 0,23 | 0,25 | | | 0,13 | 0,02 |

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

IL PROCESSO PETROGENETICO = processo di produzione delle rocce

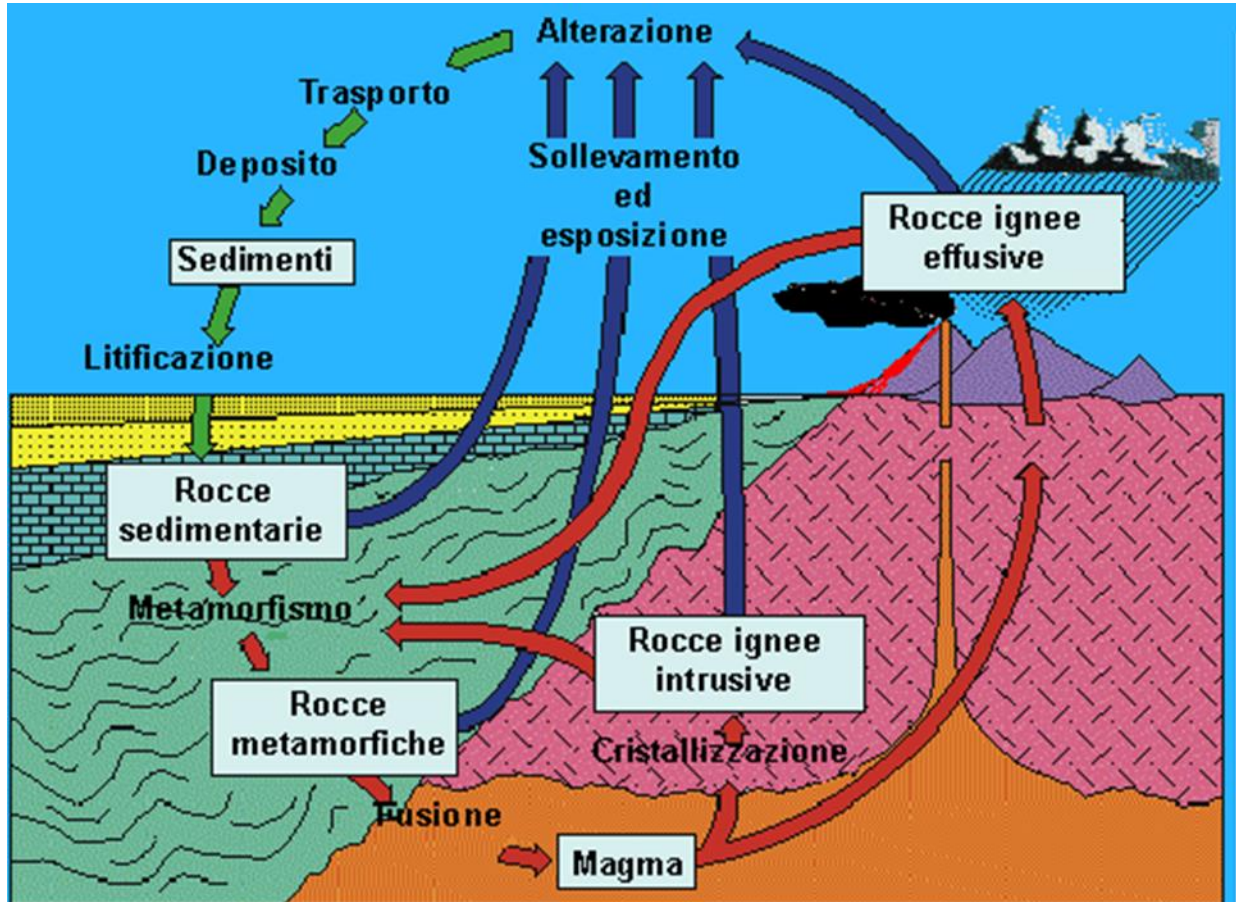


PROCESSO MAGMATICO → ROCCE MAGMATICHE O IGNEE
PROCESSO SEDIMENTARIO → ROCCE SEDIMENTARIE
PROCESSO METAMORFICO → ROCCE METAMORFICHE

⇒ diverse condizioni di P e T



tre grandi gruppi genici → **CICLO LITOGENETICO**



- 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.
- Un flusso continuo di materiali solidi, liquidi ed aeriformi si muove entro la crosta terrestre ed in superficie.

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 alle rocce magmatiche strutture caratteristiche. I minerali presenti in questo tipo di rocce sono prevalentemente 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 di fusione parziale 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, ecc. sono presenti in quantità minori.

TIPI di MAGMA e alcune caratteristiche

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

Acido (o silicico o persilicico, se % di silice superiore al 65%). Ricchissimo in silicio ed alluminio e, Magma molto viscoso. Le rocce che derivano da questi magmi sono "sialiche" ed hanno una densità intorno a 2,7 g/cm³.

Neutro (intermedio o mesosilicico, con % di silice fra 52% e 65%). Questo magma da' origine a rocce neutre.

Basico (o femico o iposilicico, con % di silice inferiore al 52%).

Ultrafemico (% in silice intorno al 40%)

I magmi basici ed ultrafemici hanno una quantità bassa di silice e sono più ricchi in ferro e magnesio e sono i meno viscosi; danno origine a rocce femiche e ultrafemiche con densità prossima a 3 g/cm³.

La temperatura di eruzione dei magmi è inversamente proporzionale al grado di acidità (espresso in SiO₂):

Magma basico: T eruzione: 1200 fino 1600°C
 Magma intermedio: 900-1100°C
 Magma sialico: 750°C
 Lave carbonatiche : 590°C

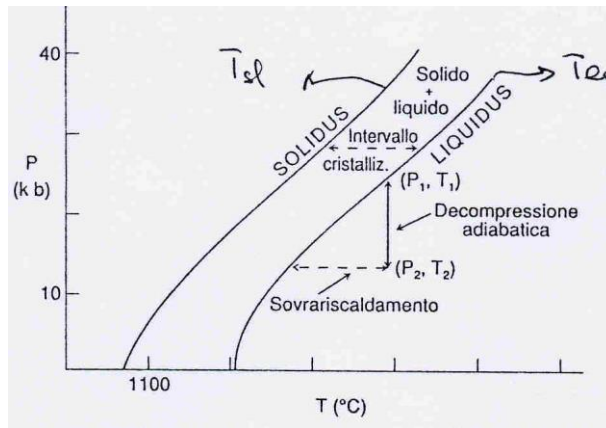
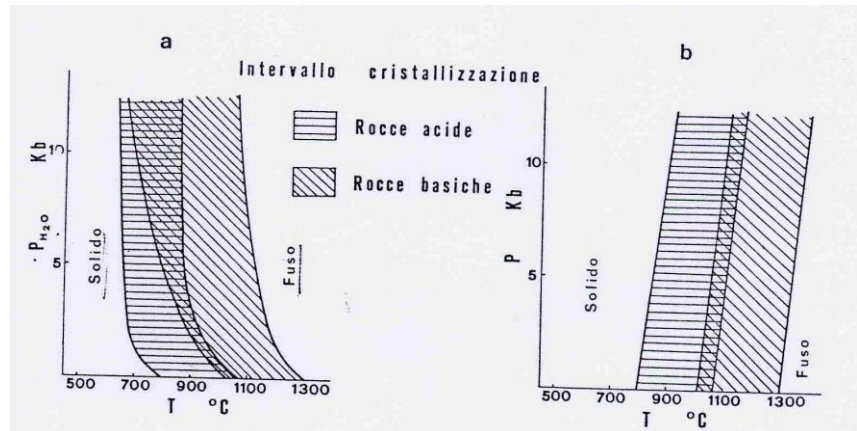


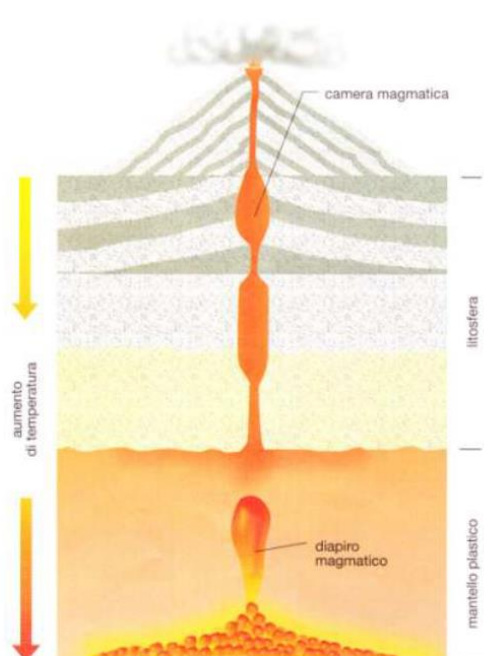
Fig. 2.2 - Variazione della temperatura di fusione (T_{st}) e di inizio cristallizzazione (T_{liq}) in funzione della pressione per un magma basaltico anidro. Per una data pressione la differenza ($T_{liq} - T_{st}$) rappresenta l'intervallo di cristallizzazione per quella profondità. Un magma nella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

Intervallo di CRISTALLIZZAZIONE:
 intervallo termico (ampio mediamente 100-250°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 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



[3] La risalita del magma avviene mediante la formazione di *diapiri magmatici* (“gocce di magma”) che raggiungono la camera magmatica attraverso fratture della litosfera. Durante la risalita il magma si raffredda e inizia la cristallizzazione di alcuni componenti.

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 è sottoposto ed alla sua composizione chimica: un magma povero di silice, è meno viscoso (o più fluido) di un magma ricco di silice. L'eventuale presenza di vapore acqueo e gas, producendo una sorta di schiuma, aumenta la viscosità. 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 femiche 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 sialiche. 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

In relazione alla loro formazione si possono quindi avere:

Magmi primari:

- Si formano per *fusione parziale* del **mantello** terrestre.
 - Sono magmi femici o ultrafemici.
 - 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. Magmi neutri o sialici.
 - Temperatura compresa tra 600°C e i 1000°C.
 - Ricchi di vapore acqueo e gas.
 - Densità 2,7 g/cm³
- Sono magmi molto viscosi

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

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% |

IL COLORE delle rocce

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.

ATTENZIONE:

Le rocce ACIDE sono praticamente sempre SIALICHE

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

Le rocce BASICHE sono, tranne eccezioni, FEMICHE

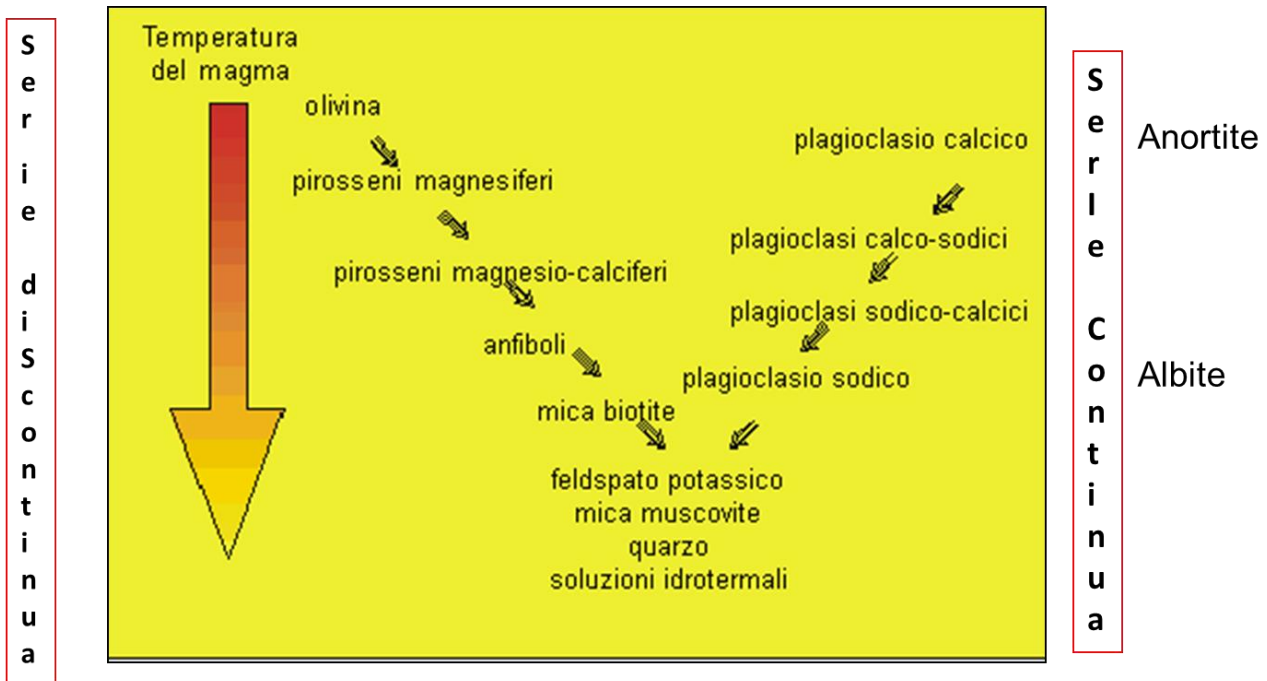
Le rocce ULTRAFEMICHE sono di solito molto basiche → ULTRABASICHE

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 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 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 ecc

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 visibile ad occhio nudo).

Si parlerà di **struttura granulare** se i grani sono equidimensionali e di **struttura pegmatitica** quando caratterizzata dalla presenza di frammenti minerali molto grandi.

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 2 rocce ipoabissali:

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

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

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 } <i>pirosseni</i> | Titanite | Actinolite } (uralite) |
| Orneblenda (amfibolo) | Epidoti | Antofillite } |
| Biotite | Scapoliti | Cloriti |
| (melliite) | Granati | Serpentino |
| | Andalusite | Talco |
| | Sillimanite | Calcite e carbonati diversi |
| | Cordierite | Ermalite |
| | Corindone | Limonite |
| | | Rutilo |
| | | Titanite |
| | | Cristobalite |
| | | Tridimite |
| | | Quarzo |

spesso > 5%

quasi sempre < 5%

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

ALCUNI RAPPORTI FRA I PRINCIPALI MINERALI

Foidi-feldspati-quarzo

Foidi e Qz non coesistono

Felds+Qz = r. soprasature

Felds = r. sature

Felds+Foidi= r.sottosature

Olivina-pirosseno-quarzo

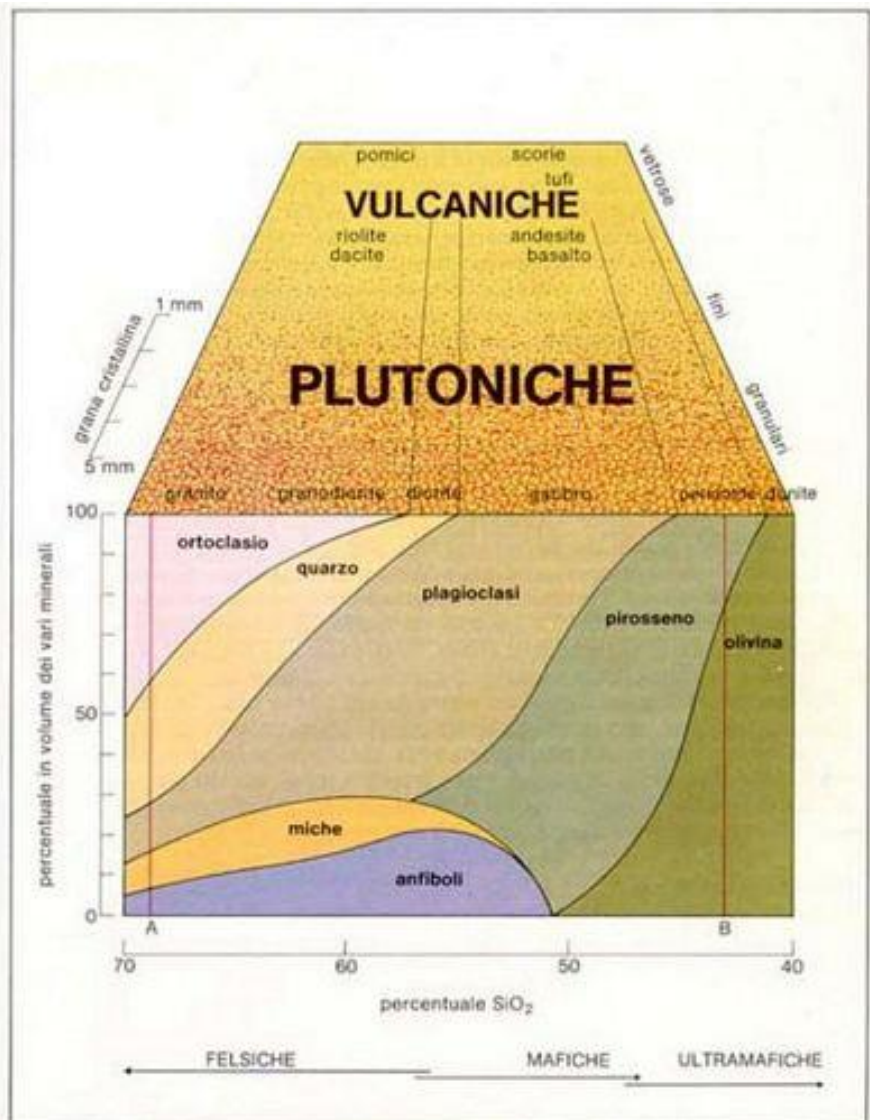
Olivina e Qz non coesistono

Pirox+Qz = r. soprasature

Pirox = r. sature

Olivina+Pirox = r. sottosature

Classificazione delle più diffuse rocce ignee. Tracciando linee verticali attraverso il diagramma (A e B) si può conoscere la composizione mineralogica di una data roccia. Nell'esempio (modificato da Bosellini, 1984) le linee verticali interessano il granito e la peridotite.



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 sono stati distinti in 5 gruppi che corrispondono ai seguenti parametri:

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 zircono, apatite, titanite, epidoti...ecc....].

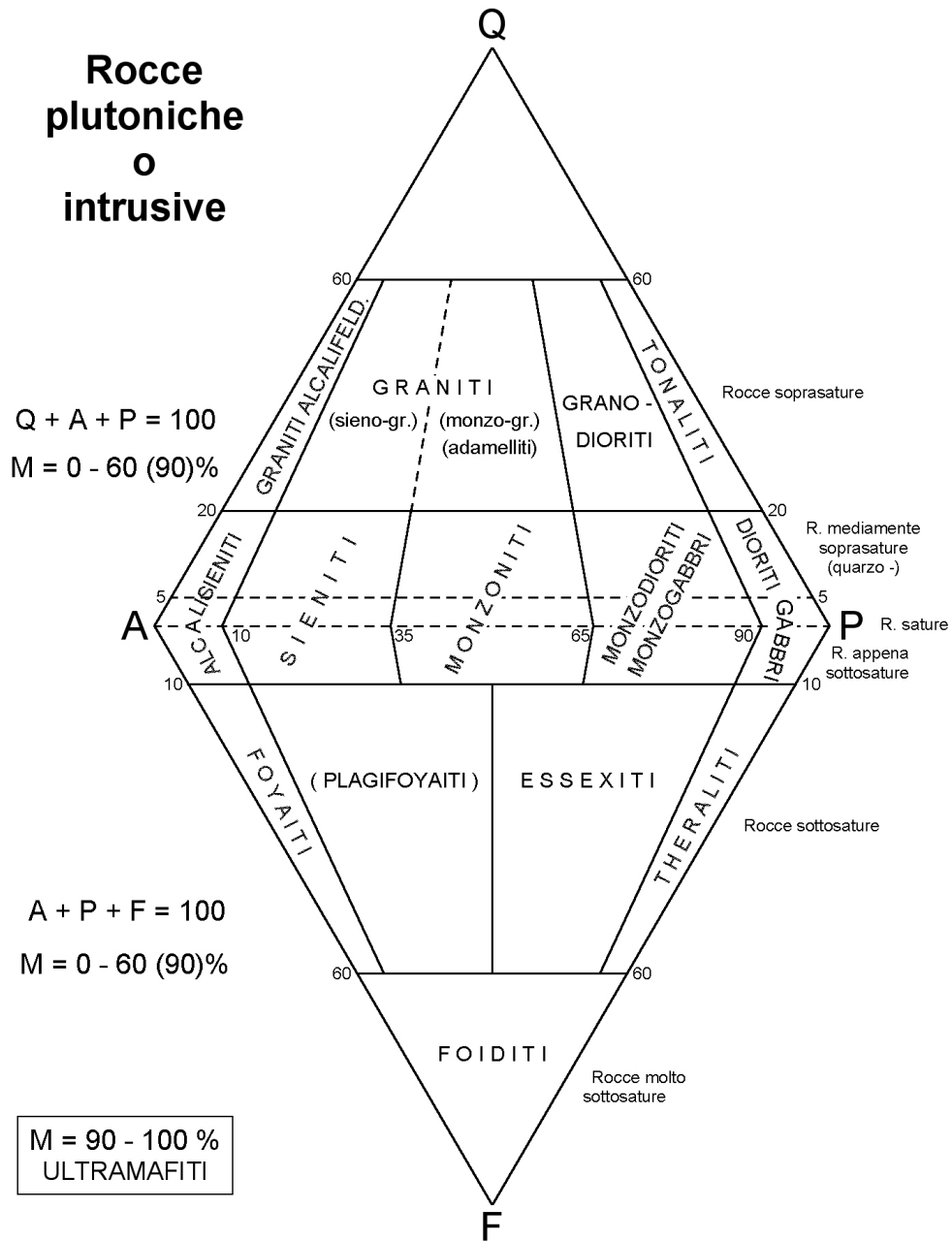
Ad eccezione di quelle in cui **M >90** [**ultrafemiche, che sono SOLO intrusive**], tutte le rocce sono classificate tramite i parametri Q, A, P, F che rappresentano minerali non femici

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

PS:

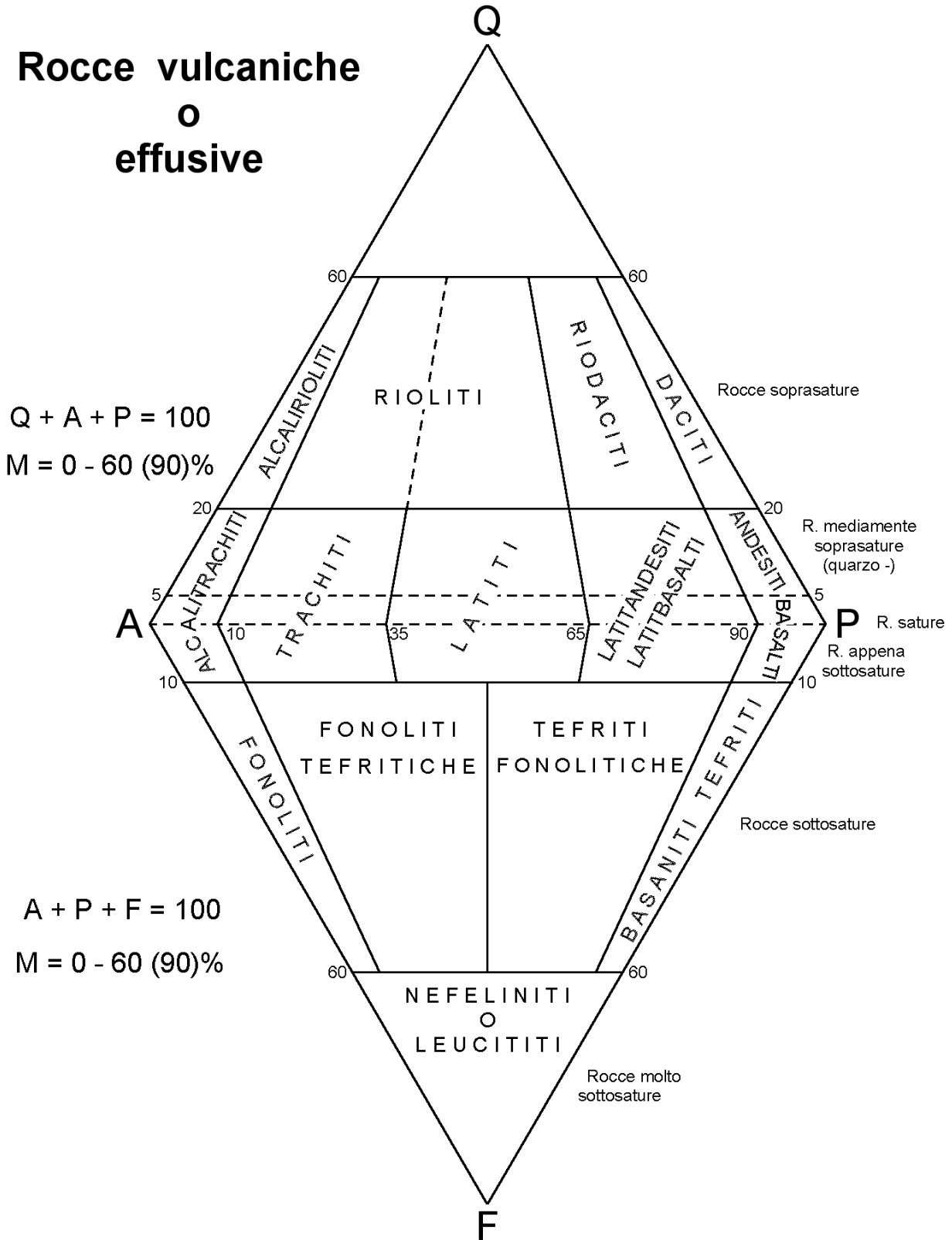
Per le rocce ignee **PLUTONICHE** si usa quasi sempre la classificazione su base mineralogica.

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



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

Rocce vulcaniche o effusive



ROCCE IPOABISSALI O SUBVULCANICHE

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

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

Nell'ambito di questo corso vengono considerate 2 rocce:

- **APLITE**: roccia poverissima in min femici; roccia acida.
- **PEGMATITE**: composizione come le apliti, ma in prevalenza granitiche. Grana MOLTO grossa. Rocce spesso associate alle apliti nello stesso filone o corpo.

Le strutture delle 2 rocce sono tipiche di queste 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:

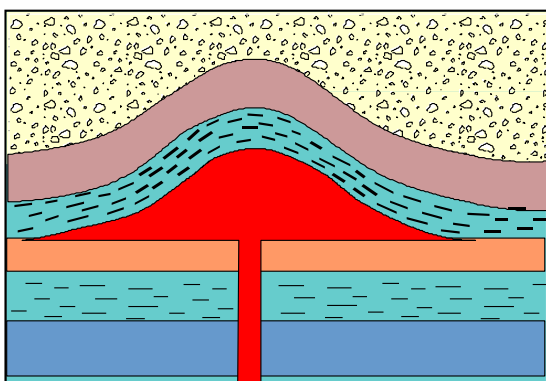
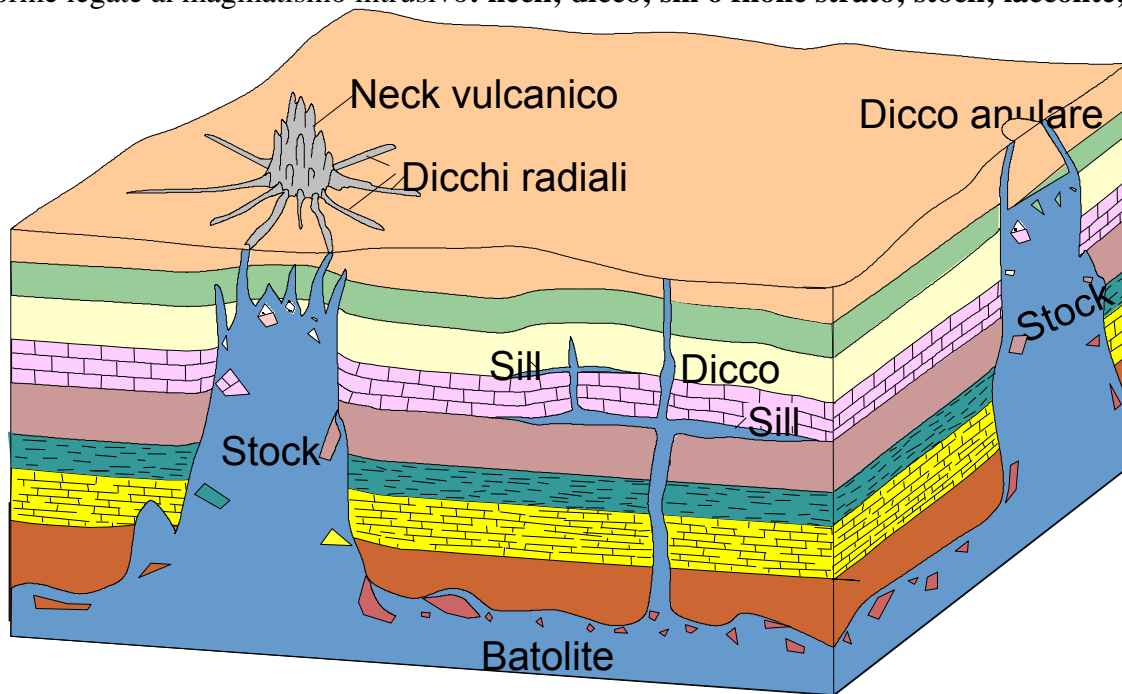
Non sempre il magma alimenta una eruzione vulcanica, talvolta si solidifica in profondità generando corpi di roccia magmatica intrusiva di enormi dimensioni, i plutoni.

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

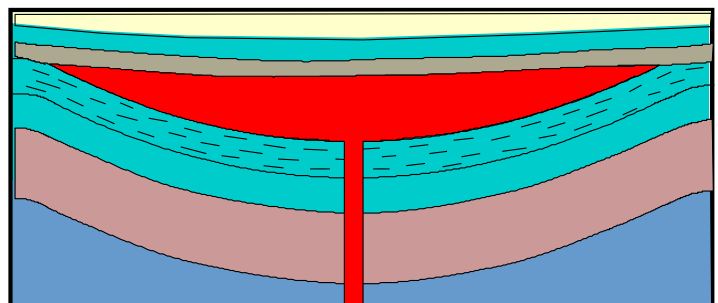
Esistono diverse tipologie di plutoni

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



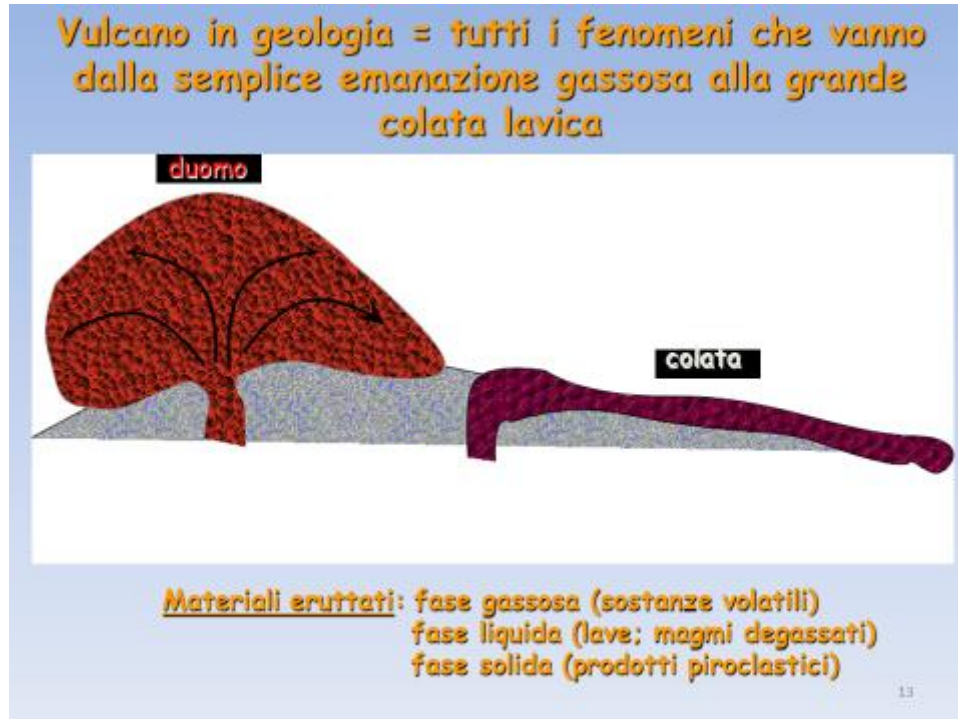
b
lopolite

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 SiO₂) 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 SiO₂) 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 → + viscosi → 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: **Cristalli 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. SI POSSONO 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. r. sedimentarie.

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 |
|----------------------|----------------------------------|---|
| > 2 mm | TEPHRA bombe o blocchi | (piroclastite) 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'






- **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, in Sicilia;
- **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, in Campania;
- **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.

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 |
|--|--------------|-----------|---------------|
|  <p>Vulcano a scudo</p> | hawaiana | effusiva | fluido |
|  <p>Strato vulcano</p> | stromboliana | mista | semi-fluido |
|  | vulcaniana | mista | viscoso |
|  | peleana | esplosiva | molto viscoso |
|  <p>Vulcano Fissurale</p> | islandese | | |

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.

Distinguiamo i **diatremi**, le **cupole di ristagno**, le **protrusioni solide** e i **coni vulcanici** veri e propri. I **diatremi** sono edifici connessi con attività di tipo esplosivo.

Le **cupole di ristagno** sono accumuli di lava molto viscosa rigonfiati verso l'alto da altra lava in risalita.

Le **protrusioni solide** sono associate a lava molto acida. I materiali sono protrusi in forma di guglie solide.

I **coni** propriamente detti si distinguono in coni di cenere di piccole dimensioni e formati da materiale piroclastico; **vulcani a scudo** formati da estese colate di lava basica, di scarsa pendenza, ordinatamente sovrapposte; **strato-vulcani**, edifici composti da colate laviche alternate a depositi piroclastici. Questi ultimi, in seguito a fasi esplosive possono originare vaste depressioni, dette **caldere**, con costruzione di un nuovo cono vulcanico al loro interno. Le caldere si formano più frequentemente per sprofondamento dovuto a rapido svuotamento del focolaio magmatico accompagnato da frane delle pareti interne del vulcano. Molto spesso la cavità raccoglie le acque meteoriche dando origine ad una conca lacustre (**maar**).

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.

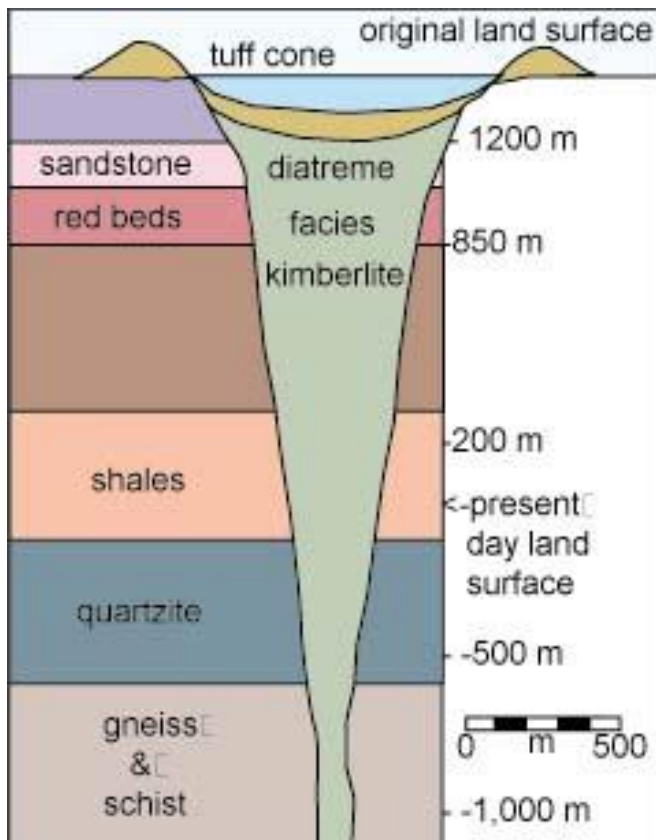
Sul fianco del vulcano scorre la **colata lavica**, che può procedere più o meno velocemente a seconda della viscosità del materiale. Oltre alla lava sono emessi gas e proiettati frammenti solidi.

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)



I **diatrema** sono condotti di breccia a forma di imbuto che contengono grosse concentrazioni di frammenti mantellici e/o cristalli. Essi sono in genere ricoperti da crateri di esplosione a forma di piatto (*dish-shaped*) detti **maar**. Molti diatrema si originano da magmi alcalini da femici ad ultrafemici (kimberliti) eccezionalmente ricchi in volatili.

Un **maar** è un cratere vulcanico ampio e di scarsa altezza, formato da una serie di eruzioni esplosive superficiali. Le esplosioni sono generalmente causate dal contatto del magma con acqua, e sono quindi di tipo freatomagmatico. Le pareti del maar sono di solito formate in gran parte da materiale vulcanico preesistente e vengono, alla fine della attività esplosiva, riempite di acqua fino a formare un lago vulcanico.

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 **soffioni**, 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, esplose e si frantumò, 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 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, ecc.

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, ecc.).

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. E' 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 (sia magmatiche, sia sedimentarie, sia 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.

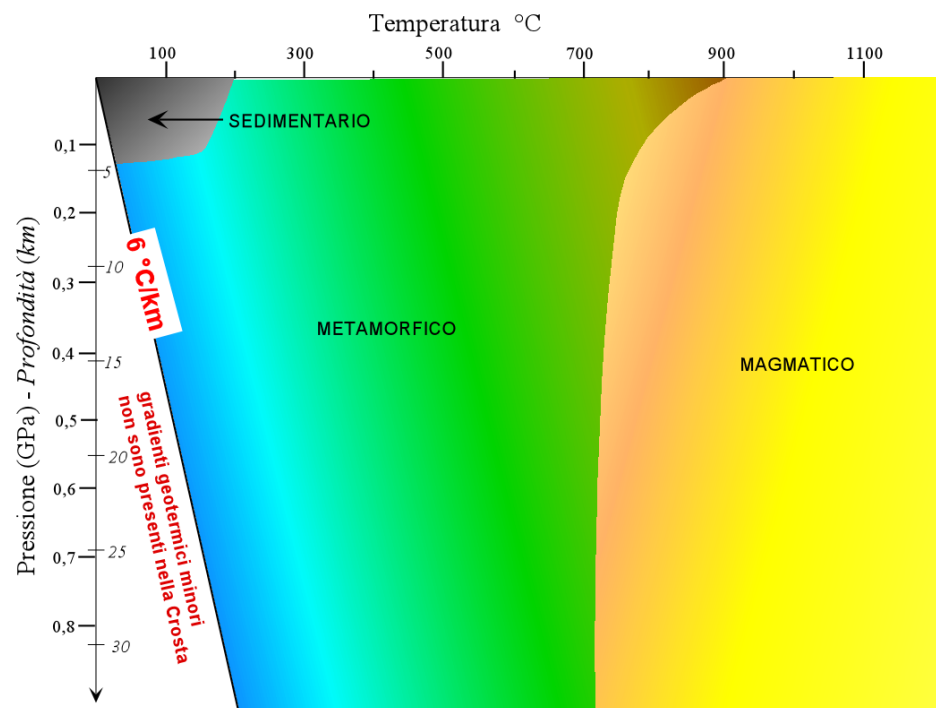
Il metamorfismo comporta una riorganizzazione degli atomi all'interno dei diversi minerali con formazione di nuove specie chimiche e con la produzione, qualora sia inizialmente assente, di una struttura cristallina. Tutte queste modificazioni avvengono senza che la roccia passi allo stato fuso, nel qual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

- **Metamorfismo Orogenico (o Regionale s.s.)** Si riconoscono due situazioni:
 - 1) metamorfismo di subduzione; 2) metamorfismo di collisione.

In molti casi questo tipo di metamorfismo è associato alla messa in posto di batoliti granitoidi di origine crostale e/o mantellica. Le deformazioni sono comuni. Le spinte sono orientate. Durata di svirati milioni di anni.

- **Metamorfismo di Fondale Oceanico:** si esplica in vicinanza delle dorsali medio-oceaniche. Non provoca deformazione. Legato a circolazione convettiva di acqua marina riscaldata.
- **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 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). 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:** depositi economici. Soluzioni acquose e fluide calde attraversano rocce fratturate.

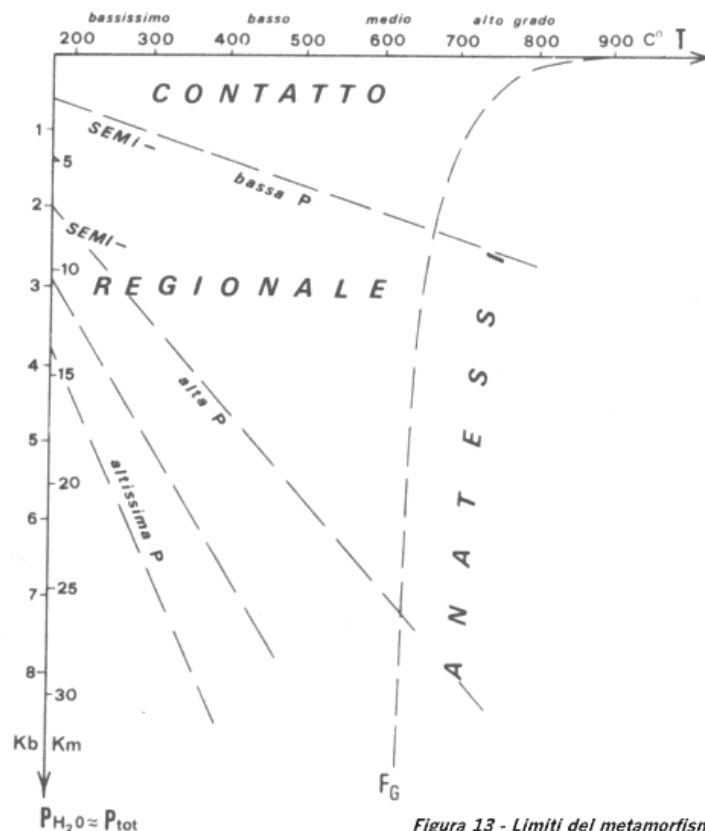


Figura 13 - Limiti del metamorfismo

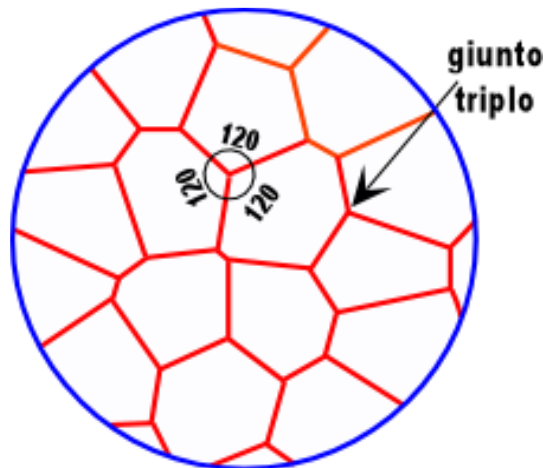
STRUTTURE NELLE ROCCE METAMORFICHE

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

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

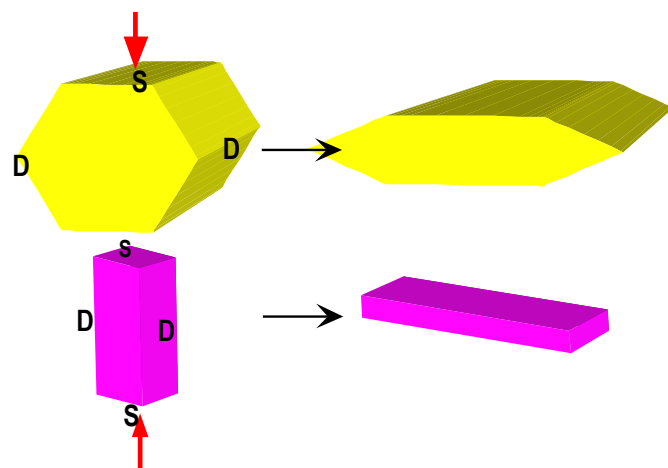
1. La ricristallizzazione dell'aggregato si sviluppa sotto l'effetto della sola **pressione litostatica**.
2. La ricristallizzazione dell'aggregato si sviluppa sotto l'effetto **della pressione litostatica e di quella orientata**.

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 totale delle superfici di contatto tra minerali, la quale 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 deposto 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**.

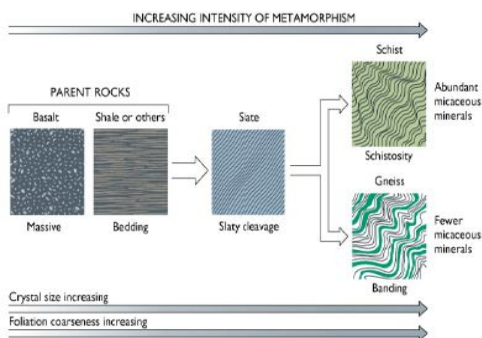
Una disposizione lineare dei minerali è chiamata **Lineazione**.

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.

Può essere definita da:

allineamento di minerali (**lineazione mineralogica**);

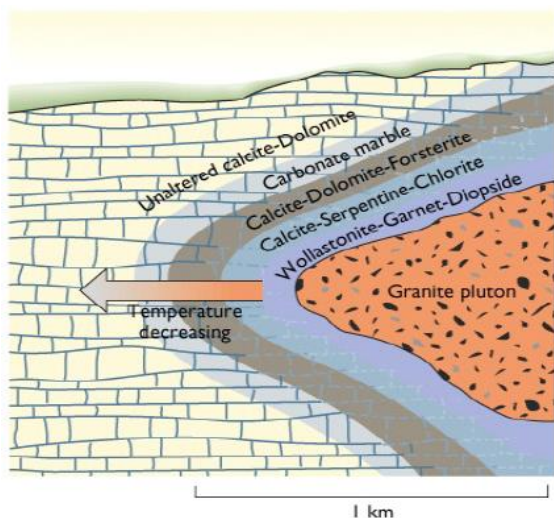
parallelismo delle linee di cerniera di pieghe di piccole dimensioni (**lineazione per crenulazione, lineazione per pieghettamento**)

METAMORFISMO DI CONTATTO

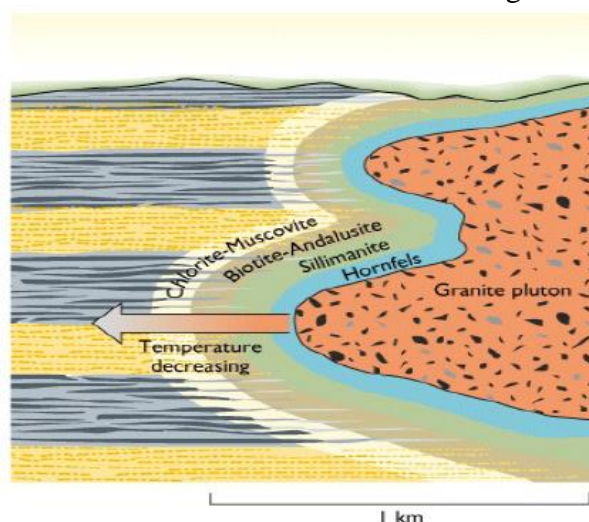
Un magma in risalita si introduce negli strati sovrastanti, si ferma e mentre va raffreddandosi interagisce con le rocce immediatamente circostanti originando minerali particolari nella zona di contatto: la roccia derivata si definisce **metamorfica per contatto o termo metamorfismo**. Le caratteristiche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

- il magma è a contatto con rocce più fredde
- si forma un "aureola" di alterazione per larghe camere magmatiche lo spessore dell'aureola è di pochi metri per dicchi e filoni lo spessore dell'aureola è di pochi cm
- le rocce risultanti sono a grana fina e alta densità
- usualmente non presentano foliazione

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 microstruttura GRANOBLASTICA o OMEOBLASTICA

Se le dimensioni dei minerali sono differenti, le rocce hanno una microstruttura 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 (protolite), 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.

| ROCCIA ORIGINARIA | ROCCIA METAMORFICA |
|----------------------------------|---|
| <u>METAM. REGIONALE</u> | |
| Argille | Argilloscisti , filladi , micascisti |
| areniti, arcose | Quarziti |
| calcari, dolomie | marmi calcitici o dolomitici |
| calcari argillosi | Calcescisti |
| peridotiti, pirosseniti | Cloritoscisti , prasiniti , serpentiniti , anfiboliti |
| graniti, diorite | gneiss, granuliti |
| <u>METAM. di CONTATTO</u> | |
| Argille | cornubianiti |

| | |
|-----------------------|----------------------------------|
| areniti, arcose | quarziti |
| calcari puri, dolomie | marmi calcitici o dolomitici |
| calcari impuri, marne | marmi a silicati (15), calcefiri |

FACIES METAMORFICHE - ESKOLA 1915 e successive

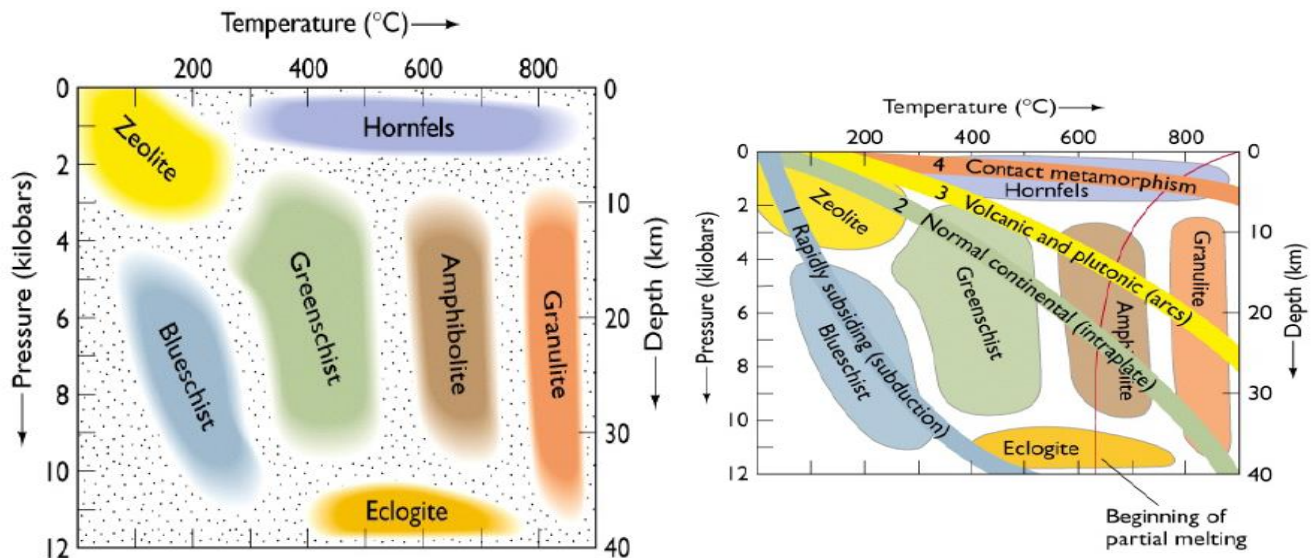
Una classificazione ancora molto utilizzata è quella proposta dal petrologo finlandese Eskola (1915) che raggruppa insieme in una stessa *facies metamorfica* rocce diverse per composizione chimica e mineralogica, ma formatesi all'interno di un medesimo intervallo di pressione e temperatura e definite da particolari e caratteristiche associazioni di minerali (*paragenesi*). In altri termini, partendo da un complesso di rocce composizionalmente varie ma sottoposte alle stesse variazioni di pressione e temperatura, si formano molteplici associazioni mineralogiche, tutte appartenenti allo stesso tipo di facies metamorfica. Ciascuna facies prende il nome da una roccia particolarmente rappresentativa, ma comprende rocce molto diverse per composizione chimica e mineralogica (a seconda del protolito di partenza). All'interno di ciascuna facies si esegue poi una classificazione in base alle caratteristiche mineralogiche della roccia.

In geologia **facies** è l'insieme dei caratteri petrografici, sedimentologici e paleontologici che una roccia presenta in un determinato luogo o area geografica e che testimoniano l'ambiente di formazione.

La facies metamorfica è quindi l'insieme delle rocce che hanno subito un metamorfismo negli stessi intervalli di temperatura e di pressione. Ogni facies riunisce rocce di composizione mineralogica variabile.

Una facies metamorfica è costituita da una determinata paragenesi stabile in un intervallo di Pressione e Temperatura. Il tipo di paragenesi è funzione del chimismo della roccia. Quindi:

- Se due rocce hanno lo stesso chimismo e appartengono alla stessa facies allora devono avere la stessa associazione di minerali
- Se due rocce hanno diverso chimismo e appartengono alla stessa facies devono avere una diversa associazione di minerali



- ZEOLITI “**Seppellimento**”
- SCISTI BLU “**Alta P – Bassa T**”
- CORNUBIANITI (Hornfels) “**Contatto**”
- SCISTI VERDI “**Regionale**” (basso/medio grado)
- ANFIBOLITI “**Regionale**” (medio/alto grado)
- GRANULITI “**Regionale**” (medio/alto grado)
- ECLOGITI “**Alta P – Bassa T**”

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.

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.

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

I **calcefiri** sono marmi ricchi di minerali silicati con tessitura scistosa e foliazione. Provengono dal metamorfismo regionale di calcari argillosi e argille calcaree.

I **marmi** (o calcari cristallini) 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: roccia a grana fine composta da un mosaico di granuli equidimensionali privi di orientazione preferenziale e tipicamente formatasi per metamorfismo di contatto (rocce 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 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 e dicchi](#)

[peridotiti](#)



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.