

Giovanni Bruno

# CARATTERIZZAZIONE GEOMECCANICA

per la progettazione ingegneristica



Dario Flaccovio Editore



[Scheda sul sito >](#)

A tutti coloro che in ogni disciplina del sapere  
cercano una risposta a queste tre domande:  
come? quando? perché?

GIOVANNI BRUNO

**CARATTERIZZAZIONE GEOMECCANICA  
PER LA PROGETTAZIONE INGEGNERISTICA**



Dario Flaccovio Editore

Giovanni Bruno

CARATTERIZZAZIONE GEOMECCANICA PER LA PROGETTAZIONE INGEGNERISTICA

ISBN 978-88-579-0150-3

© 2012 by Dario Flaccovio Editore s.r.l. - tel. 0916700686

[www.darioflaccovio.it](http://www.darioflaccovio.it) [info@darioflaccovio.it](mailto:info@darioflaccovio.it)

Prima edizione: ottobre 2012

Bruno, Giovanni <1958->

Caratterizzazione geomeccanica per la progettazione ingegneristica / Giovanni Bruno. - Palermo : D. Flaccovio, 2012.

ISBN 978-88-579-0150-3

I. Ingegneria [e] Meccanica dei terreni.

624.151CDD-22

SBN Pal0247110

*CIP - Biblioteca centrale della Regione siciliana "Alberto Bombace"*

Stampa: Tipografia Priulla, ottobre 2012

[giovanni.bruno@poliba.it](mailto:giovanni.bruno@poliba.it)

Nomi e marchi citati sono generalmente depositati o registrati dalle rispettive case produttrici.

L'editore dichiara la propria disponibilità ad adempiere agli obblighi di legge nei confronti degli aventi diritto sulle opere riprodotte.

La fotocopiatura dei libri è un reato.

Le fotocopie per uso personale del lettore possono essere effettuate nei limiti del 15% di ciascun volume/fascicolo di periodico dietro pagamento alla SIAE del compenso previsto dall'art. 68, commi 4 e 5, della legge 22 aprile 1941 n. 633. Le riproduzioni effettuate per finalità di carattere professionale, economico o commerciale o comunque per uso diverso da quello personale possono essere effettuate solo a seguito di specifica autorizzazione rilasciata dagli aventi diritto/dall'editore.

# INDICE

*Prefazione di Gian Vito Graziano*

*Premessa di Giovanni Bruno*

## **1. Le rocce e i loro fattori di degradazione di Giovanni Bruno, Angela Barbuscia**

1.1. Caratteri mineralogici, petrografici e genetici delle rocce.....	pag. 13
1.1.1. Le rocce magmatiche.....	» 16
1.1.2. Le rocce sedimentarie.....	» 17
1.1.3. Le rocce metamorfiche.....	» 29
1.2. Processi di alterazione e degradazione.....	» 35
1.2.1. Processi chimici.....	» 37
1.2.2. Processi biochimici.....	» 41
1.2.3. Processi fisici.....	» 42
1.2.4. Processi antropici.....	» 47
1.2.5. Forme di degradazione o alterazione macroscopica dei materiali lapidei.....	» 48
1.3. Riferimenti bibliografici.....	» 50

## **2. Le caratteristiche fisico-meccaniche del materiale “roccia” di Giovanni Bruno**

2.1. Proprietà fisiche.....	» 53
2.1.1. Il peso di volume dei solidi e il peso di volume apparente.....	» 53
2.1.2. La porosità.....	» 54
2.1.3. Il coefficiente d’imbibizione.....	» 55
2.1.4. Il grado di compattezza.....	» 56
2.2. Proprietà meccaniche.....	» 57
2.2.1. La resistenza alla compressione da prove di laboratorio.....	» 57
2.2.1.1. La prova di compressione semplice o ad espansione laterale libera.....	» 59
2.2.2. La resistenza alla compressione da prove <i>in situ</i> .....	» 62
2.2.2.1. Il <i>Point Load Test</i> .....	» 62
2.2.2.2. Lo <i>Schmidt Hammer Test</i> .....	» 67
2.2.3. La resistenza alla trazione – Prova Brasiliana.....	» 70
2.2.4. La resistenza alla flessione.....	» 72
2.2.5. La resistenza all’usura – <i>Slake Durability Test</i> .....	» 73
2.2.6. Il <i>creep</i> .....	» 75
2.2.7. I moduli d’elasticità, di Poisson, di volume e di taglio.....	» 82
2.3. Riferimenti bibliografici.....	» 86

## **3. Le proiezioni stereografiche e loro applicazioni di Giovanni Bruno**

3.1. L’orientazione di un piano nello spazio.....	» 89
3.2. Tipologie di proiezioni e loro utilizzo.....	» 91
3.2.1. Le proiezioni nella pratica operativa.....	» 93
3.3. Proiezione di una semiretta e del suo polo.....	» 94

3.4.	Proiezione della ciclografica e del polo di un piano .....	» 98
3.5.	Proiezione di una linea sulla ciclografica di un piano .....	» 99
3.6.	Angolo tra due rette .....	» 101
3.7.	Linea d'intersezione tra due piani.....	» 103
3.8.	Angoli diedri tra due piani e relative bisettrici .....	» 104
3.9.	Proiezione di un'area circolare (cono d'attrito o di Talobre).....	» 111
3.10.	Rappresentazione vettoriale di una forza.....	» 114
3.11.	Risultante di vettori.....	» 117
3.11.1.	Metodo analitico.....	» 117
3.11.2.	Metodo grafico .....	» 119
3.12.	Scomposizione di un vettore in due componenti.....	» 121
3.12.1.	Metodo analitico.....	» 121
3.12.2.	Metodo grafico .....	» 122
3.13.	Scomposizione di un vettore in tre componenti.....	» 124
3.13.1.	Metodo analitico.....	» 124
3.13.2.	Metodo grafico .....	» 126
3.14.	Diagrammi di isofrequenza dei poli.....	» 128
3.15.	Rappresentazione dei volumi rocciosi unitari ( <i>VRU</i> ) .....	» 133
3.16.	Riferimenti bibliografici .....	» 135

#### 4. La caratterizzazione geomeccanica delle discontinuità di Giovanni Bruno

4.1.	Il rilievo geomeccanico con il metodo della scanline.....	» 142
4.1.1.	I parametri geometrici delle discontinuità .....	» 145
4.1.1.1.	Direzione ( <i>D</i> ), inclinazione ( <i>i</i> ) e immersione ( <i>I</i> ).....	» 145
4.1.1.2.	Definizione del numero di famiglie di discontinuità di un ammasso e della loro giacitura caratteristica .....	» 147
4.1.1.3.	Lunghezza ( $L_p, L_o$ ) e persistenza ( $P_p, P_a$ ).....	» 151
4.1.1.4.	Indice di terminazione ( $T_p$ ).....	» 156
4.1.1.5.	Spaziatura misurata ( $S_m$ ), apparente ( $S_a$ ) e reale ( $S_r$ ).....	» 158
4.1.1.6.	Frequenza ( $f_k$ ) .....	» 160
4.1.1.7.	Indice volumetrico di fratturazione ( $J_v$ ) e intensità di fratturazione ( $I_f$ ) .....	» 161
4.1.1.8.	Blocchi o volumi rocciosi unitari ( <i>VRU</i> ).....	» 164
4.1.2.	Parametri meccanici delle discontinuità.....	» 166
4.1.2.1.	Apertura ( <i>A</i> ).....	» 166
4.1.2.2.	Rugosità ( <i>JRC</i> ) e ( $J_r$ ).....	» 168
4.1.2.3.	Riempimento ( <i>rp</i> ) .....	» 177
4.1.2.4.	Alterazione ( $J_a$ ).....	» 181
4.1.2.5.	Condizioni idrauliche ( $J_w$ ).....	» 182
4.1.2.6.	Resistenza a compressione ( <i>JCS</i> ).....	» 184
4.1.2.7.	Rigidità normale ( $K_N$ ), rigidità tangenziale ( $K_S$ ) e angolo di dilatanza ( $d_{dil}$ ).....	» 187
4.1.2.8.	Angolo d'attrito di base ( $\varphi_b$ ), residuo ( $\varphi_r$ ) e di picco ( $\varphi_p$ ).....	» 193

4.1.2.9. Rock Quality Designation ( <i>RQD</i> ).....	» 198
4.2. Il trattamento statistico dei parametri geomeccanici e loro valore caratteristico	» 204
4.2.1. Analisi statistica e valori caratteristici dei parametri geometrici delle discontinuità.....	» 205
4.2.2. Analisi statistica e valori caratteristici dei parametri fisico-meccanici della roccia intatta e dell'ammasso .....	» 212
4.3. Riferimenti bibliografici .....	» 217
 <b>5. Classificazioni geomeccaniche di rocce e ammassi rocciosi di Giovanni Bruno</b>	
5.1. Classificazioni delle rocce integre .....	» 219
5.1.1. La classificazione di Deere e Miller .....	» 219
5.1.2. La classificazione dell' <i>ISRM</i> .....	» 221
5.1.3. La classificazione di Broch e Franklin .....	» 221
5.1.4. La classificazione di Dobereiner e De Freitas .....	» 222
5.2. Classificazioni degli ammassi rocciosi .....	» 223
5.2.1. La classificazione <i>RMR</i> di Bieniawski .....	» 226
5.2.2. La classificazione <i>Q</i> di Barton.....	» 234
5.2.3. La classificazione <i>GSI</i> di Hoek e Brown.....	» 241
5.2.4. La classificazione <i>RMi</i> di Palmström .....	» 247
5.2.5. La classificazione $n^{JK}$ di Jasarevic e Kovacevic .....	» 254
5.2.6. La classificazione <i>SRC</i> di González de Vallejo .....	» 256
5.3. Correlazioni fra le diverse classificazioni .....	» 261
5.4. Riferimenti bibliografici .....	» 264
 <b>6. Criteri di resistenza delle rocce e degli ammassi rocciosi di Giovanni Bruno, Luigi Bobbo</b>	
6.1. La resistenza di rocce intatte e ammassi rocciosi massivi .....	» 267
6.2. La resistenza delle discontinuità .....	» 271
6.2.1. I criteri di resistenza per discontinuità prive di materiale di riempimento	» 274
6.2.1.1. Criterio lineare di Mohr-Coulomb .....	» 274
6.2.1.2. Criterio bilineare di Patton e adattamento curvilineo di Jaeger	» 276
6.2.1.3. Criterio di Ladanyi-Archambault.....	» 281
6.2.1.4. Criterio curvilineo di Barton.....	» 283
6.2.2. I criteri di resistenza per discontinuità con materiale di riempimento	» 285
6.2.2.1. Criterio di Sinha.....	» 285
6.3. La resistenza di ammassi rocciosi con una sola famiglia di discontinuità.....	» 287
6.3.1. Il criterio di resistenza di Jaeger .....	» 288
6.4. La resistenza di ammassi rocciosi con due o più famiglie di discontinuità .....	» 291
6.4.1. Il criterio di resistenza di Hoek-Brown .....	» 294
6.4.1.1. Correlazioni fra i criteri di Hoek-Brown e Mohr-Coulomb...	» 302
6.5. Riferimenti bibliografici .....	» 308
 <b>7. La deformabilità degli ammassi rocciosi di Giovanni Bruno, Luigi Bobbo</b>	
7.1. Deformabilità dei diversi modelli di ammasso roccioso .....	» 316

7.1.1.	Deformabilità di un ammasso interessato da una sola discontinuità...	» 317
7.1.2.	Deformabilità di un ammasso interessato da una famiglia di discontinuità .....	» 319
7.1.3.	Deformabilità di un ammasso costituito da un'alternanza di strati a diverso comportamento deformativo.....	» 322
7.2.	Il modulo di deformabilità ricavato da prove <i>in situ</i> .....	» 324
7.2.1.	Il modulo di deformabilità desunto da prove pressiometriche .....	» 326
7.2.2.	Il modulo di deformabilità desunto da prove con martinetto piatto ....	» 329
7.2.3.	Il modulo di deformabilità desunto da prove di carico su piastra .....	» 335
7.2.3.1.	La prova su piastra caricata con martinetto piatto .....	» 342
7.2.4.	Il modulo di deformabilità desunto da prove con camera idraulica ....	» 344
7.2.5.	Il modulo di deformabilità desunto da prove di sismica .....	» 346
7.3.	Il modulo di deformabilità ricavato dai sistemi di classificazione.....	» 349
7.3.1.	La deformabilità di un ammasso roccioso desunta dall' <i>RQD</i> .....	» 349
7.3.2.	La deformabilità di un ammasso roccioso desunta dall' <i>RMR</i> .....	» 352
7.3.3.	La deformabilità di un ammasso roccioso desunta dal <i>Q</i> .....	» 356
7.3.4.	La deformabilità di un ammasso roccioso desunta dal <i>GSI</i> .....	» 358
7.3.5.	La deformabilità di un ammasso roccioso desunta dall' <i>RMI</i> .....	» 360
7.4.	Il modulo di Poisson di un ammasso roccioso.....	» 360
7.5.	Riferimenti bibliografici .....	» 361
 <b>APPENDICE A di Savino Russo</b>		
	Cenni sull'analisi dello stato di tensione e di deformazione.....	» 365
 <b>APPENDICE B di Giovanni Bruno</b>		
	Fattori di conversione tra diverse unità di misura.....	» 387
 <b>APPENDICE C di Giovanni Bruno</b>		
	Norme tecniche di riferimento .....	» 391
 <b>APPENDICE D di Giovanni Bruno</b>		
	Tabelle per analisi statistiche .....	» 395
 <b>GLOSSARIO, SIMBOLOGIA E ACRONIMI</b> .....		» 407
 <b>INDICE ANALITICO</b> .....		» 419



## PREFAZIONE

La progettazione di un'opera, con le sue analisi, i suoi approfondimenti, i suoi studi specialistici, le sue indagini, si configura, per sua natura, in modo ben diverso rispetto ad altri processi, essendo il prodotto di azioni difficilmente standardizzabili, riconducibili alla necessità di gestire problematiche, quindi professionalità sempre diverse, e in cui la competenza e la preparazione del gruppo di progettazione e dei singoli tecnici giocano un ruolo decisivo.

Il progetto impone una indispensabile sintesi di cultura tecnica, perché la preparazione di chi opera nel settore assume una valenza strategica nei confronti di istanze di sicurezza e di qualità, che nel caso delle attività progettuali si declinano con il raggiungimento di obiettivi di sicurezza dell'opera e del suo contesto.

Chi ha compiuto lo sforzo di scrivere questo testo, che affronta i temi complessi della meccanica delle rocce in maniera organica, e allo stesso tempo con un approccio metodologico rigoroso, ha pensato di operare soprattutto nella direzione della qualità dei professionisti del settore, siano essi geologi o ingegneri, che svolgono un ruolo decisivo nelle attività di progettazione.

Nell'affrontare i temi non semplici della caratterizzazione e della meccanica delle rocce lapidee, con uno sviluppo molto ben ordinato dei contenuti, il testo si caratterizza per una visione funzionale degli argomenti trattati, che ne fa un efficace strumento di conoscenza per gli studenti universitari e di aggiornamento per i professionisti.

All'autore va il riconoscimento di aver saputo e soprattutto di aver voluto mettere a disposizione degli uni e degli altri i suoi tanti anni dedicati alla conoscenza degli ammassi rocciosi e la lunga esperienza articolata tra professione, ricerca e didattica, contribuendo alla progressiva crescita tecnica e culturale di chi opera nel settore, requisito indispensabile al compiersi di scelte progettuali correttamente orientate verso criteri di fattibilità e coerenza.

Oltre al merito di aver proposto un'opera così rilevante sotto il profilo scientifico, va apprezzato dunque l'impegno dell'Autore nella costruzione sociale del sapere.

Il Presidente  
dell'Ordine Nazionale dei Geologi  
*Gian Vito Graziano*

## PREMESSA

Questo testo nasce dal desiderio di integrare in modo organico le molteplici esperienze di ricerca, didattica e professionali maturate in circa un trentennio di attività. L'ignaro percorso di avvicinamento alla stesura del testo da parte dell'autore è iniziato dopo il conseguimento del PhD presso l'Università degli Studi di Catania ed è stato dapprima costellato da appunti, dispense, annotazioni di campagna, certamente utili a fissare dei concetti o per lo studio degli studenti e tesisti di vari corsi di laurea ma, ovviamente, privi di quei requisiti di organicità e logica consequenzialità necessari per un corretto approccio all'ampio e complesso panorama di argomenti trattati.

Ciò che caratterizza il testo e ne fa il suo punto di forza, a mio giudizio, è l'approccio metodologico e la visione integrata, che certamente il lettore riuscirà a cogliere, con cui sono stati trattati i diversi argomenti. Infatti, specie negli ultimi due capitoli, traspaiono le due distinte ma inscindibili anime che ogni problema di geomeccanica presenta: quella geologica e quella ingegneristica.

Nonostante lo sforzo profuso, per cercare di rendere "omogenei" tutti gli argomenti trattati, è possibile che degli attenti lettori percepiscano qualche differenza di stile e impostazione fra alcuni capitoli. Ed è proprio a questi arguti lettori, tuttavia, che chiedo di segnalarmi eventuali errori, inesattezze e suggerimenti; il vostro aiuto mi consentirà, qualora il testo dovesse avere successo e quindi successive edizioni, di migliorarlo rendendolo più rispondente alle vostre esigenze.

Il testo ha come target sia gli studenti dei corsi di laurea di secondo livello in ingegneria, scienze geologiche e discipline affini sia i professionisti che intendono aggiornare le nozioni apprese in ambito universitario o approfondire le proprie conoscenze geologico-applicative riguardo gli ammassi rocciosi. Per i primi auspico possa servire da utile, per quanto non esaustivo, strumento di conoscenza; per i secondi, piuttosto, quale memento riguardo la convinzione che la roccia sia sempre qualcosa di molto sicuro ove realizzare, senza alcun problema, opere ingegneristiche.

Un sincero ringraziamento postumo, infine, desidero rivolgere al prof. ing. Claudio Cherubini per avermi esortato e incoraggiato alla realizzazione dell'opera nonché per i preziosi colloqui e scambi di idee su alcuni degli argomenti trattati che spesso sono sfociati in lavori condivisi di ricerca scientifica.

*Giovanni Bruno*

# 1. LE ROCCE E I LORO FATTORI DI DEGRADAZIONE

Nel presente capitolo vengono trattati, sinteticamente, alcuni aspetti caratterizzanti le rocce sia in termini mineralogico-petrografici sia genetici con la finalità, soprattutto, di individuare e descrivere i principali processi di alterazione e/o degradazione cui i diversi litotipi sono soggetti. Infatti essi, hanno significative ripercussioni sulle modificazioni delle caratteristiche fisiche e meccaniche delle rocce.

Di seguito, quindi, verranno delineati i caratteri salienti che consentono di pervenire a un quadro schematico classificativo dei più comuni tipi di rocce in cui ci si può imbattere nella pratica lavorativa e, successivamente, i principali fenomeni di alterazione e degradazione cui sono soggette le rocce in posto a seguito dei fattori naturali, esogeni, endogeni ed antropici.

## 1.1. Caratteri mineralogici, petrografici e genetici delle rocce

Gli elementi chimici presenti in natura, combinati tra loro in particolari condizioni di temperatura e pressione, formano i minerali delle rocce terrestri.

Un **minerale** è un “composto” naturale con una precisa composizione chimica in cui atomi e ioni sono ordinati nello spazio secondo una struttura cristallina regolare.

Le caratteristiche fisiche e meccaniche dei minerali e, conseguentemente, delle rocce da essi costituite, dipendono dal loro chimismo e dalla struttura cristallina. Tra le caratteristiche più significative possiamo elencare: la durezza (resistenza alla scalfittura espressa dalla scala di Mohs), la tenacità (resistenza alle deformazioni provocate da sollecitazioni meccaniche), il peso di volume (rapporto peso-volume), l'indice di rifrazione della luce (modo in cui il minerale rifrange un fascio di luce che lo attraversa), la lucentezza, il colore, la conducibilità elettrica, la conducibilità termica, etc. Altre caratteristiche ottiche, che non tutti i minerali presentano, sono la fosforescenza e la fluorescenza, che si manifestano quando i minerali sono colpiti da una radiazione elettromagnetica.

Una **roccia** è un aggregato di minerali la cui associazione mineralogica è definita dai valori percentuali dei minerali che la compongono. Nella maggior parte dei casi le rocce sono “polimineraliche”, cioè costituite da minerali di diversa natura (per esempio un granito o un conglomerato), a volte esse sono “monomineraliche”, vale a dire costituite da un unico minerale principale preponderante (per esempio un calcare o un gesso).

Nello studio delle rocce, oltre all'associazione mineralogica, è importante definire i rapporti tra i diversi componenti. Ciò risulta utile per effettuare un'analisi geologico-

petrografica alla scala dell'affioramento; partendo da una descrizione a scala microscopica/mesoscopica della struttura e tessitura delle rocce, infatti, è possibile fare delle considerazioni sulla genesi della roccia in esame.

La **tessitura** di una roccia indica la forma, le dimensioni, il grado di cristallinità e le reciproche relazioni tra i singoli minerali (Mottana et al., 1993).

Il termine **struttura**, invece, indica la disposizione e il modo di aggregarsi dei singoli componenti mineralogici nello spazio come risultato delle forze agenti al momento della cristallizzazione (per esempio, la struttura granoblastica in rocce metamorfiche o la struttura porfirica nelle rocce magmatiche).

Le rocce si classificano fundamentalmente secondo un criterio che tiene conto del processo di formazione e solo secondariamente degli elementi chimici e/o mineralogici costituenti. Tra i più diffusi sistemi di classificazione si ricordano i seguenti:

- in base alla **genes** o **processo di formazione** si distinguono **rocce magmatiche o ignee** (per raffreddamento e solidificazione di un magma), **rocce sedimentarie** (per precipitazione chimica, per deposizione e accumulo di materiale terrigeno/biogeno proveniente dalla disgregazione o erosione di rocce preesistenti o per accumulo di ingenti masse di organismi biocostruttori) e **rocce metamorfiche** (per trasformazione o ricristallizzazione di preesistenti rocce in determinate condizioni di pressione e temperatura);
- in base all'**associazione mineralogica** si distinguono **rocce monomineraliche** od omogenee e **rocce polimineraliche** o eterogenee;
- in base all'**ubicazione** dell'ambiente di formazione si hanno **rocce endogene** (forma-

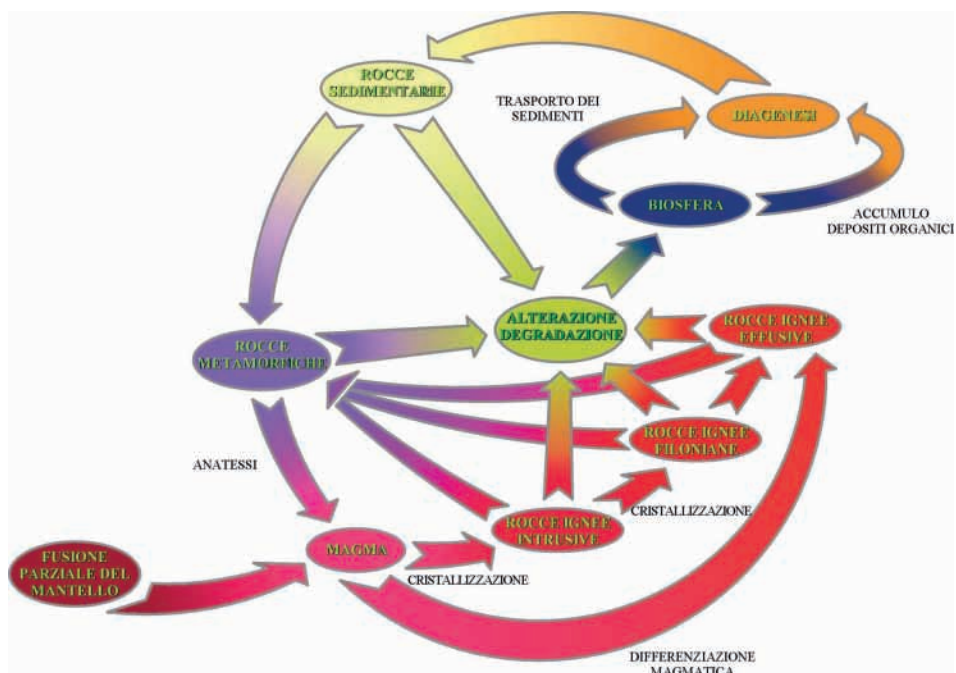


Figura 1.1. Ciclo litogenetico dei vari tipi di rocce e loro relazioni interrelazioni

tesi all'interno della litosfera) e **rocce esogene** (formatesi sulla superficie terrestre, in ambiente subaereo o subacqueo).

I processi di formazione e l'elevata diversificazione delle rocce indicano che le stesse possono trasformarsi le une nelle altre a seguito della continua evoluzione della crosta terrestre (figura 1.1). L'insieme di tali trasformazioni costituisce il **ciclo litogenetico** o petrogenetico (Bosellini, 1986).

L'associazione mineralogica dei principali tipi di rocce è definibile sulla base di pochi minerali silicatici e non silicatici che costituiscono i cosiddetti minerali "principali"; accanto a questi sono presenti percentuali minori di minerali definiti "accessori".

Come si evince dalla tabella 1.1, i minerali principali delle rocce magmatiche sono:

- quarzo;
- feldspati;
- plagioclasti;
- feldspatoidi;
- miche;
- anfiboli;
- pirosseni;
- olivine.

Le rocce sedimentarie più rappresentative sono costituite da associazioni dei precedenti minerali e inoltre da calcite, dolomite e gesso. Le rocce metamorfiche, in aggiunta ai precedenti costituenti, presentano altri minerali caratteristici delle facies metamorfiche quali granato e serpentino.

**Tabella 1.1. Minerali e loro abbondanza nelle principali rocce (da: Fantini et al., 2001)**

		Minerali silicatici									Non silicatici			
		Olivina	Pirosseni	Anfiboli	Miche	Argilla	Quarzo	Ortoclasto	Plagioclasto	Granato	Serpentino	Calcite	Dolomite	Gesso
✓ = quantità minore														
✓✓ = quantità maggiore														
Rocce magmatiche	Granito/Riolite			✓	✓✓		✓✓	✓✓	✓					
	Diorite/Andesite			✓✓	✓✓		✓		✓✓					
	Gabbro/Basalto	✓	✓✓	✓✓	✓				✓✓					
	Peridotite	✓✓	✓✓							✓				
Rocce sedimentarie	Arenaria					✓	✓✓	✓	✓					
	Argillite					✓✓	✓							
	Calcarea											✓✓		
	Evaporiti											✓	✓✓	✓✓
	Marna					✓✓						✓✓		
Rocce metamorfiche	Gneiss		✓	✓	✓✓		✓✓	✓✓	✓✓	✓				
	Quarzite				✓✓		✓✓							
	Marmo									✓		✓✓		
	Fillade					✓✓								
	Serpentinite										✓✓			

### 1.1.1. Le rocce magmatiche

Le rocce che hanno avuto origine per raffreddamento e solidificazione di un magma<sup>1</sup> prendono il nome di **rocce magmatiche o ignee o eruttive**.

Le caratteristiche del processo di raffreddamento del magma sono rilevanti ai fini della roccia che ne scaturirà e della conseguente sua classificazione. Il raffreddamento lento e graduale è caratteristico delle rocce **intrusive o plutoniche**, poiché avviene in profondità all'interno della crosta terrestre, e porta alla formazione di rocce cristalline con **struttura olocristallina e granulare**. I processi di raffreddamento veloce che avvengono in superficie, in ambiente subaereo o subacqueo, danno origine alle **rocce effusive o vulcaniche** in cui le strutture cristalline non sono ben definite. I cristalli che si formano sono molto piccoli, visibili al microscopio (**struttura microgranulare o microcristalli-**

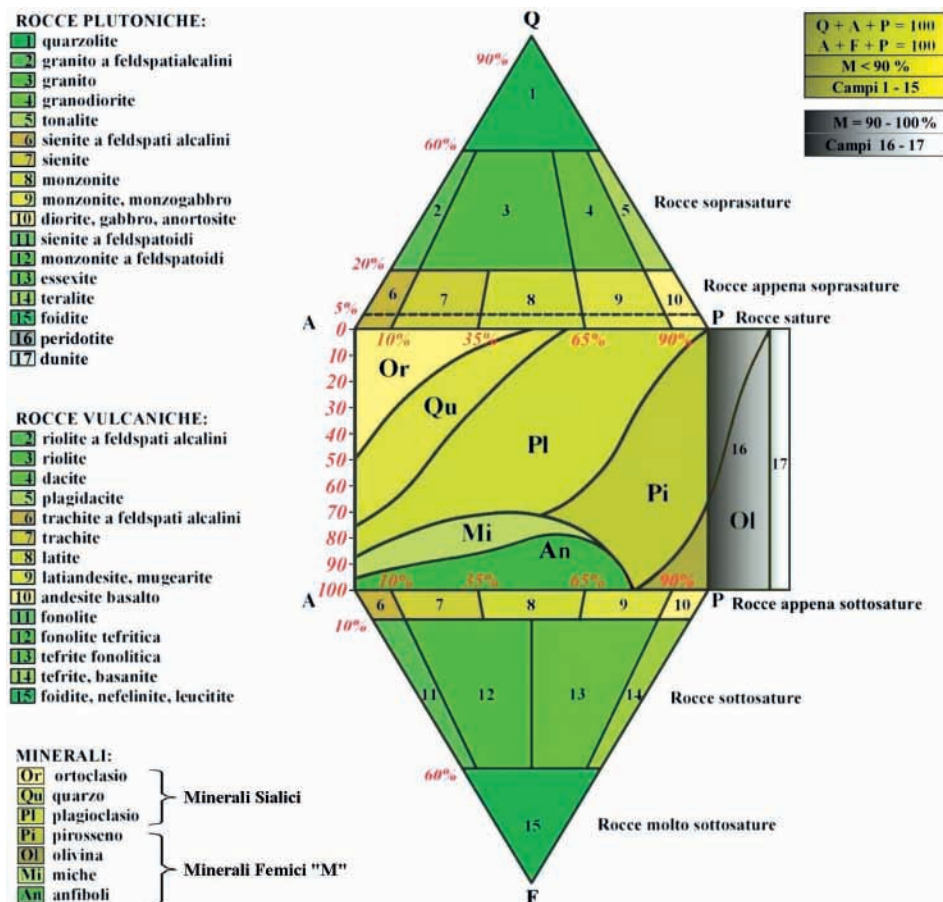


Figura 1.2. Diagramma delle associazioni mineralogiche delle rocce magmatiche

<sup>1</sup> Per *magma* si intende una miscela silicatica allo stato fuso contenente anche fluidi allo stato liquido e/o gassoso.

na) e talvolta ad occhio nudo (*struttura porfirica* con fenocristalli immersi in pasta di fondo microcristallina o vetrosa). In alcune rocce, come ad esempio l'ossidiana, il raffreddamento è talmente rapido da non permettere agli elementi chimici del magma di organizzarsi in precisi reticoli cristallini; la struttura della roccia, perciò, è *vetrosa* (stato amorfo) e il relativo comportamento meccanico è sostanzialmente isotropo. La velocità con la quale il magma passa allo stato solido talvolta non permette la liberazione delle sostanze gassose presenti; per cui vi sono rocce effusive più o meno porose (*struttura vacuolare o bollosa*): la pomice è un esempio di roccia altamente porosa.

Vi sono, infine, le **rocce ipoabissali o subvulcaniche** che cristallizzano a poca profondità dalla superficie terrestre e presentano caratteristiche intermedie tra le rocce plutoniche e quelle vulcaniche.

Le rocce magmatiche vengono ulteriormente classificate in base alla loro associazione mineralogica che è definita dall'abbondanza percentuale relativa dei minerali presenti in un volume unitario di roccia (figura 1.2).

In base al contenuto in silice “SiO<sub>2</sub>” e alla prevalenza dei minerali presenti (figura 1.2), le rocce magmatiche possono essere suddivise in:

- SiO<sub>2</sub> > 65%: rocce **acide** o persiliciche, di colore chiaro e molto ricche di minerali sialici come quarzo, alcalifeldspati e plagioclasti (ad esempio: graniti, granodioriti e rioliti);
- 52% ≤ SiO<sub>2</sub> ≤ 65%: rocce **neutre** o mesosiliciche, di colore tendenzialmente chiaro e ricche di minerali sialici come quarzo, alcalifeldspati, plagioclasti e con basse percentuali di minerali femici come miche, anfiboli (ad esempio: sieniti, tonaliti, dioriti, andesiti);
- SiO<sub>2</sub> < 52%: rocce **basiche** o iposiliciche, di colore scuro e con basso contenuto in quarzo e minerali sialici e ricche in minerali femici come olivine, pirosseni, anfiboli (ad esempio: gabbri e basalti);
- SiO<sub>2</sub> < 40%: rocce **ultrabasiche** o ultrafemiche, rocce di colore molto scuro, praticamente prive di minerali sialici ma ricche di minerali femici come olivine e pirosseni (ad esempio: peridotiti e duniti).

### 1.1.2. Le rocce sedimentarie

Le rocce sedimentarie sono costituite, generalmente, da **detriti** o clasti di rocce preesistenti generati da processi di *disgregazione*, *trasporto*, *sedimentazione* o “deposito” e *diagenesi* o “litificazione”. Assieme ai detriti, di natura inorganica e/o organica, sono presenti altre due costituenti fondamentali: la **matrice** (frazione clastica di composizione analoga allo scheletro detritico, ma con granulometria minore e generalmente inferiore a 1/16 mm) e il **cemento** (sostanza di precipitazione chimica costituita da calcite, silice (quarzo o calcedonio), gesso, barite, clorite, etc.).

Tutte le rocce a contatto con gli agenti esogeni sono in primo luogo soggette a processi di *disgregazione* di tipo fisico, chimico e biologico. I prodotti che in tal modo si originano (i detriti o clasti, le soluzioni ioniche, i sali, i minerali di neoformazione, etc.) vengono poi spostati, mediante flussi trattivi, da agenti di *trasporto* quali le acque continentali, i moti ondosi e le correnti marine, i ghiacciai, il vento o a causa di fenomeni gravitativi (frane, colate, correnti marine “torbide”).

Indicazioni sull'azione del trasporto subito, in termini di energia, entità e agente di trasporto, si possono avere osservando i clasti nelle loro forme e dimensioni (se più arrotondati e più piccoli hanno subito maggiore trasporto), nella composizione mineralogica (se i minerali stabili quali quarzo o rutilo sono più abbondanti il sedimento è più maturo), nella classazione granulometrica e nell'orientazione preferenziale o "fabric" eventualmente presente.

Se i detriti non subiscono trasporto, ma si accumulano *in situ*, si ha la formazione dei *suoli*; ad esempio, le rocce magmatiche o metamorfiche contenenti feldspati, in climi tropicali caldo-umidi vengono alterate lasciando in posto accumuli di ossidi e idrossidi di ferro (lateriti) o di alluminio (bauxiti).

Una volta presi in carico da un agente di trasporto, dopo un percorso più o meno lungo, i clasti e le sostanze in soluzione, vengono rispettivamente depositati o danno luogo a precipitati chimici. La *sedimentazione per gravità*, con relativa classazione granulometrica e mineralogica, avviene quando l'agente di trasporto, perdendo energia, determina il rilascio e l'accumulo dei detriti trasportati in un bacino di sedimentazione.

La *sedimentazione per precipitazione chimica*, invece, si verifica per condizioni di sovrassaturazione delle soluzioni, per aumento di temperatura, diminuzione di pressione, assenza di moto, etc. Il carbonato di calcio e la silice, inoltre, possono essere fissati direttamente da organismi marini platonici, bentonici e nectonici (foraminiferi, radiolari, alghe, molluschi, coralli, pesci, etc.), che li utilizzano per costruire i loro scheletri; alla morte dell'animale, tali scheletri daranno luogo alla formazione delle cosiddette rocce organogene (si veda più avanti).

Un sedimento sciolto, per dar vita a una roccia sedimentaria, deve subire il processo di *diagenesi* o *litificazione*. La diagenesi comprende processi fisici (*compattazione, consolidazione*) e chimici (*dissoluzione, sostituzione, ricristallizzazione*) che comportano cambiamenti nello stato di aggregazione della materia, nella composizione (per esempio la dolomitizzazione) e nella tessitura (presenza di matrice o cemento tra i clasti). Con la consolidazione, ad esempio, i sedimenti espellono l'acqua e le soluzioni interstiziali con conseguente avvicinamento dei singoli granuli. I processi diagenetici agiscono per tempi lunghi anche dell'ordine di milioni di anni.

La deposizione dei sedimenti avviene in vari ambienti (zone costiere, lagune, scarpate continentale, fondi oceanici, grotte, deserti, laghi, alvei fluviali, pendici di versanti, etc.) con velocità e modalità differenti che, tuttavia, rispettano sempre il principio di sovrapposizione stratigrafica: lo **strato** è così l'unità strutturale di base delle rocce sedimentarie (figura 1.3).

Nella classificazione delle rocce sedimentarie, diversamente da quanto precisato per le rocce magmatiche, si utilizzano criteri che, tramite le tessiture e strutture presenti, mirano a riconoscere il meccanismo di deposizione dei costituenti la roccia (Mottana et al., 1993).

Ciò premesso, si distinguono:

- **rocce terrigene o clastiche** (derivanti da clasti di rocce preesistenti);
- **rocce carbonatiche particellari** (derivanti da costituenti di natura carbonatica);
- **rocce chimiche a composizione carbonatica o silicea** (derivanti da precipitazione chimica di sostanze in soluzione);
- **rocce evaporitiche** (derivanti da evaporazione spinta di acque ricche in solfati e cloruri);



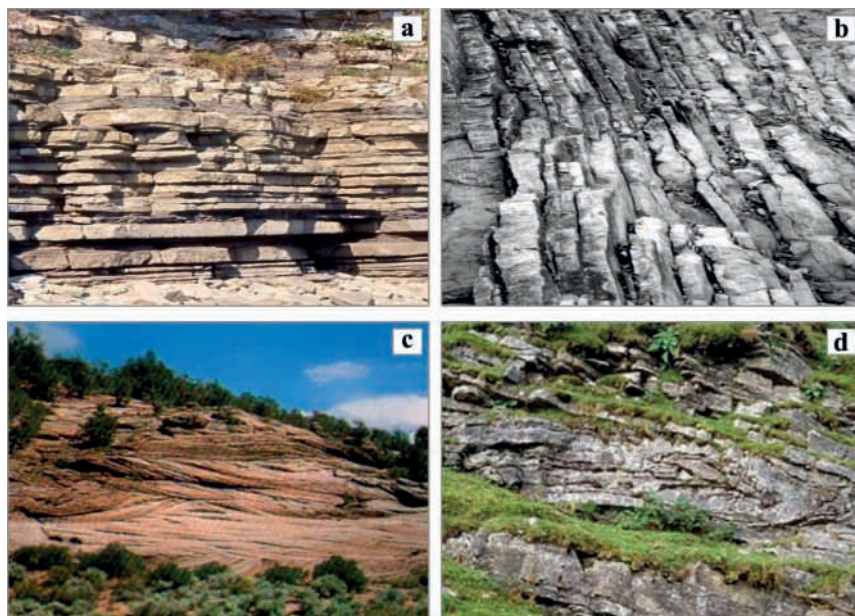


Figura 1.3. Tipologie di stratificazione nelle rocce sedimentarie: a) stratificazione suborizzontale; b) stratificazione verticale; c) stratificazione incrociata; d) stratificazione contorta “slumping”

- **rocce organogene a composizione carbonatica o silicea** (derivanti da frammenti di organismi o interamente biocostruite dagli stessi);
- **rocce miste** (derivanti da una miscela, in diverse proporzioni, di diversi tipi di rocce).

Le **rocce terrigene o clastiche** derivano dalla diagenesi di sedimenti sciolti e, in base alla classe granulometrica dei clasti che le compongono e alla presenza di matrice e/o cemento, si possono suddividere come indicato in tabella 1.2. Ovviamente, la dimensione e la forma dei clasti dipenderanno dalla:

- mineralogia del clasto;
- grandezza dei costituenti nella roccia madre;
- quantità di energia e tipo di agente di trasporto;
- durata del trasporto.

Considerato che le rocce terrigene sono costituite da miscele, in varie proporzioni, di granuli appartenenti alle classi granulometriche elencate in tabella 1.2, è possibile, mediante l'utilizzo di diagrammi ternari (Folk, 1954) e previa ricostruzione della curva granulometrica<sup>2</sup> del sedimento, pervenire alla denominazione del sedimento sciolto e della corrispondente roccia (figura 1.4).

<sup>2</sup>La **curva granulometrica** è la rappresentazione grafica dell'analisi statistica di un sedimento. Essa si ottiene diagrammando la cumulata delle percentuali relative in peso delle frazioni trattenute/passanti (asse delle ordinate in scala aritmetica) in corrispondenza di ogni diametro granulometrico considerato (asse delle ascisse in scala logaritmica): l'analisi viene fatta mediante setacciatura, per le frazioni granulometriche con diametro dei granuli  $\varnothing > 0.074$  mm, e mediante sedimentazione per le frazioni con diametro dei granuli  $\varnothing < 0.074$  mm.

**Tabella 1.2. Classificazione granulometrica di Udden-Wentworth dei sedimenti sciolti e delle rocce sedimentarie terrigene (da: Ricci Lucchi, 1980)**

Classe granulometrica (mm)	Nome dei clasti	Nome del sedimento		
		Generico	Sciolto	Litificato
> 256	Masso (boulder) Blocco (block)	Rudite (psefite)	Ammasso detritico	Conglomerato molto grossolano Megabreccia
256÷64	Ciottolo grossolano, pietra (cobble)		Ghiaia grossolana Detrito pietrame	Conglomerato grossolano Breccia grossolana
64÷4	Ciottolo, scheggia		Ghiaia Pietrisco	Conglomerato Breccia
4÷2	Granulo		Ghiaietta	Microconglomerato Brecciola
2÷1/16	Granulo, particella	Arenite (psammite)	Sabbia	Arenaria
1/16÷1/256	Granulo, particella, lamella	Lutite (pelite)	Silt (fango)	Silt
< 1/256	Particella, lamella, micella		Argilla (fango)	Argilla

La classe granulometrica delle *ruditi* o *psefite* presenta due litotipi fondamentali: i *conglomerati* e le *breccie*. A prescindere dalla loro mineralogia, che è varia e rispecchia quella del bacino di provenienza, i due litotipi si differenziano per la morfologia dei clasti che nelle breccie presentano spigoli vivi, poiché non hanno subito trasporto, e nei conglomerati, invece, sono arrotondati. Se la composizione dei clasti è di un unico tipo si parlerà di conglomerati/breccie monogeniche; viceversa clasti di diversa natura daranno luogo a conglomerati/breccie poligeniche. Le *arenite* o *psammite* sono rocce dalla granulometria delle sabbie, costituite da clasti, matrice e cemento e vengono comunemente denominate *arenarie*. Per la classificazione di queste rocce si seguono criteri legati alla *maturità compositiva*, cioè al peso percentuale del quarzo (Q) rispetto ai feldspati (F) e ai frammenti di rocce o frammenti litici (L), e alla *maturità tessiturale* in relazione al diverso contenuto in matrice piuttosto che in cemento.

Basandosi su questi criteri, Pettijohn (1957) ha proposto una classificazione di sintesi (figura 1.5) nella quale i diversi tipi di arenarie si ottengono facendo variare i contenuti percentuali dei tre componenti mineralogici, quarzo (Q), feldspati (F) e frammenti di rocce (L), e della matrice.

Qualora la composizione mineralogica della roccia ricada nel campo delle litarenite, o arenarie litiche, per le quali si ha  $\frac{L}{F} > 50\%$  e  $Q < 95\%$ , allora la classificazione della roccia dovrà essere fatta tenendo conto in modo ponderale della natura genetica dei frammenti litici (figura 1.6).

Il grado di maturità compositiva delle arenarie aumenta al crescere della percentuale in quarzo e, quando questa supera il 95%, si entra nel campo delle arenarie a più elevata maturità compositiva, cioè le quarzoarenite. Per quanto riguarda la maturità tessiturale, invece, bisogna dire che essa diminuisce al crescere del contenuto percentuale in matrice. Nel dettaglio, per contenuti  $\leq 15\%$ , la roccia mantiene la denominazione di *arenaria*, anche se a diverso grado di maturità; superato il 15% del contenuto in matrice, la roccia assume il nome di *grovaccia*, con un grado di maturità decrescente fino a un contenuto in matrice  $\leq 75\%$ ; infine, per contenuti in matrice  $> 75\%$ , si entra nel campo delle rocce a più basso grado di maturità tessiturale, denominate *peliti* o *lutiti* (figura 1.5).

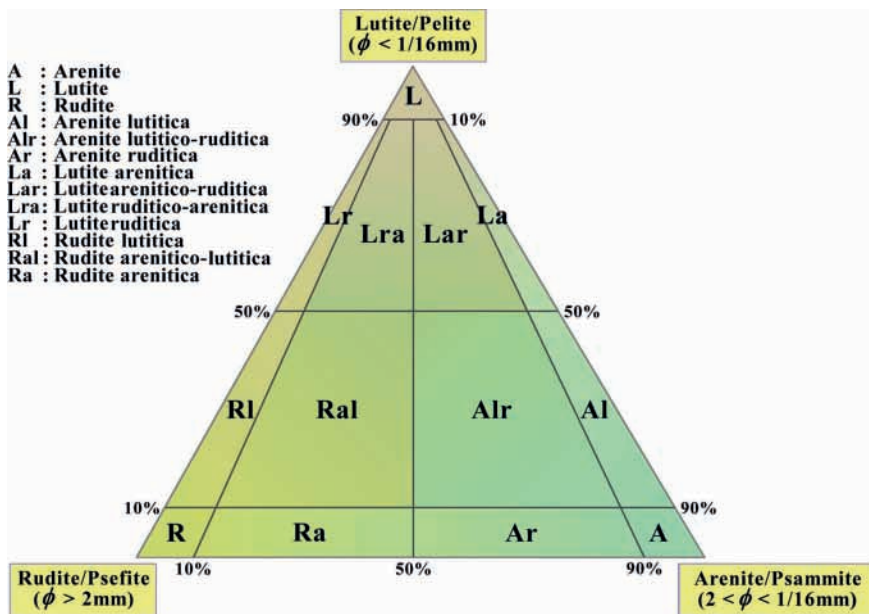


Figura 1.4. Denominazione dei sedimenti sciolti e delle rocce terrigene miste in funzione del diametro dei granuli e delle percentuali dei componenti ai vertici del triangolo

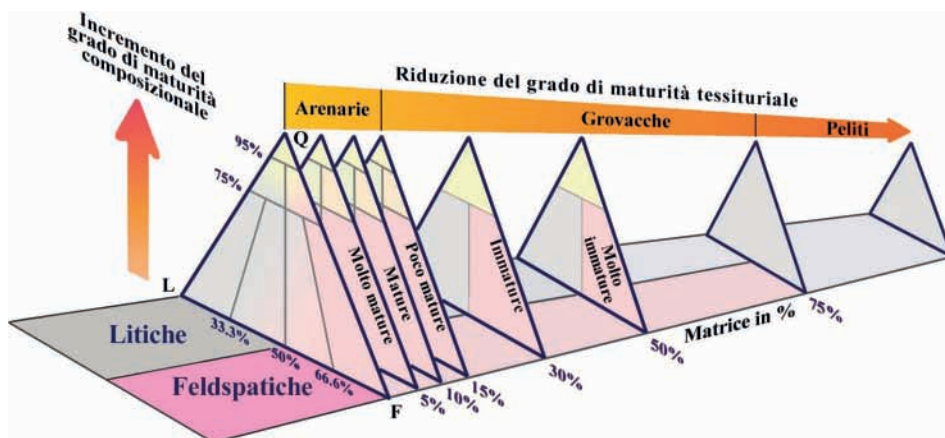


Figura 1.5. Classificazione delle arenarie e relativo grado di maturità composizionale (% di contenuto in quarzo) e tessutturale (% di contenuto in matrice) (da: Pettijohn, 1957, modificata)

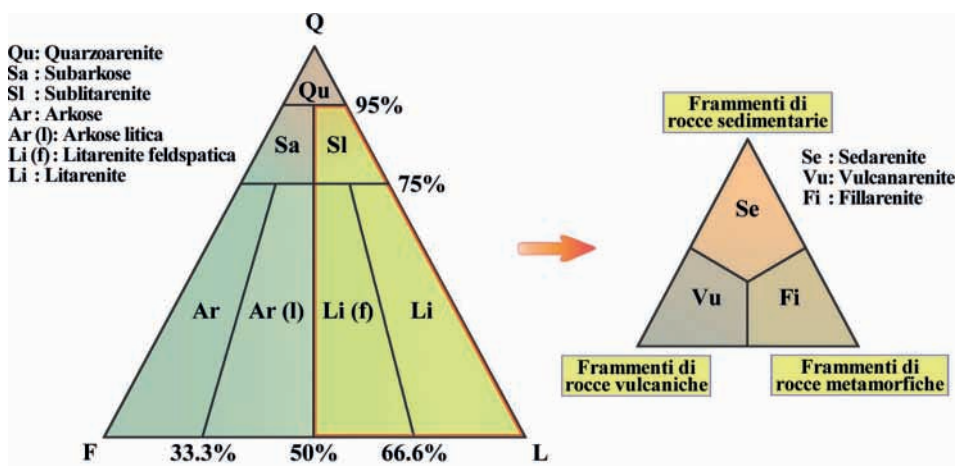


Figura 1.6. Classificazione di dettaglio delle litarreniti in relazione alla natura genetica dei frammenti litici e ai loro rapporti percentuali (da: Folk, 1974, modificata)

Le **lutiti** o **peliti** possono essere il risultato di tre distinti meccanismi genetici:

- processi di alterazione meteorica;
- alterazione di rocce vulcaniche in seguito a processi idrotermali;
- accumulo di clasti terrigeni a seguito di meccanismi di erosione e trasporto.

Le peliti derivanti dall'accumulo di clasti terrigeni possono essere deposte in diversi ambienti (marino, lacustre, fluviale, glaciale, etc.) e le particelle che costituiscono il deposito, i fillosilicati<sup>3</sup> quali caolinite, illite, montmorillonite, clorite, hanno un comportamento non del tutto paragonabile a quello dei clasti terrigeni s.s. Infatti, a differenza di questi ultimi, i fillosilicati sono fortemente influenzati dalle caratteristiche chimiche sia dell'agente di trasporto sia del bacino di sedimentazione.

Dal punto di vista della nomenclatura, le peliti sono indicate con terminologie diverse, nelle diverse lingue, in relazione al loro grado di plasticità, diagenesi e fissilità (tabella 1.3).

**Tabella 1.3. Nomenclatura delle rocce argillose o pelitiche in funzione del grado di diagenesi e fissilità del sedimento (da: Trevisan e Giglia, 1978)**

	Fissilità assente	Fissilità primaria		Fissilità secondaria	
	Plasticità	Diagenesi crescente →			Metamorfismo
Inglese	Clay	Claystone	Shale	Argillite	Slate
Italiano	Argilla	Argillite		Argilloscisto	Fillade
Francese	Argile	Argilite	Shale	Phyllades, Ardoises	

La dimensione microscopica dei granuli, non risolvibile ad occhio nudo, la loro com-

<sup>3</sup> I **fillosilicati** sono silicati idrati di alluminio e/o magnesio, dalla classica struttura mineralogica a fogli/strati sovrapposti di anelli esagonali di tetraedri SiO<sub>4</sub> e fogli/strati di ottaedri Al<sub>2</sub>(OH)<sub>6</sub> tipo Gibbsite e Mg<sub>3</sub>(OH)<sub>6</sub> tipo Brucite. Nei fillosilicati più complessi gli interstrati tra due fogli di tetraedri o tra i fogli di tetraedri e quelli degli ottaedri sono presenti cationi di coordinamento come il Na, K, Ca e molecole di H<sub>2</sub>O.

posizione chimico-mineralogica e la particolare struttura a strati sovrapposti del loro reticolo cristallino impartiscono a queste rocce comportamenti peculiari sia da un punto di vista meccanico sia idraulico. Il comportamento reologico delle peliti, che vengono comunemente denominate *terreni*, è al pari di quello di altri sedimenti sciolti quali, ad esempio, le sabbie e i limi, oggetto di studio di una specifica disciplina: la geotecnica o meccanica delle terre.

Fra le rocce sedimentarie terrigene si annoverano, infine, anche i *tufi* e le *tufiti*. Queste rocce, la cui origine è legata alle eruzioni vulcaniche esplosive di prodotti piroclastici, si considerano rocce sedimentarie poiché subiscono i processi di deposito e diagenesi tipici del ciclo sedimentario. Il tufo è una roccia piroclastica derivata dall'accumulo stratificato di frammenti di lave, lapilli, cristalli, ceneri vetrose, xenoliti che litificano in ambiente continentale subaereo; le tufiti, la cui composizione cristallochimica è analoga a quella dei tufi, si differenziano da questi ultimi per il fatto che la loro diagenesi avviene in ambiente subacqueo.

Le **rocce carbonatiche particellari** sono costituite quasi esclusivamente da carbonato di calcio [CaCO<sub>3</sub>]; nel dettaglio la loro composizione è data dai seguenti componenti:

- *clasti terrigeni*;
- *allochimici*;
- *ortochimici*.

I **clasti terrigeni** sono presenti in percentuali minime nelle rocce carbonatiche; essi comprendono tutti quei *frammenti di rocce* “extrabacinali” derivanti dall'erosione delle terre emerse e trasportati all'interno del bacino di sedimentazione della roccia carbonatica.

Gli **allochimici** sono tutti quegli aggregati carbonatici dovuti a precipitazione chimica diretta di [CaCO<sub>3</sub>]; secondo Folk (1974), è possibile distinguere quattro diversi tipi di allochimici: *intraclasti* (frammenti carbonatici non litificati “intrabacinali”), *ooliti* (corpuscoli ovoidali o sferici a struttura interna concentrica o raggiata con un nucleo attorno al quale si deposita carbonato di calcio), *pellets* (aggregati di fango calcitico microcristallino di forma sferica o ovoidale, privi di struttura interna) e *fossili* (scheletri e gusci di organismi marini interi o frammentati).

Gli **ortochimici** comprendono il materiale carbonatico della roccia che si è formato all'interno del bacino di sedimentazione, non ha subito trasporto o rimaneggiamento e non è quindi riconducibile ai clasti carbonatici terrigeni. Gli ortochimici si possono distinguere, su base granulometrica, in: *micrite* (calcite microcristallina di dimensioni  $\leq 4 \mu$ ) e *cemento spatico* (calcite spatica primaria, generalmente, di dimensioni  $> 10 \mu$ ). Per quanto riguarda la classificazione e la nomenclatura delle rocce carbonatiche di origine particellare, è possibile usare sia criteri granulometrici, analoghi a quelli visti per le rocce terrigene, che composizionali o tessiturali.

Sulla base delle dimensioni degli elementi costituenti, le rocce carbonatiche o calcaree possono essere macroscopicamente distinte in: calciruditi ( $\varnothing > 2 \text{ mm}$ ), calcareniti ( $1/16 \text{ mm} \leq \varnothing \leq 2 \text{ mm}$ ) e calciliti ( $\varnothing < 1/16 \text{ mm}$ ); combinando questi nomi con i caratteri composizionali dei costituenti, si ottiene un'ampia gamma di rocce diverse (figura 1.7). La classificazione composizionale di Folk (1974) si basa sul rapporto cemento/micrite (matrice) e sulla tipologia di allochimico che prevale nella roccia (figura 1.8). Il nome della roccia è composto da un prefisso legato al tipo di allochimico prevalente (Bio-,

Oo-, Pel-, Intra-) seguito da un suffisso che è funzione del tipo di ortochimico prevalente, se prevale il cemento spatico sarà (-sparite), se prevale la micrite sarà (-micrite). La classificazione tessiturale di Dunham (1962) fa una prima distinzione delle rocce carbonatiche tra quelle nelle quali è riconoscibile la tessitura deposizionale e quelle nelle quali non lo è. Sulla base di ciò è possibile distinguere le rocce carbonatiche particellari da quelle di precipitazione chimica “carbonati cristallini” (figura 1.9). Altri elementi di classificazione sono la presenza o l’assenza di fango calcitico microcristallino (micrite) e, infine, il tipo di tessitura che può essere *grano-sostenuta* (granuli a contatto) e in tal caso le rocce prendono il nome di *grainstone* (micrite assente) o *pack-*

### Classificazione macroscopica dei calcari “particellari”

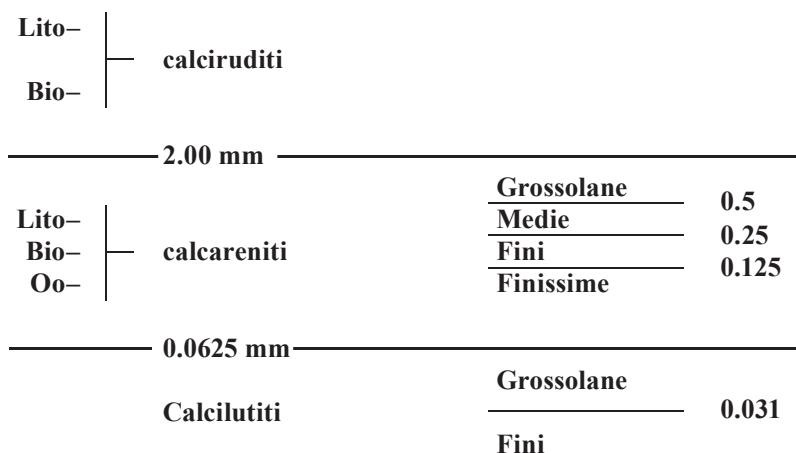


Figura 1.7. Schema per la classificazione macroscopica delle rocce calcaree particellari in funzione della granulometria e alla natura genetica dei costituenti

*stone* (micrite presente), oppure *fango-sostenuta* (granuli non a contatto), con rocce che prendono il nome di *mudstone* (granuli < 10%) e *wackestone* (granuli > 10%).

Le **rocce chimiche a composizione carbonatica** sono costituite, essenzialmente, da due gruppi litologici: i *calcari* e le *dolomie*.

I *calcari* sono rocce costituite quasi esclusivamente da carbonato di calcio [CaCO<sub>3</sub>] anche se, in basse percentuali, possono contenere altri minerali.

Il carbonato di calcio precipita per processi chimici o biochimici in seguito, prevalentemente, alla fotosintesi delle alghe sia in ambiente marino (Lithothamnium, Halimeda, Cocoliti) sia continentale (Caracee).

Questi organismi (in particolare le alghe verdi), nel loro ciclo metabolico assorbono CO<sub>2</sub>, che viene sottratta dall’acqua, determinando così la precipitazione chimica del carbonato di calcio sotto forma di microcristalli di aragonite secondo la nota reazione chimica di equilibrio mobile:



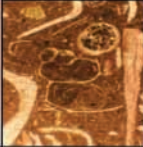
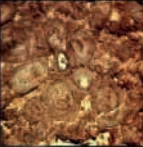

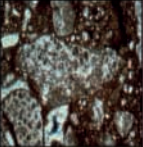


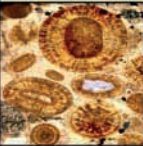

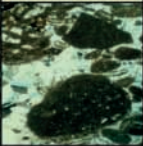
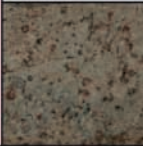
		Allochimici $\geq 10\%$				Allochimici $< 10\%$
		Fossili e bioclasti	Ooidi	Peloidi	Intraclasti	
Micrite Cemento	Matrice $> 2/3$	Biomicrite	Oomicrite	Pelmicrite	Intramicrite	Micrite
						
	Cemento $> 2/3$	Biosparite	Oosparite	Pelsparite	Intrasparite	Dismicrite
						

Figura 1.8. Classificazione composizionale delle rocce carbonatiche particellari secondo Folk (da: Cremonini, 1977, modificata)


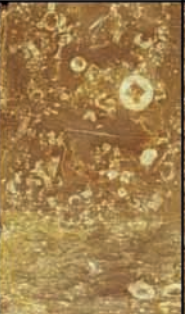

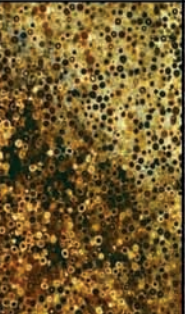

Tessitura deposizionale				Non riconoscibile
Riconoscibile				
Fango presente (particelle $< 20\mu$ )		Fango assente		Carbonati cristallini
Tessitura fango-sostenuta		Tessitura grano-sostenuta		
Grani $< 10\%$	Grani $> 10\%$	Packstone	Grainstone	
Mudstone	Wackestone			
				

Figura 1.9. Classificazione tessiturale delle rocce carbonatiche particellari secondo Dunham (da: Cremonini, 1977, modificata)

La precipitazione diretta di carbonato di calcio può avvenire in natura anche senza l'intervento di organismi, ma semplicemente per il verificarsi di condizioni termodinamiche in grado di spostare l'equilibrio della reazione (1.1) verso sinistra: agitazione con degassazione delle acque, aumento della temperatura, diminuzione della pressione idrostatica.

Le *dolomie*, costituite da dolomite  $[\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2]$ , sono meno diffuse dei calcari e rispetto a questi hanno maggiore densità e porosità. A seconda della loro genesi, esse si distinguono in dolomie primarie e secondarie. Le *dolomie primarie*, poco diffuse, sono prive di fossili, presentano una tessitura microcristallina e si formano in ambienti con clima caldo, all'interno di bacini di scarsa profondità, ma idrodinamici e con elevata salinità delle acque ( $> 200\%$ ). Le *dolomie secondarie* rappresentano la stragrande maggioranza delle rocce dolomitiche; sono costituite da cristalli di grosse dimensioni ( $20 < \varnothing < 500 \mu$ ), di varie forme e irregolari, e hanno origine da processi chimici di metasomatosi diagenetica o *dolomitizzazione*, cioè sostituzione di calcite con dolomite. Il processo di dolomitizzazione è favorito dalla presenza di alghe e batteri e si verifica in acque a salinità elevata.

Tra le rocce carbonatiche chimiche, un cenno a parte meritano i *travertini* e gli *alabastrini*. I primi si formano in ambiente fluviale alla base di cascate o in ambiente idrotermale in corrispondenza di sorgenti d'acqua ricca di  $[\text{CaCO}_3]$ ; si tratta di rocce porose e vacuolari spesso inglobanti resti fossili e frustoli vegetali. I secondi, invece, si formano in cavità sotterranee (grotte) e hanno una classica struttura zonata caratterizzata da colorazioni diverse.

Le **rocce chimiche a composizione silicea** sono costituite in massima parte da silice  $[\text{SiO}_2]$  di natura chimica, cioè da quarzo microcristallino ( $1 < \varnothing < 5 \mu$ ) e silice amorfa, sotto forma di calcedonio e opale. Le rocce silicee di natura chimica si originano, come precipitato primario, generalmente allo sbocco di sorgenti termali di origine vulcanica in ambiente marino e continentale: la silice precipita in condizioni di pH più o meno acido, compreso tra 2 e 9, e in acque con elevate concentrazioni di  $\text{Ca}^{2+}$  e  $\text{CO}_2$ . Tuttavia, le più diffuse rocce silicee di natura chimica sono di origine secondaria, cioè dovute alla sostituzione di carbonati, minerali di ferro o argillosi e ricristallizzazione (metasomatosi diagenetica) da parte della silice. Quest'ultimo tipo di rocce costituiscono noduli, bande e livelli di *selce* in calcari e calcari marnosi e l'ampia varietà di *diaspri* (selci con contenuto in ferro dell'ordine del 5% e colorazioni rosse, gialle, brune, verdi o nere).

Le **rocce evaporitiche** sono rocce formatesi per precipitazione chimica diretta in bacini ristretti che non ricevono apporti di acque dolci dalle terre emerse. In sostanza si tratta di bacini marini o continentali "endoreici", caratterizzati da elevata salinità/ipersalinità delle acque nei quali, a causa di un'elevata temperatura, si viene a determinare un'eccessiva evaporazione con conseguente raggiungimento del punto di sovrasaturazione per le sostanze in soluzione. Le diverse rocce che vengono così a formarsi sono il risultato di una precisa sequenza di precipitazione, regolata dagli equilibri ionici nella soluzione. Esperimenti di laboratorio (Usiglio, 1849) hanno dimostrato che facendo evaporare 1 litro di acqua marina si ottiene la precipitazione di una sequenza di sali, dall'accumulo dei quali si originano le rocce evaporitiche (tabella 1.4).



**Tabella 1.4. Tipologie e quantità di sali che precipitano per evaporazione di 1 litro di acqua marina e rocce evaporitiche correlate**

Volume di acqua marina (litri)	Tipo di precipitato	Quantità di precipitato (grammi)	Minerale	Tipo di roccia
1÷0.53	-	-	-	-
0.53÷0.19	CaCO <sub>3</sub> , Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.12	Calcite, Ematite	Calcarei evaporitici
0.19÷0.03	CaMg(CO <sub>3</sub> ) <sub>2</sub> , Ca SO <sub>4</sub> · nH <sub>2</sub> O	1.75	Dolomite, Gesso o anidride	Dolomie primarie, Gessi
0.09÷0.02	Na Cl	29.70	Salgemma	Sali
	MgSO <sub>4</sub> · nH <sub>2</sub> O	2.48	Kieserite, Esaidrite, Epsomite, Leonite	
	MgCl <sub>2</sub> · nH <sub>2</sub> O	3.32	Bischofite	
< 0.04	NaBr	0.55	Bromuro di sodio	
< 0.01	KCl	0.53	Silvina	

Le rocce della serie gessoso-solfifera, presenti nella Catena Appenninica, sono un'evidente testimonianza degli intensi ed estesi eventi evaporatici verificatisi nel bacino del Mediterraneo durante il Miocene superiore.

Le **rocce organogene** si formano in ambiente perlopiù marino, dall'accumulo passivo (*rocce organogene particellari*) di frammenti o scheletri interi di micro/macroorganismi a guscio calcareo (foraminiferi, coccoliti, pteropodi, alghe calcaree, spugne calcaree, pesci teleostei) o siliceo (radiolari, alghe silicee, spugne silicee) o per costruzione diretta (*rocce organogene biocostruite*), in livelli sovrapposti, di impalcature rigide "scogliere organogene", da parte di coralli, alghe, lamellibranchi, etc. Le rocce biocostruite vengono denominate anche *biolititi* (Folk, 1974) e *boundstone* (Dunham, 1962). A seconda della profondità del bacino in cui è avvenuta la deposizione, rispetto alla superficie di compensazione dei carbonati<sup>4</sup>, potremo avere rocce organogene a composizione carbonatica ovvero a composizione silicea.

Tipi particolari di rocce sedimentarie organogene, molto importanti per il ruolo che hanno svolto e svolgono nei processi di industrializzazione e di approvvigionamento energetico del nostro pianeta, sono i *giacimenti di carboni fossili e idrocarburi*. Queste rocce, che presentano una distribuzione alquanto discontinua nelle ere geologiche, hanno avuto la loro massima diffusione in due intervalli temporali: nel Carbonifero inf.-Permiano e nel Cretaceo-Miocene; nel Quaternario, inoltre, sono presenti depositi di carbone del tipo *torba*. Per quanto riguarda l'ubicazione dei giacimenti, si può dire che il 95% di essi risulta collocato nell'emisfero Nord e, inoltre, che in ognuno degli intervalli temporali di massima diffusione, l'età dei giacimenti tende a ringiovanirsi passando da quelli più occidentali a quelli più orientali (Aubouin e Brousse, 1973). I carboni fossili derivano dalla lentissima trasformazione, con arricchimento in carbonio a discapito

<sup>4</sup> La **superficie di compensazione o profondità critica dei carbonati** è la profondità alla quale il contenuto di CaCO<sub>3</sub> si riduce al 10%. Al di sotto di tale profondità, compresa all'incirca tra i 3500÷3900 m e comunque localmente variabile in funzione della pressione, temperatura, contenuto in CO<sub>2</sub>, pH e salinità, i gusci carbonatici degli organismi passano in soluzione.

degli altri componenti della cellulosa, dei resti vegetali in ambienti anossici. Al crescere del contenuto percentuale in carbonio della roccia rispetto a quello del legno, che in media ne contiene il 50%, si distinguono diversi tipi di carbone cui corrisponde anche un più elevato stadio del processo di carbonizzazione:

- *torba* (contenuto in carbonio mediamente inferiore al 60%, di età quaternaria);
- *lignite* (contenuto in carbonio dell'ordine del 70%, di età terziaria);
- *litantracce* (contenuto medio in carbonio dell'82%, di età paleozoica e mesozoica);
- *antracite* (contenuto in carbonio che si aggira sul 94%, di età paleozoica e mesozoica).

Le *antraciti* sono rocce simili alle *litantraci*, sia per età sia per genesi, dalle quali si differenziano solamente per un minor tenore in componenti volatili e un più spinto stadio del processo di carbonizzazione, a seguito di un iniziale metamorfismo legato a un aumento della temperatura e della pressione. Se esistono le condizioni termodinamiche di metamorfismo progrado, allora i carboni fossili si possono trasformare in *grafite*.

Gli idrocarburi, invece, non sono delle vere e proprie rocce, ma piuttosto i prodotti della decomposizione, in ambiente riducente, di resti organici vegetali e animali, accumulatisi in "rocce madri" del tipo argille, marne e calcari fini, in ambienti di mare poco profondo e a bassa energia. I resti organici, dopo aver subito delle complesse trasformazioni biochimiche "*naftogenesi*", si trasformano in idrocarburi. Quindi, in seguito all'aumento del carico litostatico dovuto al crescente accumulo dei sedimenti delle rocce madri, essi vengono espulsi assieme all'acqua marina "acqua connata" e migrano accumulandosi nelle trappole stratigrafiche e/o tettoniche delle cosiddette *rocce serbatoio*. Gli idrocarburi si presentano raramente allo stato solido (*ozoceriti* e *asfalti*), più frequentemente si rinvencono allo stato liquido (*petrolii*) e gassoso (*gas naturali*).

Con il termine **rocce miste** si vogliono indicare tutte quelle rocce sedimentarie, a composizione mista tra due o tre termini estremi. Esempi in tal senso sono le rocce a composizione intermedia tra i calcari e le argille (figura 1.10), quelle a composizione

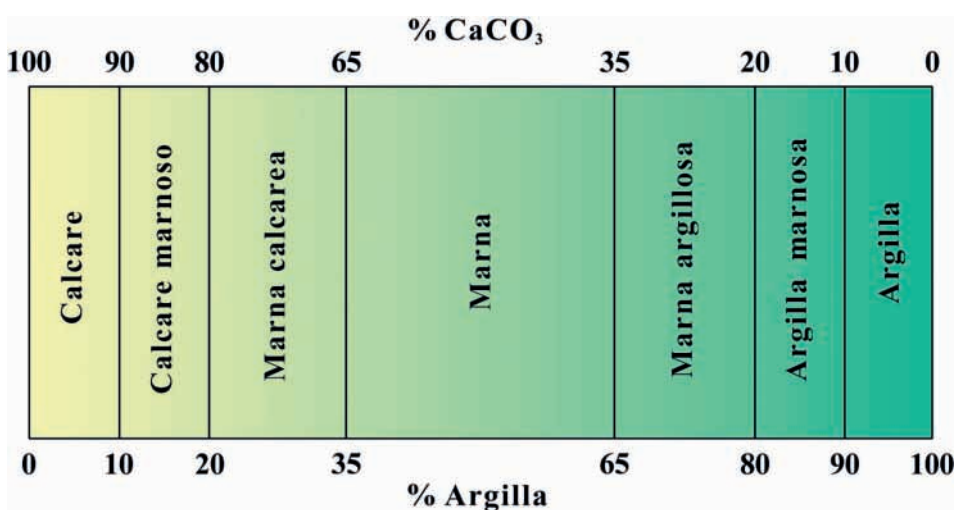


Figura 1.10. Nomenclatura e percentuali composizionali della serie continua di rocce comprese tra i calcari e le argille

intermedia tra i calcari e le dolomie (figura 1.11) e, infine, quelle rocce che derivano da una miscela in varie proporzioni di sabbia, silt e argille (figura 1.12).

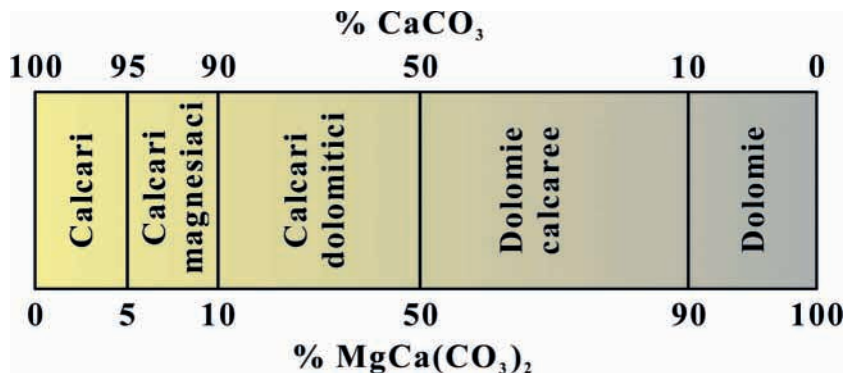


Figura 1.11. Nomenclatura e percentuali composizionali della serie continua di rocce comprese tra i calcari e le dolomie

### 1.1.3. Le rocce metamorfiche

Le rocce metamorfiche si originano in seguito alla ricristallizzazione in solido<sup>5</sup> dei minerali di preesistenti rocce i quali vengono a trovarsi, per mutate condizioni di temperatura, pressione e fluidi circolanti, in condizioni di disequilibrio termodinamico e/o chimico rispetto all'ambiente in cui si sono formati. Tali modificazioni alterano la composizione mineralogica, determinano la generalizzata scomparsa delle tracce fossili eventualmente presenti oltre che una più o meno spinta riorganizzazione delle struttu-

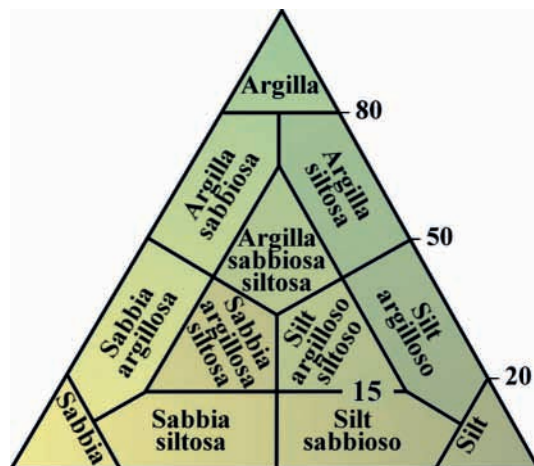


Figura 1.12  
Nomenclatura e percentuali composizionali delle rocce composte da miscele di sabbia, silt e argilla

<sup>5</sup> Il processo di **ricristallizzazione mineralogica in solido** consiste nella trasformazione di un minerale in un altro; esso si verifica quando, in particolari condizioni di pressione e temperatura, gli atomi dei minerali si dispongono in modo da formare nuovi reticoli cristallini cioè nuovi minerali.

re e tessiture delle rocce originarie. Circa gli aspetti strutturali/tessiture delle rocce metamorfiche, bisogna dire che esse presentano caratteri distintivi peculiari dovuti sia ai meccanismi genetici di ricristallizzazione in solido sia all'azione, sempre presente anche se con diverse entità, di pressioni orientate che sono il risultato dei campi di stress generati dalle sollecitazioni geodinamiche di compressione durante le orogenesi.

La ricristallizzazione allo stato solido dei minerali comporta, necessariamente, la distruzione della struttura mineralogica della roccia preesistente che può essere completa o, viceversa, presentare dei relitti strutturali che consentono di individuare l'originaria natura della roccia.

Le rocce metamorfiche presentano una **struttura cristalloblastica**, risultato della quasi contemporanea ricristallizzazione e crescita dei minerali presenti nella roccia; in tal senso, quindi, l'habitus cristallino dei minerali è piuttosto irregolare e le superfici di contatto tra gli stessi sono spesso diverse dalle relative facce cristallografiche. A seconda della forma dei cristalli, la struttura può essere definita come segue:

- *granoblastica* o a mosaico o saccaroide (minerali di forma granulare);
- *lepidoblastica* (intreccio di minerali con prevalente orientamento delle lamelle di miche, cloriti, anfiboli);
- *porfiroblastica* (grossi cristalli di microclino, albite, granato in matrice più minuta);
- *occhjadina* (grossi cristalli feldspatici, "occhi", avvolti da lettini micacei);
- *ghiandolare o ghiandone* (grossi cristalli feldspatici, "occhi", non avvolti dai lettini micacei).

Le pressioni orientate, che agiscono in special modo durante il metamorfismo regionale, determinano l'insorgere nella roccia di piani/letti di isorientazione dei minerali i quali, soprattutto quelli scistogeni cioè con habitus lamellare come le miche, le cloriti e gli anfiboli, tenderanno a riorientarsi secondo tessiture planari.

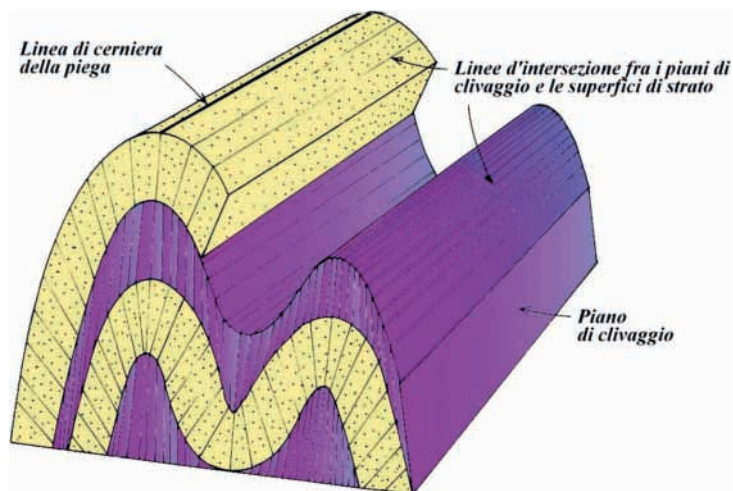


Figura 1.13. Convergenza dei piani di scistosità verso il nucleo della piega e rifrazione "raddrizzamento" degli stessi al passaggio da uno strato più competente ad uno meno competente (da: Ramsay e Huber, 1989, modificata)

Il processo metamorfico è spesso associato a deformazioni tettoniche plastiche degli ammassi rocciosi nei quali gli effetti macroscopici delle deformazioni sono dati dalle diverse tipologie di pieghe; a livello meso/microscopico, invece, le deformazioni si concretizzano nell'insorgere di famiglie di piani di taglio subparalleli, lungo i quali si generano degli scivolamenti pervasivi ed eventualmente, al crescere del grado metamorfico, ricristallizzazione orientata dei minerali ad habitus lamellare (figura 1.13).

Il carattere tessiturale tipico delle rocce metamorfiche è, quindi, rappresentato da questi piani subparalleli che a secondo dei casi assumono i seguenti nomi (figura 1.14):

- **clivaggio** – tessitura data da piani di taglio e scivolamento pervasivo, leggermente convergenti verso il nucleo della piega cui sono associati, senza ricristallizzazione (in rocce di basso grado quali argilloscisti, filladi e ardesie);
- **scistosità** – tessitura data da un'alternanza di piani di taglio e scivolamento pervasivo, tutti di uguale composizione e disposti parallelamente al piano assiale della piega cui sono associati, nei quali si verifica ricristallizzazione dei minerali scistogeni quali miche, cloriti e anfiboli (in rocce di medio-alto grado quali i cloritoscisti e i micascisti);
- **foliazione** – tessitura simile alla scistosità, data da un'alternanza millimetrica tra piani arricchiti di minerali scistogeni e piani arricchiti di minerali granoblastici; se l'alternanza è tra strati di spessore centimetrico o superiore si parlerà di **liste** o **bande** (rocce di medio-alto grado quali gli gneiss);
- **gneissosità** – tessitura simile alla scistosità anche se poco accentuata e ad aspetto prevalentemente nodulare (rocce di medio-alto grado quali gli gneiss).

Il metamorfismo in condizioni naturali avviene, in genere, all'interno della crosta terrestre; tuttavia, casi circoscritti di metamorfismo in ambiente superficiale si possono verificare in aree vulcaniche, nelle rocce che vengono a contatto con le colate laviche e in quelle porzioni di superficie terrestre che subiscono l'impatto di un grosso meteorite.

I campi di variazione dei parametri temperatura ( $T$ ) e pressione ( $P$ ) entro cui si esplicano i processi metamorfici sono compresi, rispettivamente, all'incirca tra i 200÷800 °C e i 2÷10 kbar. Combinazioni di valori maggiori o inferiori di temperatura e pressione sfumano, rispettivamente, nei processi litogenetici magmatico o sedimentario (figura 1.15). Al crescere di pressione e temperatura, il **grado metamorfico** delle rocce può essere definito:

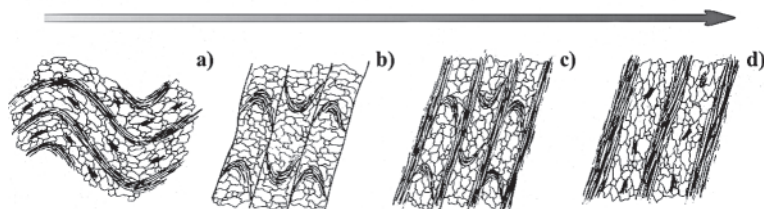


Figura 1.14. Stadi evolutivi e riorientazione di un'originaria laminazione ( $S_1$ ) in una nuova laminazione ( $S_2$ ), al crescere del grado di deformazione e metamorfismo di una roccia: a) Laminazione originaria; b) Clivaggio; c) Scistosità; d) Nuova laminazione (da: D'Amico, 1973, ridisegnata)

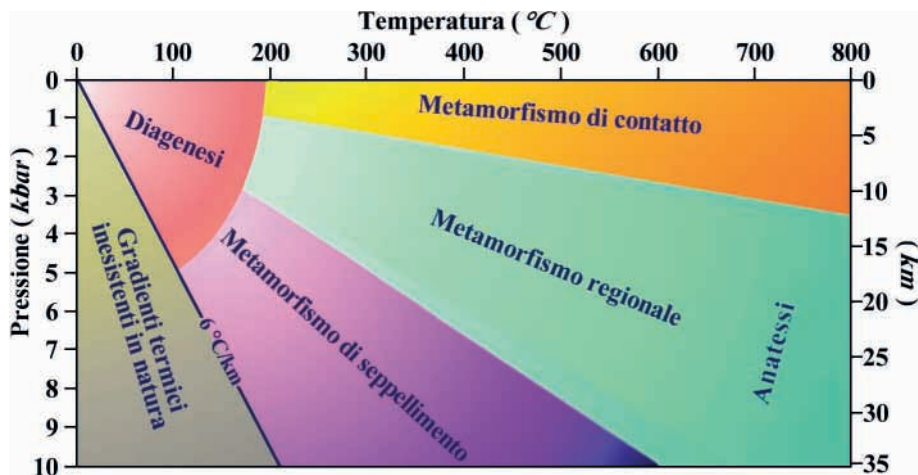


Figura 1.15. Campi delle variabili termodinamiche (temperatura e pressione) in relazione ai diversi tipi di metamorfismo (da: Trevisan e Giglia, 1978, modificata)

- *bassissimo*;
- *basso*;
- *medio*;
- *alto*;
- *altissimo*.

Il processo metamorfico comporta, in generale, dapprima il completamento del meccanismo d'espulsione dell'acqua interstiziale, iniziato durante la diagenesi, quindi la progressiva scomparsa, per ricristallizzazione, dei minerali idrati. Il progredire del metamorfismo determina trasformazioni e reazioni fisico-chimiche che portano alla comparsa, a determinati valori di  $T$  e  $P$ , di nuovi minerali, definiti *minerali-indice*, e/o nuove associazioni mineralogiche. L'individuazione in una roccia di determinati minerali-indice permette di definirne il grado metamorfico. Ad esempio, minerali come clorite e sericite indicano un basso grado metamorfico; altri minerali come biotite, plagioclasio, orneblenda e granato indicano, invece, un medio-alto grado metamorfico. Alcune rocce sono state sottoposte a più cicli metamorfici; in tal caso, si potrà parlare di *polimetamorfismo* o *metamorfismo polifasico* e distinguere un *metamorfismo progrado*, se si riscontra un aumento del grado metamorfico, da un *metamorfismo retrogrado* o *diaforesi* nel caso in cui il grado metamorfico della roccia sia diminuito (D'Amico, 1973).

Nei diversi contesti geodinamici, le due variabili termodinamiche metamorfosanti ( $T$ ,  $P$ ) possono agire entrambe o, come accade più frequentemente, si ha il prevalere di una delle due variabili termodinamiche sull'altra. Dal punto di vista più strettamente geologico-geodinamico, quindi, il metamorfismo può essere classificato, in termini di grado metamorfico crescente, come:

1. *anchimetamorfismo* o *semimetamorfismo* – localizzato nelle porzioni meno deformate delle catene orogeniche;
2. *dinamometamorfismo* o *di dislocazione* – localizzato nelle zone di sovrascorrimento e/o di faglia delle aree tettonizzate;

3. **termometamorfismo o di contatto** – localizzato nelle aree di contatto con corpi magmatici intrusivi (aureola di contatto);
4. **metamorfismo di seppellimento o di profondità** – localizzato in aree orogeniche in rapida subsidenza, caratterizzate da un basso gradiente geotermico;
5. **metamorfismo regionale** – localizzato nelle porzioni di litosfera interessate da intense deformazioni orogeniche;
6. **ultrametamorfismo** – localizzato nelle regioni crostali più profonde.

L'anchimetamorfismo si verifica in condizioni termodinamiche ( $T$ ,  $P$ ) leggermente superiori a quelle tipiche della diagenesi, nella quale tende a sfumare. Esso interessa le rocce sedimentarie ed è caratterizzato da rocce che presentano ancora evidenze delle originarie strutture e tessiture alle quali si sovrappongono delle tessiture tettoniche deformative (clivaggio, fissilità, etc.) e parziali riscristallizzazioni. Le semimetamorfiti che derivano da rocce pelitico-arenacee danno luogo a rocce denominate *semiscisti*, *argilloscisti*, *ardesie* o *shales*.

Nel caso del metamorfismo di dislocazione, l'azione di rottura meccanica, a seguito di elevate pressioni tettoniche, è decisamente prevalente su quella di ricristallizzazione. In tali circostanze, la roccia originaria viene frantumata e si originano delle bande più o meno ampie di dinamometamorfiti che prendono il nome di *cataclasiti* (brecce di frizione) o, nel caso di fenomeni clastici sempre più intensi, di *miloniti* (la frantumazione riduce i minerali in dimensioni submicroscopiche) e *ultramiloniti* (la roccia appare otticamente isotropa come se fosse vetrosa).

Nel termometamorfismo l'agente metamorfosante è la temperatura e le rocce che vengono a formarsi, genericamente denominate *hornfels* o *contattiti*, si dispongono in fasce o zone, delimitate da isoterme, attorno alle aureole che si generano al contatto tra intrusi magmatici e rocce incassanti. Gli effetti del metamorfismo di contatto sono tanto più evidenti quanto più la roccia incassante è ricca di minerali stabili a bassa temperatura. In tal senso, rocce poco sensibili al termometamorfismo sono le rocce magmatiche e le metamorfiti di alto grado; il contrario avviene per rocce sedimentarie come, ad esempio, le argille dalle quali si originano le *cornubianiti*, le marne dalle quali si formano i *calcefiri* e i calcari che danno luogo ai *marmi*.

Il metamorfismo di seppellimento si verifica in quelle aree di bacino poste ai margini delle placche litosferiche che, in seguito a fenomeni orogenetici di convergenza, sono soggette a intensa subsidenza accompagnata da rapido seppellimento dei sedimenti in condizioni di gradiente termico<sup>6</sup> basso. L'agente metamorfosante è la pressione, il grado metamorfico basso e le rocce più frequentemente coinvolte sono le serie flyscioidi pelitico-arenacee dalle quali si originano rocce quali le *metagrovacche*, *metasiltiti*, *metashales*, per passare agli *scisti blu* a glaucofane e giadeite, quando i valori di pressione superino i 7÷8 kbar.

Nel metamorfismo regionale gli agenti determinanti sono la temperatura, la pressione

<sup>6</sup> Il **gradiente termico** è il tasso di crescita della temperatura al crescere della profondità all'interno della crosta terrestre. Valori normali di gradiente sono dell'ordine di 20÷30 °C/km, i valori minimi riscontrati si aggirano intorno a 6 °C/km e valori inferiori sono considerati impossibili in natura; i gradienti più elevati si riscontrano in prossimità di aree a vulcanismo attivo e possono avvicinarsi ai 400 °C/km.

litostatica e la pressione orientata dovuta alle spinte geodinamiche tra le placche litosferiche. Questo tipo di metamorfismo, strettamente connesso ai cicli orogenetici, è il più diffuso in natura e, considerati gli ampi intervalli di temperatura e pressione che lo caratterizzano (figura 1.15), genera un'ampia varietà di rocce. I litotipi più diffusi sono le *filladi* (di basso grado, derivate da sedimenti pelitici), le *serpentiniti* (di basso grado, derivate da rocce ultrafemiche quali peridotiti, pirosseniti), gli *scisti verdi* (di basso-medio grado, derivate da vulcanoclastiti basiche sottomarine e da vulcanareniti basiche), le *eclogiti* (di qualsiasi grado con bassissima pressione d'acqua, derivate da rocce basaltiche), le *amfiboliti* (di medio-alto grado, derivate da rocce basaltiche), i *micascisti* e *paragneiss* (di medio-alto grado, derivate da sedimenti pelitico-arenacei), gli *gneiss* (di medio-alto grado, derivate da rocce granitoidi, vulcaniti acide e tufi), le *granuliti acide e basiche* (di altissimo grado, derivate rispettivamente da rocce granitoidi e da rocce basaltiche) le *quarziti* (di qualsiasi grado, derivate da quarzareniti, selci), i *marmi* e i *calcescisti* (di qualsiasi grado, derivate rispettivamente, da calcari e calcari argillosi). L'ultrametamorfismo è caratterizzato da valori di temperatura e pressione così elevati da determinare l'inizio della fusione parziale delle rocce originarie. In queste condizioni, note con il termine *anatessi*, le rocce metamorfiche che si formano, genericamente denominate *migmatiti*, sfumano nel campo proprio delle rocce magmatiche. Le migmatiti, quindi, sono delle rocce costituite da un'intima mescolanza di porzioni di preesistenti rocce metamorfiche *paleosomi* e porzioni di rocce di neoformazione denominate *graniti d'anatessi* o *leucosomi*.

Un altro modo di classificare le rocce metamorfiche è quello delle *facies metamorfiche* proposto da Eskola (1915) e successivamente ripreso e modificato da diversi autori (Lambert, 1965; 1972). Il concetto di facies è basato sul presupposto che tutte le rocce, anche di diversa composizione chimica/mineralogica, ricristallizzate negli stessi intervalli di temperatura e pressione, cioè in uno stesso ambito metamorfico, rientrano in una determinata facies. Fatto salvo che al crescere del dettaglio d'analisi è possibile individuare all'interno di una facies tutta una serie di subfacies, le principali facies metamorfiche sono (figura 1.16):

- facies degli hornfels (qualsiasi grado metamorfico per contatto, con quarzo-feldspati-miche-calcite-andalusite-orneblende-pirosseni-granati);
- facies delle zeoliti (basso grado metamorfico, con laumontite-prehnite-pumpellyite);
- facies degli scisti blu (basso grado metamorfico, con lawsonite-glaucofane-giadeite);
- facies degli scisti verdi (basso-medio grado metamorfico, con clorite-albite-epidoti);
- facies delle amfiboliti (medio-alto grado metamorfico, con quarzo-plagioclasi-miche-anfiboli-granati);
- facies delle granuliti (altissimo grado metamorfico, con quarzo-plagioclasi-pirosseni-granati-biotite);
- facies delle eclogiti (qualsiasi grado metamorfico, con pirosseni-granati-olivine).

Dal punto di vista della *paragenesi* – ovvero dell'associazione mineralogica costituente la roccia – il concetto di facies metamorfica implica, quindi, che all'interno di una stessa facies una roccia con una data paragenesi pre-metamorfica e una data composizione chimica darà luogo sempre alla stessa paragenesi metamorfica o, in altre parole, allo stesso tipo di roccia metamorfica caratterizzata dagli stessi minerali-indice.



## 1.2. Processi di alterazione e degradazione

Tra l'atmosfera, l'idrosfera e le rocce della crosta terrestre si determinano continue interazioni in condizioni di equilibrio dinamico. Questi fenomeni causati dagli agenti esogeni ed endogeni producono l'incessante e lenta modificazione dell'ambiente geomorfologico.

L'invecchiamento naturale, gli squilibri dell'ambiente in seguito ad "aggressioni" persistenti nel tempo, l'inquinamento atmosferico, le sollecitazioni meccaniche, l'azione biologica di microrganismi nonché l'incuria e gli interventi inadeguati operati dall'uomo causano l'alterazione e, quindi, la degradazione più o meno spinta delle rocce. La **degradazione dei manufatti**<sup>7</sup> realizzati in materiale lapideo, a parità di ambiente morfogenetico, è generalmente la stessa di quella che colpisce le rocce affioranti. Il decadimento delle caratteristiche fisico-meccaniche delle rocce si riflette sulla stabilità del territorio e dei manufatti con esse realizzati oltre che sulla funzionalità ed estetica degli stessi.

Le rocce, sottoposte alle variazioni delle condizioni ambientali, cercano di raggiungere un nuovo equilibrio con l'ambiente adattandosi con trasformazioni irreversibili che prendono il nome di *alterazioni*.

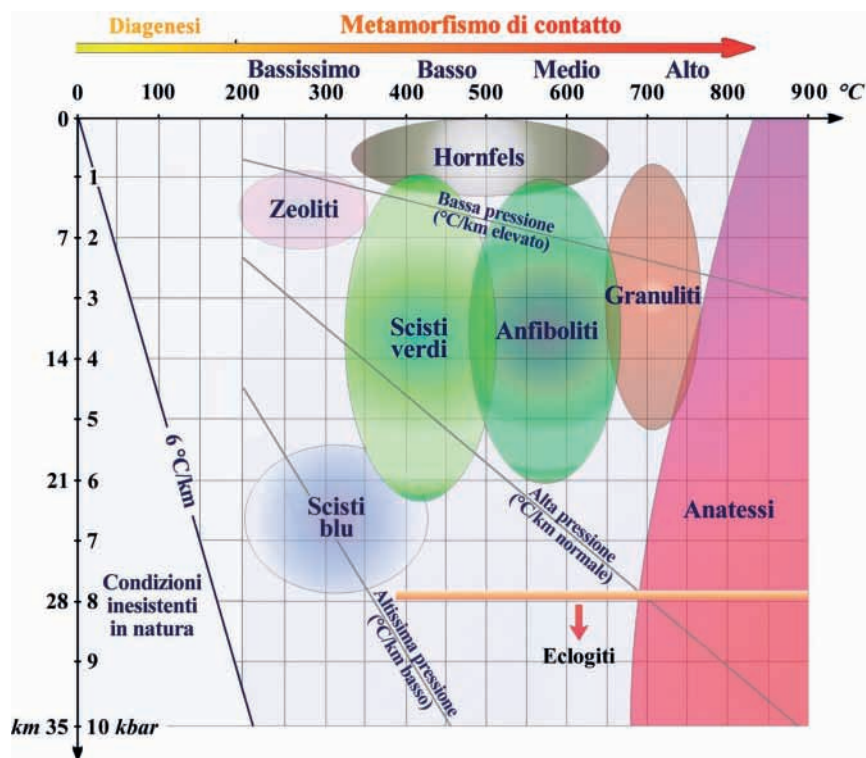


Figura 1.16. Le facies delle rocce metamorfiche in relazione ai gradienti di temperatura e pressione

<sup>7</sup> Per **degradazione o degrado di un manufatto** s'intende il processo di deterioramento dei materiali e la conseguente perdita delle loro originarie capacità prestazionali (Margani et al., 1994).

L'evoluzione continua dei fenomeni di alterazione può essere accelerata e/o esplicarsi in modo diverso a seconda della presenza isolata o sinergica di specifici fattori ambientali (temperatura, precipitazioni, vento, irraggiamento solare, esposizione, inquinamento atmosferico, polveri, microrganismi, piante, escrementi, etc.).

I **processi di alterazione** naturale si riferiscono complessivamente a tre azioni: **chimica**, **fisica** e **biologica**. Nelle alterazioni prodotte dall'attività umana **azione antropica**, l'alterazione viene a esplicarsi con intensità, tempi e/o fenomenologie che, pur se riconducibili ad azioni naturali, possono non essere tipici dell'ambiente e del processo morfodinamico considerato.

Le azioni naturali fisiche, esercitate da vento, pioggia, ghiaccio e da variazioni di temperatura, determinano la disgregazione meccanica della roccia senza alterarne la composizione chimica. Le azioni naturali chimiche (piogge acide, dissoluzioni, cristallizzazione di sali, dilavamenti, carsismo e immissioni di inquinanti in falda), invece, modificano la composizione chimico/mineralogica delle rocce originarie. I processi biochimici, provocati da organismi quali muschi, licheni e alghe, agiscono nei processi di alterazione favorendo e/o accelerando sia i processi fisici sia quelli chimici.

L'**intensità della degradazione** è strettamente legata alla natura intrinseca della roccia, cioè alla sua *associazione mineralogica* (presenza di minerali chimicamente stabili o alterabili nel contesto morfodinamico considerato), alla sua *isotropia strutturale e tessiturale* (strutture/tessiture isotrope non danno direzioni preferenziali di alterazione), alle

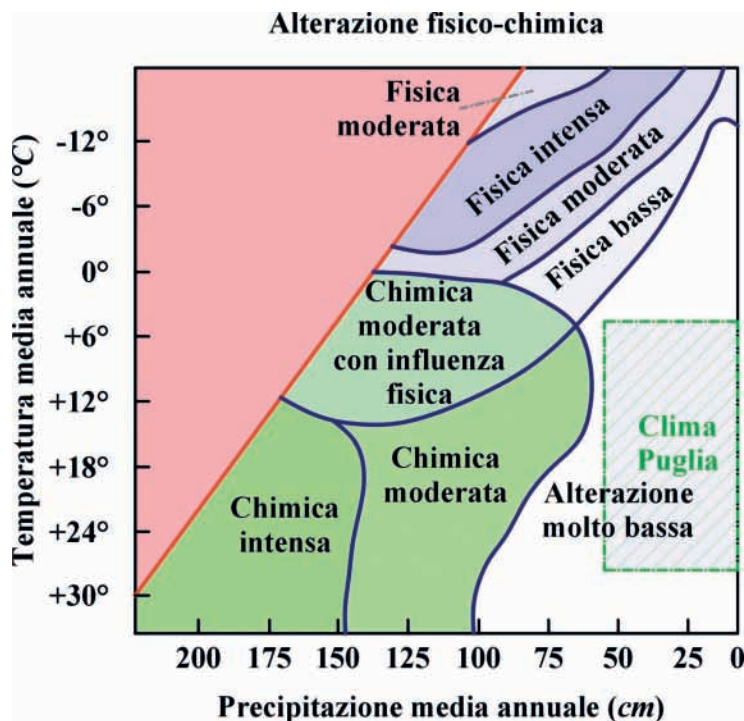


Figura 1.17. Tipologie e intensità della degradazione meteorica in funzione della temperatura e della precipitazione (da: Embleton e Thornes, 1979, modificata)

*proprietà fisico-meccaniche* (resistenza alla compressione e al taglio, gelività, durezza, etc.), alla *porosità* (processi di alterazione fisica e chimica sono più frequenti e rilevanti nelle rocce porose), al contenuto in *fossili* (la cui presenza dà origine ad alterazioni differenziali essendo generalmente meno solubili del cemento in cui sono immersi) e di *microfratturazioni* (fenomeni di capillarità in presenza d'acqua e di pressioni se vi è un riempimento argilloso che, a contatto con acqua, provoca aumenti di volume).

I processi di alterazione e degradazione delle rocce affioranti in una determinata area, quindi, vengono determinati e controllati da quell'insieme di condizioni naturali al contorno che, in una parola, possiamo definire *clima*. La temperatura e le precipitazioni meteoriche (allo stato liquido sotto forma di precipitazioni, aeriforme come umidità e/o nebbie, allo stato solido sotto forma di ghiaccio o neve) sono i principali fattori che influenzano in modo quantitativo il procedere delle reazioni chimiche e dei processi fisici di degradazione (figura 1.17).

Dall'analisi della figura 1.17 si evince che in regioni con *climi caldi e umidi* i fenomeni di degradazione sono soprattutto di tipo chimico, mentre in regioni a *clima freddo* la degradazione si esplica mediante fenomeni di tipo fisico. La copertura vegetale e la ricchezza di materiale organico in decomposizione permettono di produrre acidi umici che attaccano la roccia alterandola (Bosellini, 1986). Se la roccia madre è ricca di silicati, come i graniti, i basalti e le rocce metamorfiche, si verifica il processo di *laterizzazione* o *argillificazione*, con l'ossidazione del ferro e dell'alluminio, l'idrolisi dei silicati e la formazione di argille dal caratteristico colore rosso. Se la roccia è calcarea, si verificano fenomeni di dissoluzione, che portano alla formazione delle caratteristiche morfologie di ambiente carsico.

In *regioni aride* sia calde che fredde, con scarsità di acque meteoriche e di copertura vegetale, i processi di degradazione sono maggiormente di tipo fisico; in queste regioni i cicli di insolazione, gli sbalzi termici e la presenza di ghiaccio danno luogo a fratture con formazione di blocchi e materiale di disgregazione.

Nelle zone con *clima temperato* la quantità e l'intensità della pioggia, il tasso d'evaporazione e la presenza di una copertura vegetale influenzano l'entità della degradazione, che si esplica per fenomeni chimici e/o fisici.

Molti dei processi chimici e fisici descritti si verificano in concomitanza e l'insieme delle azioni di degradazione e alterazione diventano concause delle varie forme di dissesto geomorfologico della superficie terrestre.

### 1.2.1. Processi chimici

I processi che portano al cambiamento di composizione chimica delle rocce e delle loro proprietà fisiche prendono il nome di alterazioni chimiche.

I principali agenti dell'alterazione chimica sono l'*acqua* e i soluti presenti in essa (*ossigeno* e *anidride carbonica*), che reagiscono con i minerali costituenti le rocce. Si verificano in tal modo i seguenti processi chimici, le cui modalità e prodotti di alterazione sono correlati, principalmente, con la composizione chimica della roccia originaria:

- ossidazione;
- idratazione;

- idrolisi;
- dissoluzione;
- solfatazione.

#### OSSIDAZIONE

L'ossidazione dei minerali delle rocce è dovuta sia all'ossigeno dell'acqua meteorica, di falda o marina, sia a quello atmosferico. L'effetto visibile dell'ossidazione consiste in una *variazione cromatica* della superficie esposta che si manifesta maggiormente sulle sostanze carboniose, sui composti ferrosi, sullo zolfo e sui solfuri (pirite). Se ossidate, le rocce a pigmento carbonioso o bituminoso appaiono biancastre in superficie; quelle contenenti sostanze ferrose, come molte arenarie, mostrano tinte rossastre o giallastre; quelle solfifere possono presentarsi sia *cariate*, per la scomparsa di zolfo ossidato, sia variamente colorate di giallo o rosso per la trasformazione dei solfuri in ossidi e solfati.

#### IDRATAZIONE

L'acqua nelle sue fasi di vapore e, soprattutto, liquida provoca l'idratazione di alcuni minerali, con conseguente aumento di volume delle rocce alterate. Esempi sono l'anidrite che si trasforma in *gesso* e l'ematite che diventa *limonite* (figura 1.18).

#### IDROLISI

È un processo chimico diffuso soprattutto nelle rocce silicatiche e dovuto all'azione degli ioni  $H_3O^+$  e  $OH^-$  prodotti dalla dissociazione dell'acqua. I silicati sono attaccati dall'anidride carbonica e dagli ioni  $H_3O^+$  e  $OH^-$ , contenuti in piccole quantità nell'acqua piovana, con conseguente loro decomposizione. L'idrolisi è alla base della neo-formazione di minerali argillosi, quarzo, ossidi e idrossidi a partire da rocce magmatiche ricche in feldspati.

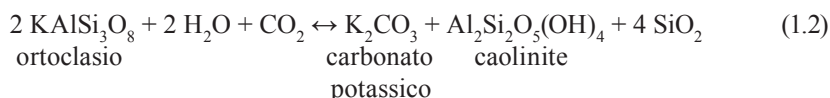


Figura 1.18  
Limonite generatasi  
per idratazione di ematite



Figura 1.19. Cava di bauxite con laghetto di ristagno (Otranto)

La reazione chimica, che è nota come processo di *argillificazione* dei feldspati, può essere schematizzata come segue:



I feldspati (ad esempio l'ortoclasio) vengono così alterati e si trasformano in un idrosilicato di alluminio (caolinite), fillosilicato tipico dei minerali argillosi. Quando il processo di alterazione chimica è molto spinto, gli idrosilicati si scindono in idrossidi di alluminio, di ferro e in silice idrata; l'azione dilavante dell'acqua può, quindi, allontanare la silice e le basi solubili, lasciando sul posto le sostanze meno solubili (idrossidi di ferro e di alluminio) che, in tal caso, danno origine alle *lateriti* e *bauxiti* (figura 1.19).

#### DISSOLUZIONE

È il processo chimico selettivo che si esplica su alcuni componenti delle rocce i quali vengono solubilizzati ad opera dell'acqua e in ambiente ricco di anidride carbonica. Il processo se determina la dissoluzione di rocce carbonatiche, che è alla base del *fenomeno carsico* e del processo di degradazione del calcestruzzo armato, prende il nome di *carbonatazione* (figura 1.20); se invece provoca la solubilità di sali come nitrati e cloruri (salgemma), si parla di *solubilizzazione*.



Figura 1.20  
Carbonatazione del calcestruzzo  
di una struttura in c.a.  
con evidenze di ossidazione  
dell'armatura metallica

La dissoluzione, che in natura porta alla formazione delle tipiche morfologie carsiche epigee e ipogee, si svolge secondo la già citata reazione d'equilibrio mobile:



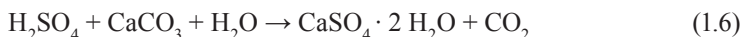
La reazione inversa, cioè la precipitazione lenta e continua del carbonato di calcio, genera invece speleotemi come stalattiti e stalagmiti. La solubilità della calcite a temperatura ambiente in acqua pura è bassa (0,02 g/l); in acqua contenente anidride carbonica la solubilità, invece, aumenta (1 g/l).

#### SOLFATAZIONE

È il processo d'alterazione chimica che si attua in presenza di inquinanti quali anidride solforosa ( $\text{SO}_2$ ). Le acque delle piogge acide cariche di inquinanti intaccano, corrodendola, la superficie delle rocce calcaree affioranti e quella dei manufatti realizzati con esse (figura 1.21). Queste acque contengono ossidi di zolfo che ossidandosi e legandosi con una molecola di acqua formano acido solforico, secondo le seguenti reazioni chimiche:



Il processo, noto come *soffatazione*, corrode intensamente le rocce calcaree, portando alla formazione di patine di gesso e di *croste nere* sulla superficie delle stesse, secondo la reazione:



### 1.2.2. Processi biochimici

Anche gli organismi viventi concorrono all'alterazione delle rocce: in questi casi si parla di processi d'alterazione e degradazione di natura biochimica.

Più precisamente, la degradazione provocata dalle attività metaboliche di organismi (alghe, muschi, licheni, funghi, batteri, insediamento di larve e nidi di insetti, escrementi degli uccelli e crescita delle piante) è nota come *biodeterioramento* (Barbuscia, 1998). Gli organismi viventi producono secrezioni che attaccano chimicamente i minerali (*corrosione chimica*); inoltre, dopo la morte, tali organismi vanno incontro a decomposizione liberando sostanze (acidi umici, anidride carbonica e ammoniaca) che, reagendo con i minerali delle rocce, provocano alterazione chimica. Gli effetti visivi del biodeterioramento sono diversi e possono essere sintetizzati come segue (figura 1.22):

- le *alghe* microscopiche si presentano sulla superficie come macchie incrostanti grigio-verdi, nere o marroni;
- i *muschi* e i *licheni* con le loro radichette penetrano tra i granuli dei minerali della roccia e si presentano sulla superficie con forme macroscopiche dai colori bianco, giallo, arancio e grigio-verde;
- alcuni *batteri*, secernendo anidride carbonica, ammoniaca o altri acidi, intervengono nel processo di decomposizione dei residui organici i quali corrodono le rocce;
- le *deiezioni* degli uccelli o di altri animali contengono composti organici (ad esempio l'ammoniaca) che, reagendo con l'acqua, formano sostanze acide in grado di alterare le superfici rocciose;
- le *radici delle piante* operano una funzione biochimica di corrosione sui minerali grazie agli acidi umici secreti durante il loro metabolismo e la loro decomposizione (Bosellini, 1986).



Figura 1.21  
Esempi di croste nere  
su alcuni manufatti  
architettonici:  
a) putto alato (Lanciano);  
b) veletta di balcone  
(Siracusa);  
c) portale della Basilica  
di S. Nicola (Bari)

Figura 1.22  
Esempi  
di biodeterioramento:  
a) Colonizzazione  
di rocce basaltiche  
da parte di muschi  
e licheni (Vulcano Etna –  
Catania); b) Alterazione  
cromatica e corrosione  
da parte di batteri e radici  
di piante (Chiesa di  
S. Maria all'Aracoeli –  
San Marco d'Alunzio);  
c) Coperture vegetali  
sue rocce megalitiche  
(Stonehenge)



### 1.2.3. Processi fisici

Le rocce possono essere alterate anche da agenti fisici che le disgregano in clasti sempre più piccoli, pur lasciandone inalterate le loro caratteristiche chimico-mineralogiche. I principali agenti responsabili di tale disgregazione fisica sono le variazioni di temperatura, l'acqua, il vento e le piante. Le disgregazioni fisiche possono così schematizzarsi:

- termoclastismo;
- crioclastismo;
- erosione glaciale o esarazione;
- erosione eolica o corrasione;
- aloclastismo;
- idratazione;
- bioclastismo.

#### TERMOCLASTISMO

Il termoclastismo è un processo di disgregazione fisica dovuto agli sbalzi termici cui sono sottoposte le rocce affioranti soprattutto nelle regioni desertiche o montuose dove si verificano forti e rapide escursioni termiche.

Le rocce sono caratterizzate da bassi valori di conducibilità termica, per questa ragione si instaurano forti differenze di temperatura tra le porzioni esposte all'irraggiamento solare diretto e quelle più interne non esposte. L'aumento della temperatura comporta la dilatazione dei minerali che costituiscono la roccia e, quindi, di quest'ultima nel suo insieme; viceversa, al diminuire della temperatura, si ha una contrazione.

Questi cicli di dilatazione e contrazione tendono a indebolire la roccia, a partire dalle zone di contatto tra i minerali a differente coefficiente di dilatazione termica, fino a comportarne la disgregazione in frammenti e schegge.