



**UNIVERSITÀ
DI SIENA**
1240

Classificazione delle Rocce Sedimentarie, Magmatiche e Metamorfiche

Gianluca Cornamusini, Paolo Conti

gianluca.cornamusini@unisi.it paolo.conti@unisi.it

Paolo Conti, Gianluca Cornamusini

Centro di GeoTecnologie
Dipartimento di Scienze Fisiche, della Terra e dell'Ambiente
Università degli Studi di Siena

paolo.conti@unisi.it
gianluca.cornamusini@unisi.it

<https://geotecnologie.unisi.it>
<https://www.pconti.net>

Versione: 16 giugno 2026

Queste dispense sono destinate agli studenti dell'Università degli Studi di Siena.
ESSE HANNO SOLO UNO SCOPO DIDATTICO, VENGONO DISTRIBUITE GRATUITA-
MENTE E NON POSSONO ASSOLUTAMENTE ESSERE MESSE IN VENDITA SOTTO
QUALSIASI FORMA.

Indice

Premessa	5
1 Classificazione rocce sedimentarie	7
1.1 Introduzione	7
1.2 Tessitura	8
1.2.1 Dimensione dei granuli	8
1.2.2 Classazione	8
1.2.3 Morfometria	10
1.2.4 Fabric	13
1.2.5 Granuli, Matrice e Cemento	13
1.2.6 Maturità	14
1.3 Rocce terrigene clastiche	15
1.3.1 Ghiaia, conglomerati, brecce	16
1.3.2 Sabbie e arenarie	17
1.3.3 Peliti, siltiti, argille	18
1.4 Sedimenti e rocce carbonatiche	19
1.4.1 Composizione	19
1.4.2 Sedimenti carbonatici di origine biogenica	20
1.4.3 Sedimenti carbonatici di origine non biogenica	20
1.4.4 Micrite - fango carbonatico	21
1.4.5 Classificazione dei calcari	21
1.5 Altri tipi di rocce sedimentarie	23
1.5.1 Rocce silicee	23
1.5.2 Rocce e minerali di origine evaporitica	23
1.5.3 Rocce ferrihere	25
1.5.4 Rocce alluminifere	25
1.5.5 Rocce fosfatiche	26
1.5.6 Rocce carbonacee	26
2 Classificazione rocce magmatiche	27
2.1 Minerali e caratteri delle rocce magmatiche	27
2.1.1 Minerali delle rocce magmatiche	27
2.1.2 Caratteri strutturali delle rocce magmatiche	28

2.1.3	Caratteri delle rocce subvulcaniche e filoniane	30
2.1.4	Indice di colore	31
2.2	Principi classificativi e parametri della classificazione modale	31
2.3	Classificazione delle rocce intrusive	32
2.3.1	Il doppio triangolo QAPF	32
2.3.2	Campi particolari nel triangolo QAPF	34
2.3.3	Classificazione delle rocce gabbliche	34
2.3.4	Classificazione delle rocce ultramafiche	36
2.4	Classificazione delle rocce effusive	37
2.5	Classificazione dei depositi piroclastici	37
2.6	Altre classi di rocce magmatiche	39
3	Classificazione rocce metamorfiche	43
3.1	Introduzione	43
3.2	Caratteri generali	43
3.3	La struttura delle rocce metamorfiche	45
3.4	Nomi basati sulla natura del protolite	47
3.5	Nomi specifici di alcuni tipi di rocce metamorfiche	47
3.6	Linee guida per classificare una roccia metamorfica	49
	Bibliografia	54
	Appendici	57
A	Diagrammi ternari	57
B	Diagrammi comparativi	61

Premessa

Queste dispense si propongono come guida introduttiva per la classificazione delle rocce sedimentarie, magmatiche e metamorfiche e sono pensate per gli studenti di corsi di laurea triennale in scienze geologiche e corsi di laurea affini.

Qui vengono illustrati i principali schemi e principi di classificazione, senza discutere i vari processi che hanno portato alla formazione delle rocce. Per esempio, nel caso delle rocce sedimentarie non vengono discussi i processi e gli ambienti di sedimentazione, nel caso del metamorfismo non vengono discussi gli ambienti i processi e le reazioni metamorfiche, lo stesso per le rocce magmatiche, ecc.. Tutti questi aspetti, fondamentali per interpretare e riconoscere le modalità di formazione di una roccia, sono trattati in insegnamenti specifici all'interno dei corsi di laurea.

Classificazione rocce sedimentarie

1.1 Introduzione

È necessario distinguere innanzi tutto tra *sedimenti*, cioè aggregati di materiale incoerente, e *rocce sedimentarie* cioè materiale litificato coerente. Molti sono gli schemi proposti per la classificazione e la nomenclatura delle rocce sedimentarie.

Se consideriamo i componenti, in una roccia possiamo riconoscere dei:

- a) componenti terrigeni, cioè generati dalla disaggregazione di rocce preesistenti e trasportati nel bacino di sedimentazione, es. frammenti di roccia, granuli di quarzo, frammenti di calcare, minerali argillosi, ecc.; le rocce i cui componenti prevalenti sono di questo tipo sono dette *rocce terrigene*;
- b) componenti allochimici, cioè particelle che si originano per precipitazione chimica o secrezione organica in un bacino e che poi vengono spostate in un altro ambiente sedimentario, es. gusci di fossili, ooliti, granuli di minerali, ecc.; le rocce i cui componenti prevalenti sono di questo tipo sono dette *rocce allochimiche*;
- c) componenti ortochimici, cioè particelle che si originano per precipitazione chimica o secrezione organica in un bacino e non subiscono successivamente trasporto, es. minerali evaporitici, cementi, ecc.; le rocce i cui componenti prevalenti sono di questo tipo sono dette *rocce ortochimiche*.

Se consideriamo invece la composizione possiamo avere:

- a) *rocce silicoclastiche*, formate in prevalenza da particelle di natura silicea derivanti da rocce pre-esistenti;
- b) *rocce carbonatiche*, formate in prevalenza da elementi carbonatici;
- c) *rocce evaporitiche*, formate da processi di precipitazione chimica;
- d) *rocce silicee*, formate da elementi silicei;
- e) *rocce bituminose*, ricche di materia organica;
- f) *rocce fosfatiche*, ricche di fosfato di calcio;
- g) *rocce ferriфере*, caratterizzate da un elevato contenuto di ferro (ematite, magnetite, goethite).

Se consideriamo infine l'aspetto sedimentologico (cioè i processi deposizionali, aspetti idrodinamici, ecc.) le rocce possono essere suddivise in:

- a) *rocce particellari* (rocce costituite da elementi singoli che subiscono trasporto e vengono accumulati, es. conglomerati, arenarie, ecc.);
- b) *rocce cristalline* (derivate da processi chimici, es. salgemma, anidrite, ecc.);

- c) *rocce biocostruite* (accresciute in situ a seguito dell'attività di organismi quali alghe, coralli, ecc.);
- d) *rocce residuali* (si formano in situ per degradazione di materiali pre-esistenti e che subiscono un trasporto limitato o nullo).

Dal punto di vista pratico, oltre il 90% delle rocce sedimentarie è costituito dalle *rocce terrigene silicoclastiche* e dalle *rocce carbonatiche*, mentre in percentuali minori (ma molto importanti dal punto di vista economico) sono le *rocce silicee*, le *rocce evaporitiche*, le *rocce ferri-ferre*, le *rocce alluminifere*, le *rocce fosfatice*, le *rocce di origine organica* e le *rocce vulcanoclastiche*. Questa classificazione semplificata sarà quella adottata in queste dispense ed è riportata in Fig. 1.1.

Nei seguenti capitoli saranno illustrati i principi classificativi di questi tipi di rocce. Per classificare una roccia si devono osservare i vari caratteri riconoscibili e fare questo si può seguire lo schema riportato in Fig. 1.2.

Per approfondire i vari aspetti della formazione, composizione e ambienti deposizionali delle rocce sedimentarie si rimanda a: TUCKER (1996, 2010); D'ARGENIO *et alii* (1994); BOSELLINI *et alii* (1989); NICHOLS (2009); LEEDER (1982); COE (2010); BOGGS (1995); EINSELE (2000); SALVADOR (1994); PETTIJOHN (1983); MARESCH & SCHERTL (2024).

1.2 Tessitura

La classificazione di una roccia sedimentaria parte innanzitutto dal riconoscimento dei suoi specifici caratteri tessiturali, che costituiscono la base dei criteri classificativi.

Tessitura è un termine generale che descrive l'aspetto di una roccia, cioè quelli che sono i caratteri geometrici dei suoi componenti (granuli, matrice, cemento), caratteri quali la granulometria (dimensioni dei granuli, classazione), la morfometria (la forma dei granuli, appiattimento, allungamento, grado di arrotondamento, ecc.); l'orientamento (o *fabric*), cioè la disposizione spaziale dei granuli, eventuale orientamento preferenziale, ecc.; rapporto tra i componenti, cioè distribuzione tra i granuli (impalcatura), presenza o assenza di matrice e/o cemento. Questi aspetti sono qui brevemente richiamati.

1.2.1 Dimensione dei granuli

Il principale carattere per descrivere la tessitura di una roccia sedimentaria è la *granulometria*, cioè la dimensione dei granuli che la costituiscono. Attualmente è largamente accettata la scala proposta da UDDEN (1914) con la terminologia indicata da WENTWORTH (1922) e riportata in Fig. 1.9. Dalla Fig. 1.9 si vede come siano definite delle classi granulometriche basate sulle dimensioni dei granuli, raggruppando queste classi granulometriche si possono definire dei termini per i sedimenti incoerenti (es. sabbia, ghiaia, ecc.) e dei termini per le rocce (es. arenaria, conglomerato, ecc.).

1.2.2 Classazione

La *classazione* (ingl. *sorting*) di una roccia indica quanto la distribuzione delle dimensioni dei granuli si discosta da una distribuzione standard. È un parametro molto importante per la classificazione e per individuare il processo deposizionale, in quanto ci fornisce indicazioni sulle capacità dell'agente deposizionale (acqua, vento, ecc.) nel separare granuli di diverse dimensioni. Per descrivere il grado di classazione di una roccia solitamente si fa riferimento a dei comparatori visivi, come quelli riportati in Fig. 1.3, a cui sono associati

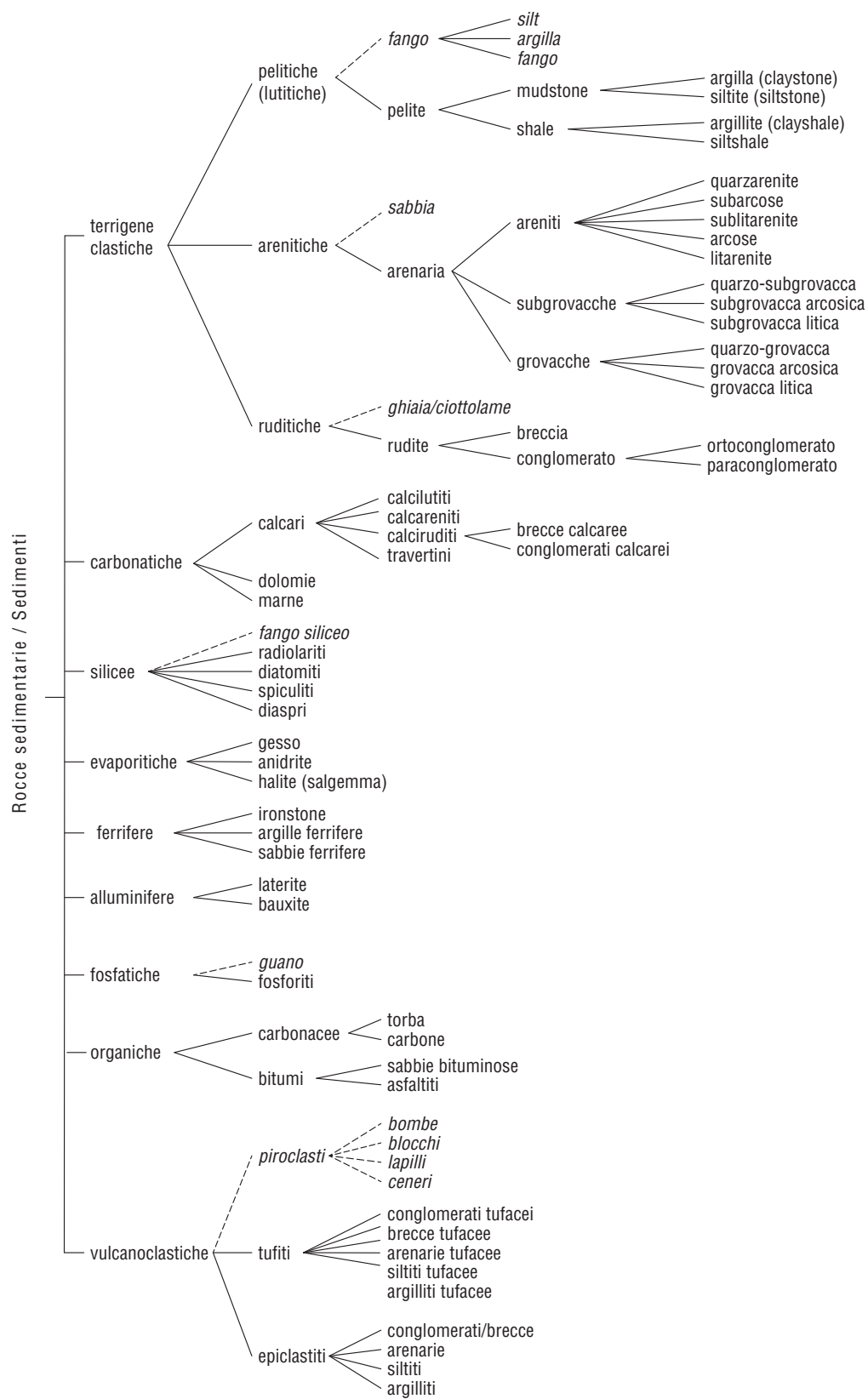


Figura 1.1 Principali famiglie di rocce sedimentarie e sedimenti (in corsivo).

<i>Esaminare la roccia e osservare il colore, tessitura, composizione, strutture sedimentarie e fossili. Se possibile dare un'interpretazione dell'ambiente deposizionale e sulla diagenesi del sedimento.</i>
Colore Descrivere il colore. Il colore di solito riflette il contenuto di materia organica (dal grigio al nero al crescere del contenuto organico) e lo stato di ossidazione del ferro (il Fe^{+2} presente nella clorite dà un colore verde, il ferro ferrico Fe^{+3} dà un colore rosso, per esempio nell'ematite o giallo-bruno). Particolare è il colore bianco del gesso e anidrite.
Tessitura Determinare la taglia dei granuli della roccia con una lente di ingrandimento; guardare la forma dei granuli (è arrotondata o spigolosa?) e il grado di assortimento dei granuli. È poco o ben classata? Controllare la natura dei contatti tra i granuli (se visibili) e verificare se i granuli presentano una orientazione preferenziale.
Composizione Identificare la composizione del sedimento usando una lente di ingrandimento. È un'arenaria (composta da quarzo, feldspato, frammenti di roccia)? Se è così è una quarzoarenite, una litoarenite, un'arcose o una grovacca? È un calcare (reagisce all'acido)? È costituito da bioclasti (fossili) ooidi, peloidi? È un grainstone, packstone, un wackestone un mudstone, o un boundstone? È una dolomia (non reagisce con l'acido)? È una pelite? Presenta una fissilità (argillite) o no (argilla, siltite)? È un conglomerato? Determinare se è monomittico o polimittico (in base alla composizione dei clasti), ortoconglomerato o paraconglomerato (dalla tessitura). È una delle rocce sedimentarie meno comuni, quali evaporiti, rocce silicee (diaspri), ferriferi, alluminiferi, ecc. ?
Strutture sedimentarie Descrivere eventuali strutture come la stratificazione, laminazioni, stratificazione incrociata, laminazione incrociata, lineazioni primarie da corrente, impronte/controimpronte basali, gallerie di bioturbazione, stiloliti, ecc.
Fossili Se presenti (una lente di ingrandimento può essere necessaria) cercare di identificarli e valutarne lo stato di conservazione.
Interpretazione Da tutti gli elementi raccolti proporre il nome della roccia e un possibile ambiente deposizionale. Ci potrebbero essere diverse alternative. Fare commenti sulla diagenesi della roccia, sui processi di cementazione, compattazione, sostituzione, ecc.

Figura 1.2 Scheda per l'identificazione e descrizione di una roccia sedimentaria su campione a mano, da TUCKER (2010).

termini quali: molto ben classato, ben classato, moderatamente ben classato, moderatamente classato, mal classato.

La classazione di una roccia è determinata da vari fattori. Importante è la roccia di provenienza (es. se da un granito, da una roccia metamorfica, ecc.), la dimensione dei granuli in sé (es. sedimenti fini sono meno classati dei sedimenti sabbiosi che invece vengono più facilmente classati dall'acqua e dal vento) ed infine il meccanismo deposizionale (es. sedimenti depositati da flussi viscosi sono in genere mal classati, sedimenti invece rielaborati da acqua e vento come sabbie nei deserti sono ben classati). In genere il grado di classazione aumenta con la distanza di trasporto del sedimento.

1.2.3 Morfometria

Con il termine *morfometria* si intendono gli aspetti geometrici della forma dei granuli, qui considereremo forma, sfericità e arrotondamento dei granuli.

Come *forma* dei granuli si intende la relazione tra le tre dimensioni di un clasto, cioè il rapporto l'asse lungo, l'asse intermedio e l'asse corto. Su questa base si possono avere

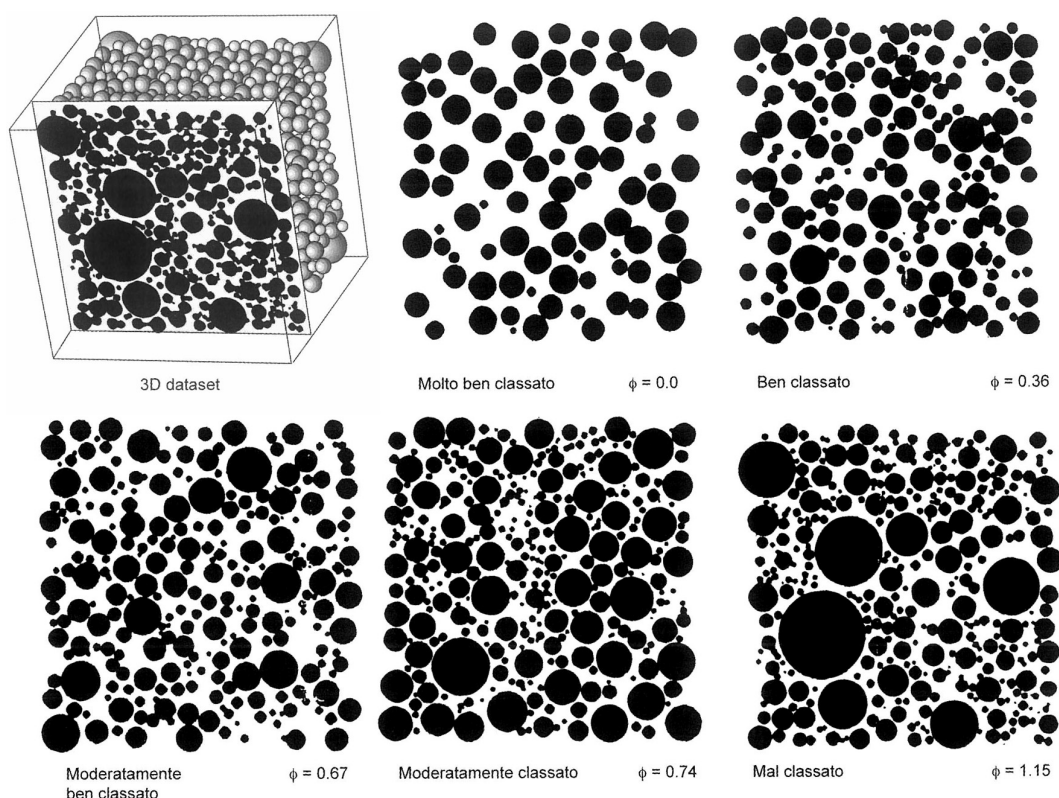


Figura 1.3 Comparatori visivi per valutare il grado di classazione, da JERRAM (2001).

granuli tabulari, equidimensionali, a lama o a bastone (Fig. 1.4). È importante ricordare che per compiere uno studio morfometrico in una roccia si deve compiere su granuli della stessa natura litologica.

La *sfericità* misura quanto un granulo o un ciottolo si avvicini alla forma di una sfera, calcolata come rapporto tra la sua superficie e quella di una sfera di uguale volume. Con valori compresi tra 0 e 1, i valori più alti di sfericità indicano forme con grandezze circa uguali nelle tre dimensioni (sfere, cubi), mentre i valori più bassi indicano forme piatte o simili “a bastone”.

L'*arrotondamento* indica invece il grado di curvatura degli spigoli del granulo, anche in questo caso ci sono delle classi a cui ci si può riferire confrontando la nostra roccia con delle immagini da comparare, come illustrato in Fig. 1.5, in cui le classi variano da molto angoloso a molto arrotondato.

La sfericità descrive quindi la forma del granulo in tre dimensioni (quanto è “equidimensionale”), mentre la rotondità misura la levigatezza o la spigolosità. Un granulo può essere circa sferico ma spigoloso (un cubo) o poco sferico ma ben arrotondato (un disco piatto).

La forma di un granulo dipende da molti fattori: dalla mineralogia, dal tipo di roccia madre, dal suo grado di alterazione, dal grado di abrasione subito durante il trasporto, e infine il grado di dissoluzione durante la diagenesi. Solitamente gli ambienti fluviali tendono a produrre granuli e ciottoli con una maggiore sfericità (più equidimensionali), mentre le spiagge spesso producono ciottoli con una minore sfericità (ciottoli più piatti).

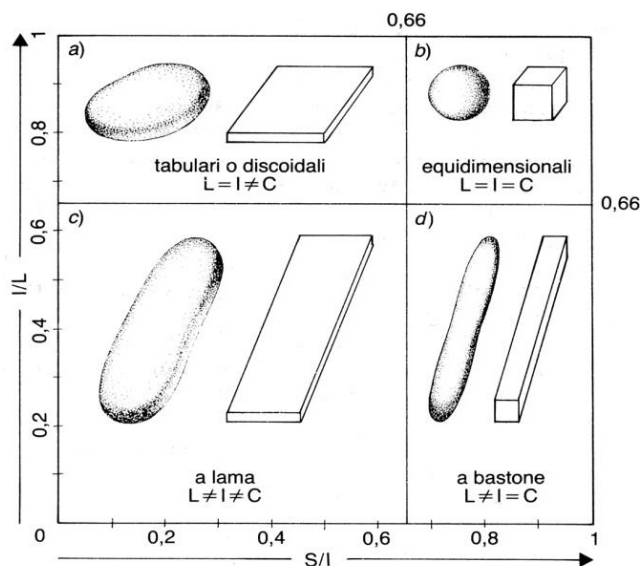


Figura 1.4 Le quattro principali classi della forma dei ciottoli (“tabulari”, “equidimensionali”, “a lama” o “a bastone”) basate sul rapporto tra asse lungo (L), asse intermedio (I) e asse corto (C).

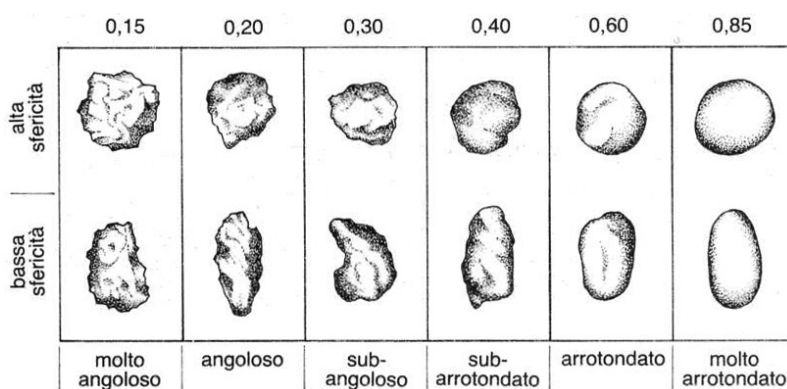


Figura 1.5 Comparazione visiva per la stima dell'arrotondamento dei granuli, per ogni categoria è mostrato un granulo a bassa e ad alta sfericità; modificato da POWERS (1953).

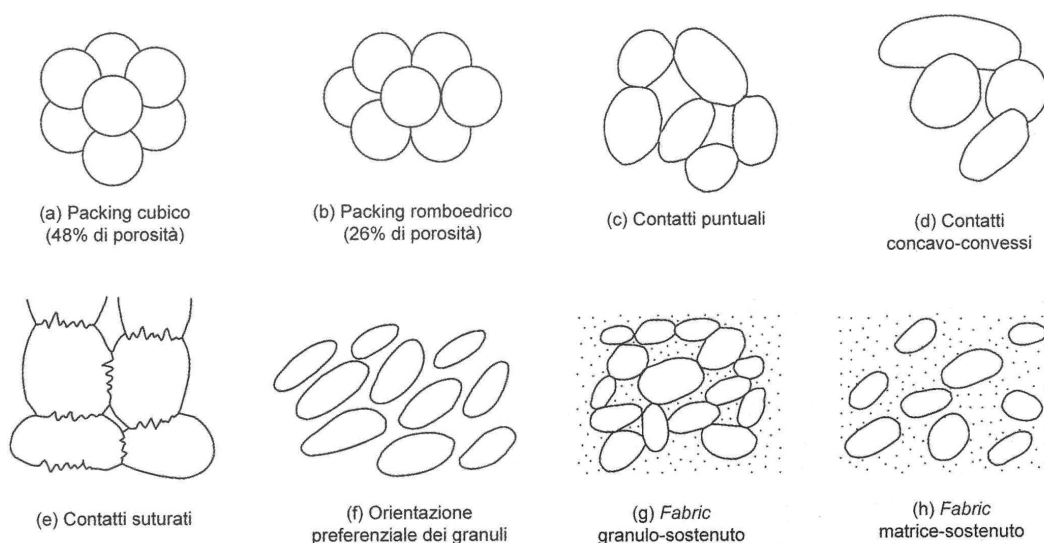


Figura 1.6 Fabric in sedimenti e rocce sedimentarie, esempi di disposizione dei granuli, loro contatti, orientazione e relazioni granuli-matrice.

1.2.4 Fabric

Il *fabric* di una roccia indica la disposizione dei granuli, la loro orientazione e la natura dei contatti tra essi.

La disposizione (*packing*, “impacchettamento”) dei granuli è importante perché influisce sulla porosità e sulla permeabilità della roccia. Il *packing* dipende dalle dimensioni dei granuli, dalla loro forma e classazione. I granuli possono avere una disposizione cubica, che risulta in un’alta porosità (Fig. 1.6a), oppure un impacchettamento più compatto, tipo quello romboedrico, che risulta in una porosità minore (Fig. 1.6b).

I contatti tra i granuli possono essere di tipo *puntuale* quando i granuli si toccano l’un l’altro in un punto (Fig. 1.6c), oppure di tipo *concavo-convesso* quando un granulo penetra profondamente nell’altro (Fig. 1.6d), oppure di tipo *suturato* quando avviene una mutua interpenetrazione tra i granuli (Fig. 1.6e).

In molti tipi di depositi i granuli o ciottoli mostrano una *orientazione preferenziale*, cioè risultano allineati con il loro asse maggiore circa parallelo (Fig. 1.6f). Questa orientazione è acquisita durante la sedimentazione ed è dovuta all’interazione tra i granuli e l’agente deposizionale (acqua, vento, ghiaccio, ecc.). Tipica è l’orientazione che acquisiscono i ciottoli in ambiente fluviale, che si sovrappongono tra loro (*embriciatura*) a seguito dell’azione dell’acqua corrente.

Nel caso tutti i granuli siano a contatto tra loro, si dice che la struttura è *granulo-sostenuta* (Fig. 1.6g), cioè tutto il sedimento è “sostenuto” dai granuli. Se invece nel sedimento c’è molta matrice e i singoli granuli non sono a contatto tra loro, ma sono dispersi nella matrice (Fig. 1.6h), si dice che la struttura è *matrice-sostenuta*.

1.2.5 Granuli, Matrice e Cemento

In una roccia oltre ai *granuli*, cioè le particelle (o clasti) di dimensioni maggiori formati da frammenti di rocce/minerali di varia natura, ci può essere della matrice o del cemento, solo più raramente gli spazi tra i granuli (pori) sono vuoti (Fig. 1.7a).

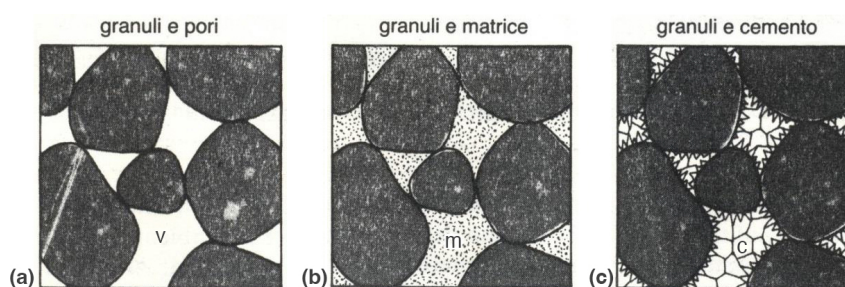


Figura 1.7 (a) Roccia in cui gli spazi tra i granuli sono vuoti (v). (b) Roccia in cui gli spazi sono riempiti da matrice (m). (c) Roccia in cui gli spazi sono riempiti da cemento (c).

Per *matrice* si intende la parte a granulometria più fine tra i granuli, formata da frammenti di rocce/minerali di varia natura (Fig. 1.7b). Al concetto di matrice non è associata una granulometria assoluta, bensì relativa; sono cioè particelle più fini relativamente ai grani tra i quali sono presenti. Solitamente la matrice è sin-deposizionale, cioè si deposita contemporaneamente ai granuli di dimensioni maggiori e ha la stessa composizione mineralogica dei clasti.

Per *cemento* si intende invece del materiale cristallino di precipitazione chimica che si deposita tra i granuli (Fig. 1.7c). Spesso, infatti, lo spazio tra i granuli è occupato da fluidi circolanti i cui componenti in soluzione, precipitando, danno origine ad un deposito cristallino che “lega” i granuli della roccia. È post-deposizionale e solitamente è rappresentato da calcite (CaCO_3) o quarzo (SiO_2). Nel caso di rocce carbonatiche il cemento è rappresentato da calcite ed è anche detto *cemento spatico* o *sparite*.

1.2.6 Maturità

Un sedimento o una roccia sedimentaria clastica si dice che possiede un certo grado di *maturità* (Fig. 1.8). Con questo termine si indica il grado di evoluzione subito dal sedimento durante il trasporto e alterazione, cioè quanto un sedimento ha cambiato la sua struttura e composizione rispetto alla roccia madre originaria da cui deriva. È possibile indicare una maturità tessiturale oppure una maturità composizionale (anche detta maturità mineralogica), solitamente un sedimento o una roccia che ha un'elevata maturità composizionale ha anche un'alta maturità tessiturale, e viceversa, ma questo non è sempre necessariamente vero.

Maturità tessiturale

La *maturità tessiturale* esprime il grado in cui un sedimento o una roccia è privo di matrice, cioè quanto i granuli sono selezionati ed arrotondati. Si stabilisce in base a: a) contenuto in matrice; b) grado di classazione (sorting), c) grado di arrotondamento dei granuli. Una roccia *immatura* ha molta matrice (>5%), è mal selezionata con clasti mal arrotondati (angolosi). Una roccia *submatura* ha poca matrice (<5%), è moderatamente selezionata con clasti moderatamente arrotondati. Una roccia *matura* non ha matrice, è ben selezionata con clasti mediamente arrotondati. Una roccia *supermatura* è priva di matrice, ed i granuli sono bene selezionati ed arrotondati.

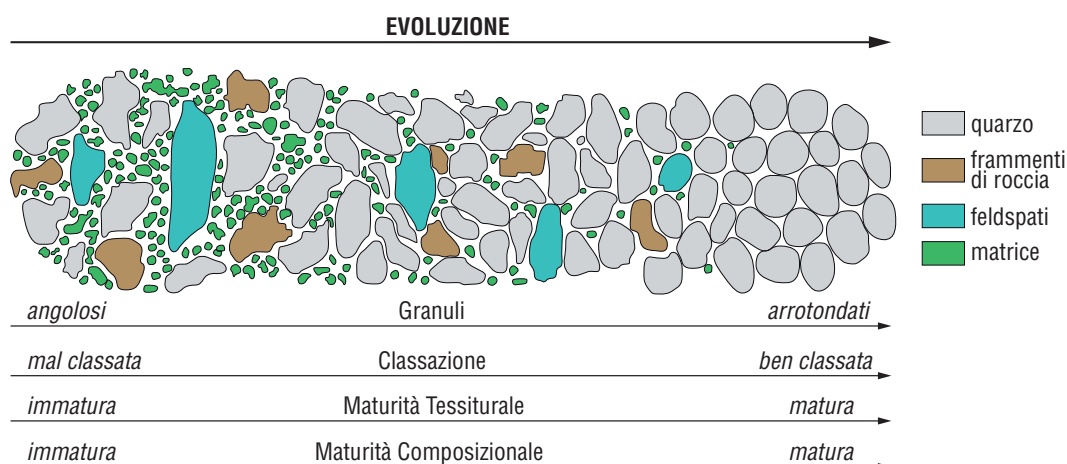


Figura 1.8 Schema che illustra la variazione di maturità tessiturale e mineralogica in una roccia. Il sedimento iniziale (immaturo) contiene frammenti angolosi di quarzo, frammenti litici, feldspati e matrice. In una fase più evoluta (a destra) il sedimento mostra un grado maggiore di maturità, con granuli arrotondati e una classazione maggiore. Contemporaneamente si ha alterazione e diminuzione (fino alla scomparsa) dei minerali più facilmente alterabili (feldspati, matrice), fino a che la roccia è composta solo da granuli di quarzo. Questo indica un'elevata maturità compositiva e tessiturale.

La maturità tessiturale di una roccia essenzialmente dipende dai processi deposizionali. Quando l'attività delle acque correnti è stata minima il sedimento è immaturo, quando invece l'azione della corrente o del vento è continua, il sedimento più maturo.

Maturità compositiva

La *maturità compositiva* (o *maturità mineralogica*) di un sedimento o di una roccia indica la proporzione di minerali stabili (resistenti, es. quarzo, granuli di selce) presenti nel sedimento rispetto ai minerali più facilmente alterabili (es. feldspati, frammenti litici non quarzosi, ecc). Una roccia è detta *immatura* se contiene molti granuli facilmente alterabili, mentre è detta *matura* se contiene molti granuli di minerali stabili, per rocce composte quasi esclusivamente da quarzo è usato il termine *supermaturo*.

La maturità compositiva riflette i processi di alterazione e degradazione meteorica subiti dal sedimento, e il grado ed entità di rimaneggiamento e trasporto. Sedimenti immaturi sono i depositi localizzati vicino alla loro area sorgente, che si sono depositi con minimo rimaneggiamento. Sedimenti maturi sono invece quelli che hanno subito un'alterazione meteorica intensa che ha provocato l'alterazione e rimozione di tutti i minerali instabili, a seguito di un rimaneggiamento prolungato nel tempo.

1.3 Rocce terrigene clastiche

Come *materiale terrigeno clastico* si intende il materiale costituito da clasti derivati da rocce pre-esistenti a seguito dei processi di erosione, ed è costituito essenzialmente da minerali silicatici: per questo materiale vengono anche utilizzati i termini di *sedimenti detritici* oppure *sedimenti silicoclastici*. Le rocce che derivano dalla litificazione di questi sedimenti sono dette *rocce terrigene clastiche*.

mm	μm	Phi	classe granulometrica	sedimento	roccia	
4096		-12	blocco	ghiaia	mega- conglomerato	ruditi / psefiti
256		-8	masso		conglomerato / breccia	
64		-6	ciottolo grossolano			
4		-2	ciottolo			
2		-8	granulo	sabbia	arenaria	areniti / psammiti
1		0	molto grossolana			
0,5	500	1	grossolana			
0,25	250	2	media			
0,125	125	3	fine	silt (limo) fango	siltite	lutiti / peliti
0,0625	63	4	molto fine			
0,031	31	5	grossolana			
0,0156	15,6	6	media			
0,008	8	7	fine	argilla	argillite	
0,004	4	8	molto fine			

Figura 1.9 Classi granulometriche per sedimenti e rocce sedimentarie. La scala Phi (ϕ) è il logaritmo in base 2 del diametro dei clasti in millimetri.

I sedimenti e le rocce terrigene clastiche sono classificate sulla base delle dimensioni medie dei clasti che le costituiscono, che possono avere dimensioni variabili da qualche micron a qualche metro, utilizzando lo schema di Fig. 1.9.

Per i sedimenti a seconda delle dimensioni degli elementi che li costituiscono sono usati i termini di *ghiaia* (quando i granuli e ciottoli hanno dimensioni comprese tra 2 mm e 4,096 m), *sabbia* (quando i granuli hanno dimensioni comprese tra 0,6 mm e 2 mm), *silt* (quando i granuli hanno dimensioni comprese tra 4 μm e 0,6 mm), *fango* (quando i granuli hanno dimensioni minori di 4 μm). Per le corrispondenti rocce sedimentarie si usano i termini di *breccia* (clasti a spigoli vivi) oppure *conglomerato* (ciottoli arrotondati) quando i granuli e ciottoli hanno dimensioni comprese tra 2 mm e 4,096 m; breccie e conglomerati sono anche dette *rocce ruditiche* o *rocce pseftiche*. Si ha invece una *arenaria* quando i granuli hanno dimensioni comprese tra 0,6 mm e 2 mm; le arenarie sono anche dette *rocce arenitiche* o *rocce psammitiche*. Si ha invece una *siltite* quando i granuli hanno dimensioni comprese tra 4 μm e 0,6 mm e una *argillite* quando i granuli hanno dimensioni minori di 4 μm . Le siltiti e le argilliti sono anche indicate come *rocce lutitiche* o *pelitiche*.

Solitamente per rocce a granulometria arenitica le dimensioni dei granuli possono essere stabiliti nel campione a mano mediante una lente di ingrandimento, nel caso di ruditi possono essere stabiliti a occhio nudo, mentre nel caso di peliti si ricorre a procedimenti da effettuarsi in laboratorio quali la sedimentazione (velocità di decantazione del sedimento in una colonna d'acqua) oppure dall'analisi di sezioni sottili al microscopio.

1.3.1 Ghiaia, conglomerati, breccie

Consideriamo la natura dei clasti presenti in un conglomerato o una breccia (dimensioni > 2 mm): se tutti i clasti sono della stessa natura (es. tutti graniti) si dice che il conglomerato

è *monomittico*, se hanno origine differente si dice *polimittico*, mentre se ci sono pochi (due o tre) tipi di clasti si dice *oligomittico*.

Un conglomerato solo raramente è composto solo esclusivamente da clasti di dimensioni maggiori di 2 mm, ma ci può essere un certa percentuale di materiale a granulometria più fine: questo materiale fine presente tra i clasti è detto *matrice*. Ci possono essere conglomerati che sono detti *clasto-sostenuti* (o *ortoconglomerati*) in cui i singoli clasti sono a contatto, e conglomerati *matrice-sostenuti* (o *paraconglomerati*) in cui i clasti sono completamente circondati e immersi nella matrice.

La forma dei clasti in un conglomerato o breccia dipende dalla natura dei clasti, dalla loro capacità di fratturarsi durante il trasporto e dal tipo di trasporto che hanno subito. Rocce che sviluppano fratture in tutte le direzioni formano blocchi equidimensionali (o sferoidali), rocce che si fratturano formando lastre originano clasti di forma tabulare (oblati), clasti di forma allungata (prolati) sono più rari e si formano da rocce metamorfiche in cui sono presenti varie foliazioni al loro interno.

Quando clasti tabulari sono trasportati dalle acque essi possono assumere una orientazione preferenziale e sovrapporsi parzialmente, cioè una struttura *imbricata*. Con questa giacitura l'acqua può fluire facilmente sui clasti, mentre i clasti orientati contro la corrente vengono riorientati. La direzione di imbricazione dei clasti che si può osservare oggi in un conglomerato è molto importante ci fornisce quindi informazioni la direzione del flusso delle acque nel passato.

1.3.2 Sabbie e arenarie

Grani di sabbia sono formati dai processi di fratturazione, alterazione e erosione di rocce preesistenti. Si possono distinguere granuli di *minerali detritici* quando si tratta di singoli minerali, o *frammenti litici* quando si tratta di frammenti roccia, sempre di dimensioni della sabbia. I grani possono essere anche di origine biogenica (*frammenti biogenici*), cioè rappresentare frammenti di piante o scheletri fossili.

Sebbene il termine arenaria non ha nessuna implicazione composizionale, i principali minerali che comunemente costituiscono le arenarie sono: quarzo, feldspati, muscovite, biotite, minerali pesanti (zircone, tormalina, rutilo, ecc.).

Mentre si ha deposizione di sabbie in un certo ambiente sedimentario si può avere la formazione e crescita di alcuni minerali, questi sono detti *minerali autigeni*. In seguito questi minerali possono essere rielaborati e risedimentati. Comune è la glauconite, un ossido di ferro di colore verde che si forma in modo autigeno in ambienti marini di mare basso. Tra i singoli grani di sabbia si può avere presenza di materiale a grana molto più fine (silt, argilla), cioè una *matrice* se si deposita assieme ai grani, mentre è un *cemento* se è precipitato chimicamente tra i granuli dopo la loro deposizione.

Per quanto riguarda la nomenclatura e classificazione delle arenarie, la prima informazione che si può dare è sulla composizione usando termini quali "arenaria micacea", "arenaria calcarea", "arenaria glauconitica", ecc.

Se è possibile studiare una arenaria al microscopio è possibile stabilire la quantità di quarzo presente, la quantità di feldspati, di frammenti litici e di matrice. Stabilita la percentuale relativa di questi componenti è possibile usare i diagrammi triangolari di Fig. 1.10 in cui sono indicati termini quali *arcose*, *quarzoarenite*, *grovacca*, ecc.

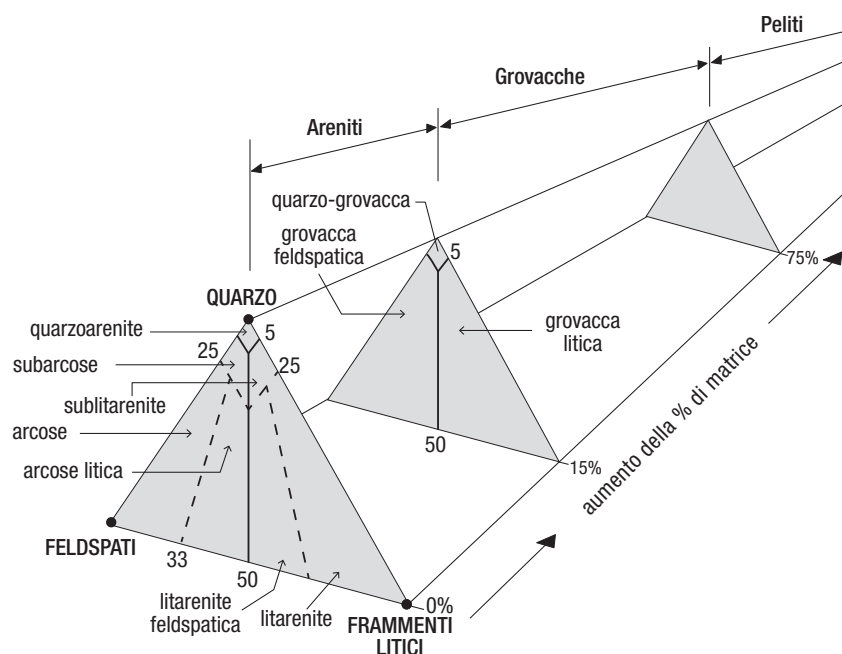


Figura 1.10 Diagrammi triangolari per la classificazione delle arenarie/grovacche. Per la lettura dei diagrammi triangolari si veda l'Appendice a pag. 57. Se la matrice è meno del 15% la roccia è una *arenite* e la percentuale relativa di quarzo, feldspati e frammenti litici permettono di classificare la roccia come quarzo-arenite, sub-arcose, sub-litarenite, arcose, arcose litica, arenite arcose, arenite litica. Se la percentuale di matrice è compresa tra il 15% e il 75% la roccia è una *grovacca* (*greywacke*) e si può distinguere: grovacca litica, grovacca feldspatica, quarzo-grovacca. Se la matrice è maggiore del 75% la roccia è una *pelite* (argilla).

1.3.3 Peliti, siltiti, argille

Il *silt* è definito come il materiale di dimensioni comprese tra 4 e 62 μm (Fig. 1.9), l'*argilla* (*clay*) è il sedimento di dimensioni minori di 4 μm . Con il termine *fango* (*mud*) si indica un materiale di granulometria argilloso-siltoso. Le *peliti* (*mudstone*) sono l'equivalente litificato del fango e sono rocce massive senza alcuna fissilità (capacità di rompersi in una direzione di solito parallela alla stratificazione), al contrario delle *argilliti* (*shale*) che sono di solito laminate e fissili. Il termine *ardesia* (*slate*) si riferisce ad argilliti fissili con debole metamorfismo. In italiano con il termine *argilla* si indica anche la roccia sedimentaria che contiene particelle di dimensioni minori di 4 μm .

Per rocce in cui è presente una certa percentuale di materiale di dimensione ruditica, arenitica e pelitica, è possibile utilizzare il diagramma triangolare di Fig. 1.11 per l'uso di termini quali *pelite arenacea*, *conglomerato arenaceo-pelitico*, ecc.

I minerali che costituiscono le peliti sono di solito fillosilicati (minerali con struttura a strati) indicati complessivamente come "minerali argillosi". Si possono avere minerali a due strati (caolinite), a tre strati (montmorillonite) a quattro strati (clorite) e a strati misti. I minerali argillosi hanno caratteristiche fisico-chimiche peculiari, quali la capacità di assorbimento d'acqua, scambio ionico e fissazione di cationi. Queste caratteristiche conferiscono alle argille una sensibile plasticità se miscelato con acqua (sviluppo di frane in terreni argillosi) e refrattarietà se disidratate, proprietà che hanno permesso lo sviluppo dell'industria laterizia e ceramica. Date le dimensioni dei granuli estremamente piccoli e non visibili a occhio nudo, l'analisi delle peliti viene comunemente condotta mediante analisi chimiche e a raggi X.

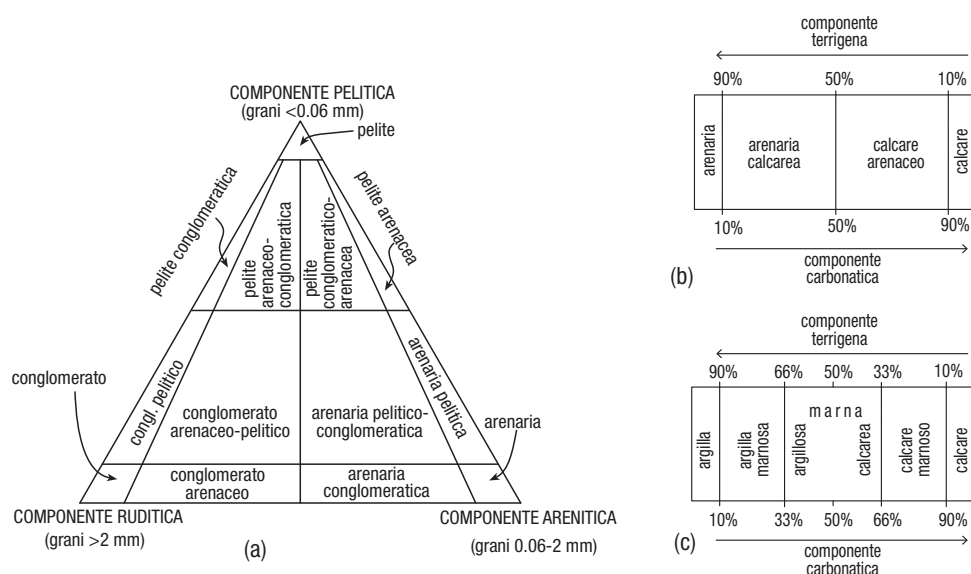


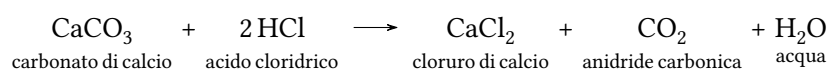
Figura 1.11 (a) Schema classificativo per peliti-arenarie-ruditi. (b) Schema classificativo per arenarie-calcarei. (c) Schema classificativo per calcari-argille.

1.4 Sedimenti e rocce carbonatiche

1.4.1 Composizione

Le rocce composte da più del 50% di carbonato di calcio (CaCO_3) sono dette *calcari*. A queste rocce/sedimenti ci si riferisce generalmente con il termine “calcareo” o “carbonatico” e non invece “carbonaceo”, che viene invece riservato a rocce ricche di materiale organico (vedi Capitolo 1.5.6).

Il minerale più comune in questo tipo di rocce è quindi la calcite (CaCO_3), che pura è incolore come il quarzo, ma può essere facilmente riconosciuta dal quarzo in quanto può essere rigata con una punta metallica e soprattutto reagisce con acido cloridrico (HCl) diluito al 10% con sviluppo di una caratteristica e vivace effervescenza legata allo sviluppo della reazione:



La calcite si può formare in vari ambienti di sedimentazione, ma assolutamente la maggior parte di calcite che oggi ritroviamo nei sedimenti e nelle rocce ha un'origine biogenica, cioè sono minerali che facevano parte delle strutture scheletriche di organismi animali.

Oltre alla calcite nelle rocce carbonatiche si può ritrovare l'*aragonite*, minerale con la stessa composizione chimica ma diversa struttura cristallina. Molti invertebrati usano aragonite per costruire le loro parti scheletriche (es. bivalvi, coralli, ecc.).

Un altro minerale comune delle rocce sedimentarie carbonatiche è la *dolomite*, un carbonato di calcio e magnesio $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$. Le rocce costituite quasi esclusivamente da questo minerale sono dette *dolomie*. La dolomite può essere distinta dalla calcite in quanto non reagisce se posta a contatto con HCl diluito. Sebbene le dolomie come rocce siano abbastanza diffuse, il processo di formazione di dolomite in ambienti sedimentari è molto

raro, si ipotizza quindi che la maggior parte delle dolomie siano in effetti calcari che hanno subito una dolomitizzazione durante i processi diagenetici.

Sempre tra i minerali carbonatici va segnalata la *siderite* FeCO_3 , un carbonato di ferro, che si forma negli stadi iniziali del processo diagenetico.

1.4.2 Sedimenti carbonatici di origine biogenica

Piante e forme animali possono produrre minerali carbonatici quali calcite (a vario contenuto di Mg) e aragonite. Come *frammenti scheletrici* si intendono parti derivanti dalla frammentazione di scheletri e parti dure di organismi che usano minerali carbonatici per costituire la loro struttura.

I molluschi sono un grande gruppo di organismi animali che hanno parti dure calcaree e tra questi ricordiamo i bivalvi, gasteropodi, cefalopodi, belemniti. Vanno poi ricordati i brachiopodi, oggi non molto diffusi, ma molto comuni nel passato geologico. Sempre tra gli organismi con scheletro carbonatico si hanno poi gli echinidi e i crinoidi. I foraminiferi sono organismi unicellulari e la cellula è protetta e rivestita esternamente da un guscio carbonatico che può raggiungere dimensioni eccezionali per un organismo unicellulare (fino a 11-14 cm di diametro); sono estremamente diffusi e in alcuni casi si possono formare rocce costituite esclusivamente da foraminiferi. Da ricordare infine sono i coralli e i briozoi, molti diffusi in passato.

Tra le piante ricordiamo vari tipi di alghe (organismi unicellulari o pluricellulari) che possono incrostare rocce o altri organismi, fissando minerali carbonatici (calcite, aragonite). Come “nannoplancton” si intendono organismi solo di alcuni micron di diametro, costituiti da varie placche saldate assieme, che possono essere molto comuni nei calcari di mare profondo. Vanno infine ricordati alcuni cianobatteri che sviluppandosi possono intrappolare il sedimento carbonatico più fine e formare strutture dette “stromatoliti”, tra i maggiori responsabili dello sviluppo di ossigeno nell’atmosfera terrestre e diffusissime sulla Terra per quasi tre miliardi di anni.

1.4.3 Sedimenti carbonatici di origine non biogenica

Una grande varietà di tipi di granuli non di origine biogenica si possono ritrovare nelle rocce carbonatiche.

Gli *oolidi* sono piccole oggetti di forma sferica di carbonato di calcio, con diametro di dimensioni di solito minori di 2 mm con struttura concentrica (Fig. 1.12) e al centro un frammento carbonatico o granulo di sabbia, si formano per successiva precipitazione di carbonato di calcio sulla superficie della sfera in ambiente di mare basso e con acque saturate di carbonato di calcio. Una roccia composta quasi esclusivamente da questi grani è detta *calcare oolitico*. Di dimensioni maggiori a 2 mm e con forma più irregolare sono i *pisoliti*. Il termine *peloide* è un termine generale usato per indicare grani di carbonato di calcio microcristallino di varia origine senza una struttura interna, di origini non ben definite, la maggior parte dei peloidi probabilmente sono resti fecali di altri organismi (es. gasteropodi).

Intraclasti sono frammenti di materiale della composizione del carbonato di calcio in parte litificati che successivamente sono stati rotti e nuovamente depositati in un sedimento. Si formano generalmente dove un fango carbonatico viene essiccato e poi successivamente rielaborato dalla corrente fluviale oppure dalla frammentazione di reef (barriera corallina) per opera delle correnti. Granuli formati da vari frammenti cementati sono detti *aggregati*, e *grapestone* se i frammenti hanno forma arrotondata.

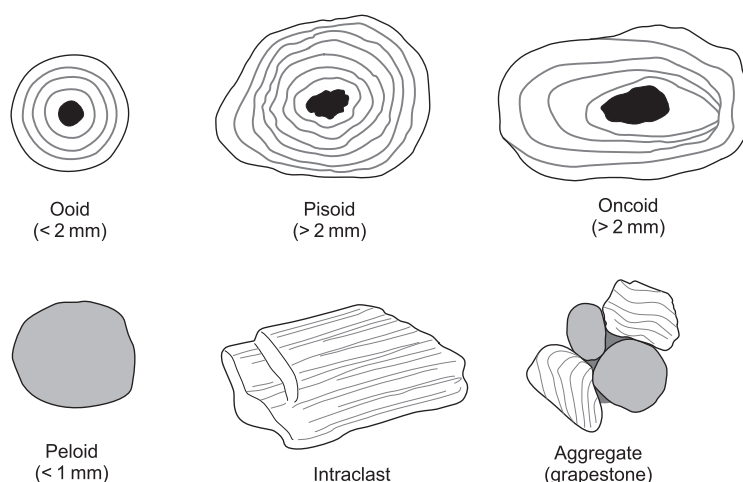


Figura 1.12 Comuni frammenti non biogenici in rocce calcaree.

1.4.4 Micrite - fango carbonatico

Particelle di carbonato di calcio di dimensioni molto fini, solitamente minori di 4 micron formano il *fango carbonatico* o *micrite*. La sorgente di queste materiale fine può essere la precipitazione diretta da acque saturate di CaO_3 , l'accumulo di frammenti scheletrici o un'origine algale o batterica, ma le dimensioni estremamente fini rendono molto difficile determinarne l'origine. Il fango carbonatico è molto diffuso in vari ambienti sedimentari ed è il principale costituente dei calcari.

1.4.5 Classificazione dei calcari

Per i calcari esistono essenzialmente tre schemi classificativi, ognuno dei quali prende in considerazione aspetti diversi della struttura della roccia. Essi sono: classificazione basata sulla dimensione dei granuli, classificazione basata sulla composizione (*Classificazione di Folk*) e una classificazione basata sulla tessitura (*Classificazione di Dunham*). Tra queste, la classificazione di Dunham è la più usata.

Classificazione basata sulla dimensione dei granuli

Questa classificazione è molto semplice, facile da usare e suddivide i calcari in tre classi, sulla base delle dimensioni medie dei granuli, in modo analogo a quanto visto per le rocce terrigene clastiche (Fig. 1.13). Le rocce i cui granuli hanno dimensioni medie maggiori di 2 mm sono dette *calciruditi*, se la maggior parte dei granuli hanno dimensioni comprese tra 2 mm e 62 μm la roccia è una *calcarenite*, mentre se la maggior parte dei granuli ha diametro minore di 62 μm è detta *calcilutite*.

Classificazione di Folk

Lo schema classificativo di Folk (Fig. 1.14) si basa sulla composizione della roccia e tiene conto dei seguenti componenti: a) *granuli* (allochemi, cioè granuli originati per precipitazione chimica o secrezione organica, intra o extrabacinali, depositati da processi meccanici, cioè non accresciuti in situ, es. bioclasti, ooliti, peloidi, intraclasti, ecc.); b) *cemento*; c) *matrice* (principalmente micrite);

mm	μm	roccia
2		calcirudite
0,062	62	calcarenite
		calcilutite

Figura 1.13 Classificazione dei calcari su base granulometrica.

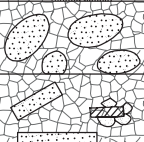
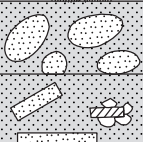
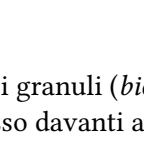
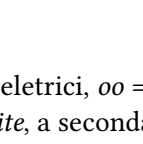
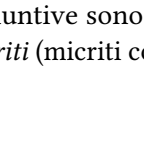
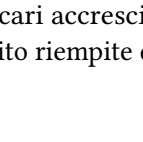
Granuli principali presenti	Tipologia di calcare			
	Cementati da sparite		Con matrice micritica	
Granuli scheletrici (bioclasti)	Biosparite		Biomicrite	
Ooidi	Oosparite		Oomicrite	
Peloidi	Pelsparite		Pelmicrite	
Intraclasti	Intrasparite		Intramicroite	
Calcare formato in situ	Biolite		Calcare a fenestrae (dismicrite)	

Figura 1.14 Classificazione delle rocce carbonatiche secondo la terminologia proposta da FOLK (1959, 1962).

Si usano poi delle abbreviazioni per i granuli (*bio* = granuli scheletrici, *oo* = ooidi, *pel* = peloidi, *intra* = intraclasti) come prefisso davanti a *micrite* o *sparite*, a seconda prevalga matrice o cemento. Altre categorie aggiuntive sono le *biolititi* (calcari accresciuti in situ come stromatoliti o scogliere) e le *dismicriti* (micriti con cavità di solito riempite da sparite).

Classificazione di Dunham

La *Classificazione di Dunham* è comunemente usata per classificare un calcare a occhio nudo o in sezione sottile e si basa sulla tessitura della roccia (Fig. 1.15).

Per applicarla inizialmente si deve determinare se la struttura è grano-sostenuta o matrice-sostenuta. Se la roccia è matrice-sostenuta (i componenti non sono a contatto tra loro) e i granuli sono meno del 10% del totale la roccia viene denominata *mudstone*, se invece i granuli sono più del 10% è un *wackestone*. Se la roccia è grano-sostenuta (i clasti sono a contatto) viene detto *packstone* se è presente della matrice e *grainstone* se c'è poca o niente matrice. Se la maggior parte dei granuli hanno dimensioni maggiori di 2 mm si hanno *floatstone* e *rudstone*, essenzialmente dei conglomerati carbonatici matrice- o clasto-sostenuti. Una *boundstone* è una roccia in cui è presente una struttura organica (es. una colonia di coralli) e può essere ulteriormente dettagliata in *bafflestone* (le strutture organiche agiscono come barriere o diaframmi), *bindstone* (sono presenti strutture incrostanti), *framestone* (presenti strutture che formano un'impalcatura rigida).

Per classificare una roccia carbonatica si possono inoltre associare ai termini visti fornire informazioni sulla natura dei granuli o del materiale che la costituisce. Si possono quindi

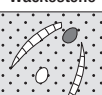
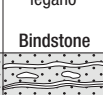
Struttura deposizionale riconoscibile										Struttura deposizionale non riconoscibile
Componenti originari non legati assieme durante la deposizione						Componenti originari legati assieme durante la deposizione				
Fango presente			Fango assente fabric grano-sostenuto	Granuli >2 mm superiori al 10%		Boundstone				
Fango-sostenuto		Grano-sostenuto		Fabric matrice-sostenuto	Sostenuti da componenti >2 mm	(suddiviso nei tre tipi sotto)				
Granuli <10%	Granuli >10%					Organismi che agiscono come diaframmi	Organismi che incrostano e legano	Organismi che costruiscono impalcatura rigida		
Mudstone	Wackestone	Packstone		Grainstone	Floatstone	Rudstone	Bafflestone	Bindstone	Framestone	Calcare cristallino
										

Figura 1.15 Schema classificativo di DUNHAM (1962) basato sulla tessitura deposizionale. Il puntinato grigio indica la matrice/fango carbonatico.

usare termini tipo *grainstone oolitico* per indicare una roccia costituita quasi esclusivamente di ooliti, oppure *packstone bioclastico* se i frammenti presenti sono di natura organica.

1.5 Altri tipi di rocce sedimentarie

1.5.1 Rocce silicee

Il colore di queste rocce è molto variabile (rosso, verde, bruno, nero, ecc.) e dipende dalle piccole impurità presenti nel sedimento (ematite, sostanze organiche, ecc.).

L'acqua presente in questi fanghi silicei può sciogliere la silice e trasportarla all'interno delle rocce che si stanno diagenizzando. Se il trasporto avviene all'interno di rocce carbonatiche la silice può poi cristallizzare in noduli, lenti o sottili livelli, molto comuni in rocce dette "calcari selciferi" molto diffuse in Toscana.

1.5.2 Rocce e minerali di origine evaporitica

I minerali di origine evaporitica sono minerali che precipitano direttamente quando la concentrazione di ioni diventa sufficientemente elevata a seguito dell'evaporazione delle acque. Nelle acque marine e fluviali sono presenti vari tipi di ioni e cationi che si possono combinare in vario modo e in proporzioni diverse, l'evaporazione per azione dei raggi solari in particolari condizioni aumenta di molto la loro concentrazione e in questo modo possono precipitare inizialmente i composti più solubili quali il carbonato di calcio e a seguire solfuri di calcio e cloruri di sodio. Cloruri di potassio e magnesio possono precipitare solo in condizioni estreme, quando l'acqua marina è estremamente concentrata.

Gesso e anidrite

I più comuni minerali evaporitici che si ritrovano nelle rocce sedimentarie sono i solfati di calcio *gesso* e *anidrite*. Questi solfati precipitano dall'acqua del mare se l'evaporazione ha concentrato l'acqua fino al 19% del suo volume originale.

Il gesso è un solfato di calcio idrato ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$), precipita in climi aridi e in fase diagenetica può deidratarsi e trasformarsi in anidrite. L'anidrite è un solfato di calcio senza acqua nel suo reticolo cristallino (CaSO_4) e si forma sia per precipitazione diretta sia per

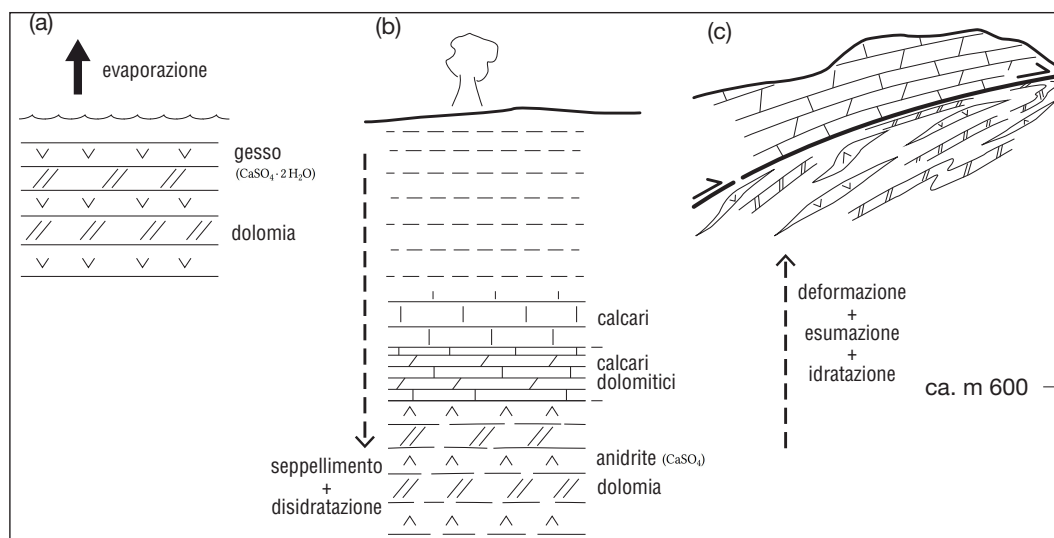


Figura 1.16 Formazione ed evoluzione delle successioni evaporitiche nell'Appennino settentrionale, da MURRAY (1964), modificato. (a) Durante il Triassico in un ambiente evaporitico con acque di mare basso si deposita un'alternanza di gesso e dolomia. (b) Successivamente si ha deposizione delle formazioni del Giurassico-Cretacico-Paleogene con progressivo seppellimento dei depositi triassici, perdita di acqua nei depositi evaporitici e transizione del gesso ad anidrite. Questo è accompagnato da perdita di volume dei depositi evaporitici e fratturazione dei livelli dolomitici. (c) Durante il Miocene la tettonica compressiva porta a deformazione e sollevamento dei depositi evaporitici triassici, con conseguente loro idratazione e trasformazione dell'anidrite in gesso (anche se in modo parziale). I minerali evaporitici essendo facilmente deformabili sono i livelli dove preferenzialmente si sviluppano sovrascorrimenti e faglie normali. Il risultato sono sovrascorrimenti a scala regionale lungo i quali sono presenti livelli di dolomie e calcari molto deformati (cataclasiti) a cui sono associati livelli di gesso e anidriti, anch'essi molto deformati.

alterazione di gesso durante seppellimento e diagenesi. Anidrite può trasformarsi in gesso con l'aggiunta di acqua.

Il gesso primario si rinviene sotto forma di cristalli di forma allungata ("seleniti" o "gesso selenitico") quando si forma da precipitazione diretta dall'acqua. Se si forma come risultato della reidratazione da anidrite ha una struttura finemente cristallina, forma dei noduli ed è detto "alabastro". Il gesso si distingue facilmente dalla calcite in quanto si riga facilmente anche con un'unghia e non reagisce con HCl. Si distingue dalla halite in quanto non è salato.

Il gesso e l'anidrite, sebbene in genere non comunissimi nelle successioni sedimentarie, nell'Appennino settentrionale sono diffusi nelle successioni triassiche e rivestono un ruolo fondamentale per lo sviluppo delle strutture tettoniche dell'area. Queste successioni evaporitiche si ritrovano alla base della successione della Falda Toscana e della Successione Umbra, ed essendo questi minerali facilmente deformabili, lungo questi livelli si sviluppano i principali sovrascorrimenti e faglie normali (Fig. 1.16).

Halite

L'*halite* (o *salgemma*) è il cloruro di sodio (NaCl) che precipita dall'acqua marina quando viene concentrata al 9,5% del suo volume originale. Questo minerale è facilmente solubile ed è preservato nelle rocce se queste non sono state attraversate da acque meteoriche durante la storia geologica, in affioramento si ritrova esclusivamente in regioni aride dove non viene rimosso dalle piogge.

Oltre a questi sali, in condizioni particolari si possono formare altri minerali per precipitazione da acque marine o in laghi, quali la *silvite* (KCl) la più importante fonte di potassio industriale.

1.5.3 Rocce ferrifere

Il ferro (Fe) è uno dei più comuni elementi sulla terra e si trova in piccole o moderate concentrazioni in molti tipi di rocce. Sono dette *rocce ferrifere* le rocce che contengono almeno il 15% di ferro, di solito sotto forma di ossidi, idrossidi, carbonati, solfuri o silicati.

Vari sono i minerali contenenti ferro che si ritrovano nelle rocce sedimentarie. La *magnetite* (Fe_3O_4) è un minerale di origine magmatica e si ritrova come granuli detritici nelle rocce sedimentarie, l'*ematite* (Fe_2O_3) è un minerale molto comune e si forma come prodotto dell'alterazione da molti tipi di rocce sedimentarie. La *goethite* ($\text{FeO} \cdot \text{OH}$) è un idrossido molto diffuso come prodotto di alterazione di molte rocce in ambienti desertici e conferisce il tipico colore giallastro alle sabbie desertiche. L'alterazione di goethite in ematite dà il colore rossastro a queste sabbie, specialmente se molto antiche. Un altro idrossido molto diffuso è la *limonite* ($\text{FeO} \cdot \text{OH} \cdot n\text{H}_2\text{O}$). La *pirite* (FeS) è un solfuro molto comune di origine magmatica o metamorfica e si può ritrovare disperso in rocce sedimentarie, conferendo loro un colore generale nerastro. Tra i fillosilicati ricchi in ferro va ricordata la *glauconite*, un minerale che si può depositare in modo primario in ambienti di mare basso. Tra i minerali carbonatici ferriferi diffusa è la *siderite* (FeCO_3).

La formazione di rocce sedimentarie ricche in ferro può avvenire secondo modalità molto varie, da argilliti ricche in pirite risedimentata (*argille ferrifere*), a rocce con ooliti di minerali ferriferi. Si possono formare in ambienti marini poco profondi, generalmente con bassa velocità di sedimentazione.

Interessanti sono alcune formazioni ferrose stratificate (Banded Iron Formations – BIF) sono un esempio di roccia sedimentaria per la quale non esiste oggi alcun equivalente. Tutti gli esempi risalgono al Precambriano, e la maggior parte al periodo compreso tra 2,5 e 1,9 miliardi di anni fa, sebbene ve ne siano anche di più antichi. Come suggerisce il nome, le BIF sono costituite da alternanze laminate o a strati sottili di sedimenti ricchi di ematite e altri materiali, tipicamente siltite o selce e possono avere uno spessore di centinaia di metri ed estendersi per centinaia di chilometri, estensioni e spessori assolutamente non esistenti per depositi di questo tipo depositi in epoche più recenti (Paleozoico, Mesozoico, Cenozoico). L'origine delle BIF non è completamente chiara, ma probabilmente si sono formati su piattaforme o bacini poco profondi, con il ferro associato a depositi fangosi sul fondo marino, forse in associazione con attività microbica. Si ritiene che la fonte del ferro sia di origine idrotermale o un prodotto di alterazione atmosferica, e che potesse essere trasportato nelle acque oceaniche come ferro disciolto solo se queste acque oceaniche non erano ossigenate. Questa è una delle numerose prove che l'atmosfera conteneva poco o nessun ossigeno durante gran parte del Precambriano.

Sono inoltre da ricordare i *noduli di manganese*, noduli, concrezioni e livelli di ossidi di ferro e manganese che si formano sui fondali oceanici profondi molto lentamente (1 cm i molti milioni di anni). Data la loro composizione sono oggetto di esplorazione ed escavazione anche a profondità di molte migliaia di metri (4-6 km) negli oceani.

1.5.4 Rocce alluminifere

Tra le rocce ricche in alluminio segnaliamo le bauxiti e le lateriti.

Le *bauxiti* sono rocce sedimentarie di origine chimica che si sono formate per concentrazione selettiva dell'alluminio in seguito alla dissoluzione di rocce carbonatiche o silicatiche ricche di questo elemento; in particolare, le parti più ricche di alluminio sono rimaste in posto concentrandosi, mentre quelle restanti, una volta disciolte, sono state dilavate e portate via dalle acque. Contengono vari ossidi e idrossidi di alluminio, associati a ferro, silice, fosforo, ecc. e si formano generalmente in ambienti tropicali e sub-tropicali. Il colore è in genere rosso cupo con irregolari macchie biancastre. Le bauxiti sono la principale fonte per la produzione industriale dell'alluminio.

Le *lateriti* sono rocce residuali tipiche delle regioni tropicali caldo-umide, caratterizzati da un intenso colore rosso-bruno dovuto all'alto contenuto di ossidi di alluminio e ferro, talora accompagnati da minerali argillosi e quarzo. Provengono dall'alterazione di rocce silicatiche (graniti, sieniti, ecc.), ma anche da peridotiti o rocce metamorfiche, a seguito del dilavamento di silice e silicati.

1.5.5 Rocce fosfatiche

Il fosforo (P) è un elemento chimico essenziale per tutte le forme viventi e presente nelle ossa di quasi tutte le forme viventi. In alcune rocce sedimentarie può esserci un'alta percentuale di fosforo se vi è una elevata concentrazione di ossa, denti e scheletri di pesci disperse nella roccia. Queste condizioni sono piuttosto rare e si possono ritrovare in alcuni ambienti marini di acque basse con un'alta presenza di materiale organico e bassa concentrazione di ossigeno. Rocce con alta concentrazione di fosfati, dal 5% al 35% di P_2O_5 , sono dette *fosforiti*.

1.5.6 Rocce carbonacee

Sedimenti e rocce sedimentarie contenenti un'alta percentuale di materiale organico sono dette *carbonacee* in quanto ricche in carbonio. Un calcare o un'argilla sono considerati carbonacei quando contengono più del 2% di sostanza organica e più del 0,05% nel caso di un'arenaria. Il materiale organico solitamente si decompone a seguito della morte di piante o animali e si preserva solo in condizioni con limitato ossigeno (condizioni anaerobiche), queste condizioni si ritrovano in laghi, stagni o lagune con limitata circolazione di acque. Rocce e sedimenti ricche in sostanze organiche sono di grande importanza economica, tra questi ricordiamo carbone, olio, petrolio e gas naturale.

Tra i depositi carbonacei che attualmente si formano ricordiamo la *torba*, rappresentata da resti di piante decomposte in superficie o in suoli interessati da ossidazione da microbi o da animali, la maggior parte dei depositi attuali di torba si ritrovano in pianure alluvionali o zone umide in delta fluviali, con limitati apporti clastici. Se oltre i due terzi di una roccia è rappresentato da sostanza organica litificata essa è detta *carbone*, facilmente riconoscibile per il colore nero.

Argilliti o arenarie che contengono un'alta percentuale di materiale organico possono rilasciarlo sotto forma di liquido se vengono riscaldate, si parla in questo caso di *scisti bituminosi* o *sabbie bituminose*. Il materiale organico solubile che può essere estratto è rappresentato da resti di alghe trasformate durante i processi diagenetici ed è detto *bitume*. Se riscaldato ad alte temperature (60-200 °C) il bitume può liberare *petrolio* e *gas naturale*. Gli scisti e le sabbie bituminose sono quindi considerate le *rocce madri* da cui si estraggono industrialmente petrolio e gas naturale.

Classificazione rocce magmatiche

2.1 Minerali e caratteri delle rocce magmatiche

2.1.1 Minerali delle rocce magmatiche

La maggior parte delle rocce magmatiche è costituita nel suo insieme da un numero di minerali relativamente limitato; sono i *componenti fondamentali* (o *componenti essenziali*) di una roccia e sono indispensabili per la definizione e classificazione della roccia. Oltre a essi sono tuttavia presenti in quantità generalmente modeste molte altre specie mineralogiche che non sono necessarie ai fini classificativi: esse sono chiamate *componenti accessori* (Fig. 2.1). I componenti fondamentali e accessori sono minerali che cristallizzano direttamente dal magma e sono detti *minerali primari*.

In una roccia possono inoltre essere presenti minerali la cui genesi è successiva alla cristallizzazione del magma (es. i prodotti dall'alterazione dei minerali fondamentali in condizioni post-magmatiche): essi sono presenti in totale in quantità molto minore (circa 1%) e vengono indicati con il termine comprensivo di *minerali secondari*.

La Tab. 2.1 riporta i minerali fondamentali, accessori e secondari delle rocce magmatiche. In questi appunti non vengono riportati le caratteristiche di forma, colore, ecc. importanti per il loro riconoscimento macroscopico, per questi caratteri si rimanda al libro: *Mottana, A., Crespi, R. & Liborio, G. 1977: Minerali e Rocce. Arnoldo Mondadori Editore, Milano, 608 pp.*

Nella Tab. 2.2 sono riportate le composizioni dei principali minerali. Alcuni di questi minerali, come i plagioclasti, danno luogo ad uno spettro continuo di composizioni chimiche fra due termini estremi, denominate miscele isomorfe, e corrispondono a sostituzioni di atomi all'interno delle strutture cristalline.

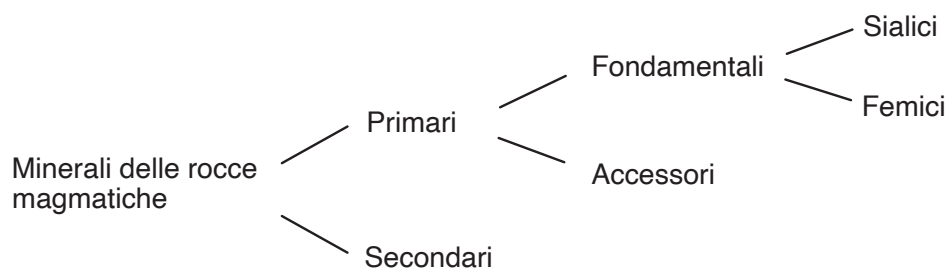


Figura 2.1 Classificazione dei minerali delle rocce magmatiche.

Tabella 2.1 I minerali delle rocce magmatiche. La maggior parte dei minerali accessori e secondari sono riconoscibili solo mediante analisi microscopica.

Fondamentali	Accessori	Secondari
Sialici:	Diffusi:	• Albite
• Quarzo	• Magnetite	• Epidoti
• Feldspati alcalini	• Ilmenite	• Pertiti
• Plagioclasti	• Apatite	• Microclino
• Feldspatoidi	• Zircone	• Sericite
• Muscovite	• Monazite	• Minerali argillosi
		• Zeoliti
Femici:	Specifici:	• Analcime
• Olivina	• Cromite	• Prehnite
• Pirosseni	• Spinelli	• Scapoliti
• Biotite	• Tormalina	• Uralite
• Anfiboli	• Titanite	• Cloriti
	• Epidoti	• Serpentino
	• Scapoliti	• Talco
	• Granati	• Calcite
	• Andalusite	• Ematite
	• Sillimanite	• Limonite
	• Cordierite	• Rutilo
	• Corindone	• Titanite
		• Cristobalite
		• Tridimite

2.1.2 Caratteri strutturali delle rocce magmatiche

Ai fini classificativi è importante descrivere una roccia magmatica dal punto di vista strutturale, prendendo in considerazione alcuni dei suoi caratteri macroscopici, cioè alcuni dei caratteri osservabili a occhio nudo. Il riconoscimento dei caratteri strutturali di una roccia deve precedere la sua classificazione su base mineralogica, in quanto la struttura ci permette preliminarmente di distinguere una roccia intrusiva da una vulcanica, da una piroclastica.

I *caratteri strutturali* di una roccia riguardano la definizione della sua cristallinità, delle dimensioni e forma dei minerali che la compongono e dei reciproci rapporti spaziali tra i minerali.

Il *grado di cristallinità* è una stima del rapporto quantitativo tra fasi cristalline e sostanze amorfe (vetro o materiale criptocristallino, costituito cioè da aggregati di cristalli talmente piccoli da non potere essere riconosciuti né ad occhio nudo, né al microscopio). L'eventuale presenza di vetro o materiale criptocristallino fornisce indicazioni su un veloce raffreddamento e quindi ci permette di affermare che siamo in presenza di una roccia vulcanica (effusiva). In base al grado di cristallinità si riconoscono tre classi principali:

- *rocce olocristalline*, totalmente cristallizzate, senza vetro;
- *rocce ipocristalline*, parzialmente cristallizzate, contenenti cioè porzioni di vetro;
- *rocce ialine*, interamente vetrose o con quantità scarsissime di minerali.

Le dimensioni medie dei minerali consentono di definire invece la grana di una roccia. Sulla base delle dimensioni medie dei cristalli le rocce possono avere:

- *grana grossa*, con diametri medi dei minerali > 5mm;
- *grana media*, con diametri compresi tra 1 e 5 mm;
- *grana fine*, con diametri <1 mm.

Tabella 2.2 I principali minerali delle rocce magmatiche.

Minerali		Formula
Quarzo		SiO_2
Feldspati alcalini:	albite	$\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$
	ortoclasio	KAlSi_3O_8
	sanidino	$(\text{K},\text{Na})\text{AlSi}_3\text{O}_8$ (anche ortose o k-feldspato)
	anortoclasio	$(\text{Na},\text{K})\text{AlSi}_3\text{O}_8$
Plagioclasì:	albite	$\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$
	anortite	$\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$
Feldspatoidi:	leucite	KAlSi_2O_6
	nefelina	NaAlSiO_4
Miche:	biotite	$\text{K}(\text{Mg},\text{Fe})_3(\text{OH})_2[\text{AlSi}_3\text{O}_{10}]$
	muscovite	$\text{K}(\text{Al})_2(\text{OH})_2[\text{AlSi}_3\text{O}_{10}]$
Olivina		$(\text{Mg},\text{Fe})_2\text{SiO}_4$
Pirosseni		$(\text{Mg},\text{Fe})_2\text{Si}_2\text{O}_6$
Anfiboli		$(\text{Ca},\text{Na},\text{K})_2(\text{Mg},\text{Fe},\text{Al})_5(\text{OH},\text{F})_2[\text{Si}_6(\text{Al},\text{Si})_2\text{O}_{22}]$

Se i cristalli sono visibili a occhio nudo la struttura è detta *faneritica*, se le dimensioni dei cristalli sono talmente piccole da non essere visibili a occhio nudo la struttura è detta *afanitica*.

Nelle rocce che cristallizzano con tasso di raffreddamento relativamente uniforme i minerali presentano dimensioni medie del tutto confrontabili: la struttura corrispondente è detta *equigranulare*. Quando in una roccia i minerali sono di dimensioni molto differenti (presenza contemporanea di cristalli molto piccoli e cristalli di grandi dimensioni) la struttura è detta *inequigranulare*.

In alcuni casi, soprattutto in condizioni vulcaniche, i magmi possono subire due distinti stadi di raffreddamento. Durante il primo stadio, quando il magma si trova ancora in profondità, i cristalli sono liberi di accrescersi nel fuso e di raggiungere dimensioni ragguardevoli ($>0,3$ cm) diventando *fenocristalli*, mentre nel secondo stadio quando il magma viene eruttato, la velocità di raffreddamento può essere rapida o estremamente rapida, tanto da produrre una fase vetrosa o comunque cristalli di dimensioni molto piccole, spesso non visibili a occhio nudo. L'insieme della parte vetrosa e dei cristalli di dimensioni molto piccole è detto *massa fondamentale* o *pasta di fondo*, che avvolge i fenocristalli. Una struttura di questo tipo, con una pasta di fondo e dei fenocristalli è detta *porfirica*. Se i fenocristalli sono assenti si parla di strutture *afiriche*, se sono presenti in quantità modesta sono dette strutture *subafiriche*.

Un tipico esempio di una roccia afirica è l'*ossidiana*. Questa roccia è in effetti un vetro vulcanico generalmente associato a colate di lava di composizione acida (riolitica). Si forma a causa di un raffreddamento talmente rapido tale da non consentire la crescita di cristalli. Il vetro che costituisce l'ossidiana è ricco in ferro e magnesio, questi elementi conferiscono alla roccia la tipica colorazione nera. Il vetro, contrariamente alle strutture dei cristalli, non è dotato di regolarità geometrica, questo è all'origine della tipica fratturazione concoide che si osserva nei campioni di ossidiana.

La forma dei cristalli è un carattere strutturale molto importante, che tuttavia è più facilmente definibile su basi microscopiche che non macroscopiche. A seconda della forma i cristalli possono essere:

- *euedrali* o automorfi o idiomorfi, caratterizzati da forme proprie e facce ben sviluppate;
- *subedrali* o subautomorfi o subidiomorfi, aventi solo alcune facce cristalline caratteristiche;
- *anedrali* o xenomorfi o allotriomorfi, privi completamente di forme proprie.

La forma dei cristalli riflette la storia di solidificazione della roccia. I cristalli che si sono formati a più alta temperatura si accrescono senza ostacolo nell'abbondante fuso sviluppando facce cristalline ben definite, mentre quelli che si sono formati negli stadi tardivi o finali della cristallizzazione magmatica sono condizionati nella forma e dimensione dallo spazio lasciato libero dai cristalli formati in precedenza. Generalmente quindi le rocce ignee sono caratterizzate da minerali sia euedrali che subedrali e anedrali, in questo caso la struttura è detta *ipidiomorfa*. Se al contrario i cristalli presenti sono tutti anedrali la struttura è detta *allotriomorfa*.

Elementi macroscopici particolari sono le *strutture orbicolari*, presenti in alcune rocce intrusive, rappresentati da aggregati sferici costituiti da un'alternanza di minerali chiari (sialici) e scuri (femici) cristallizzati intorno ad un nucleo.

Quando le rocce intrusive cristallizzano in ambiente relativamente superficiale, la liberazione dei gas disciolti nel magma può produrre cavità più o meno irregolari tappezzate sulle pareti da minerali euedrali ben sviluppati (*cavità miarolitiche*).

La liberazione di gas costituisce un evento che nel processo vulcanico può essere particolarmente importante e condizionare fortemente le caratteristiche della roccia risultante. L'espansione delle sostanze volatili può infatti produrre numerose cavità (vescicole) e la struttura che ne risulta è detta *vescicolare*. Talvolta le vescicole sono così abbondanti da generare un materiale tipo "schiuma": si parla allora di *pomice* quando si tratta di rocce evolute e di colore chiaro (es. pomici riolitiche o trachitiche); se lo stesso processo avviene in magmi basici scuri, che solidificando assumono una colorazione rossastra per ossidazione, si parla di *scorie*.

2.1.3 Caratteri delle rocce subvulcaniche e filoniane

In filoni o in tasche all'interno di corpi granitoidi, negli stadi finali della cristallizzazione il magma è arricchito in quarzo, feldspati alcalini, muscovite e in fluidi di composizione molto variabile. Le rocce che cristallizzano in queste fasi finali saranno arricchite in questi minerali e in elementi particolari che non sono entrati nei reticoli dei minerali che sono cristallizzati in precedenza (es. boro, fluoro, stagno, tungsteno, berillo.). Le rocce che si formano in queste condizioni particolari sono le apliti e le pegmatiti.

Le apliti hanno una struttura olocristallina allotriomorfa con una grana molto minuta, con dimensioni dei cristalli non superiori a 2 mm. Formano corpi di dimensioni limitate in cui oltre ai minerali fondamentali sopracitati (quarzo, feldspati alcalini, muscovite) sono presenti vari minerali accessori.

Le *pegmatiti* sono costituite dai soliti minerali fondamentali, ma sono caratterizzate da cristalli di dimensioni molto maggiori rispetto alle apliti, da parecchi centimetri fino, eccezionalmente, al metro. Formano corpi geologici di dimensioni maggiori rispetto alle apliti.

2.1.4 Indice di colore

Il colore delle rocce magmatiche costituisce un carattere di fondamentale importanza ai fini del loro riconoscimento e della loro classificazione, in quanto esso dipende dalla natura dei minerali che le compongono, e quindi dalla composizione globale della roccia, nonché dalla loro grana. La colorazione è sostanzialmente controllata dai minerali scuri; questi essendo silicati ricchi in Fe e Mg, sono detti *minerali femici* (o *mafici*), in contrapposizione ai minerali tipicamente chiari o incolori, che sono costituiti in modo essenziale o da solo Si (quarzo), o da Si, Al, alcali o Ca (feldspati, feldspatoidi). Questi minerali sono anche detti *felsici* (o *sialici*), nome derivato dalle iniziali dei due termini feldspati e silice.

La proporzione relativa percentuale in volume dei minerali femici, colorati, è l'*Indice di colore* (M) di una roccia. Esso può essere ottenuto da una stima qualitativa effettuata macroscopicamente o in sezione sottile al microscopio. Per una stima macroscopica (ad occhio nudo) si possono utilizzare delle tavole comparative tipo quelle riportate in Appendice a pag. 61.

2.2 Principi classificativi e parametri della classificazione modale

Le linee guida per la classificazione delle rocce ignee, attualmente ampiamente utilizzate internazionalmente, sono state realizzate dalla "Sottocommissione per la Classificazione delle Rocce Ignee della Unione Internazionale di Scienze Geologiche" e pubblicate nel libro di LE MAITRE (2002). In queste dispense si utilizza la terminologia ed i criteri classificativi indicati dalla citata Sottocommissione. Per ulteriori informazioni e dettagli si rimanda a: MORBIDELLI (2003); CASATI (2002); D'AMICO *et alii* (1987); D'ARGENIO *et alii* (1994); GIACOMELLI & SCANDONE (2002); MOTTANA *et alii* (1977); OLLIER (1990); ROSI *et alii* (1999); MCPHIE *et alii* (1993); NEMETH & MARTIN (2007); CAS & WRIGHT (1987); FISHER & SCHMINCKE (1984); SIGURDSSON *et alii* (2000).

Il primo criterio di classificazione di una roccia magmatica, di cui si è già fatto cenno, riguarda la modalità di formazione e di messa in posto della roccia. Questo porta alla distinzione delle tre grandi famiglie di rocce magmatiche:

- le *rocce intrusive*, (o *plutoniche*);
- le *rocce effusive* (o *vulcaniche*);
- le *rocce piroclastiche*.

Può essere stabilito l'appartenenza della roccia ad una di queste famiglie utilizzando un campione a mano e osservando i caratteri strutturali della roccia (vedi Capitolo 2.1.2). Le rocce intrusive si sono raffreddate in profondità e il loro lento raffreddamento porta alla completa formazione di cristalli nella roccia, cioè tutti i minerali sono osservabili ad occhio nudo. Le rocce effusive sono invece raffreddate molto velocemente in superficie, non si ha tempo per la completa formazione di cristalli e quindi in queste rocce si osserva una massa di fondo microcristallina o vetrosa, cioè non tutti i minerali sono visibili a occhio nudo. Le rocce piroclastiche sono invece costituite da un'insieme di cristalli, vetro e frammenti di roccia a seguito di un'attività vulcanica di tipo esplosivo.

Una volta stabilito se si tratta di una roccia intrusiva, effusiva o piroclastica si applica un secondo criterio di classificazione. Il secondo criterio di classificazione si basa sulla composizione mineralogica della roccia (*classificazione modale*, cioè basata sulla *moda*, cioè l'*abbondanza percentuale in volume delle specie mineralogiche presenti*) o sulla composizione

chimica della roccia (*classificazione normativa*). Il riconoscimento dei minerali presenti nella roccia può essere effettuato mediante analisi macroscopica a occhio nudo del campione oppure attraverso un esame microscopico in sezione sottile. La classificazione normativa necessita invece sempre di un'analisi chimica degli elementi maggiori presenti nella roccia.

È importante notare che nel caso delle rocce intrusive l'applicazione del criterio di classificazione modale è piuttosto immediato, mentre è invece più difficile nel caso delle rocce vulcaniche e non è possibile nel caso delle rocce piroclastiche. Per questa ragione la classificazione delle rocce effusive e piroclastiche non può prescindere da un'analisi dei meccanismi che hanno portato alla loro formazione e spesso è necessaria un'analisi chimica della roccia.

La classificazione modale delle rocce intrusive ed effusive si basa sulla determinazione delle percentuali relative in volume dei seguenti gruppi di minerali:

Q = quarzo

A = feldspati alcalini e albite

P = plagioclasti (esclusa l'albite)

F = feldspatoidi

M = minerali femici (muscovite, biotite, anfiboli, pirosseni, olivina, tormalina, ossidi, ecc.)

I minerali dei gruppi Q+A+P+F sono i minerali ricchi in silice, detti minerali *sialici*, e hanno colore chiaro. I minerali del gruppo M sono detti minerali *femici* in quanto più poveri di silice e sono generalmente scuri o neri. Per questo motivo la percentuale dei minerali del gruppo M presenti in una roccia è detto *indice di colore* (vedi Capitolo 2.1.4).

2.3 Classificazione delle rocce intrusive

Nel caso delle rocce intrusive essendo i minerali che le compongono osservabili a occhio nudo, una classificazione mineralogica modale è sufficiente per classificare la roccia. Possono verificarsi due casi:

- a) Il contenuto di minerali mafici (Indice di colore, M) è inferiore al 90%. Si possono avere due ulteriori casi:
 - i. si dispone dell'analisi mineralogica modale esatta della roccia, si dispone cioè delle esatte percentuali relative dei gruppi di minerali Q, A, P e F. Questo è il caso più comune, e si applica il doppio triangolo classificativo QAPF di Fig. 2.2a (anche detto "*Triangolo di Streckeisen*", dal nome del geologo svizzero che per primo lo ha introdotto);
 - ii. non si dispone dell'analisi mineralogica modale esatta della roccia, ma si dispone di una stima approssimativa delle percentuali relative dei gruppi di minerali Q, A, P e F. Questo può verificarsi quando siamo in campagna e non c'è tempo per una stima esatta delle percentuali. In questo caso si applica il doppio triangolo classificativo semplificato di Fig. 2.2b e di Fig. 2.2d.
- b) Il contenuto di minerali mafici (M) è superiore al 90% (cioè la roccia ha un aspetto molto scuro). La roccia è detta in questo caso *roccia ultramafica* (o *roccia ultrafemica*) e si applica la classificazione illustrata nel Capitolo 2.3.4.

2.3.1 Il doppio triangolo QAPF

Una volta stabilito che la roccia ha $M < 90\%$ la si classifica usando il doppio triangolo QAPF, un doppio triangolo ai cui vertici sono posti il quarzo Q, gli alcalifeldspati e l'albite A,

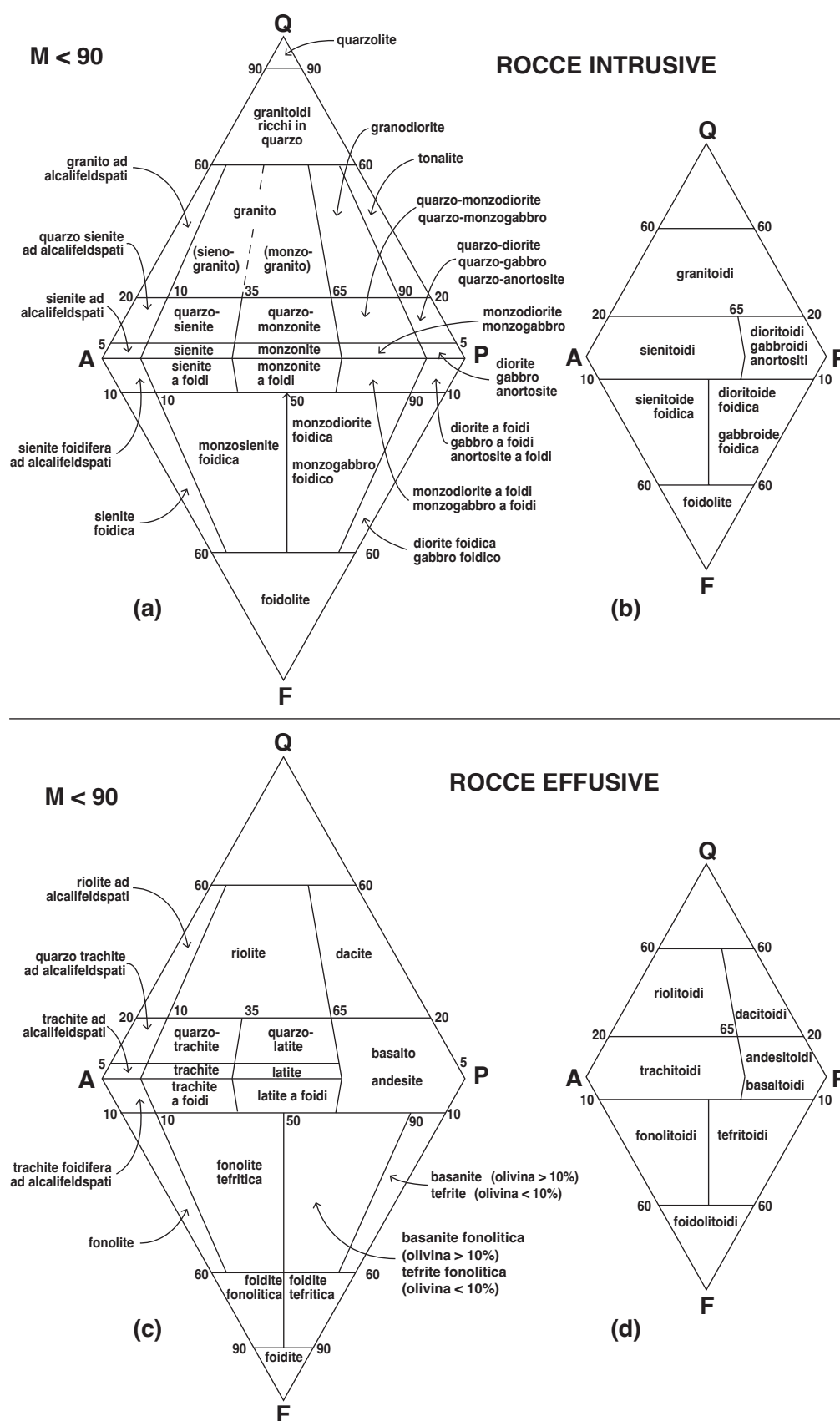


Figura 2.2 (a) Classificazione modale e nomenclatura delle rocce plutoniche. (b) Classificazione modale preliminare di terreno delle rocce plutoniche. (c) Classificazione modale e nomenclatura delle rocce vulcaniche. (d) Classificazione modale preliminare di terreno delle rocce vulcaniche

i plagioclasti P (esclusa l'albite), i feldspatoidi F (Fig. 2.2). Da notare che quarzo e feldspatoidi sono incompatibili e quindi non sono mai presenti contemporaneamente in una roccia. Le rocce soprasature ricadono nel triangolo QAP, quelle sottosature nel triangolo APF e quelle sature sono poste sulla linea AP.

La procedura per classificare una roccia è la seguente:

- Si stabiliscono le percentuali relative dei minerali M, Q, A, P e F. Per esempio per una roccia si può avere Q=10%, A=30%, P=20% e M=40%.
- Si toglie la percentuale dei minerali mafici (M) e si ricalcolano le percentuali relative di Q, A, P e F, in modo che la somma sia 100. Nell'esempio della roccia precedente si ha:

$$Q = 100 \times \frac{10}{60} = 16,7$$

$$A = 100 \times \frac{30}{60} = 50,0$$

$$P = 100 \times \frac{20}{60} = 33,3$$

- A questo punto si può riportare la roccia con un punto nel diagramma triangolare QAPF. Il triangolo è diviso in campi e ad ogni campo corrisponde il nome di una roccia differente. La roccia dell'esempio precedente cadrà nel campo delle "quarzo-monzoniti".

Per informazioni su come riportare un punto in un diagramma triangolare si veda in Appendice a pag. 57.

2.3.2 Campi particolari nel triangolo QAPF

Alcuni campi mostrano più di un nome di roccia e in un caso addirittura tre, quale nome scegliere implica prendere in considerazione particolari caratteri della roccia. In un campo (vicino al vertice P) ricadono, per esempio, tre tipi di roccia: *diorite/gabbro/anortosite*, esse si distinguono sulla base della composizione del plagioclasio presente e sull'indice di colore M. Possono infatti aversi tre casi:

- se M è minore del 10% la roccia è una *anortosite* (in altre parole, se i minerali femici sono quasi del tutto assenti, cioè se la roccia è costituita esclusivamente da plagioclasio);
- se M > 10% (sono cioè presenti dei minerali femici) e il plagioclasio calcico (anortitico) è minore del 50% la roccia è una *diorite* (cioè prevale il plagioclasio sodico);
- se M > 10% e il plagioclasio calcico (anortitico) è maggiore del 50% la roccia è un *gabbro*. Per questo tipo di rocce sono possibili ulteriori suddivisioni, come illustrato nel Capitolo 2.3.3.

Questi stessi criteri valgono per i campi in cui sono presenti coppie di nomi di roccia come monzodiorite/monzogabbro, oppure quarzo-diorite/quarzo-gabbro.

2.3.3 Classificazione delle rocce gabbriche

Per le rocce che nel doppio triangolo QAPF sono state classificate come gabbri, sono possibili ulteriori suddivisioni e possono essere usati dei termini più specifici, basandoci sull'abbondanza nella roccia di ortopirosseno, clinopirosseno, olivina e orneblenda, come illustrato in Fig. 2.3.

ROCCE GABBRICHE

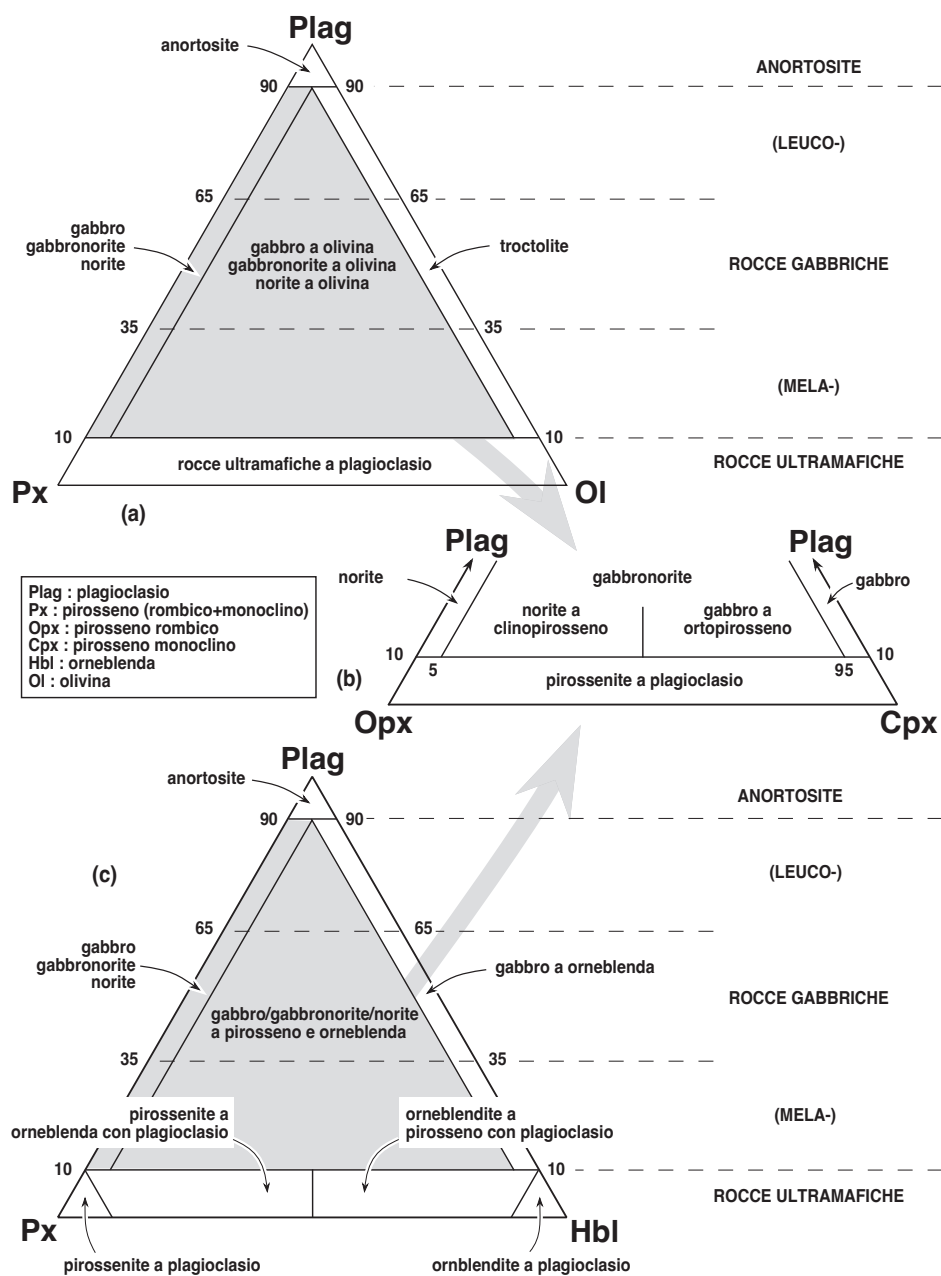


Figura 2.3 Classificazione delle rocce gabbriche, basate sulle percentuali relative di plagioclasio, pirosseno, pirosseno rombico, pirosseno monoclino, orneblenda e olivina. Le rocce che ricadono nelle aree in grigio dei diagrammi triangolari in (a) e in (c) possono essere ulteriormente suddivise utilizzando i diagramma in (b).

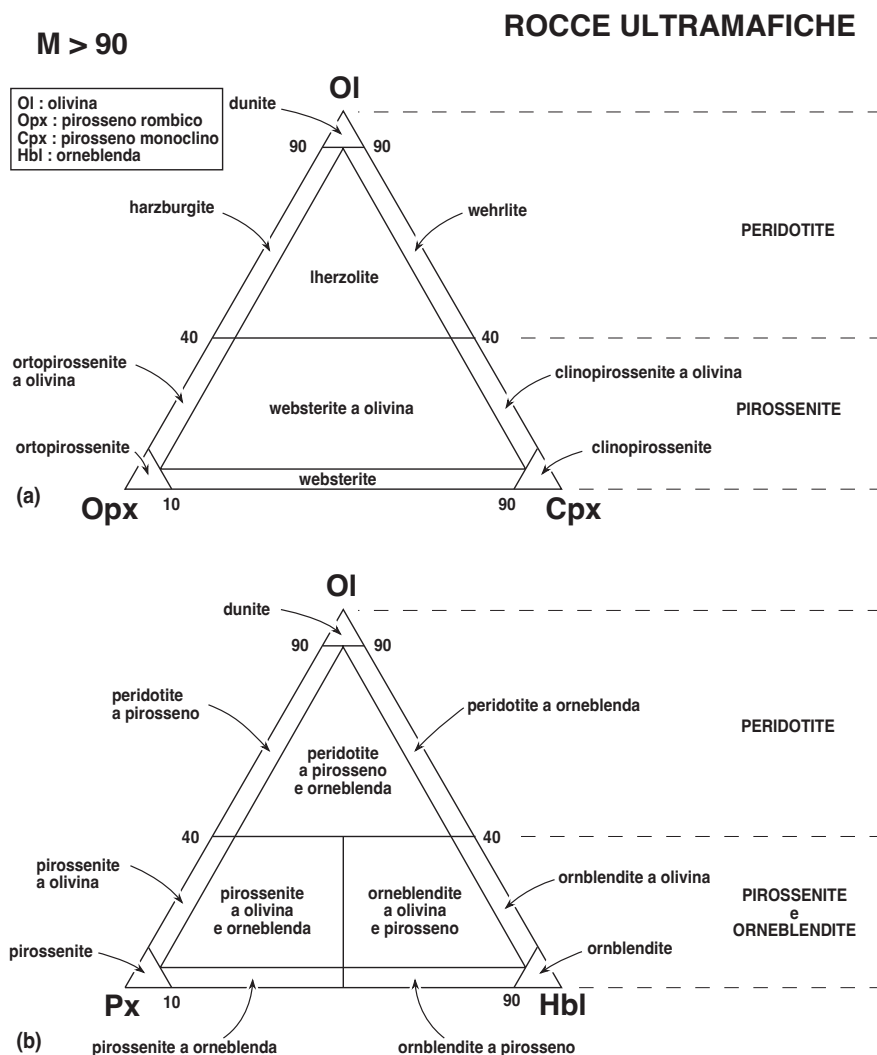


Figura 2.4 Diagrammi triangolari per la classificazione delle rocce ultramafiche ($M > 90\%$). (a) Diagramma per rocce contenenti essenzialmente olivina, ortopirosseno e clinopirosseno. (b) Diagramma per rocce contenenti essenzialmente orneblenda, pirosseno e olivina.

Sulla base dei diagrammi triangolari di Fig. 2.3 è possibile definire termini quale *gabbro* (con plagioclasio e ortopirosseno) e, tra gli altri, *norite* (con plagioclasio e olivina), *troctolite* (con plagioclasio e olivina), *gabbro-norite* (con plagioclasio e con ortopirosseno e clinopirosseno in parti uguali), ecc.

2.3.4 Classificazione delle rocce ultramafiche

Le rocce ultramafiche ($M > 90\%$) sono classificate sulla base del loro contenuto di minerali femici, che solitamente sono: olivina, ortopirosseno, clinopirosseno, orneblenda, talvolta biotite e minori percentuali di granato e spinello. Per la classificazione si usano i due diagrammi triangolari di Fig. 2.4. Si noti la differenza tra i concetti di mafico-ultramafico e basico-ultrabasico, essendo il primo legato alla presenza di certi minerali nella roccia, mentre il secondo è legato alla sua composizione chimica.

Tra le rocce ultramafiche si distinguono essenzialmente due maggiori gruppi di rocce, le *peridotiti*, che contengono prevalentemente olivina e le *pirosseniti*, con un contenuto di olivina minore del 40%.

Tra le peridotiti si possono distinguere le *duniti*, *hazburgiti*, *lherzoliti* e le *wherliti*. Tra le pirosseniti si possono distinguere le *ortopirosseniti*, *clinopirosseniti* e le *websteriti*.

Le rocce ultramafiche possono contenere quantità variabili di minerali quali spinello, granato, magnetite, cromite, flogopite, ecc. Quando la quantità di questi minerali non supera il 5% la loro presenza può essere indicata con l'aggiunta, dopo il nome, della scritta "con" seguita dal nome del minerale (es. *peridotite con spinello*); se la quantità supera il 5% al posto di "con" si può usare "a" (es. *peridotite a spinello*).

2.4 Classificazione delle rocce effusive

La classificazione modale delle rocce effusive può talvolta risultare impossibile, in quanto spesso è presente una massa di fondo microcristallina o vetrosa. Per classificare una roccia vulcanica si usa la seguente procedura:

- a) Se la roccia è totalmente cristallizzata, cioè non è presente una massa di fondo microcristallina o vetrosa, si usa un doppio triangolo QAPF simile a quello delle rocce intrusive, riportato in Fig. 2.2c.
- b) Se la classificazione modale non è possibile in quanto è presente una massa di fondo microcristallina o vetrosa, ma è disponibile l'analisi chimica della roccia, si usa un diagramma che riporta il contenuto alcali totali ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) della roccia rapportato al contenuto in silice (SiO_2), diagramma illustrato in Fig. 2.5.
- c) Se non è disponibile né l'analisi modale né l'analisi chimica della roccia (es. durante un rilevamento in campagna) si usa in questo caso il doppio triangolo classificativo approssimativo di Fig. 2.2d.

Nel campo vicino al vertice P del Diagramma di Streckeisen per le rocce effusive (Fig. 2.2c, d) ricadono due rocce: il basalto e l'andesite. I due tipi di roccia si distinguono in base all'indice di colore M: il basalto ha un indice di colore $M > 35$ (cioè è una roccia scura), mentre l'andesite ha un indice di colore $M < 35$ (è una roccia più chiara).

2.5 Classificazione dei depositi piroclastici

La classificazione che segue si applica ai depositi prodotti da un'attività vulcanica di tipo esplosivo, cioè ai depositi di caduta, di flusso piroclastico, di surge, ecc. Questi depositi si presentano come un'insieme di cristalli, vetro e frammenti di roccia; tutti questi frammenti di varia natura sono detti *piroclasti*. La classificazione è basata sulla granulometria media dei piroclasti e può quindi essere applicata a tutti i tipi di depositi, indifferentemente dalla loro origine o modalità di messa in posto.

Piroclasti

I *piroclasti* sono definiti come frammenti di varia natura eruttati nel corso di un'attività vulcanica di tipo esplosivo. Piroclasti possono essere rappresentati da cristalli, frammenti di cristalli, vetro, porzioni di magma, frammenti rocce, ecc. La loro classificazione è su base granulometrica (Fig. 2.6) e sono detti *bombe* (diametro > 64 mm, in parte ancora fuse al momento dell'eruzione), *blocchi* (diametro > 64 mm, ma di forma angolosa, erano già

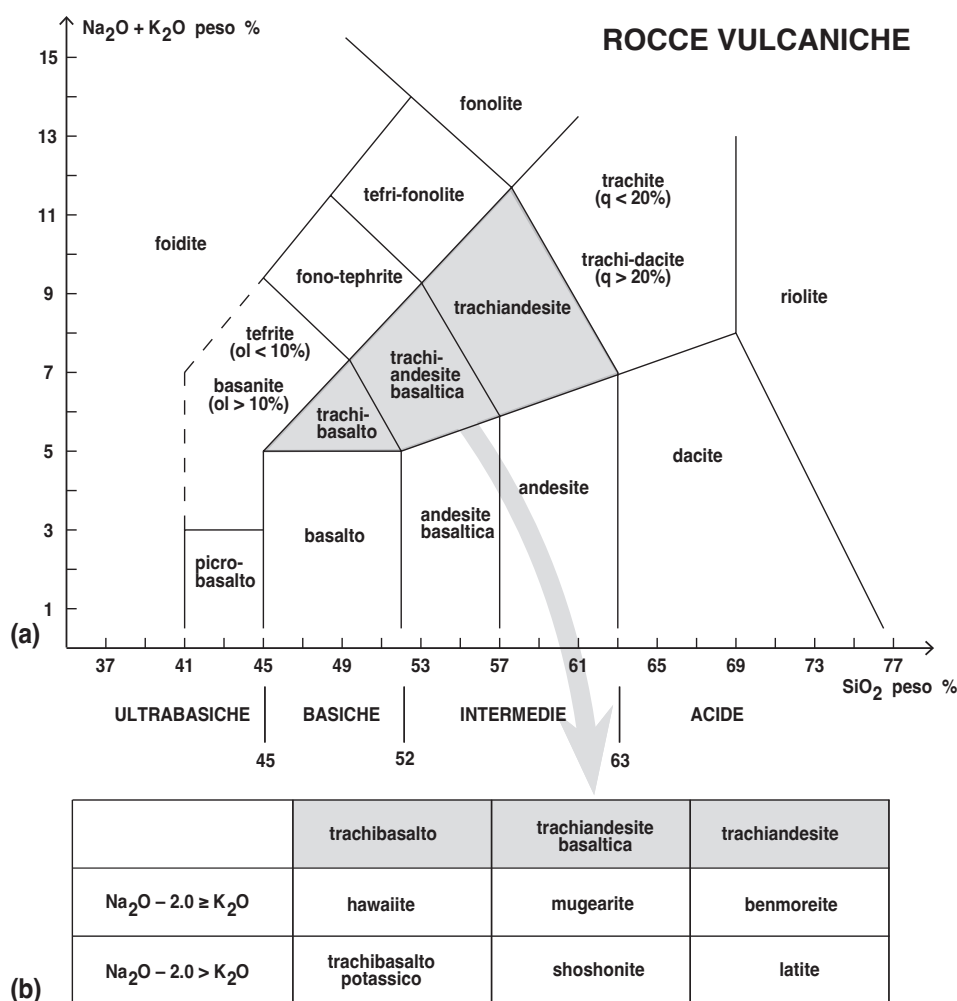


Figura 2.5 (a) Classificazione delle rocce vulcaniche sulla base del contenuto in alcali ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) e silice (SiO_2), anche detto "Diagramma TAS" (Total-Alkali-Silica). Le rocce che cadono nell'area in grigio possono essere ulteriormente suddivise come illustrato nel diagramma in (b). Abbreviazioni: ol = olivina normativa; $q = 100 \cdot Q/(Q + \text{or} + \text{ab} + \text{an})$ normativi.

litificati al momento dell'eruzione), *lapilli* (diametro tra 64 e 2 mm), *ceneri* (diametro tra 2 mm e 1/16 mm), *ceneri fini (polveri)* (diametro minore di 1/16 mm).

Depositi piroclastici, tefra e rocce piroclastiche

Il termine *deposito piroclastico* si riferisce in modo generico ad un insieme di piroclasti, in percentuale superiore al 75% del volume totale, che può essere consolidato o inconsolidato. Quando un deposito piroclastico è inconsolidato è detto *tefra*, se invece è consolidato è una *roccia piroclastica*.

In base alla granulometria dei piroclasti i tefra sono ulteriormente suddivisibili in *ceneri*, *strati di lapilli*, *agglomerati*, ecc. come riportato in Fig. 2.6. Le rocce piroclastiche invece sono ulteriormente suddivise in *tufi* e *brecce piroclastiche*. Il termine particolare di *ignimbrite* è riservato a dei tufi saldati originati da un flusso piroclastico.

Dimensione clasti	Piroclasti	Depositi piroclastici		
		Prevalentemente incoerenti: tefra	Prevalentemente coerenti: rocce piroclastiche o piroclastiti	
64 mm →	Blocchi, bombe	Agglomerati, strati di blocchi o di bombe, tefra a blocchi o a bombe	Agglomerati, breccie piroclastiche	
2 mm →	Lapilli	Strati di lapilli o tefra a lapilli	Tufi a lapilli	T u f i
1/16 mm →	Ceneri	Ceneri	Tufi cineritici (cineriti)	
	Ceneri fini (polveri)	Ceneri fini (polveri)		

Figura 2.6 Classificazione dei piroclasti e dei depositi piroclastici in funzione della loro granulometria e grado di coesione.

Piroclastiti	Tufiti (mescolanze piroclastiti-epiclastiti)	Epiclastiti	Dimensione media dei clasti in mm
Agglomerati, breccie piroclastiche	Conglomerati tufacei e breccie tufacee	Conglomerati, breccie	64
Tufi a lapilli			2
Tufi cineritici (cineriti)	Arenarie tufacee	Arenarie	1/16
	Siltiti tufacee	Siltiti	1/256
	Argilliti tufacee	Argilliti	

100% 75% 25% 0% in volume di pirocl.

Figura 2.7 Classificazione dei depositi vulcanoclastici basata sulla granulometria media dei clasti e sulla percentuale di volume di materiale vulcanico (piroclasti).

Depositi vulcanoclastici

Successivamente alla loro formazione, i depositi piroclastici per azione delle acque meteoriche e degli ordinari processi di sedimentazione possono venire ulteriormente rielaborati ed essere risedimentati. Questi processi fanno sì che i piroclasti (di origine vulcanica) si mescolino con clasti e frammenti di origine sedimentaria (ciottoli, granuli, ecc...).

Se in una roccia risedimentata il materiale di origine sedimentaria è maggiore del 75% la roccia è detta *epiclastite* (o *roccia epiclastica*), ciò equivale a dire che la percentuale dei piroclasti (frammenti di origine vulcanica) è compresa tra 0 e il 25% (Fig. 2.7). L'ulteriore classificazione granulometrica segue le usuali terminologie stratigrafiche (argilliti, siltiti, ecc.).

Se il volume dei piroclasti è invece tra il 25 e il 75% la roccia è detta *tufite*.

Se il volume dei piroclasti è maggiore del 75% (cioè è costituita quasi esclusivamente da frammenti di origine vulcanica) la roccia è una *piroclastite* e si ricade nella classificazione già vista in Fig. 2.6.

2.6 Altre classi di rocce magmatiche

Oltre alle rocce intrusive, effusive e ai depositi piroclastici visti in precedenza, esistono altri tipi di rocce magmatiche, sicuramente meno diffuse, che però è utile conoscere e per le quali esistono altri schemi classificativi. Questi ulteriori classi di rocce magmatiche sono

descritte in questo capitolo e la loro classificazione è sempre tratta dal lavoro di LE MAITRE (2002).

Carbonatiti

Si tratta di rocce magmatiche solitamente intrusive e più raramente effusive, in cui sono presenti più del 50% di carbonati. I carbonati prevalenti sono calcite, dolomite o siderite, a cui sono associati modeste quantità di olivina, pirosseni, ecc.

Indipendentemente dalla giacitura, se il carbonato prevalente è la calcite la roccia è detta *sövite* (se a grana grossa) o *alkivite* (se a grana fine). Se a prevalere è la dolomia la roccia è detta *beforsite*.

Melilititi

Melilitite è un gruppo di minerali del sistema tetragonale che formano una soluzione solida tra la åkermanite $\text{Ca}_2[\text{MgSi}_2\text{O}_7]$ e la gehlenite $\text{Ca}_2[\text{Al}_2\text{SiO}_7]$. Sono tipici delle rocce magmatiche sottosature ma si possono formare anche da metamorfismo di contatto di rocce carbonatiche.

Se una roccia magmatica contiene più del 10% di melilite, abbiamo una *melilitolite* se si tratta di una roccia intrusiva, se invece si tratta di una roccia effusiva è detta *melilitite*.

Ulteriori termini particolari sono usati in funzione della presenza di perovskite, olivina, ecc., per questa ulteriore classificazione si rimanda al lavoro di LE MAITRE (2002).

Kalsiliti

La kalsilite KAlSiO_4 è un minerale appartenente alla classe dei feldspatoidi, gruppo della nefelina, che si trova quasi esclusivamente in rocce magmatiche effusive ricche di potassio e povere di silice. In queste rocce sottosature solitamente la kalsilite si trova associata a clinopirosseno, leucite, melilite, olivina, flogopite, ecc.

Per le rocce a kalsilite ma prive di leucite o melilite si usa il termine *kalsilitite*. Se oltre alla kalsilite è presente anche leucite si usa il termine *kamafugite*.

Kimberliti

Le kimberliti sono rocce costituite da xenoliti (frammenti) di materiale del mantello, granato, e minerali femici quali olivina, pirosseni, flogopite. Si tratta di una roccia molto importante perché può contenere diamanti.

Sulla nomenclatura di questo tipo di rocce c'è ancora una diffomità di vedute e nessun accordo è raggiunto sull'utilizzo condiviso di termini.

Lamproiti

Le *lamproiti* sono rocce filoniane peralcaline e ultrapotassiche con elevato contenuto di titanio. Dal punto di vista mineralogico sono caratterizzate dalla presenza molto variabile (5-90 vol %) di flogopite, olivina, diopside, leucite, sanidino. Particolari termini sono previsti a seconda della predominanza di uno o più di questi minerali (es. *lamproite a diopside e leucite*, ecc.).

Tabella 2.3 Classificazione e nomenclatura dei lamprofiri sulla base della mineralogia: or–feldspato potassico, pl–plagioclasio, foidi–feldspatoidi, feld–feldspati, Ti–augite–augite contenente titanio; da LE MAITRE (2002).

Minerali sialici costituenti		Minerali femici prevalenti		
feldspati	feldspatoidi	biotite > orneblenda ± augite diopsidica ± olivina	orneblenda, augite diopsidica ± olivina ± olivina	anfiboli, Ti-augite, olivina, biotite
or > pl	-	<i>minette</i>	<i>vogesite</i>	-
pl > or	-	<i>kersanite</i>	<i>spessartite</i>	-
or > pl	feld > foidi	-	-	<i>sannaite</i>
pl > or	feld > foidi	-	-	<i>camptonite</i>
-	vetro o foidi	-	-	<i>monchiquite</i>

Rocce leucitiche

La leucite $K[AlSi_2O_6]$ è un minerale del gruppo dei feldspatoidi caratteristico delle rocce vulcaniche potassiche sottosature e sature (basaniti, tefriti, fonoliti). Le rocce leucitiche devono essere classificate secondo il diagramma QAPF per le rocce effusive di Fig. 2.2c. Se nella roccia i feldspatoidi sono maggiori del 90% si rientra nel campo delle foiditi e se il feldspatoide predominante presente è la leucite la roccia è detta *leucitite*. Se i feldspatoidi sono tra 60-90% e se il feldspato alcalino è maggiore del plagioclasio si rientra nel campo delle foiditi fonolitiche, se il feldspatoide predominante è la leucite la roccia è detta *leucitite fonolitica*. Se i feldspatoidi sono tra 60-90% e se il feldspato alcalino è minore del plagioclasio si rientra nel campo delle foiditi tefritiche, se il feldspatoide predominante è la leucite la roccia è detta *leucitite tefritica*.

Lamprofiri

I lamprofiri sono una famiglia di rocce filoniane che dal punto di vista chimico non possono essere separate facilmente dagli altri gruppi di rocce magmatiche. I lamprofiri sono caratterizzati da una paragenesi con fenocristalli costituita da minerali femici idrati (biotite, anfiboli) associati a biotite e olivina, e possono contenere sia minerali sialici saturi (feldspati) che sottosaturi (feldspatoidi). La classificazione per i lamprofiri è riportata in Tab. 2.3.

Rocce charnockitiche

Le *charnockiti* sono una suite di rocce magmatiche intrusive a grana grossa caratterizzate dalla presenza dei ortopirosseno (o della fayalite + quarzo) e dal carattere pertitico dei feldspati. Sono spesso associate a noriti e anortositi in basamenti precambriani. Essendo rocce magmatiche intrusive vanno classificate usando il diagramma QAP di Fig. 2.2a e usando i nomi generali di questo diagramma, ma data la particolarità di queste rocce alcuni nomi speciali sono usati, come riportato in Tab. 2.4.

Tabella 2.4 Nomenclatura per le rocce charnockitiche, da LE MAITRE (2002).

Nome generale	Nome speciale
granito ad alcalifeldspati e ortopirosseno	<i>charnockite ad alcalifeldspati</i>
granito a ortopirosseno	<i>charnockite</i>
granodiorite a ortopirosseno	<i>opdalite o charno-ederbite</i>
tonalite a ortopirosseno	<i>enderbite</i>
monzonite a ortopirosseno	<i>mangerite</i>
monzonorite	<i>jotunite</i>

3

Classificazione rocce metamorfiche

3.1 Introduzione

Questi appunti hanno solamente la finalità di illustrare i principi e i criteri utili la classificazione di una roccia metamorfica. In queste dispense quindi non vengono trattati i vari aspetti del metamorfismo, facies e gradi del metamorfismo, minerali, strutture e tessiture delle rocce metamorfiche. Questi concetti vengono dati per acquisiti in altri insegnamenti.

Per la classificazione delle rocce metamorfiche queste dispense si basano sulle linee guida realizzate dalla “Subcommission on the Systematics of Metamorphic Rocks” (SSMR) della “International Union of Geological Sciences” e pubblicate nel libro edito da FETTES & DESMONS (2007). Minime modifiche saranno introdotte rispetto alla classificazione della SSMR, soprattutto per introdurre alcuni nomi di rocce ampiamente diffusi nella lingua italiana. Queste modifiche saranno comunque chiaramente evidenziate nel testo.

Libri utili per approfondire i vari aspetti della classificazione delle rocce metamorfiche e del processo metamorfico in genere, a cui si rimanda, sono quelli di D’AMICO (1973); WINKLER (1974); VERNON (1976); BORRADAILE *et alii* (1982); BARD (1986); D’AMICO *et alii* (1987); BARKER (1989); YARDLEY (1989); YARDLEY *et alii* (1990); MIYASHIRO (1994); BUCHER & GRAPES (2011).

3.2 Caratteri generali

Il *metamorfismo* è l’insieme di tutti i processi che si sviluppano all’interno della crosta terrestre e che con una serie di trasformazioni chimiche, mineralogiche e strutturali interessano rocce di vario tipo (sedimentarie, magmatiche o altre rocce metamorfiche), in risposta a un ambiente fisico (pressione, temperatura, presenza/assenza e composizione dei fluidi) mutato rispetto a quello in cui queste rocce si sono originate, a causa di vari processi geodinamici. Le *rocce metamorfiche* sono le rocce che sviluppano i loro caratteri strutturali e mineralogici durante i processi metamorfici.

L’intensità del metamorfismo e l’entità della trasformazione metamorfica sono espressi dal termine *grado metamorfico*. Questo termine è un indicatore delle condizioni fisiche che hanno agito su una roccia, cioè un aumento delle condizioni di P e T producono rocce di grado metamorfico progressivamente crescente. Con l’aumento del grado metamorfico si è visto che in aree con rocce di composizione omogenea si sviluppano sistematicamente

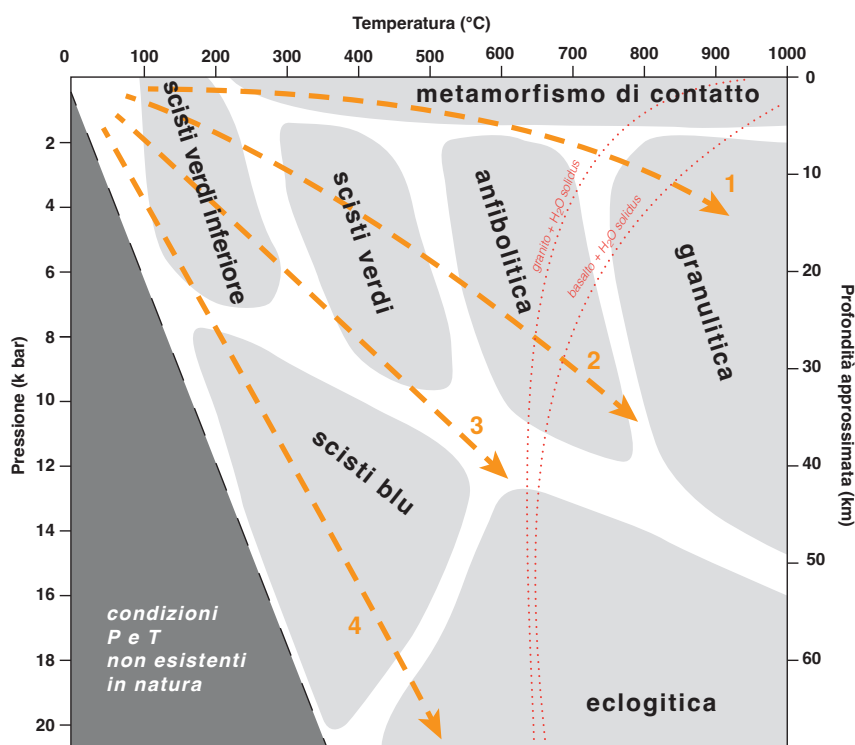


Figura 3.1 Condizioni di pressione e temperatura delle varie facies metamorfiche, da BUCHER & GRAPES (2011). Le frecce indicano traiettorie P/T da CLOOS (1993), nel caso di: 1-Alta P/T (dorsali, archi vulcanici); 2-Tipico gradiente (deformazione in aree continentali, tettonica collisionale); 3-Subduzione “calda” (aree con velocità di subduzione lenta, < 2 cm/anno); 4-Subduzione “fredda” (aree con subduzione veloce, prismi di accrezione).

nuovi minerali, questi minerali sono detti *minerali indice*. Nei classici lavori di BARROW (1893, 1912) in rocce pelitiche in Scozia egli osservò la crescita dei seguenti minerali con l’aumento del grado metamorfico:

clorite → biotite → granato almandino → staurolite → cianite → sillimanite.

Il concetto di *facies metamorfica* è stato invece introdotto da ESKOLA (1915), che notò come è l’insieme di tutti i minerali che costituiscono una roccia, piuttosto che i singoli minerali, che sono importanti per definire il grado metamorfico di una roccia. Questo perché l’insieme dei minerali che sono presenti in una roccia metamorfica erano, in prima approssimazione, in equilibrio chimico tra loro alle condizioni di P e T esistenti quando la roccia si è formata. Secondo la definizione di Eskola, quindi, “una facies metamorfica include rocce che sono state metamorfosate alle stesse condizioni di P e T. Rocce della stessa composizione che appartengono alla stessa facies metamorfica, sono composte dei soliti minerali metamorfici”. È importante notare che alcuni minerali metamorfici hanno ampi campi di stabilità e possono ritrovarsi in varie facies metamorfiche, mentre altri minerali hanno campi di stabilità molto più ristretti e si ritrovano solo (e sono diagnostici) di una certa facies metamorfica. Le facies metamorfiche comunemente usate sono riportate in Fig. 3.1, con le relative condizioni di P e T.

Nello studio delle rocce metamorfiche con il termine *associazione mineralogica* si intende la totalità dei minerali presenti nella roccia, di maggiore importanza è invece riconoscere la *paragenesi metamorfica* della roccia, cioè l’insieme dei minerali che si pensa si siano formati alle stesse condizioni di P-T e che quindi formano un insieme di minerali in equilibrio.

3.3 La struttura delle rocce metamorfiche

La struttura delle rocce metamorfiche è spesso controllata dalla struttura della roccia originaria. In rocce metamorfiche di basso grado, per esempio, si possono ancora preservare strutture sedimentarie quali gradazione e stratificazione incrociata, oppure in rocce metamorfiche derivate da ofioliti si possono riconoscere *pillow lava*, ecc. Spesso in rocce metamorfiche derivate da rocce granitoidi con cristalli di grandi dimensioni (alcuni cm) tali cristalli sono ancora preservati. Nella maggior parte dei casi però le rocce metamorfiche mostrano strutture molto differenti da quelle della roccia originaria, strutture che sono state acquisite durante il processo metamorfico. Al termine delle trasformazioni metamorfiche la struttura risultante della roccia sarà quindi definita da:

- a) *caratteri strutturali ereditati*, cioè i caratteri pre-metamorfici sopravvissuti; talora essi sono prevalenti e possono essere usati per riconoscere la natura del protolite, spesso sono difficilmente riconoscibili o del tutto assenti e può essere molto difficile riconoscere il protolite;
- b) *caratteri strutturali acquisiti*, cioè i prodotti delle trasformazioni metamorfiche; essi sono importanti per studiare le caratteristiche fisiche dell'ambiente in cui è avvenuto il metamorfismo della data roccia.

Per *struttura* di una roccia metamorfica si intende la descrizione dei caratteri e delle varie parti che compongono la roccia, come una descrizione delle relazioni spaziali tra i cristalli costituenti, le dimensioni dei minerali, la forma dei minerali, eventuali orientazioni preferenziali di forma, le loro caratteristiche. I prefissi *micro-*, *meso-* e *mega-* possono essere usati per specificare la scala di osservazione, rispettivamente a scala della sezione sottile, del campione a mano e dell'affioramento.

Il termine *tessitura* per taluni autori è sinonimo di microstruttura, in queste dispense per microstruttura si intende l'orientazione cristallografica preferenziale dei minerali costituenti una roccia, come comunemente adottato negli studi sulla deformazione delle rocce e in metallurgia.

Il termine inglese *fabric* comprende i termini struttura e tessitura e quindi va usato quando in modo generico ci si riferisce a tutti i caratteri di una roccia deformata.

Le strutture più comuni riconoscibili ad occhio nudo in una roccia metamorfica sono:

- a) *strutture isotrope*: sono caratterizzate da una disposizione degli elementi strutturali uguale in tutte le dimensioni, per effetto dell'assenza di forze orientate quando la struttura si è formata (es. struttura granoblastica, granofelsica); sono caratterizzate da granuli equidimensionali e privi di orientazione preferenziale di forma;
- b) *strutture anisotrope*: sono le strutture più comuni nelle rocce metamorfiche e sono caratterizzate da orientazione preferenziale di alcuni elementi strutturali; si possono avere orientazioni preferenziali planari (*foliazioni*) e/o lineari (*lineazioni*) nella roccia. Foliazioni si possano originare a seguito di (Fig. 3.2):
 - i. livelli (*layering*) a differente composizione;
 - ii. orientazione di cristalli di abito lamellare;
 - iii. orientazione planare di aggregati di minerali di abito allungato.

Foliazione, scistosità, clivaggio

Con il termine *foliazione* si intende un insieme di superfici planari in una roccia originatesi a seguito di un processo deformativo e/o metamorfico; foliazione è quindi il termine generale che comprende qualsiasi tipo di superficie o discontinuità non primaria all'interno

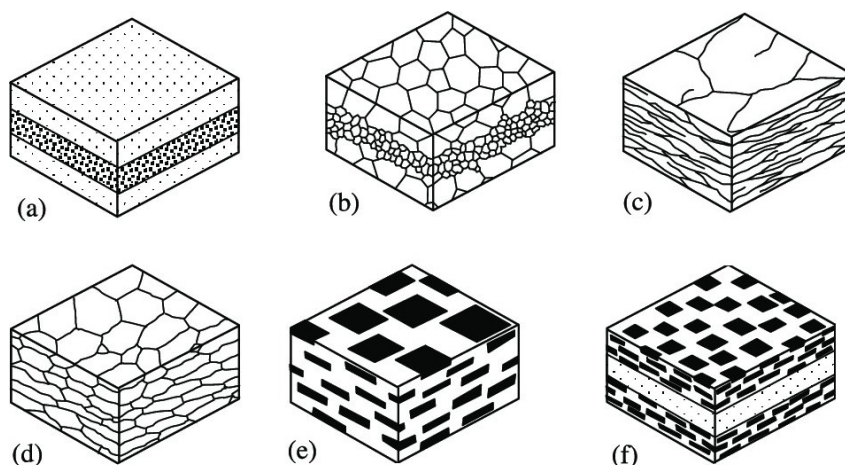


Figura 3.2 Alcuni tipi di foliazione in rocce metamorfiche. Una foliazione può essere definita da: (a) alternanze composizionali; (b) variazione delle dimensioni dei granuli; (c) allineamento di discontinuità (faglie, fratture) circa parallele tra loro; (d) orientazione preferenziale della forma di cristalli; (e) orientazione preferenziale di cristalli di forma tabulare; (f) alternanza di (e) e (a); da HOBBS *et alii* (1976).

di una roccia. Una foliazione è dunque una anisotropia nella roccia e spesso le rocce perdono di coesione lungo tali superfici, fratturandosi facilmente (anche semplicemente colpendole con il martello). Una foliazione può essere espressa da: discontinuità, variazione delle dimensioni dei granuli, variazione nella composizione mineralogica, orientazione preferenziale di minerali con abito appiattito o di minerali appiattiti durante la deformazione, orientazione preferenziale di aggregati di minerali.

Una roccia può contenere una o più foliazioni che si sono sviluppate durante i vari eventi deformativi che la roccia ha subito, esse sono nominate progressivamente dalla più vecchia alla più giovane con le sigle: S_1 , S_2 , S_3 , ecc. La stratificazione (che non è una foliazione in quanto è di origine primaria e non legata ad un processo deformativo) è solitamente indicata con S_0 . In rocce suborizzontali poco o non deformate si possono avere casi particolari di foliazioni parallele alla stratificazione legate non ad una deformazione, ma al carico litostatico dei sedimenti sovrastanti.

Una foliazione può essere: *penetrativa*, cioè molto fitta ed interessare tutta la roccia, oppure *non penetrativa* (anche detta *spaziata*), se le superfici sono tra loro ad una certa distanza e isolano volumi di roccia non deformata. La classificazione in foliazioni penetrative e non penetrative necessita però di definire inizialmente una scala di osservazione, in quanto una foliazione può essere penetrativa ad una certa scala di osservazione (es. in affioramento) e non penetrativa ad un'altra scala (es. alla scala del campione a mano).

Un semplice criterio di classificazione delle foliazioni è basato sul grado di ricristallizzazione metamorfica; le foliazioni possono essere suddivise in:

- a) *clivaggio*: una foliazione che si sviluppa a grado metamorfico basso o molto basso, non è accompagnata da ricristallizzazione metamorfica importante e i minerali metamorfici non sono visibili a occhio nudo. Può avere varie origini ed è possibile distinguere un: clivaggio ardesiaco, clivaggio di crenulazione, clivaggio di dissoluzione, clivaggio di frattura.¹
- b) *scistosità*: foliazione con significativa ricristallizzazione metamorfica che si sviluppa a medio e alto grado metamorfico; i minerali metamorfici sono di dimensioni tali da

¹vedi le dispense "Strutture Geologiche" disponibili nel sito web <https://www.pconti.net>.

essere visibili a occhio nudo.

Negli gneiss è possibile distinguere una *struttura gneissica*. Questa struttura è caratterizzata dallo sviluppo di una scistosità che è poco sviluppata alla scala della roccia oppure è sviluppata solo in livelli di spessore limitato nella roccia, in modo tale che la roccia si sfalda solo a scala centimetrica (e non millimetrica).

Una struttura *granofelsica* è invece una struttura caratterizzata dall'assenza di foliazione, cioè i cristalli metamorfici non hanno orientazioni preferenziali di forma. Si possono però avere delle alternanze (layering) mineralogiche o litologiche.

3.4 Nomi basati sulla natura del protolite

Prima di entrare nel dettaglio della classificazione delle rocce metamorfiche è importante ricordare ancora una volta come una grande classe di rocce metamorfiche, cioè le rocce interessate solo da un basso grado di metamorfismo, conservano ancora le proprie caratteristiche primarie (evidenze di stratificazione, caratteri magmatici, ecc.). Per queste rocce è consolidato attribuire loro un nome basato sulla natura del loro protolite, aggiungendo il prefisso “*meta-*” al nome del protolite.

Se una arenaria è interessata solo da basso grado metamorfico e possiamo ancora riconoscere tutti caratteri litologici della roccia sedimentaria originale, possiamo usare il nome di *metarenaria*, oppure per altre rocce sedimentarie termini quali *metaconglomerato*, *metagrovacca*, ecc. Allo stesso modo per le rocce magmatiche debolmente metamorfiche potremo usare termini quali *metagabbro*, *metabasalto*, *metariolite*, ecc.

3.5 Nomi specifici di alcuni tipi di rocce metamorfiche

La “Subcommission on the Systematics of Metamorphic Rocks” (SSMR) della “International Union of Geological Sciences” indica dei criteri per la classificazione delle rocce metamorfiche e propone l'uso di alcuni termini. In questa classificazione si è cercato però di conservare e si raccomanda di usare alcuni nomi ormai consolidati in campo geologico, nomi specifici a cui corrispondono particolari tipi di rocce. Questi “nomi specifici” e relativo significato sono riportati qui di seguito.

Alcuni nomi specifici fanno riferimento alla struttura della roccia, essi sono:

Ardesia Una roccia a grana fine derivata dal metamorfismo di grado molto basso di argille o grovacche, con un clivaggio ben sviluppato. Si usa anche il termine *argilloscisto*.

Fillade Una roccia a grana fine derivata dal metamorfismo a grado basso di argille o grovacche, caratterizzata da una foliazione evidente data dall'allineamento di cristalli di fillosilicati a scala microscopica, non visibili a occhio nudo. La foliazione mostra un aspetto “lucente” nel campione a mano.

Scisto Roccia caratterizzata da una foliazione ben evidente e penetrativa, caratterizzata dall'allineamento di fillosilicati ben osservabili anche a occhio nudo. Se un minerale è prevalente nella roccia, esso può essere indicato nel nome: es. micascisto, scisto a biotite, cloritoscisto, ecc.

Gneiss Tipo di roccia caratteristica del medio e alto grado metamorfico, caratterizzata da una *struttura gneissica*, cioè una struttura con: a) layering (o bandatura) irregolare o scarsamente definito, talvolta anche la foliazione è mal definita; b) aggregati lenticolari di minerali o singoli minerali di grandi dimensioni (mm-cm), attorno ai quali si sviluppa la

foliazione. Questi aggregati sono detti *augen*; c) minerali di dimensioni molto variabili, da sub-millimetrici a centimetrici, spesso con debole o assente orientazione preferenziale di forma. Uno gneiss proveniente da una roccia magmatica è detto *ortogneiss*, uno proveniente da un protolite sedimentario è detto *paragneiss*.

Granofels/Cornubianite Un tipo di roccia in cui è assente ogni tipo di anisotropia, cioè non è osservabile alcun tipo di foliazione e/o lineazione; in italiano usato anche il termine *cornubianite*. Si formano per metamorfismo di contatto.

Alcuni nomi specifici fanno riferimento alla composizione della roccia, essi sono:

Quarzite Una roccia metamorfica contenente più dell'80% di quarzo.

Marmo Roccia costituita quasi esclusivamente da calcite (marmo) o da calcite e dolomite (marmo dolomitico).

Calcescisto Roccia derivata dal metamorfismo di marne, e composto da alternanze di livelli ricchi in calcite e livelli ricchi in fillosilicati.

Anfibolite Roccia derivata da rocce magmatiche basiche, composta da anfibolo e plagioclasio, in cui la somma dei due minerali è $\geq 75\%$ della roccia, altri minerali possono essere quarzo, clinopirosseno, granato, biotite, ecc..

Eclogite Roccia di alto grado metamorfico priva di plagioclasio e con granato e omphacite (pirosseno sodico-calcico).

Prasinite Roccia derivata dal metamorfismo di basso grado su rocce magmatiche basiche. La roccia è costituita principalmente da albite, epidoto, actinoto (anfibolo) e clorite.

Serpentinite Roccia metamorfica derivante da rocce ultramafiche e composta principalmente da minerali del gruppo del serpentino (antigorite, crisotilo, ecc.).

Migmatite Roccia di composizione silicatica, molto eterogenea alla mesoscala, che si forma a gradi metamorfici medi e alti. È caratteristica della crosta continentale media e inferiore. Le migmatiti sono composte da una parte scura (melanosoma) a composizione mafica e una più chiara (leucosoma) a composizione silicatica, in associazioni strutturali complesse. La parte silicatica deriva dalla cristallizzazione di parti della roccia portate a fusione durante il processo metamorfico; la parte mafica rappresenta la parte residuale del processo di fusione, cioè i minerali non ancora portati a fusione.

Scisto blu Roccia scistosa il cui colore bluastrò è dovuto alla presenza di anfibolo sodico (glaucofane, crossite, riebekite), detti anche *scisti a glaucofane*.

Granulite Roccia metamorfica di alto grado in cui i minerali anidri sono più abbondanti di quelli idrati. La muscovite è assente, caratteristico è il plagioclasio e l'ortopirosseno, sia in rocce di derivazione basica sia acida.

Skarn Roccia originata da metamorfismo di contatto, caratterizzata da silicati di Ca, Fe e Mg. Si hanno variazioni metasomatiche causate dall'intrusione di magmi ricchi in silice in rocce incassanti carbonatiche (calcarei o dolomie).

Per le rocce di faglia, cioè rocce che sviluppano a seguito di una deformazione localizzata lungo contatti tettonici, si usano questi termini che fanno riferimento alla genesi della roccia.

Cataclasite Roccia di faglia in cui la maggiore parte della deformazione viene accomodata dal meccanismo deformativo di cataclasi. Cataclasi è un meccanismo deformativo in cui le dimensioni dei grani diminuiscono a seguito dello sviluppo di microfratture a tutte le scale, sulle quali si ha scivolamento. Questo porta ad un aumento di volume (dilatanza), allo scivolamento relativo tra i grani lungo le fratture e alla rotazione passiva tra i grani o i frammenti di grani. In genere durante questo processo si ha una diminuzione della grana e del grado di selezionamento della roccia, con un ampio spettro delle dimensioni

dei granuli. La struttura cristallografica interna dei singoli cristalli non cambia durante questo processo. Affioramenti di rocce cataclastiche sono generalmente caratterizzati da una fratturazione ed un'alterazione diffusa. È possibile distinguere cataclasiti prive di coesione (brecce di frizione) da cataclasiti con coesione. La coesione della roccia può essere originaria, cioè posseduta anche durante la deformazione oppure essere acquisita secondariamente a seguito di fenomeni di cementazione.

Milonite Roccia di faglia in cui la maggiore parte della deformazione viene accomodata dai cristalli mediante uno tra i meccanismi deformativi di tipo viscoso, cioè: plasticità, scioglimento viscoso, dissoluzione e riprecipitazione. Plasticità è un termine che comprende meccanismi deformativi in cui la deformazione è intragranulare e legata al movimento di dislocazioni all'interno del cristallo. Scioglimento viscoso avviene invece per fenomeni di diffusione ai bordi o all'interno del cristallo. Dissoluzione e riprecipitazione implica trasporto di materia mediante una fase fluida intragranulare in cui un minerale può entrare in soluzione e da cui successivamente può ricristallizzare. In rocce polimineraliche la fase che si deforma più facilmente accomoda la deformazione totale della roccia se può formare una matrice continua attorno alle fasi più competenti. Queste ultime formano boudinage o clasti, a seconda del contrasto di competenza.

3.6 Linee guida per classificare una roccia metamorfica

La già citata "Subcommission on the Systematics of Metamorphic Rocks" della "International Union of Geological Sciences" (FETTES & DESMONS, 2007) fornisce delle linee guida per la classificazione delle rocce metamorfiche, che sono qui illustrate e schematizzate in Fig. 3.3. La classificazione prevede cinque stadi successivi (1-5 in Fig. 3.3).

Inizialmente (1), se la roccia è solo debolmente metamorfica e se si può stabilire che roccia era originariamente, si può assegnare alla roccia un nome usando il prefisso *meta-*, seguito dal nome della roccia originaria (protolite), come già visto nel Capitolo 3.4 (es. *metagabbro*, *metarenaria*, ecc.).

Successivamente (2) si cercherà di classificare la roccia attraverso un "Nome specifico" che può essere stabilito se:

- a) la roccia contiene un solo minerale in quantità $\geq 75\%$; in questo caso la roccia prenderà il nome del minerale, seguito dal suffisso *-ite*. Per esempio *biotitite*, *epidotite*, ecc. Ci sono parecchie eccezioni a questa regola, per esempio il nome *anfibilite* è riservato ad una roccia metamorfica ad anfibolo e plagioclasio, *orneblendite* e *pirossenite* sono invece termini che indicano delle rocce magmatiche. Il suffisso *-ite* non si applica poi ad alcuni minerali, quali calcite, dolomite, aragonite, per i loro derivati metamorfici si usano i nomi di *marmi*, *marmi dolomitici*, ecc.
- b) la roccia per il suo contenuto mineralogico, per la sua struttura o per la genesi può essere descritta da un nome specifico tra quelli riportati nel Capitolo 3.5, a cui si rimanda per la spiegazione del significato di questi nomi. Avremo quindi rocce per le quali si potrà utilizzare nomi quali *eclogite*, *granulite*, *marmo*, *milonite*, *cataclasite*, ecc.

Successivamente (3) si osserva se la roccia possiede una foliazione. Se la roccia metamorfica è priva di foliazione, cioè i minerali presenti (es. quarzo, granato, feldspati, pirosseni) non mostrano un'orientazione preferenziale di forma si dice che la roccia ha una struttura *granofelsica* e la roccia è un *granofels* (in italiano: *cornubianiti*). Queste rocce sono

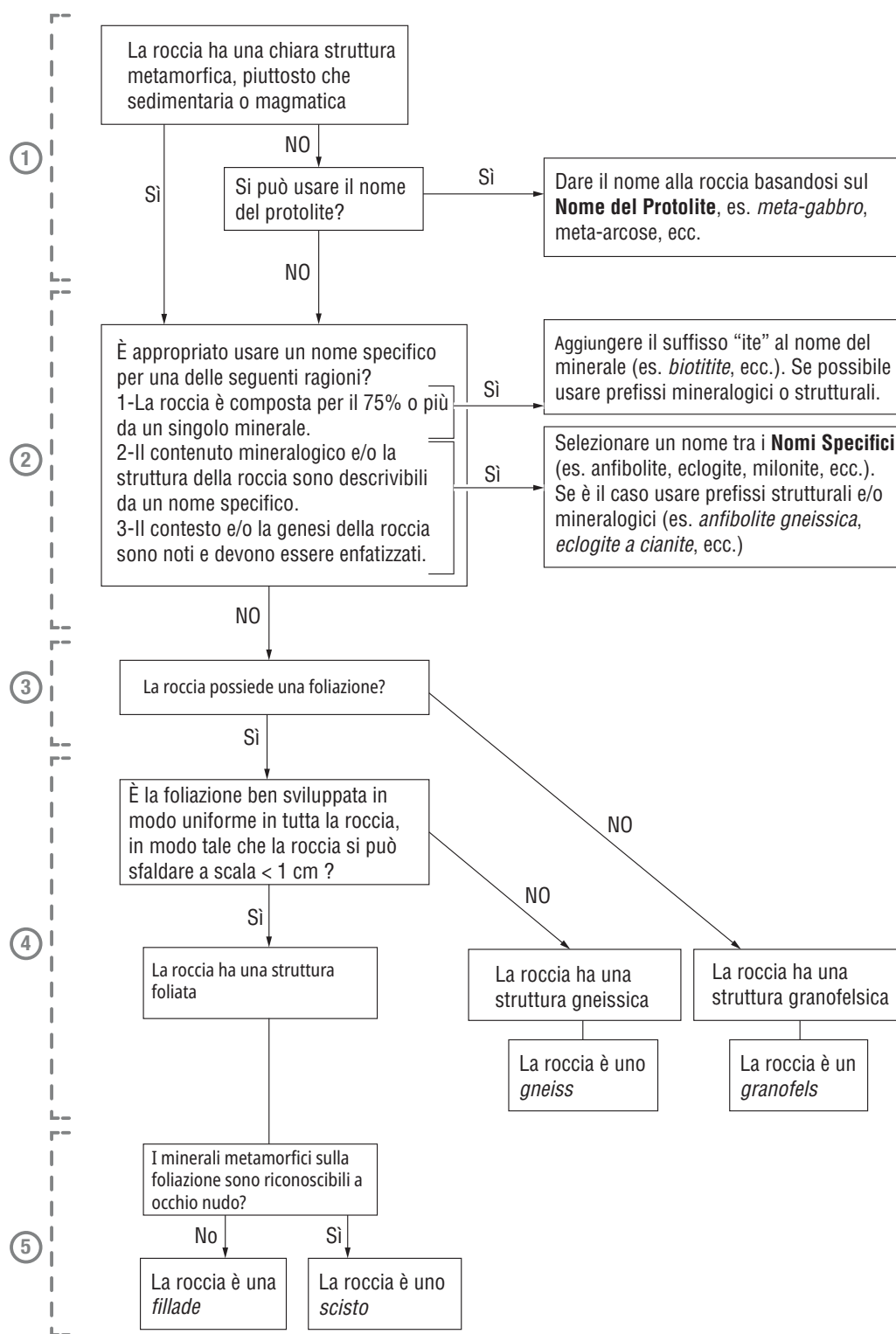


Figura 3.3 Schema per la classificazione delle rocce metamorfiche secondo la “Subcommission on the Systematics of Metamorphic Rocks” (SSMR) della “International Union of Geological Sciences” (FETTES & DESMONS, 2007), modificato con l’introduzione del termine “fillade”, ampiamente diffuso nella letteratura geologica italiana. Per la nomenclatura basata sul Nome del Protolite vedi Capitolo 3.4. I Nomi Specifici da usare preferenzialmente sono riportati nel Capitolo 3.5.

solitamente a grana media o grossa e risultano da aumento di temperatura a seguito di metamorfismo di contatto.

Successivamente (4) si osserva la foliazione presente nella roccia. Si possono avere due casi:

- a) la foliazione è molto penetrativa (“fitta”) e le anisotropie date dall’allineamento di minerali metamorfici si sviluppano nella roccia a scala millimetrica o sub-millimetrica. Se colpita con un martello la roccia si sfalda in porzioni di spessore millimetrico.
- b) la foliazione è poco sviluppata alla scala di tutta la roccia, oppure è sviluppata solo in limitati livelli, molto spazati tra loro. Se colpita con un martello la roccia si sfalda in porzioni di spessore maggiore di un centimetro. Questo tipo di struttura è detta *struttura gneissica* e la roccia è detta *gneiss*.

Successivamente (5) si osserva che tipo di foliazione è presente nella roccia, osservando i minerali metamorfici presenti.

- a) Se i minerali metamorfici non sono osservabili a occhio nudo, ma la roccia ha solo un aspetto “lucente”, dato dalla presenza di minerali metamorfici di dimensioni sub-millimetriche (es. sericite), la roccia è una *fillade*.
- b) Se i minerali nella roccia sono di taglia maggiore, espressione di un grado metamorfico maggiore, di dimensioni millimetriche tali da poter essere riconosciuti a occhio nudo, in questo caso la roccia è uno *scisto*.

Si noti che nella classificazione originale della “Subcommission on the Systematics of Metamorphic Rocks” non compare il nome “fillade”, ma ogni roccia con una foliazione/scistosità è classificata come “scisto”. In queste dispense si è comunque riportato il termine “fillade”, in quanto ampiamente diffuso nella letteratura geologica italiana.

Bibliografia

- BARD J.P. (1986) - *Microtextures of Igneous and Metamorphic Rocks*. Reidel Publishing Company, Dordrecht, 264 pp.
- BARKER A.J. (1989) - *Introduction to Metamorphic Textures and Microstructures*. Blackie, Glasgow, 162 pp.
- BARROW G. (1893) - *On an intrusion of muscovite biotite gneiss in the S.E. Highlands of Scotland and its accompanying metamorphism*. Quarterly Journal of the Geological Society of London, **49**, 330–358.
- BARROW G. (1912) - *On the geology of lower Deeside and the southern Highland border*. Proceedings of the Geologists' Association, **23**, 268–284.
- BOGGS S. (1995) - *Principles of Sedimentology and Stratigraphy*. Prentice Hall, 662 pp.
- BORRADAILE G.J., BAYLY M.B. & POWELL C.M. (1982) - *Atlas of Deformational and Metamorphic Rock Fabrics*. Springer verlag, Berlin, 551 pp.
- BOSELLINI A., MUTTI E. & RICCI LUCCHI F. (1989) - *Rocce e Successioni Sedimentarie*. UTET, Torino, 395 pp.
- BUCHER K. & GRAPES (2011) - *Petrogenesis of Metamorphic Rocks*. Springer Verlag, Berlin, 428 pp.
- CAS R. & WRIGHT J. (1987) - *Volcanic Successions, Modern and Ancient: a Geological Approach to Processes, Products and Successions*. Chapman & Hall, London.
- CASATI P. (2002) - *Scienze della Terra. Volume 1, Elementi di Geologia Generale*. CittàSudiEdizioni, Torino, 615 pp.
- CLOOS M. (1993) - *Lithospheric buoyancy and collisional orogenesis: Subduction of oceanic plateaus, continental margins, island arcs, spreading ridges, and seamounts*. Geological Society of America Bulletin, **105** (6), 715–737.
- COE A.L. (2010) - *Geological Field Techniques*. Wiley-Blackwell, 323 pp.
- D'AMICO C. (1973) - *Le Rocce Metamorfiche*. Patron, Bologna, 333 pp.
- D'AMICO C., INNOCENTI F. & SASSI F.P. (1987) - *Magmatismo e Metamorfismo*. UTET, Torino, 536 pp.
- D'ARGENIO B., INNOCENTI F. & SASSI F.P. (1994) - *Introduzione allo Studio delle Rocce*. UTET, Torino, 162 pp.
- DUNHAM R.J. (1962) - *Classification of carbonate rocks according to depositional texture*. In: W.E. HAM (Ed.), *Classification of Carbonate Rocks*, Memoir, vol. 1, pp. 108–121. American Association of Petroleum Geologists, Tulsa.
- EINSELE G. (2000) - *Sedimentary Basins*. Springer Verlag, 628 pp.
- ESKOLA P. (1915) - *On the relations between the chemical and mineralogical composition in the metamorphic rocks of the Orijärvi region*. Bulletin de la Commission Géologique de Finlande, **44**, 1–145.
- FETTES D. & DESMONS J. (2007) - *Metamorphic Rocks: A Classification and Glossary of Terms. Recommendations of the International Union of Geological Sciences, Subcommittee on the Systematics of Metamorphic Rocks*. IUGS - Cambridge University Press, 244 pp.
- FISHER R. & SCHMINCKE H. (1984) - *Pyroclastic Rocks*. Springer-Verlag, New York, 472 pp.
- FOLK R.L. (1959) - *Practical petrographic classification of limestones*. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, **43** (1), 1–38.
- FOLK R.L. (1962) - *Spectral subdivision of limestone types*. In: W.E. HAM (Ed.), *Classification of Carbonate Rocks* -

- A Symposium*, AAPG Memoir, vol. 1, pp. 62–84. American Association of Petroleum Geologists, Tulsa.
- GIACOMELLI L. & SCANDONE R. (2002) - *Vulcani e Eruzioni*. Pitagora Editrice, Bologna.
- HOBBS B.E., MEANS W.D. & WILLIAMS P.F. (1976) - *An Outline of Structural Geology*. John Wiley & Sons, New York, 571 pp.
- JERRAM D.A. (2001) - *Visual comparators for degree of grain-size sorting in two and three-dimensions*. Computers & Geosciences, 27 (4), 485–492.
- LE MAITRE R. (2002) - *Igneous Rocks: A Classification and Glossary of Terms - Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks*. Cambridge School Press, Cambridge, 236 pp.
- LEEDER M.R. (1982) - *Sedimentology: Process and Product*. Chapman & Hall, 344 pp.
- MARESCH W. & SCHERTL H.P. (2024) - *Rocks: Description, Identification, Nomenclature, Genesis*. Schweizerbart, Stuttgart, 408 pp.
- MCPHIE J., DOYLE M. & ALLEN R. (1993) - *Volcanic Textures*. University of Tasmania, Centre for Ore Deposits and Exploration Studies, Hobart, Tasmania, 198 pp.
- MIYASHIRO A. (1994) - *Metamorphic Petrology*. Routledge, London, 404 pp.
- MORBIDELLI L. (2003) - *Le Rocce e i Loro Costituenti*. Bardi Editore, Roma, 482 pp.
- MOTTANA A., CRESPI R. & LIBORIO G. (1977) - *Minerali e Rocce*. Arnoldo Mondadori Editore, Milano, 608 pp.
- MURRAY R.C. (1964) - *Origin and diagenesis of gypsum and anhydrite*. Journal of Sedimentary Research, 34 (3), 512–523.
- NEMETH K. & MARTIN U. (2007) - *Practical Volcanology: Lecture Notes for Understanding Volcanic Rocks from Field Based Studies*. Geological Institute of Hungary, Budapest, 221 pp.
- NICHOLS G. (2009) - *Sedimentology and Stratigraphy*. Wiley-Blackwell, 419 pp.
- OLLIER C. (1990) - *Vulcani*. Zanichelli, Bologna.
- PETTIJOHN F.J. (1983) - *Sedimentary Rocks*. Harpercollins, 628 pp.
- POWERS M.C. (1953) - *A new roundness scale for sedimentary particles*. Journal of Sedimentary Research, 23 (2), 117–119.
- ROSI M., PAPALE P., LUPI L. & STOPPATO M. (1999) - *Tutto Vulcani*. Arnoldo Mondadori Editore, Milano.
- SALVADOR A. (1994) - *International Stratigraphic Guide. A Guide to Stratigraphic Classification, Terminology, and Procedure*. International Union of Geological Sciences, Geological Society of America, Boulder, 214 pp.
- SIGURDSSON H., HOUGHTON B.F. & BALLARD R.D. (2000) - *Encyclopedia of Volcanoes*. Academic Press, 1416 pp.
- TUCKER M.E. (1996) - *Rocce Sedimentarie. Guida alla descrizione sugli affioramenti rocciosi*. Dario Flaccovio Editore, Palermo, 131 pp.
- TUCKER M.E. (2010) - *Geologia del Sedimentario*. Dario Flaccovio Editore, Palermo, 384 pp.
- UDDEN J.A. (1914) - *Mechanical composition of clastic sediments*. Geological Society of America Bulletin, 25 (1), 655–744.
- VERNON R. (1976) - *Metamorphic Processes*. George Allen & Unwin, London, 247 pp.
- WENTWORTH C.K. (1922) - *A scale of grade and class terms for clastic sediments*. Journal of Geology, 30 (5), 377–392.
- WINKLER H.G.F. (1974) - *Petrogenesis of Metamorphic Rocks*. Springer Verlag, Berlin, 320 pp.
- YARDLEY B.W.D. (1989) - *An Introduction to Metamorphic Petrology*. Longman Scientific & Technical, Harlow, 248 pp.
- YARDLEY B.W.D., MACKENZIE & GUILFORD C. (1990) - *Atlante delle Rocce Metamorfiche e delle loro Microstrutture*. Zanichelli.

Appendici

A

Diagrammi ternari

La classificazione delle rocce fa ampio uso di diagrammi ternari (o triangolari), un modo pratico per rappresentare in due dimensioni con un punto le relative percentuali di tre componenti che costituiscono una roccia. Vediamo come vengono rappresentati i dati in un diagramma ternario. Un diagramma ternario è un triangolo equilatero in cui ai vertici sono riportati i tre componenti (minerali, ecc.) su cui si basa la classificazione della roccia, es. i componenti A, B, C.

Se consideriamo il singolo componente A, nella Fig. A.1a vediamo che il punto A è all'apice di una linea con la freccia che parte dal lato opposto del triangolo. Lungo questa linea sono indicate le percentuali di A. Un punto lungo la linea in prossimità di A (punta della freccia) indica una percentuale del componente A del 100%, un punto dalla parte opposta indica lo 0% di A. Ogni altra percentuale di A tra 0% e 100% è rappresentata da punti posti lungo la linea. Linee orizzontali parallele al lato opposto ad A rappresentano quindi uguali percentuali di A, nell'esempio di Fig. A.1a sul lato destro del diagramma sono indicate le percentuali di A. Per quanto riguarda il componente B si opera nello stesso modo. Poiché B è nell'angolo sinistro del diagramma (Fig. A.1b), tutte le linee sono ruotate di 120° in senso antiorario. Anche le percentuali del componente B riportate a lato del triangolo risultano ruotate. Lo stesso vale per il componente C nell'angolo destro del triangolo.

Riportando le linee di uguale percentuale per tutti i tre componenti si ottiene il triangolo di Fig. A.2a. Un punto sul diagramma ternario rappresenterà quindi le tre percentuali dei

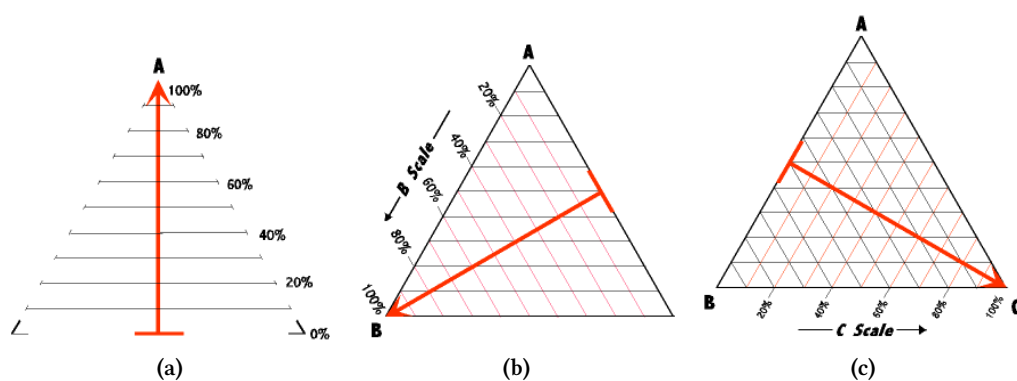


Figura A.1 Costruzione di diagrammi ternari.

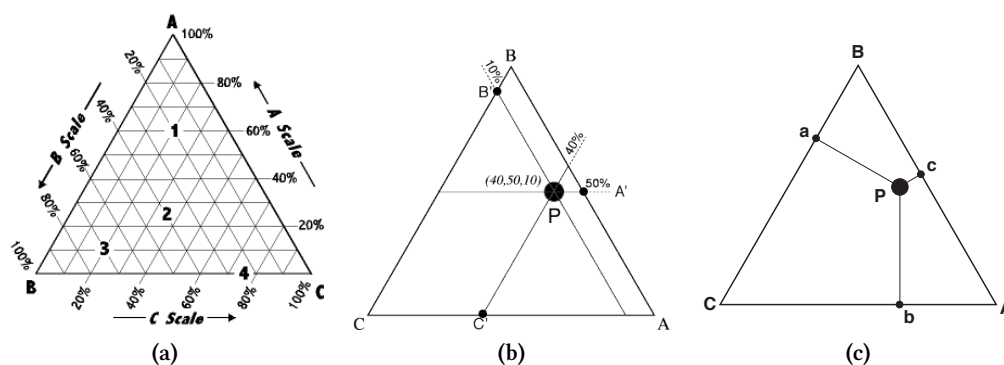


Figura A.2 Esempi di diagrammi ternari. (a) Diagramma con griglia, le percentuali per i punti 1, 2, 3 e 4 sono riportati in Tab. A.1. (b) Diagramma senza griglia. (c) Rappresentazione delle componenti percentuali del punto P.

Tabella A.1 Percentuali per i punti 1, 2, 3 e 4 di Fig. A.2a.

Punti	Componente A	Componente B	Componente C
1	60%	20%	20%
2	25%	40%	35%
3	10%	70%	20%
4	0%	25%	75%

tre componenti A, B e C. La somma delle tre percentuali è ovviamente 100. Come esempio la Tab. A.1 riporta le percentuali relative dei componenti A, B e C per i punti da 1 a 4 di Fig. A.2a. Solitamente però per semplicità nei diagrammi ternari non è riportato il reticolo e le percentuali come in Fig. A.2a, nella maggior parte dei casi sono riportati solo i componenti ai vertici. Se vogliamo calcolare le percentuali relative per i componenti A, B e C per il punto P in Fig. A.2b bisogna operare nel seguente modo.

- Tracciare le tre linee parallele ai tre lati del triangolo che passano per il punto P.
- Per determinare la percentuale del componente A si considera la linea parallela al lato CB, questa linea interseca il triangolo nel punto C'. La percentuale di A è data da: $\frac{CC'}{AC} \times 100$.
- Per determinare la percentuale del componente B si considera la linea parallela al lato AC, questa linea interseca il triangolo nel punto A'. La percentuale di B è data da: $\frac{AA'}{AB} \times 100$.
- Per determinare la percentuale del componente C si considera la linea parallela al lato AB, questa linea interseca il triangolo nel punto B'. La percentuale di A è data da: $\frac{BB'}{BC} \times 100$.
-

Sulla base di quanto detto finora, il contenuto percentuale di ogni componente relativo ad un punto (es. il punto P in Fig. A.2c) può anche essere definito dalla distanza del punto al lato opposto al vertice del componente. Per esempio, sempre riferendoci alla Fig. A.2c, la percentuale del componente B in una roccia definita dal punto P, è data dalla distanza Pb, la percentuale del componente C dalla distanza Pc, la percentuale del componente A dalla distanza Pa.

Riassumendo:

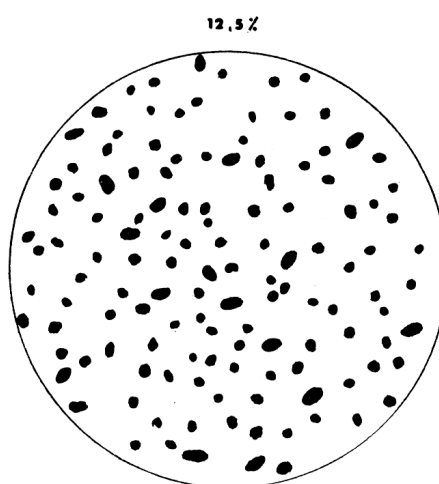
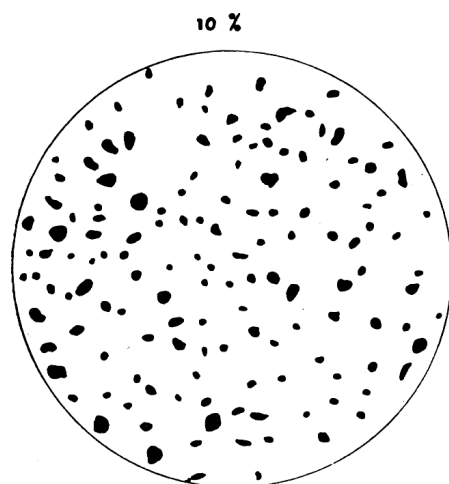
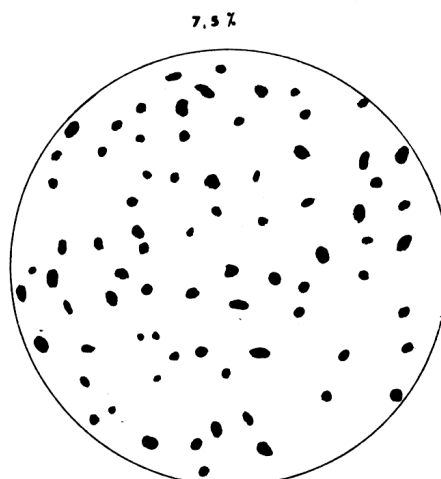
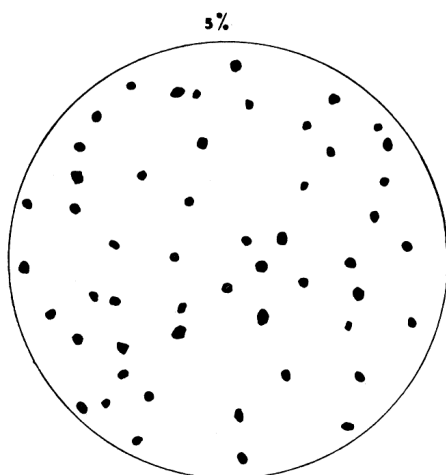
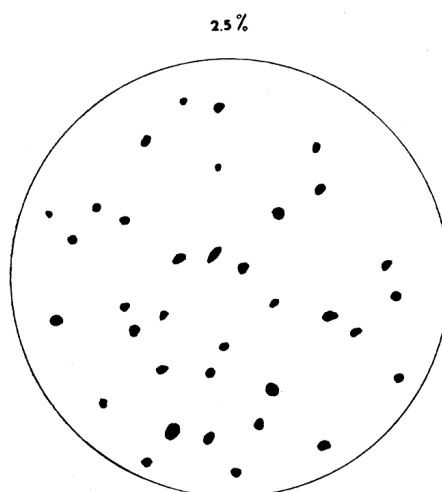
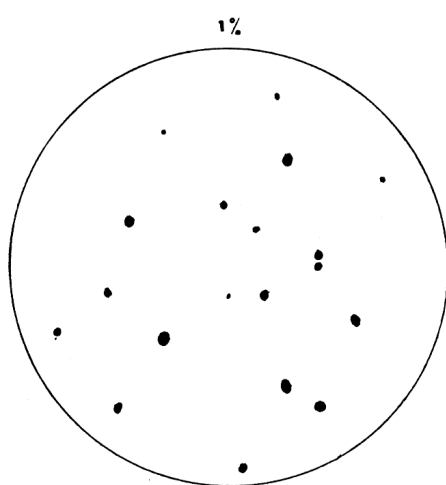
- le composizioni i cui punti cadono nei vertici sono prive dei restanti due componenti;

- le composizioni che cadono su uno dei tre lati del triangolo, mancano del componente relativo al vertice opposto;
- le composizioni che cadono all'interno del triangolo sono costituite da tutti i tre componenti, con percentuali relative tra loro che possono essere determinate come illustrato in Fig. A.2b o in figura Fig. A.2c.

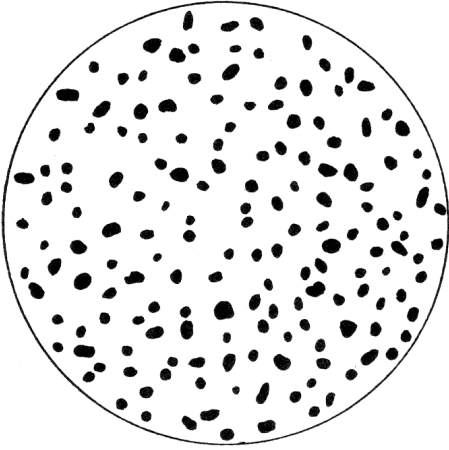
B

Diagrammi comparativi

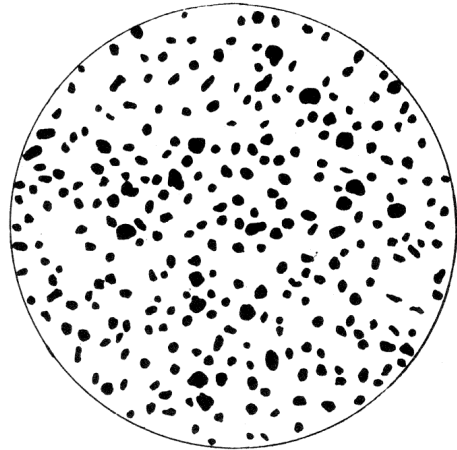
Nelle pagine seguenti sono riportati alcuni diagrammi comparativi per la stima percentuale di minerali all'interno di una roccia.



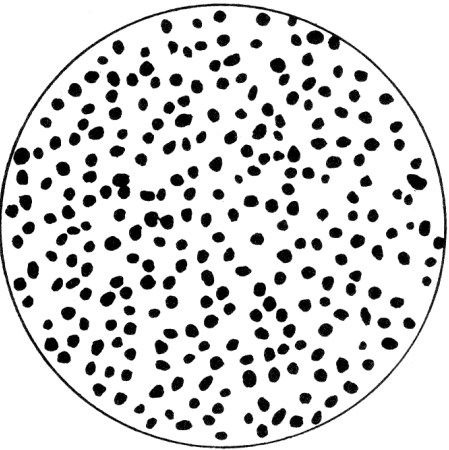
15 %



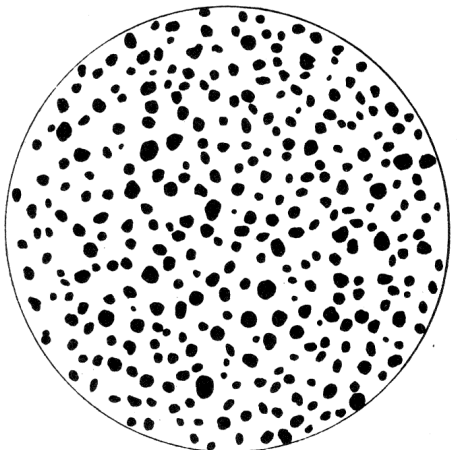
20 %



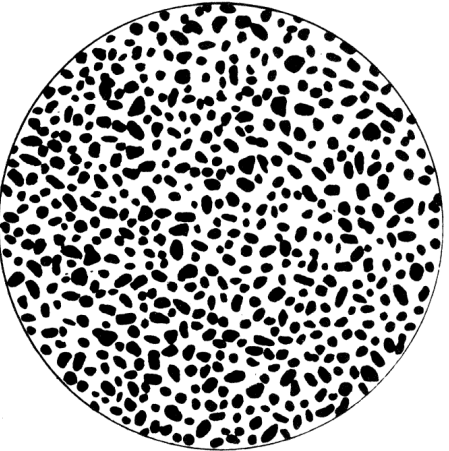
25 %



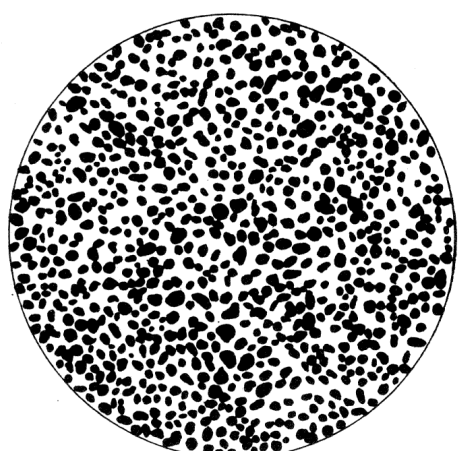
30 %



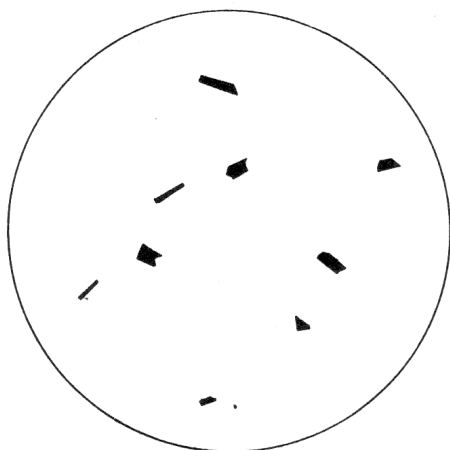
40 %



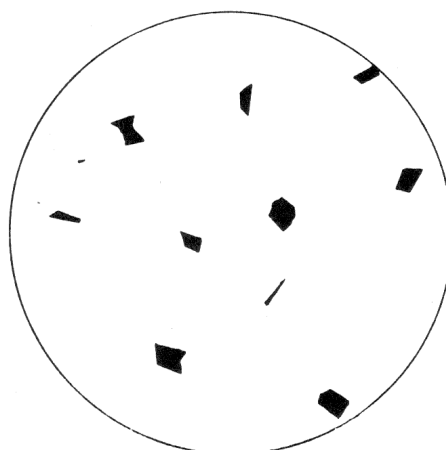
50 %



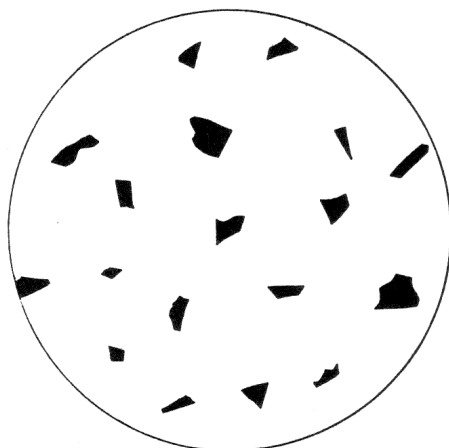
1 %



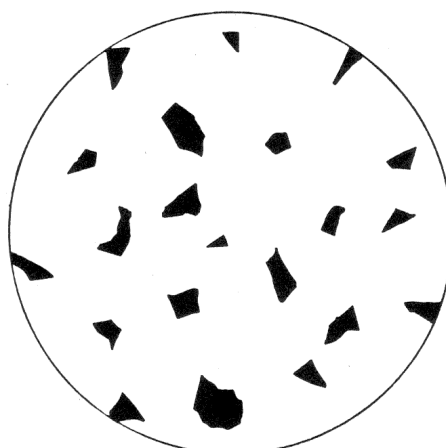
2.5 %



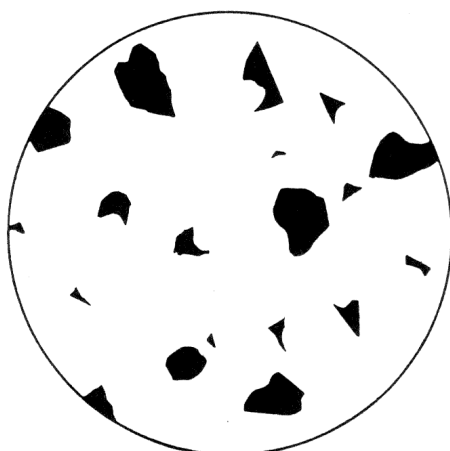
5 %



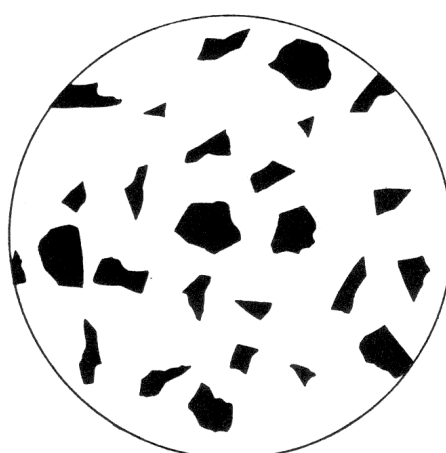
7.5 %



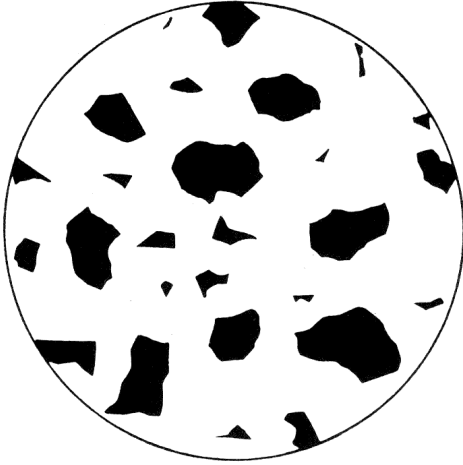
10 %



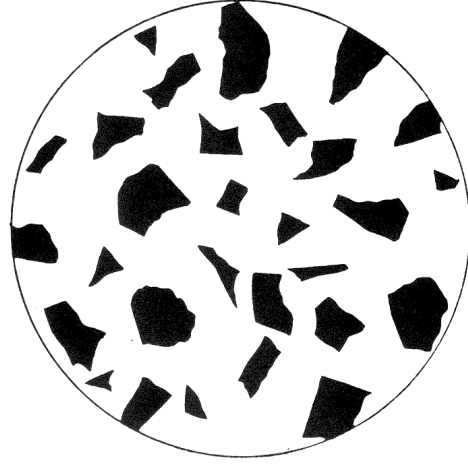
15 %



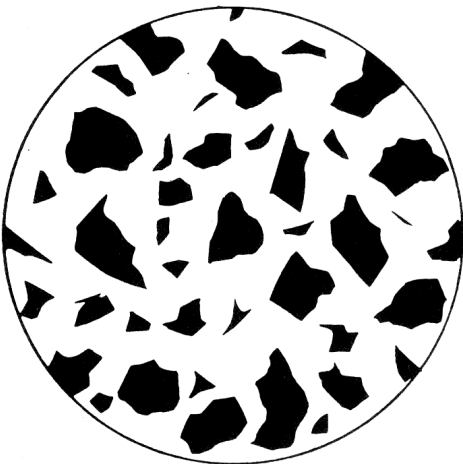
20 %



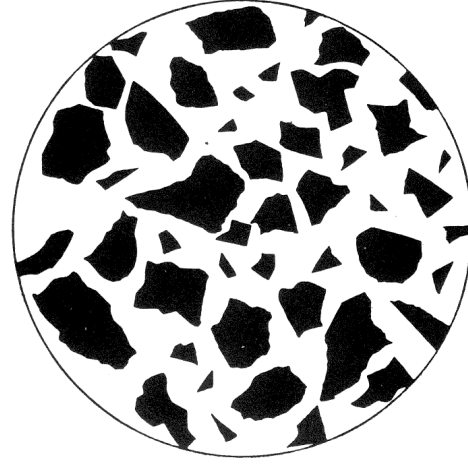
25 %



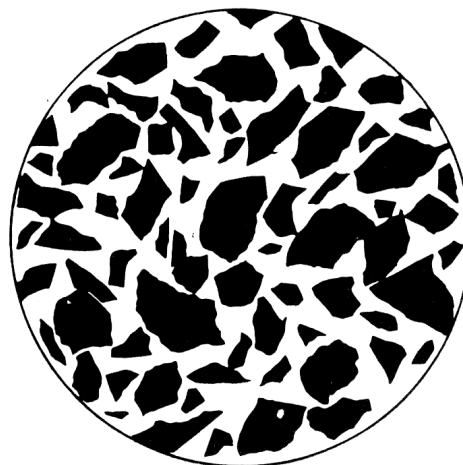
30 %



40 %



50 %



60 %

