



*Società Speleologica Italiana*

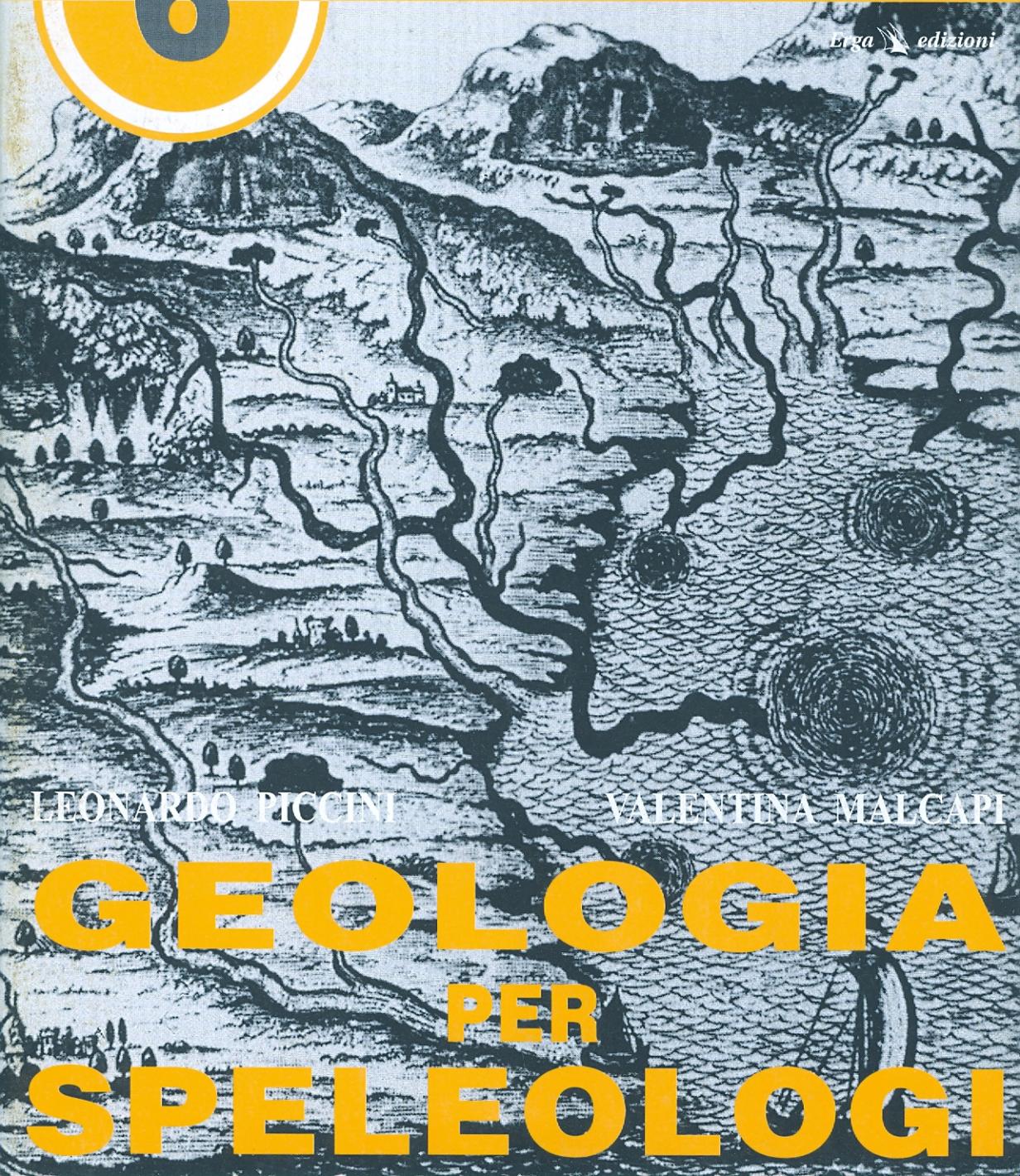
# QUADERNI DIDATTICI

CLUB ALPINO ITALIANO



Con il patrocinio della  
Commissione Centrale per la Speleologia

Erga  edizioni



LEONARDO PICCINI

VALENTINA MALCAPI

# GEOLOGIA PER SPELEOLOGI

QUADERNI DIDATTICI della  
Società Speleologica Italiana

Coordinamento editoriale:

*Giovanni Badino, Carlo Balbiano, Natalino Russo*

Per entrare in contatto con gli Autori rivolgersi alla  
sede della Società Speleologica Italiana  
Via A. Zamboni, 67 - 40127 - Bologna

© Società Speleologica Italiana

Si fa espresso divieto di riprodurre in qualsiasi  
maniera, anche parzialmente,  
il contenuto dei Quaderni.

*Quaderni didattici della  
Società Speleologica Italiana*

- 1 Geomorfologia e speleogenesi carsica**  
*Leonardo Piccini*
- 2 Tecnica speleologica**  
*Angelo De Marzo, Giuseppe Savino*
- 3 Il rilievo delle grotte**  
*Chiara Silvestro*
- 4 Speleologia in cavità artificiali**  
*Giulio Cappa*
- 5 L'impatto dell'uomo sull'ambiente di grotta**  
*Mauro Chiesi, Gianluca Ferrini,  
Giovanni Badino*
- 6 Geologia per speleologi**  
*Valentina Malcapi, Leonardo Piccini*
- 7 I depositi chimici delle grotte**  
*Paolo Forti*
- 8 Il clima delle grotte**  
*Carlo Balbiano D'Aramengo*

Edizione riservata  
realizzata nel mese di settembre 2000 da  
ERGA EDIZIONI  
Via Biga 52 r. - 16144 Genova  
Tel. 010.8328441 - Fax 010.8328799  
[www.erga.it](http://www.erga.it)

QUADERNI DIDATTICI  
DELLA  
SOCIETÀ SPELEOLOGICA ITALIANA

6

Leonardo Piccini e Valentina Malcapi

**GEOLOGIA PER SPELEOLOGI**

(APPUNTI DI GEOLOGIA AD USO DEGLI SPELEOLOGI)

Con illustrazioni di Maria Dematteis

*Erga*  *edizioni*

## PRESENTAZIONE

*Le aree carsiche caratterizzano una grande parte del territorio montano e collinare del Veneto e costituiscono ambienti di grande interesse non solo dal punto di vista paesaggistico, ma anche per l'importanza naturalistico-ambientale. La Giunta Regionale promuove iniziative volte alla salvaguardia del patrimonio carsico in generale, incentiva lo sviluppo della ricerca scientifica e degli studi di carattere speleologico, nonché la loro divulgazione. Non poteva certamente mancare quindi il contributo regionale alla pubblicazione dei "Quaderni Didattici" della Società Speleologica Italiana, nella convinzione che tale pregevole iniziativa, oltre a diffondere le conoscenze sul meraviglioso e un po' magico mondo sotterraneo, contribuisce ad insegnare l'apprendimento della tecnica, indispensabile per procedere all'esplorazione in sicurezza. Diffondere le conoscenze vuol dire anche sensibilizzare Amministratori e Cittadini alla conservazione degli ambienti naturali, alla difesa e alla corretta gestione delle risorse che tali ambienti offrono, per gli aspetti paesaggistici e morfologici e quindi per la generale loro vocazione turistica, nonché per gli aspetti ideologici, al fine di garantire oggi e in futuro la disponibilità e la qualità delle risorse idriche. Un particolare riconoscimento pertanto va alla Società Speleologica Italiana per il lavoro che svolge in campo nazionale e naturalmente alla Federazione Speleologica del Veneto, con la quale la Regione collabora da anni, con l'auspicio che altre iniziative possano far seguito a questa.*

Venezia,

Massimo Giorgetti  
Assessore alle Politiche per l'Ambiente

## PREMESSA

Speleologia e geologia sono due discipline che hanno molti punti di contatto. Le ragioni sono ovvie: la geologia studia il sottosuolo, con lo scopo primario di ricostruire storia e struttura della crosta terrestre; gli speleologi il sottosuolo lo percorrono, lungo le grotte da loro esplorate. Certo non tutto; la porzione di sottosuolo a cui gli speleologi possono accedere è infinitesima rispetto al volume della crosta terrestre, che a sua volta è ben poca cosa rispetto all'intero volume del globo terrestre. Nonostante ciò la quantità di informazioni geologiche di cui gli speleologi sono privilegiati, ma spesso anche ignari, spettatori, è enorme, e la loro importanza supera in molti casi l'immaginazione e le aspettative di molti geologi di superficie.

Il rapporto tra geologia e speleologia ricorda quello esistente tra astronomia e astronautica. Gli speleologi sono come astronauti, o meglio "geonauti", capaci di viaggiare, anche se con molti limiti, in quell' "universo" che esiste sotto i nostri piedi e che i geologi cercano di conoscere soprattutto con metodi indiretti o estrapolando ciò che possono vedere in superficie.

Una maggiore interazione tra geologia e speleologia è quindi auspicabile. Molti sono i benefici che le scienze geologiche potrebbero trarre da un maggior contatto con gli speleologi; ma ancor di più potrebbe averne la speleologia, soprattutto quella esplorativa e di ricerca, da una maggiore conoscenza geologica del mondo che ne costituisce il terreno di gioco.

Queste dispense sono un piccolo passo in tal senso, fornendo agli speleologi le prime nozioni geologiche di base. L'augurio è che ciò sia di stimolo ad approfondire certi temi geologici più strettamente attinenti con l'attività di ricerca ed esplorazione delle grotte.

Questa breve dispensa tratta, dunque, in modo assai semplificato i principali temi della geologia. Si tratta di nozioni di base che però, essendo destinate ai frequentatori delle grotte, non spaziano su tutti gli argomenti della geologia, ma si soffermano con maggiore attenzione su quelli che più riguardano l'attività speleologica.

La trattazione sarà quindi fortemente sbilanciata verso situazioni, rocce e strutture che più frequentemente ricorrono nelle aree carsiche. Tanto per fare un esempio si parlerà poco di rocce magmatiche e metamorfiche, dedicando più attenzione alle rocce sedimentarie e soprattutto a quelle carbonatiche.

Si è però ritenuto importante dare anche un quadro generale della dinamica della Terra, in modo che i diversi argomenti trattati siano visti come parte, in tempi e a scale diverse, della complessa evoluzione del nostro pianeta.

Qua e là, delle brevi note richiamano i punti che maggiormente hanno implicazioni di interesse speleologico.

La dispensa è frutto della collaborazione dei due autori. In particolare, L. Piccini ha curato la stesura del testo, mentre V. Malcapi ha redatto le tabelle riassuntive ed ha curato la selezione delle figure.

I due autori desiderano ringraziare: Natalino Russo e Carlo Balbiano per i suggerimenti e la rilettura del testo, Maria Dematteis per i disegni.

# INDICE

<b>1. La Terra e la sua dinamica</b> .....	<b>1</b>
1.1. Costituzione interna della Terra	1
1.2. Tettonica delle placche ed espansione oceanica	3
1.3. Formazione delle catene montuose (orogenesi)	4
<b>2. Le rocce</b> .....	<b>5</b>
2.1. Rocce magmatiche	6
2.2. Rocce sedimentarie	8
2.2.1. <i>Rocce clastiche</i>	9
2.2.2. <i>Rocce carbonatiche</i>	12
2.2.3. <i>Rocce evaporitiche</i>	16
2.2.4. <i>Rocce argillose e residuali</i>	17
2.2.5. <i>Rocce silicee</i>	17
2.2.6. <i>Strutture delle rocce sedimentarie</i>	17
2.3. Rocce metamorfiche	18
2.3.1. <i>Formazione delle rocce metamorfiche</i>	18
2.3.2. <i>Tipi di metamorfismo</i>	19
2.3.3. <i>Composizione e struttura delle rocce metamorfiche</i>	20
2.3.4. <i>Classificazione delle rocce metamorfiche</i>	21
<b>3. Principi di stratigrafia</b> .....	<b>21</b>
3.1. Ambienti di sedimentazione	21
3.1.1. <i>Ambienti di sedimentazione marini</i>	22
3.1.2. <i>Ambienti di sedimentazione continentali e di transizione</i>	22
3.2. Stratigrafia sequenziale	23
3.2.1. <i>Trasgressioni</i>	23
3.2.2. <i>Regressioni</i>	24
3.2.3. <i>Lacune e discordanze</i>	24
3.3. Concetto di formazione	24
<b>4. Geologia strutturale</b> .....	<b>25</b>
4.1. Origine delle forze tettoniche	25
4.2. Effetti delle forze tettoniche	25
4.3. Pieghe	26
4.4. Sovrascorrimenti	28
4.5. Faglie e fratture	29
4.6. Strutture metamorfiche	31
4.7. Rocce tettoniche	31
<b>5. Scala del tempo geologico</b> .....	<b>32</b>
<b>6. Bibliografia</b> .....	<b>33</b>

# 1. LA TERRA E LA SUA DINAMICA

## 1.1. Costituzione interna della Terra

Tramite l'esplorazione mineraria e le perforazioni, soprattutto quelle petrolifere o per lo sfruttamento dell'energia geotermica, siamo in grado di avere dati diretti sulla struttura interna della Terra per al massimo 8-10 km di profondità. La geologia classica, con i suoi metodi di estrapolazione in profondità delle osservazioni effettuate in superficie, è in grado di ricostruire, seppur in maniera approssimativa, la struttura interna del globo per una profondità che nei casi migliori arriva a qualche chilometro. Dati sulle zone più profonde sono ricavabili, in modo frammentario, dai vulcani e dalle rocce di origine profonda che i grandi eventi tettonici hanno asportato dalle radici dei continenti e dai fondali oceanici portandole ad affiorare sulla superficie terrestre.

In pratica i dati geologici permettono di ricostruire la struttura interna della Terra per una profondità di qualche decina di km al massimo, cioè di quella porzione di globo che chiamiamo **crosta terrestre**; ben poca cosa rispetto ai 6370 km del raggio medio della Terra. Tutto ciò che sta al di sotto di questa sottile pellicola è oggetto di teorie costruite a partire da dati indiretti.

Attualmente i modelli sulla struttura interna della Terra si basano soprattutto sulle **indagini geofisiche** condotte con metodi sismici e gravimetrici, ma, per quanto possa sembrare strano, sino a qualche decina di anni fa le maggiori informazioni ci venivano dallo spazio: cioè dalle **meteoriti**. Infatti, le meteoriti vengono interpretate da molti studiosi come i frammenti di un probabile pianeta di tipo terrestre disintegratosi ai primordi della vita del sistema solare. Le meteoriti raccolte mostrano composizioni chimiche abbastanza costanti che rientrano in due categorie principali: un primo tipo costituito soprattutto da ferro e nickel, che si pensa possa essere preso come modello della costituzione della parte più interna dei pianeti di tipo terrestre, e un secondo tipo, più comune, costituito da silicati di ferro e magnesio, che invece è rappresentativo della porzione più esterna.

La definizione della struttura interna della Terra spetta però alla **sismologia**, cioè a quella branca della geofisica che studia i terremoti. I terremoti sono infatti delle sorgenti di onde sismiche che, nostro malgrado, si rinnovano periodicamente in determinati punti della crosta terrestre. Tali onde si propagano in profondità attraversando l'intero globo terrestre, subendo fenomeni di riflessione e rifrazione in funzione di ciò che incontrano lungo il loro percorso.

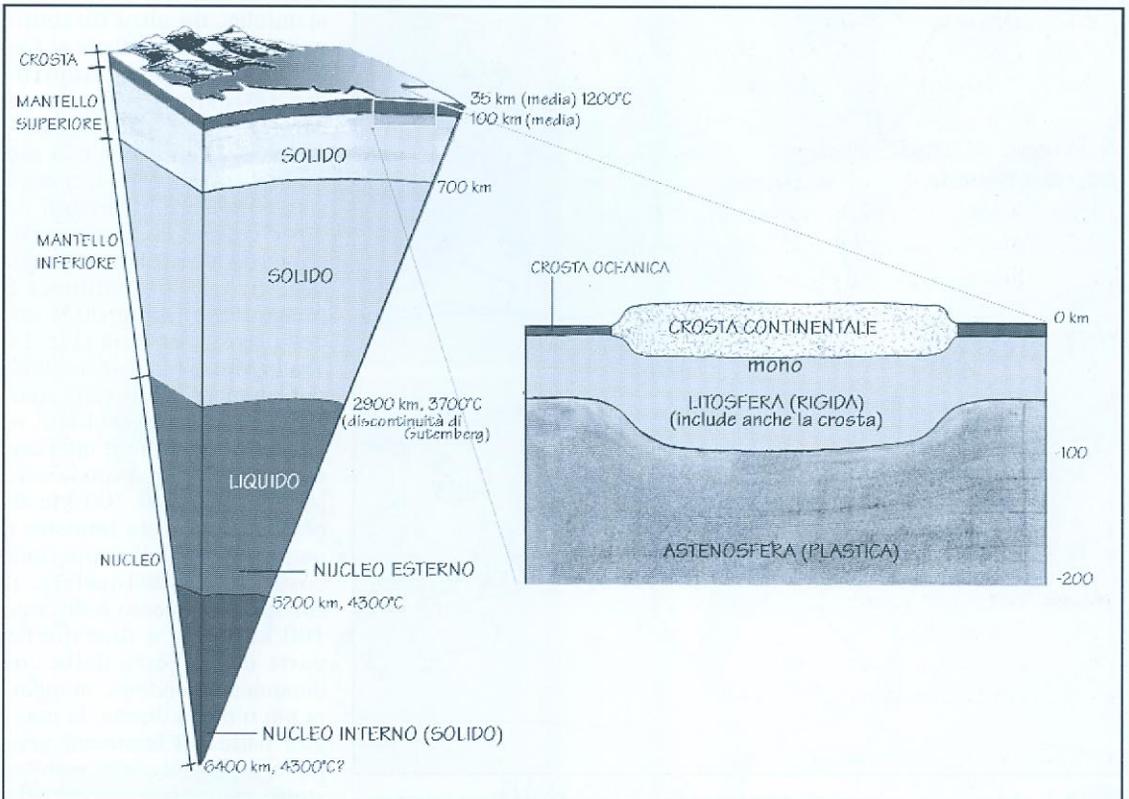


Fig. 1 Rappresentazione schematica della struttura interna della Terra e della sua parte superficiale, ricostruita sulla base dei dati sismologici.

In particolare, i parametri fisici che influenzano le caratteristiche delle onde sismiche sono la densità e l'elasticità del mezzo attraversato: maggiore è la densità, maggiore è la velocità delle onde, maggiore è l'elasticità, minore è l'attenuazione delle onde con la distanza.

Senza entrare troppo nei dettagli, ci basti sapere che le onde sismiche che si propagano all'interno della Terra sono di due tipi: onde compressionali, o longitudinali (dette anche onde P, o *primae*, essendo le prime avvertite dai sismografi), che si propagano come successive dilatazioni e compressioni (si tratta cioè di onde di tipo acustico); e onde distorsionali, o trasversali (dette anche onde S, o *secundae*), che si propagano come oscillazioni sul piano perpendicolare alla direzione di propagazione. Un terzo tipo di onde, che si propagano solo in superficie, sono le cosiddette onde L (*longae*), quelle che si avvertono come scossa sismica e che sono responsabili dei danni, talora catastrofici, che subiscono i manufatti umani.

La velocità superficiale delle onde sismiche è di circa 8 km/s per le onde P e di circa 4 km/s per le onde S. Le prime si propagano indifferentemente attraverso corpi solidi o fluidi, le seconde invece sono peculiari dei corpi solidi e quindi non sono in grado di attraversare corpi fluidi o semifluidi.

Proprio questa diversità di comportamento dei due tipi di onde ha messo in evidenza l'esistenza di un brusco passaggio da materiale rigido a materiale allo stato fluido a circa 2900 km di profondità. Tale discontinuità, detta **discontinuità di Gutenberg**, separa il nucleo della Terra dagli strati superiori (Fig. 1).

Quella di Gutenberg non è l'unica discontinuità messa in evidenza dal moto delle onde sismiche; un'altra discontinuità, molto importante ai fini della dinamica della superficie terrestre, è quella di Mohorovicic. La **discontinuità di Mohorovicic**, o più semplicemente Moho, si registra a profondità variabili da 30 a 70 km sotto ai continenti e intorno a 8-10 km sotto agli oceani; tale discontinuità è presa come limite inferiore della crosta terrestre (Fig. 1).

Tra la Moho e la discontinuità di Gutenberg si trova il mantello, a sua volta suddiviso in mantello superiore e inferiore da una zona di transizione posta intorno ai 700 km di profondità. Crosta terrestre e parte del mantello superiore costituiscono la litosfera, il cui spessore medio è di circa 100 km, vale a dire quella parte della Terra dalla cui dinamica dipendono, in misura più o meno diretta, la maggior parte dei fenomeni geologici endogeni che si manifestano in qualche modo alla superficie terrestre.

Il raffinamento delle tecniche

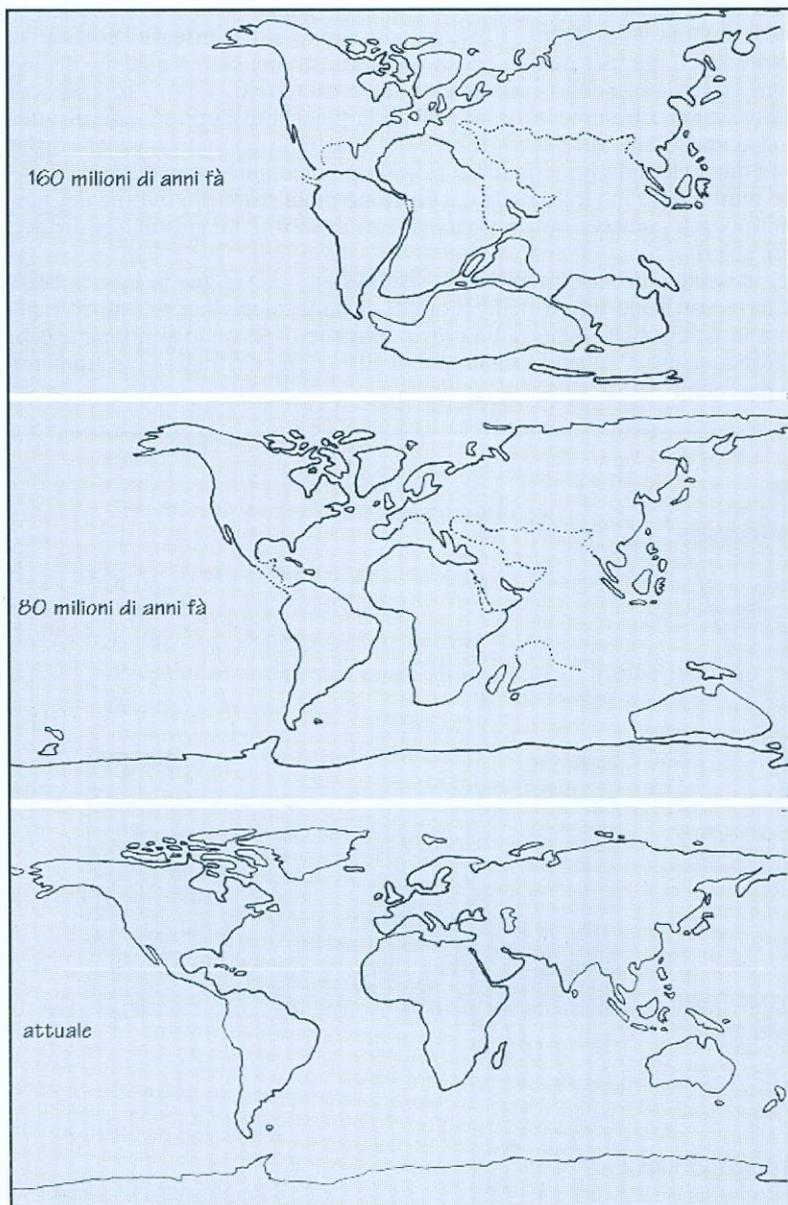


Fig. 2 La "deriva dei continenti" dal Mesozoico ad oggi. Le tre figure mostrano la posizione relativa dei continenti rispettivamente a 160, 80 milioni di anni fa e nella situazione attuale.

di prospezione sismica, ha messo alla luce l'esistenza di altre discontinuità all'interno della Terra che separano zone con caratteristiche fisiche diverse. Una discontinuità minore, detta di Conrad, separa la zona superiore della crosta terrestre da quella inferiore. Tale discontinuità è assente sotto alla crosta oceanica e secondo alcuni studiosi separerebbe una zona superiore a composizione di tipo granitico da una inferiore a composizione basaltica.

## 1.2. Tettonica delle placche ed espansione oceanica

Da quando Alfred Wegener presentò in forma definitiva la sua "Teoria della deriva dei continenti" sono passati oltre 70 anni. In questo periodo le conoscenze geologiche sulla Terra si sono accresciute di anno in anno in maniera esponenziale. Oggi nessuno si sognerebbe di mettere in discussione che i continenti erano, circa 200 milioni di anni fa, uniti in un unico super continente, detto Pangea, che è andato frantumandosi durante il Mesozoico e il Cenozoico; ma quando Wegener presentò la sua teoria, peraltro già anticipata da un altro studioso, F. B. Taylor, la maggior parte dei geologi sosteneva trattarsi di una teoria folle e insostenibile.

Nella sua esposizione (la cui lettura risulta affascinante ancora oggi) Wegener porta a sostegno delle sue ipotesi una serie di dati geologici e paleontologici relativi ai continenti, cioè alle zone emerse del pianeta; allora, infatti, poco o nulla si sapeva sulla natura e sulla struttura dei fondi oceanici. Egli riteneva che i continenti potessero spostarsi "solcando" il substrato oceanico come enormi zattere alla deriva, da cui il nome di "deriva dei continenti" che la sua teoria prese (Fig. 2). Proprio quest'idea rappresentava uno dei punti deboli del modello di Wegener.

Grazie all'esplorazione sistematica dei fondali oceanici, che prese avvio durante gli anni sessanta, si raccolse una enorme massa di dati sulla loro natura, da cui risultò che l'idea di Wegener che i continenti fossero una volta uniti era sostanzialmente valida, anche se i meccanismi da lui proposti sui modi e le cause di tale movimento non erano del tutto conciliabili con i dati osservati. In particolare, i sondaggi dei fondali atlantici misero in luce che i sedimenti oceanici hanno età progressivamente minore andando dalla costa dei continenti verso il centro dell'oceano; i sondaggi sonar, poi, permisero di conoscere la morfologia dei fondali oceanici mettendo in mostra l'esistenza di lunghe catene montuose e di fosse oceaniche profonde oltre 10.000 m. Si scoprì così l'esistenza della dorsale medioatlantica, cioè di quella lunga catena costituita da rilievi sottomarini di origine vulcanica, che solca il fondale atlantico nel mezzo come una immensa cicatrice.

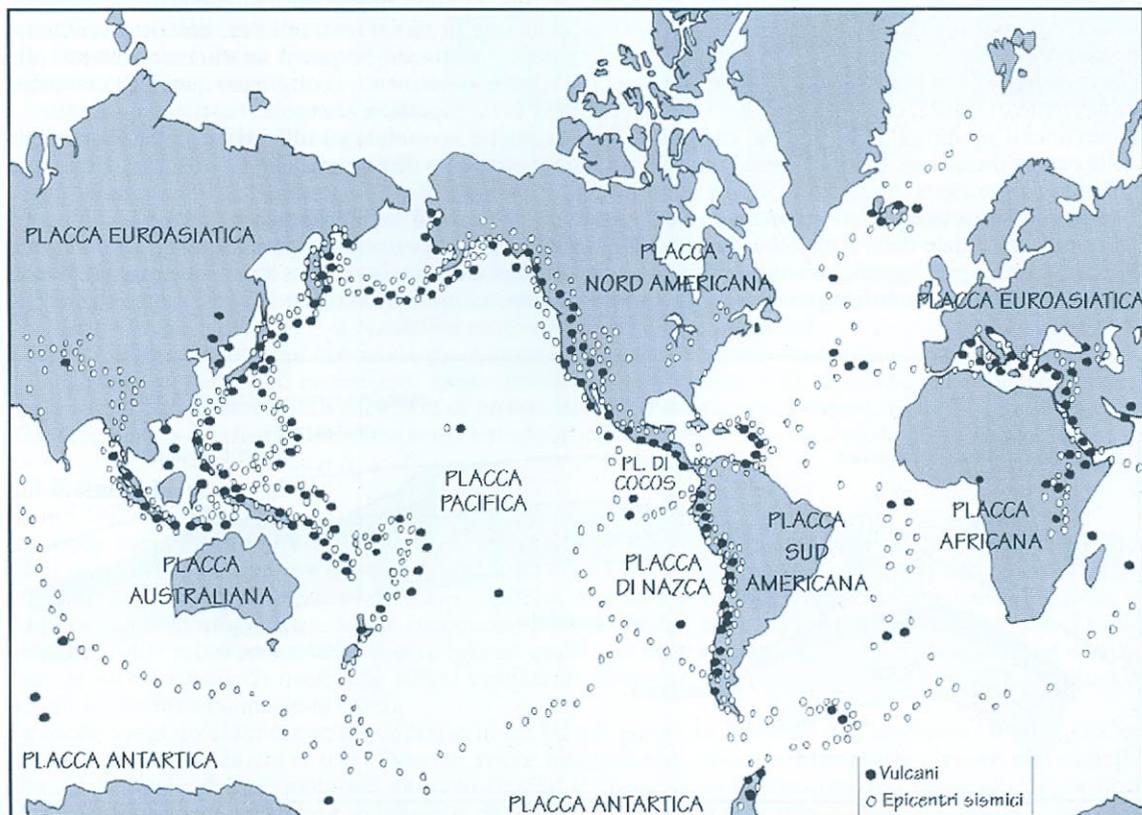


Fig. 3 Limiti delle principali placche in cui è suddivisa la crosta terrestre, messi in risalto dalla posizione dei maggiori vulcani e degli epicentri dei terremoti.

Queste ed altre scoperte hanno portato all'ipotesi che lungo le **dorsali medio-oceaniche** si produca nuova crosta, per la risalita di magmi provenienti dal mantello, e che quindi sia possibile una espansione dei fondi oceanici.

Poiché non risulta che la Terra stia aumentando di dimensioni, se l'Atlantico è in espansione il Pacifico deve giocoforza diminuire la sua ampiezza, nonostante la presenza di dorsali analoghe a quella medioatlantica. Da qualche parte di quest'enorme oceano la crosta oceanica deve essere distrutta. E' quello che avviene nelle fosse, ove i fondali oceanici, spinti contro i continenti, si flettono per immergersi sotto di essi.

Oggi il modello della "Tettonica a placche" dà una spiegazione alla complessa dinamica dei continenti e degli oceani. Tale teoria è un grandioso mosaico in cui vulcanismo, attività sismica, meccanismi di formazione delle montagne, e caratteri fisiografici di oceani e continenti sono presentati come effetti dell'interazione di un determinato numero di "**placche**" sostanzialmente rigide, che costituiscono la litosfera, spinte a muoversi l'una rispetto all'altra da correnti convettive che agiscono nel mantello. I limiti delle placche (Fig. 3) sono ben messi in risalto dalla distribuzione dei vulcani e degli epicentri dei terremoti.

I movimenti reciproci tra due placche adiacenti possono sostanzialmente dare luogo a convergenza, divergenza o trascorrenza (nel caso in cui il movimento avvenga parallelamente alla linea di delimitazione delle placche). Le zone di divergenza tipiche sono quelle delle dorsali oceaniche. Le zone di convergenza sono, come è facile intuire, quelli di maggior instabilità tettonica, che si manifesta con una elevata sismicità e una intensa attività vulcanica. E' lungo di esse che si hanno le enormi spinte necessarie per la formazione delle catene montuose.

Esistono due tipi principali di margini continentali: quelli passivi, detti anche di tipo atlantico, e quelli attivi (Fig. 4). Nei primi non vi sono movimenti relativi tra la crosta oceanica e quella continentale. Si tratta di zone relativamente stabili da un punto di vista tettonico, con vulcanismo assente e attività sismica trascurabile. Nei margini attivi, viceversa, le spinte tra la porzione di crosta oceanica e quella continentale determinano una elevata sismicità e una elevata instabilità tettonica.

### 1.3. Formazione delle catene montuose (orogenesi)

Nella lunga storia della dinamica terrestre accade frequentemente che un margine passivo, che si origina per l'apertura di una enorme frattura all'interno di un paleocontinente e l'allontanamento progressivo dei due lembi, finisca, presto o tardi, per diventare un margine attivo.

Quando questo succede, le potenti coltri sedimentarie, che si sono depositate nel corso di centinaia di milioni di anni nei bacini marini prospicienti, sono coinvolte in movimenti tettonici compressivi che le portano a piegarsi e a sovrapporsi formando delle catene montuose. Se poi il movimento, dovuto alla convergenza di due placche, si conclude con una collisione tra continenti, si originano quelle catene montuose, dette di sutura, che costituiscono i maggiori rilievi della superficie terrestre.

I movimenti reciproci delle placche continentali e oceaniche sono dunque all'origine della formazione delle catene montuose. Semplificando molto il problema possiamo distinguere due situazioni ricorrenti:

*Convergenza tra una zolla continentale e una oceanica* (Fig. 4): è la situazione che si verifica lungo il margine occidentale delle Americhe. La subduzione della crosta oceanica, più pesante, al di sotto di quella continentale, più leggera, provoca il sollevamento della placca continentale e il suo piegamento, dando origine a catene montuose parallele alla linea di costa, come ad esempio le Ande e le Montagne Rocciose.

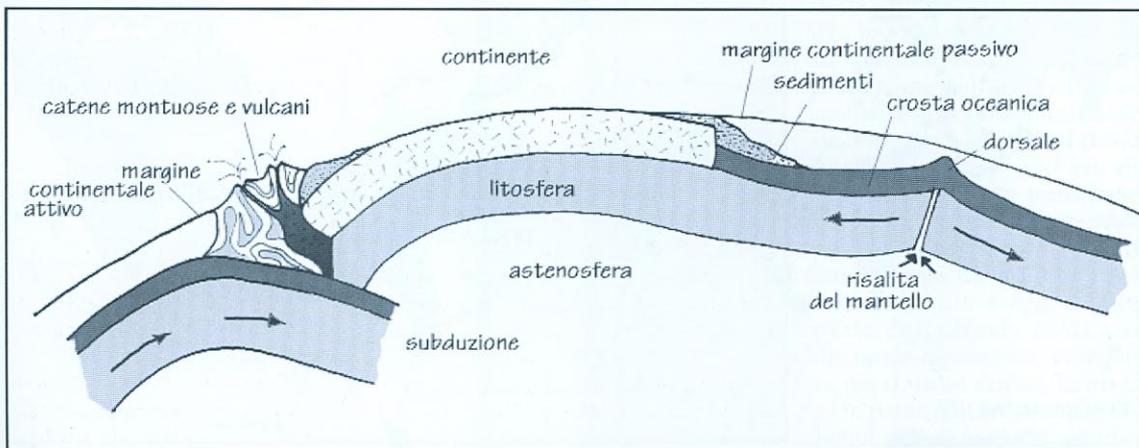


Fig. 4 Sezione schematica trasversale di un continente delimitato da un margine attivo (a sinistra) e da uno passivo (a destra); tale situazione si verifica nell'America Meridionale, ove il margine andino a W è di tipo attivo, mentre il margine atlantico a E è di tipo passivo.

La crosta oceanica, sprofondando, subisce un processo di fusione parziale con risalita di magmi che si riversano in superficie formando edifici vulcanici di grandi dimensioni. Sono di questo tipo le più alte montagne delle Ande che si elevano di 2000 o 3000 metri rispetto ad altipiani e regioni montuose situate intorno a 4000 metri di quota.

Il movimento della zolla continentale al di sopra di quella oceanica comporta inoltre il raschiamento dei sedimenti oceanici, che si accumulano, con un processo che ricorda l'azione di una ruspa, ai margini del continente formando catene montuose costiere non eccessivamente elevate e molto instabili.

*Collisione tra due continenti (Fig. 5):* la convergenza tra due placche può portare alla chiusura completa di un bacino oceanico e alla collisione tra due masse continentali; in questo caso la maggior parte dei sedimenti, depositati nell'oceano e sui margini passivi dei continenti, vengono strappati dal loro substrato, che è inghiottito lungo le zone di subduzione, e sovrascorrono accavallandosi in una pila di corpi sedimentari il cui spessore può superare i 10 km.

L'esempio più eclatante è quello della catena himalayana, che ha avuto origine dalla collisione dell'India contro il continente asiatico, avvenuta circa 30 milioni di anni fa (vedi Fig. 2). Anche la catena alpina e quella appenninica hanno avuto un'origine simile, essendo il prodotto, con tempi e modi diversi, dei movimenti di riavvicinamento della placca europea e di quella africana.

In entrambe le situazioni si tratta di processi tettonici grandiosi che richiedono tempi di diverse decine di milioni di anni per realizzarsi, ma i cui effetti si manifestano anche in tempi di scala umana attraverso i fenomeni sismici, vulcanici e di instabilità morfologica dei rilievi montuosi.

E' grazie a questi fenomeni che possiamo trovare affioranti sulle terre emerse una così grande varietà di rocce, formatesi per lo più in ambienti molto diversi da quelli propri della superficie dei continenti: rocce ignee solidificatesi da magmi a molti km di profondità, rocce sedimentarie depostesi sui fondali oceanici, e rocce metamorfiche che hanno subito stress termo-dinamici durante la formazione delle catene montuose

## 2. LE ROCCE

Le rocce sono degli aggregati naturali di minerali, cioè di sostanze chimiche naturali omogenee allo stato solido, e costituiscono la parte solida della crosta terrestre. Esistono rocce formate quasi esclusivamente da un'unica fase chimica, come i calcari costituiti per oltre il 90% da carbonato di calcio, e dette pertanto **monogeniche**. Molte rocce sono però costituite da più di un minerale e sono quindi **poligeniche**. Nelle rocce poligeniche si distinguono quelli che sono i costituenti fondamentali, che caratterizzano la roccia stessa, da quelli che sono i costituenti accessori, la cui presenza non modifica la natura e quindi la denominazione della roccia.

Le rocce vengono classicamente suddivise in tre grandi gruppi in funzione dell'ambiente chimico-fisico, oltreché geologico, in cui si sono formate: **rocce magmatiche**, **rocce sedimentarie** e **rocce metamorfiche**. Col mutare delle condizioni chimico-fisiche le rocce possono trasformarsi passando da un tipo all'altro secondo un ciclo che è in funzione da oltre 3,5 miliardi di anni (Fig. 6).

All'interno di queste tre grandi categorie le rocce vengono descritte, e quindi anche classificate, in base a due criteri fondamentali: composizione mineralogica e struttura.

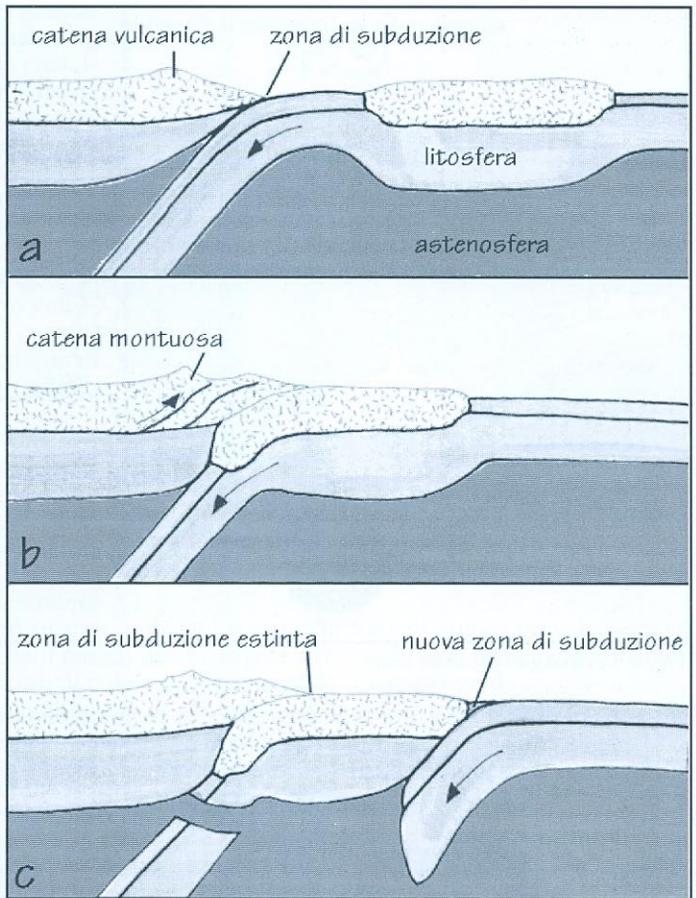


Fig. 5 Formazione di una catena montuosa in seguito alla collisione tra due continenti lungo una zona di convergenza crostale.



quello dei graniti. In quelle filoniane, invece, avremo solo una cristallizzazione parziale con la formazione di una roccia costituita da cristalli ben formati immersi in una pasta microcristallina o addirittura vetrosa; tale struttura, tipica dei porfidi, è detta appunto **struttura porfirica**. Le rocce effusive, infine, dette anche **lave**, hanno sempre **struttura microcristallina** o addirittura vetrosa a causa del rapido raffreddamento a cui sono sottoposte; tipici esempi sono i basalti, a struttura microcristallina, e le ossidiane, costituite interamente da vetro vulcanico.

La classificazione delle rocce magmatiche si basa sulla natura dei minerali costituenti principali.

La terminologia è abbastanza ampia e complessa; a noi basterà sapere che il costituente più importante di una roccia magmatica è la silice ( $\text{SiO}_2$ ), il cui tenore determina la natura dei costituenti principali di una roccia magmatica (Fig. 8).

Magmi ricchi in silice, detti genericamente acidi, danno origine a rocce contenenti quarzo associato a minerali vari di colore prevalentemente chiaro. Magmi a basso tenore di silice, detti basici, danno origine a rocce che non contengono quarzo e sono costituite prevalentemente da minerali di colore scuro, in genere di tonalità verde.

Rocce magmatiche ricche in silice e allumina, in cui predominano minerali chiari (quarzo, feldspati, feldspatoidi e mica bianca) sono anche dette **sialiche** (sial = silicio + alluminio); rocce povere in silice, dove sono prevalenti minerali scuri, sempre silicati ma ricchi di ferro e magnesio (anfibioli, pirosseni, olivina e biotite), sono dette invece **femiche**.

La maggior parte delle rocce magmatiche tende ad avere carattere acido o basico, più rare sono le rocce intermedie. Per fare qualche esempio tra le rocce magmatiche intrusive, sono rocce acide i **graniti**, costituiti prevalentemente da quarzo, ortoclasio e miche, rocce basiche sono invece i **gabberi**, costituiti da plagioclasti, anfibioli e pirosseni; le corrispondenti rocce effusive sono le **rioliti** e i **basalti**. **Dioriti** e **sieniti** sono rocce ad acidità intermedia in giacitura intrusiva, i corrispondenti termini effusivi si chiamano **andesiti** e **trachiti** (Fig. 8).

Un importante effetto del tenore di silice riguarda la viscosità del magma: magmi acidi sono più viscosi, magmi basici sono invece molto più fluidi. Per questa ragione i primi hanno difficoltà ad aprirsi la strada verso la superficie terrestre e tenderanno perciò a formare accumuli in profondità dando origine a rocce prevalentemente intrusive o filoniane. I magmi basici, viceversa, hanno maggiori possibilità di giungere in superficie dando origine a colate laviche.

Tra le rocce magmatiche si usa far rientrare anche le **rocce piroclastiche**, prodottesi per l'accumulo di ceneri e lapilli scagliati in aria durante le eruzioni caratterizzate da una intensa attività esplosiva. In funzione delle dimensioni dei frammenti lavici che le costituiscono si distinguono: le **breccie vulcaniche**, costituiti da frammenti di lava di dimensioni superiori a qualche centimetro; i **tufi**, costituiti da lapilli di dimensioni comprese tra 3 cm e 2 mm; le **cineriti**, quando prevalgono le ceneri vulcaniche.

### Speleo note

*Nelle rocce effusive sono talvolta presenti cavità sotterranee dovute a rapida degassazione, di dimensioni anche superiori al metro, e vere e proprie grotte. I meccanismi con cui si formano le grotte nelle lave sono, nelle linee generali, abbastanza semplici, ma perché si verificano occorrono condizioni particolari che riguardano la natura delle lave - in particolare la loro fluidità e temperatura -, la dinamica dell'eruzione e la morfologia del substrato su cui si riversano le colate.*

*Le grotte vulcaniche sono più frequenti nei vulcani da cui fuoriescono magmi fluidi e molto caldi, in genere di natura basaltica. Quando una colata si incanala in un solco che scende dal vulcano può succedere che la parte superficiale solidifichi raffreddandosi, mentre all'interno la lava continua a scorrere. Al termine dell'eruzione il condotto in cui scorreva il magma rimane vuoto (incavernamento della lava) ed accessibile. Grotte di origine lavica sono note in tutto il mondo, ma gli esempi più famosi si hanno nelle isole Hawaii, con sviluppi superiori a 10 km e profondità di oltre 1000 m. In Italia le maggiori grotte laviche si trovano sul Monte Etna, con sviluppi superiori al km.*

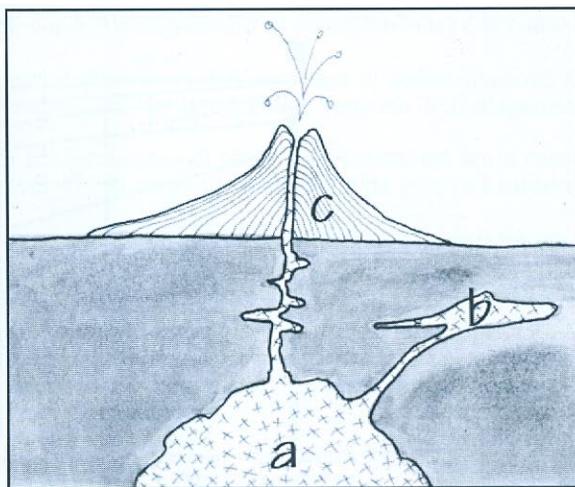


Fig. 7 Principali situazioni in cui si formano le rocce magmatiche: a) rocce intrusive (cristallizzazione completa), b) rocce filoniane (cristallizzazione parziale), c) rocce effusive (cristallizzazione assente o microcristallina).

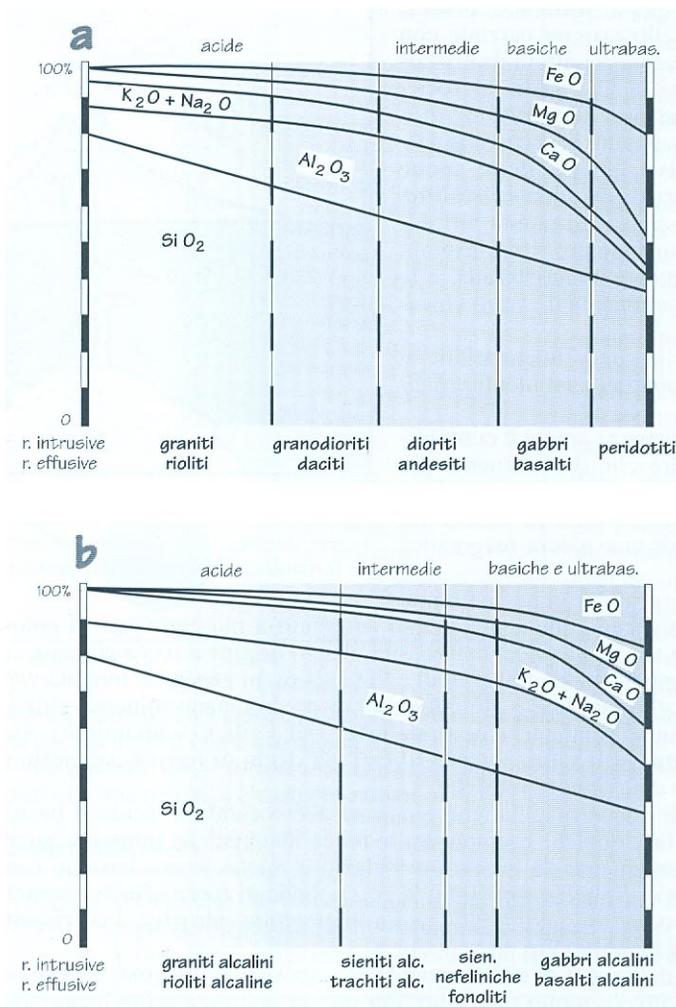


Fig. 8 Composizione chimica delle principali rocce magmatiche intrusive ed effusive di stirpe alcali-calcica (a) ed alcalina (b).

## 2.2. Rocce sedimentarie

Le rocce sedimentarie sono, al contrario di quelle magmatiche, rocce di origine esogena; si formano, cioè, ad opera di processi che agiscono sulla superficie terrestre. Tali processi sono legati alla complessa dinamica dell'atmosfera, dell'idrosfera e della biosfera e traggono energia direttamente dal sole. Per questa ragione le rocce sedimentarie si presentano con una molteplicità di forme che rispecchia l'estrema variabilità dei caratteri morfologici, idrodinamici e climatici degli ambienti sedimentari. La diversità di tipi delle rocce sedimentarie, dunque, non dipende tanto dalla natura chimica dei minerali costituenti quanto dalle caratteristiche dell'ambiente in cui esse si accumulano.

Il nome ci dice che esse sono il prodotto della sedimentazione, cioè dell'accumulo per gravità di particelle solide di diversa origine. Queste particelle possono essere il prodotto del disfacimento fisico di rocce preesistenti, oppure dell'attività biologica di organismi viventi, oppure della precipitazione diretta di sali da acque soprassature. Queste tre diverse origini dei materiali costituenti una roccia sedimentaria suggerisce una loro prima suddivisione in **rocce clastiche**, **rocce organogene** e **rocce di origine chimica**.

Un quarto tipo di rocce, poco importanti da un punto di vista quantitativo, ma importantissime da quello qualitativo poiché rappresentano spesso ingenti risorse di materie prime utili all'uomo, sono le **rocce residuali**. Queste rocce si producono in seguito alla alterazione molto spinta di rocce preesistenti, che porta all'allontanamento dei minerali principali con conseguente arricchimento di quelli secondari più stabili, come ossidi e idrossidi di ferro, alluminio o manganese.

La trasformazione di un sedimento incoerente in roccia vera e propria avviene attraverso un processo

detto **litificazione**, che comprende sia processi fisici, come il costipamento (o compattazione) e la conseguente perdita di acqua, sia chimici.

I processi chimici possono essere piuttosto complessi e dipendono dall'ambiente di sedimentazione e dalle caratteristiche tessiturali e composizionali del sedimento. Nel loro insieme vengono detti **diagenesi** e sono riconducibili a due fenomeni principali:

- **neomorfismo**: formazione di nuovi minerali per trasformazione di alcuni già esistenti ma senza cambiamenti della specie chimica (ad esempio il passaggio da aragonite a calcite, o da gesso ad anidrite per disidratazione);
- **cementazione**: precipitazione di minerali secondari tra gli interstizi granulari, cioè gli spazi tra granulo e granulo (esempio, sabbia che diventa un'arenaria).

Nella pratica geologica le rocce sedimentarie vengono suddivise in 9 classi, in base a criteri genetico-composizionali.

- 1- **rocce detritiche o clastiche**
- 2- **rocce argillose**
- 3- **rocce carbonatiche**
- 4- **rocce silicee**
- 5- **rocce evaporitiche**
- 6- **rocce ferrifere**
- 7- **rocce fosfatiche**
- 8- **rocce combustibili**
- 9- **rocce di origine e composizione mista**

### *Speleo note*

*In queste dispense descriveremo solo le prime cinque classi, soffermandosi in modo particolare sulle rocce carbonatiche, che sono quelle di gran lunga più importanti da un punto di vista speleologico.*

*Si tratta infatti di rocce molto frequenti sulla superficie terrestre, occupandone circa il 12 %, che per loro natura sono soggette, in quasi tutte le condizioni climatiche, a processi di alterazione per dissoluzione chimica noti come processi carsici. Per effetto dei processi carsici che agiscono nel sottosuolo si sviluppano reti di condotti che drenano le acque di infiltrazione. Tali condotti, quando agibili all'uomo, costituiscono le grotte.*

#### 2.2.1. Rocce clastiche

Le rocce clastiche rappresentano da sole il 75-80% di tutte le rocce sedimentarie. Esse si formano in seguito all'accumulo di materiale sciolto, derivante dai processi di degradazione che subiscono le rocce sottoposte all'azione diretta degli agenti atmosferici e delle acque. L'agente principale di trasporto è l'acqua, sotto forma di torrenti, fiumi, correnti marine e ghiacciai; un altro importante agente di trasporto è il vento.

Le rocce clastiche hanno quindi origine dal succedersi dei seguenti processi:

- **erosione**: ad opera degli agenti esogeni (acqua, aria, ghiaccio) preceduti o no da alterazione chimica; fornisce la materia prima per la formazione delle rocce sedimentarie.
- **trasporto**: principalmente ad opera di fiumi, vento, ghiacciai e moto ondoso.
- **deposito**: (= sedimentazione) principalmente in mare ma anche sui continenti (laghi, pianure alluvionali, etc.).

La sedimentazione avviene quando l'agente trasportatore non ha più energia sufficiente a sostenere il suo carico di materiale. Ciò succede in seguito ad una diminuzione della velocità, come ad esempio avviene per un torrente montano quando sfocia in una pianura, oppure quando un fiume si disperde in mare.

Il prevalere dell'uno o dell'altro agente dipende ovviamente dalla situazione climatica. In regioni fredde i ghiacciai saranno il principale agente di trasporto, mentre in quelle desertiche sarà il vento a trasportare le maggiori quantità di sedimento; nelle zone temperate e caldo-umide l'agente principale è l'acqua.

All'interno della grande famiglia delle rocce clastiche il criterio fondamentale di classificazione è quello della dimensione dei granuli; ma non la dimensione media, bensì quella più frequente, vale a dire, per usare un termine statistico, la **moda**. La moda è calcolata in base alle percentuali in peso dei granuli, in classi delimitate dai valori della progressione geometrica in radice 2.

Sedimenti costituiti prevalentemente da granuli con dimensioni superiori a 2 mm sono detti genericamente **ciottolami**, ghiaie o detriti, se si tratta di materiale incoerente, da cui, per cementazione, si ottengono conglomerati o breccie (detti anche ruditi). Occorre fare attenzione perché le breccie possono anche essere di origine tettonica se si sono formate per frammentazione in posto di una roccia in seguito a dislocazioni (nel qual caso non sono considerabili rocce sedimentarie). Non è sempre facile distinguere i due tipi, un criterio può essere quello relativo alla natura dei clasti: se di tipo diverso è probabile che si tratti di una breccia di origine sedimentaria.

Un sedimento in cui la maggior parte dei granuli ha dimensioni inferiori a 2 mm ma superiori a 1/16 di mm (circa 62  $\mu\text{m}$ ), si definisce genericamente **sabbia**, da cui, per cementazione si ottiene una **arenite**, mentre il termine **arenaria**, si riferisce invece alle areniti a composizione prevalentemente silicatica.

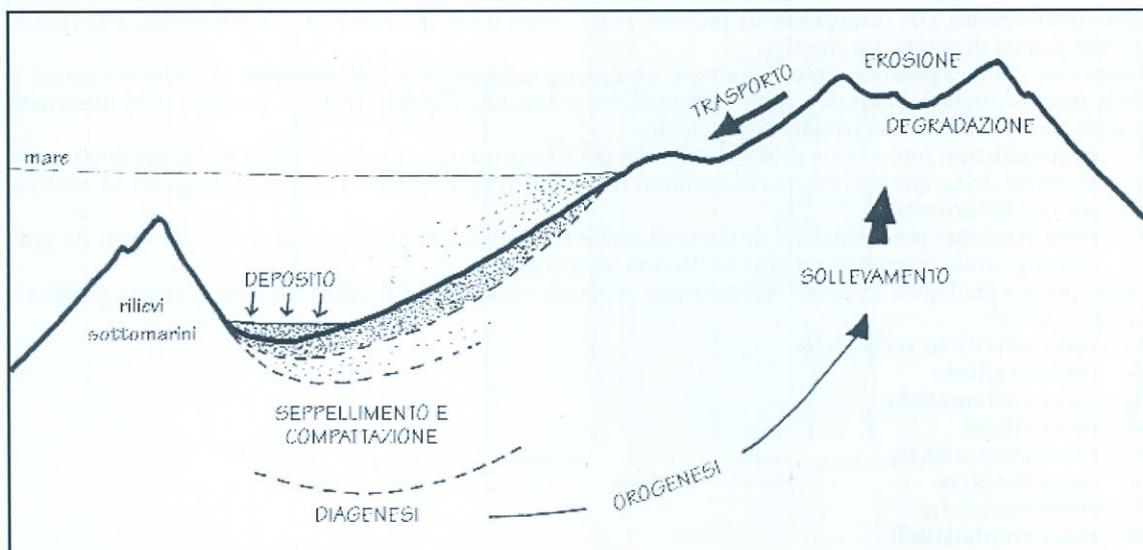


Fig. 9 Il ciclo delle rocce sedimentarie clastiche

**Fanghi**, sono detti i sedimenti più fini con dimensioni dei granuli inferiore a  $1/16$  di mm. Se le dimensioni dei granuli sono comprese tra  $1/16$  e  $1/256$  di mm (circa  $4 \mu\text{m}$ ) si parla di **silt** (**siltiti** se coerenti), mentre si definisce **argilla** un sedimento con granulometria inferiore a  $1/256$  di mm, da cui per compattazione si ottiene un' **argillite**.

Il termine **peliti**, molto in uso in geologia, si usa invece per indicare i sedimenti litificati con dimensioni dei granuli inferiori a  $1/32$  di mm, e comprendono quindi le argilliti e le siltiti con dimensioni inferiori a  $1/32$  di mm, mentre le siltiti grossolane, con dimensioni comprese tra  $1/16$  e  $1/32$  di mm, vengono assimilate alle areniti.

Normalmente un sedimento è costituito da granuli di dimensioni diverse che possono spaziare in più classi granulometriche; in questi casi la parte fine, generalmente costituita da silt e/o argilla è detta **matrice**.

Nella pratica geologica di campagna la valutazione della **granulometria** di una roccia clastica si fa normalmente ad occhio, ma per una più precisa caratterizzazione granulometrica, necessaria soprattutto nei casi che si pongono al limite tra le diverse classi, si rendono necessarie laboriose analisi di laboratorio.

Le dimensioni dei clasti che compongono una roccia sedimentaria indicano in maniera abbastanza precisa l'energia dell'ambiente di sedimentazione. Acque dotate di elevata energia lasciano dietro di sé solo clasti di dimensioni grossolane, ciottolami e ghiaie, viceversa acque dotate di bassa energia possono trasportare, e quindi depositare, solo materiali fini come silt e argilla.

Un altro importante parametro per la ricostruzione dell'ambiente di sedimentazione, specialmente per i sedimenti più grossolani, è quello della forma dei clasti. Forme arrotondate indicano un maggior trasporto, forme spigolose indicano un trasporto limitato.

Forma dei clasti e granulometria di un sedimento indicano quella che viene detta **maturità tessiturale**. Un sedimento mostra spiccati caratteri di immaturità quando è poco selezionato, è ricco di matrice e presenta granuli spigolosi. Lo stadio di massima maturità lo si raggiunge quando un sedimento è privo di matrice e con granuli ben arrotondati di dimensioni molto simili.

Finora non abbiamo preso in considerazione la composizione dei granuli che costituiscono una roccia sedimentaria. La natura dei granuli può essere molto varia, in funzione anche delle loro dimensioni.

Clasti grossolani, detriti e ghiaie, saranno generalmente costituiti da rocce preesistenti, a loro volta di origine sedimentaria, magmatica o metamorfica. Rari sono i ciottoli di rocce facilmente alterabili se non in depositi che hanno subito un trasporto limitato, come ad esempio i detriti alla base di ripidi pendii, o che si sono formati in condizioni climatiche caratterizzate da rari ma violenti acquazzoni. I clasti delle dimensioni delle sabbie sono frequentemente costituiti da singoli cristalli di minerali, soprattutto quando provenienti dalla disgregazione di rocce a composizione silicatica come quelle magmatiche o di metamorfismo elevato. Per quanto riguarda i granuli delle dimensioni di silt e argilla, questi sono quasi esclusivamente costituiti da minerali prodottisi per alterazione di minerali silicatici, detti appunto **minerali argillosi**.

Granuli a composizione calcarea o dolomitica sono indice di particolari ambienti di sedimentazione, vista l'alta solubilità di queste rocce. E' abbastanza chiaro che un'acqua non può trasportare frammenti microscopici di materiale calcareo se non in condizioni di saturazione rispetto al carbonato di calcio, cosa che avviene normalmente solo in ambiente marino.

GRANULOMETRIA (scala logaritmica)	massi			ruditi
	-256 mm			
	ciottoli	ghiaie → conglomerati		
	8 mm			
	ciottoli fini	(detriti) → (brecce)		
	4 mm			
	granuli			
	-2 mm			
	sabbia molto grossolana		sabbie → areniti (arenarie) →	quarzoareniti (quarzo prevalente) arcose (quarzo + feldspati) grovacche (feldspati, frammenti di roccia e argilla)
	1 mm	sabbia grossolana		
	1/2 mm	sabbia media		
	1/4 mm	sabbia fine		
	1/8 mm	sabbia molto fine		
	1/16 mm	silt grossolano		
	1/32 mm	silt	silt → siltiti	peliti
1/256 mm				
argilla	argilla → argillite			

Fig. 10 Classificazione su basi granulometriche delle rocce clastiche. Le frecce indicano il passaggio da sedimento incoerente a roccia litificata.

Quando i granuli di una roccia sedimentaria sono costituiti per lo più da una sola fase minerale si usa, in certi casi, aggiungere un prefisso che ne indica la composizione davanti al nome che ne individua la granulometria; si avranno così le calciruditi, calcareniti, calcilutiti, quarzoareniti etc..

La composizione mineralogica di una roccia sedimentaria ne definisce normalmente la **maturità composizionale**. Un sedimento si dice maturo quando è costituito prevalentemente dai minerali più resistenti alla degradazione fisica e chimica. Tra questi il più frequente è il quarzo. Rocce clastiche composte quasi esclusivamente da granuli di quarzo, come le ortoquarziti, indicano una lunga storia evolutiva che può essere il frutto anche di più cicli di erosione-deposizione-erosione. Sovente ad una elevata maturità composizionale si accomuna anche una alta maturità tessiturale.

Un particolare tipo di rocce clastiche è quello delle **torbiditi**, costituite da una sequenza di strati in cui si alternano rocce di granulometria corrispondente ad areniti ed argilliti con più rari strati di conglomerati fini. Tipica è la regolare alternanza di uno strato di areniti, con dimensione dei clasti decrescente verso l'alto, e di uno strato, generalmente di spessore inferiore, di argilliti o siltiti.

Queste rocce sono il prodotto di un particolare tipo di sedimentazione, che si verifica ai piedi delle scarpate che delimitano i continenti; il materiale è trasportato da violenti flussi prodotti per il distacco di frane sottomarine di depositi accumulatisi lungo i margini continentali. Tali flussi, detti torbide, lasciano degli spessori, potenti anche alcuni metri, di materiale sabbioso su cui si accumulano successivamente i depositi più fini per decantazione. Durante il periodo che intercorre tra un evento torbiditico e quello successivo, che può essere di diverse migliaia di anni, si depositano solo le argille fini che si sedimentano normalmente nei fondali oceanici prospicienti i margini continentali.

Tabella2 – **Suddivisione delle rocce clastiche coerenti (litificate)**

<p>1) RUDITI:</p> <ul style="list-style-type: none"> <li>•Conglomerati (elementi arrotondati)</li> <li>•Brecce (elementi spigolosi)</li> </ul>	<p>Sono formate da frammenti di roccia con diametro maggiore di 2mm (rocce clastiche a grana grossa).</p> <p>Se i clasti hanno analoga costituzione si dicono monogeniche, se i clasti hanno natura diversa si dicono poligeniche.</p>
<p>2) ARENITI</p> <ul style="list-style-type: none"> <li>•Arenarie (a composizione silicatica)</li> </ul>	<p>Sono formate da clasti con diametro compreso tra 2 mm e 1/32 di mm (rocce clastiche a grana media).</p> <p>Nelle arenarie i granuli sono tenuti insieme da una matrice, oppure da un cemento calcareo o siliceo di precipitazione. La classificazione delle arenarie si basa sul contenuto in quarzo, argilla e feldspati. Si distinguono: ortoquarziti (costituite prevalentemente da grani di quarzo), arcose (costituite da grani di quarzo e minerali sialici, con scarsa matrice), grovacche (costituite da poco quarzo, silicati vari, frammenti di rocce preesistenti e abbondante matrice).</p>
<p>3) PELITI:</p> <ul style="list-style-type: none"> <li>•Siltiti (&gt; 4 µm)</li> <li>•Argilliti (&lt; 4 µm)</li> </ul>	<p>Sono formate da clasti di dimensione inferiore ad 1/32 di mm (= 31 µm) - rocce clastiche a grana fine.</p> <p>I costituenti principali sono i minerali argillosi. Questi, a seconda della composizione chimica, si distinguono in: illite (presenza di potassio), montmorillonite (presenza di calcio e magnesio) clorite (presenza di ferro e magnesio), glauconite (presenza di magnesio, ferro e potassio)</p>

**Speleo note**

*Le rocce clastiche a composizione silicatica non sono soggette ai processi carsici, se non in particolarissime condizioni, e pertanto solo raramente ospitano delle grotte. Le cavità conosciute in tali rocce, soprattutto nelle arenarie, sono infatti dovute per lo più ad apertura di fratture in seguito a fenomeni di assestamento gravitativo dei versanti o alla formazione di crepacci in prossimità di pareti verticali.*

*Un caso particolare è quello delle quarzoareniti (arenarie composte per oltre l'80% di quarzo), nelle quali, in condizioni climatiche particolari (climi caldi ed umidi) e in tempi lunghi (dell'ordine di molte decine di milioni di anni), si può avere un allargamento delle fratture anche per processi di dissoluzione chimica (e quindi strettamente carsici) che interessano soprattutto il cemento siliceo, rendendo la roccia friabile e facilmente asportabile dalle acque correnti. Gli esempi più noti si hanno in Brasile ed in Venezuela, ove sono state esplorate grotte in quarzite profonde oltre 300 m e con sviluppi di qualche chilometro.*

*Le rocce costituite da clasti carbonatici, come le calcareniti e certi conglomerati calcarei, sono invece facilmente carsificabili, in maniera analoga alle altre rocce carbonatiche di origine non clastica.*

**2.2.2. Rocce carbonatiche**

Si dicono carbonatiche quelle rocce che sono costituite per almeno il 50 % da minerali carbonati, prevalentemente **calcite** -  $\text{CaCO}_3$  - e **dolomite** -  $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$  -. Le rocce carbonatiche sono particolarmente abbondanti sulla superficie terrestre costituendo circa il 20 % delle rocce sedimentarie. Esse hanno origine da processi diversi:

- **meccanici**: per deposizione di clasti calcarei, come le calcareniti (sono quindi rocce clastiche)
- **biologici**: da cui hanno origine le rocce organogene, come le scogliere coralline
- **chimici**: per precipitazione chimica, come ad esempio le concrezioni di grotta o i travertini.

Tabella 3 - I minerali principali costituenti le rocce carbonatiche

<b>Aragonite</b>	<b>CaCO<sub>3</sub></b>	utilizzata da lamellibranchi, gasteropodi e alghe per formare gusci e scheletri.
<b>Calcite</b>	<b>CaCO<sub>3</sub></b>	utilizzata da lamellibranchi, foraminiferi ed echinodermi per formare gusci e scheletri.
<b>Magnesite</b>	<b>MgCO<sub>3</sub></b>	poco comune, spesso legata a fenomeni idrotermali.
<b>Dolomite</b>	<b>CaMg(CO<sub>3</sub>)<sub>2</sub></b>	si forma per lo più dalla calcite in seguito alla circolazione di acque ricche in magnesio.
<b>Siderite</b>	<b>FeCO<sub>3</sub></b>	per alterazione di minerali ferrosi, in particolare ossidi di Fe.

Nella composizione delle rocce carbonatiche oltre ai minerali carbonati, calcite (o aragonite), dolomite e più raramente magnesite e siderite, entrano spesso altri costituenti, sotto forma di impurità, rappresentati prevalentemente da minerali argillosi o da silice.

Le rocce carbonatiche si classificano in base a criteri diversi. Nel linguaggio comune ci si basa soprattutto sulla composizione percentuale mineralogica, distinguendo i calcari dalle dolomie (Fig. 11-a).

Si definisce **calcare** una roccia costituita da calcite in percentuale superiore al 95%. Con la comparsa di impurità in misura non superiore al 10-15 % costituite da dolomite, minerali argillosi o silice avremo rispettivamente: il calcare magnesiaco, il calcare marnoso, e il calcare siliceo.

Si definisce **dolomia** una roccia costituita per oltre il 90 % da dolomite. I termini intermedi tra dolomie e calcari sono meno abbondanti degli estremi della serie e sono dovuti soprattutto a dolomitizzazione (che è un processo secondario, che avviene cioè dopo la deposizione della roccia) incompleta di calcari. Si chiama invece **marna** è una roccia costituita dal 65 al 35 % da calcare e per il resto da argilla (Fig. 11-b).

I principali costituenti delle rocce carbonatiche vengono comunemente suddivisi in due gruppi: alloctonici, quando si tratta di particelle di varia origine che hanno comunque subito un certo trasporto, e autogenici, quando i carbonati precipitano o vengono fissati da organismi nel luogo di accumulo della roccia.

I costituenti alloctonici sono particelle di dimensioni variabili che possono avere origine e forma diversa. Tra questi occorre ricordare: i **bioclasti** - frammenti di scheletri (per lo più costituiti da calcite o aragonite) di organismi viventi pluricellulari, e i **grani detritici** - derivati dalla disgregazione di rocce carbonatiche più antiche e già litificate, oppure prodottisi per fenomeni di frammentazione durante la diagenesi ma senza subire alcun trasporto.

Tra i costituenti delle rocce carbonatiche sono frequenti i **pellets**, piccole sferule di dimensioni millimetriche di origine prevalentemente fecale. Si tratta cioè dei residui organici di organismi limivori che arrivano a costituire intere formazioni calcaree.

Anche se può sembrare strano i pellets sono uno dei costituenti più comuni delle rocce carbonatiche, basti pensare che su di un fondale marino ricco di organismi limivori (cioè che traggono nutrimento dal fango), questi possono produrre diversi centimetri l'anno di fanghi digeriti.

**Ooliti** e **pisoliti** sono invece dei granuli, anch'essi sferici, di precipitazione chimica a struttura concentrica, denominati ooliti se di dimensioni inferiori a 2 mm, pisoliti se superiori.

Infine occorre ricordare i **noduli algali**, piccole aggregazioni di cristalli calcarei intrappolati da piante marine.

La parte fine, con dimensioni inferiori a 31 µm, si chiama fango calcareo o **micrite**. Essa costituisce comunemente la matrice delle rocce carbonatiche. I fanghi calcarei possono avere origine organica, come i fanghi pelagici, ed essere il prodotto della decantazione di microscopici scheletri di organismi unicellulari, oppure essere dovuti alla precipitazione diretta di sottili aghi di aragonite, o ancora essere il prodotto della minuta frammentazione, meccanica o biologica, di particelle calcaree appartenenti alle categorie precedentemente descritte.

Riguardo alle rocce carbonatiche originatesi in posto (autogeniche), cioè senza trasporto, la maggior parte di queste sono costituite dagli apparati scheletrici di organismi costruttori, come gli attuali coralli, che hanno dato origine alle scogliere; tali rocce sono anche dette **biolititi**. Altri esempi di rocce carbonatiche autogeniche sono le **stromatoliti**, formatesi per l'azione di intrappolamento di particelle calcaree in sospensione da parte di tappeti di alghe.

Infine, vanno ricordate le **concrezioni** e i **travertini**, originatesi per precipitazione diretta di carbonati da acque soprassature di origine meteorica o termale.

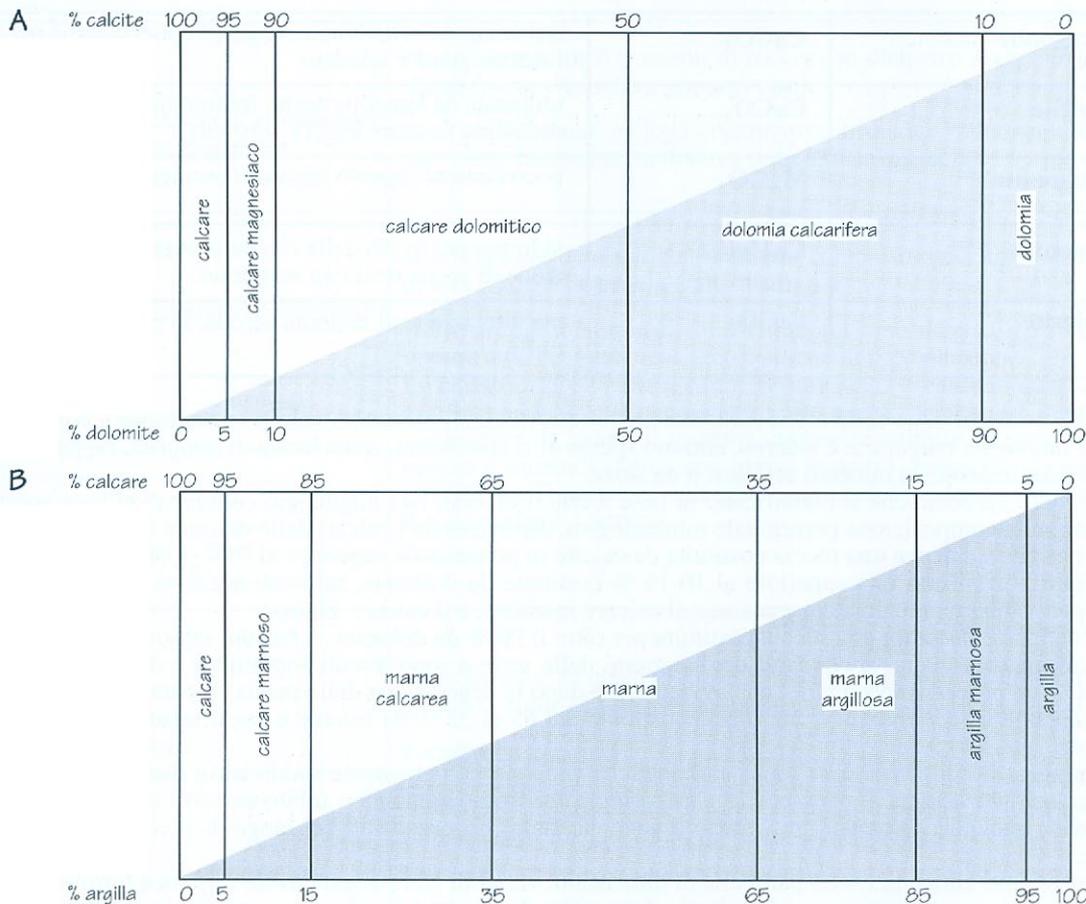


Fig.11 Principali classificazioni composizionali delle rocce carbonatiche: a) serie calcare - dolomia; b) serie calcare - argilla.

Tabella 4 - Principali costituenti delle rocce carbonatiche:

<b>Granuli</b>	Granuli detritici, scheletri, pellets (fecalpellets - o di origine algale); grani rivestiti (= ooliti, pisoliti, oncoliti).
<b>Matrice:</b> - micrite - argilla	La matrice si deposita contemporaneamente ai granuli, ed è costituita principalmente da micrite e argilla. La micrite è un fango carbonatico con cristalli di dimensione inferiore a 31 $\mu\text{m}$ , e può derivare sia dalla frantumazione dei granuli ad opera di fenomeni fisici o biologici, sia per precipitazione diretta di carbonato di calcio in acque calde e ricche di calcare. L'argilla tende ad essere associata alla micrite e in pratica si ha un fango di calcare ed argilla.
<b>Cemento</b>	Il cemento si forma con dei processi che sono successivi alla sedimentazione di granuli e matrice. Nelle rocce carbonatiche il cemento è costituito esclusivamente da carbonato di calcio (sparite).
<b>Pori</b>	Rappresentano gli spazi esistenti tra granulo e granulo. Nelle rocce carbonatiche sono pochi e piccoli, possono essersi formati sia durante la deposizione che successivamente ad essa.

Tra le molte classificazioni proposte per le rocce carbonatiche qui ci limitiamo a presentare quella di Folk, che, per quanto non più molto adottata, risulta di facile comprensione. Essa si basa sulla natura dei costituenti allochimici (intraclasti, ooliti, bioclasti e pellets) e sulla prevalenza di cemento sparitico o di matrice micritica, distinguendo 8 principali tipi di rocce carbonatiche secondo lo schema che segue.

Allochimici prevalenti	Cemento o matrice	
	sparite prevalente	micrite prevalente
intraclasti	<b>intrasparite</b>	<b>intramicrite</b>
ooliti	<b>oosparite</b>	<b>oomicrite</b>
fossili	<b>biosparite</b>	<b>biomicrite</b>
pellets	<b>pelsparite</b>	<b>pelmicrite</b>

Folk definisce come micrite, diversamente da come precedentemente indicato, il fango carbonatico di calcite microcristallina con particelle di dimensioni inferiori a 4  $\mu\text{m}$ . A questi otto tipi vanno aggiunte le rocce costituite esclusivamente da frammenti di fossili (biolititi) e quelle costituite esclusivamente da micrite (calculititi).

Questa classificazione dà indicazioni sull'energia dell'ambiente di deposizione. In generale si può dire che se è presente molta matrice (micrite), l'ambiente di deposizione è di bassa energia, mentre la presenza di cemento (sparite) indica un ambiente ad alta energia idraulica, ad esempio con forte moto ondoso. Anche la presenza di ooliti (o pisoliti) è indicativa di alta energia poiché esse si formano per accrescimento sferico che implica un continuo rotolamento del granulo.

Come già accennato, i calcari si formano principalmente per accrescimento e successivo accumulo di particelle di calcite, oppure per accumulo di frammenti o materiale di origine biologica come scogliere coralline, scheletri e gusci (precipitazione biochimica). In entrambi i casi è necessario che siano soddisfatte precise condizioni chimico-fisiche che dipendono soprattutto dalla temperatura delle acque e dalla quantità di biossido di carbonio disciolto in esse.

Negli oceani l'acqua contiene carbonato di calcio disciolto in quantità prossima a quella di saturazione; ciò significa che se diminuisce la quantità di  $\text{CO}_2$ , per esempio a causa di un aumento di temperatura, precipita calcite. Esiste però un limite di profondità oltre il quale non si possono depositare i carbonati. Tale profondità, detta **limite di compensazione dei carbonati**, è mediamente intorno a 4000 m. Al di sotto, per effetto della bassa temperatura e dell'aumento di pressione, che favoriscono la presenza di  $\text{CO}_2$  nell'acqua, la calcite si scioglie.

I sedimenti carbonatici degli oceani sono costituiti principalmente da scheletri di organismi viventi, costruiti sottraendo il carbonato di calcio dall'acqua. Le condizioni migliori per questo processo si hanno nei mari caldi tropicali, poiché qui le acque tendono ad essere leggermente soprassature.

Ne sono un esempio le **scogliere coralline** che si trovano in mari caldi e poco profondi. Qui i coralli sottraggono il carbonato di calcio all'acqua per costruirsi uno scheletro e per cementarsi ai resti degli individui morti su cui si impiantano. Le scogliere coralline si sviluppano a bassa profondità perché i coralli hanno bisogno di luce e di acque ricche di organismi nutritivi.

Gli atolli sono un tipo particolare di scogliera corallina dove il processo di costruzione si impianta sui fianchi di un'isola (spesso un vulcano). Se quest'isola sprofonda lentamente al di sotto del livello delle onde e la crescita della scogliera bilancia lo sprofondamento, si forma un atollo, cioè una scogliera corallina di forma anulare con al centro un laguna di acqua salata.

Per quanto spettacolari le isole coralline rappresentano solo una piccola parte dei sedimenti carbonatici prodotti negli oceani. La maggior parte dei calcari antichi si è formata in seguito alla sedimentazione nelle acque basse adiacenti ai continenti, dette **piattaforme carbonatiche** (Fig. 12).

In queste piattaforme sedimentano detriti calcarei, gusci di conchiglie, ooliti, stromatoliti etc.. Nel complesso si tratta di un ambiente ad alta energia idraulica dove le onde rompono le strutture formate e rimescolano continuamente il deposito. Le piattaforme carbonatiche più sviluppate del passato sono quelle che si sono formate durante il Cretaceo (135/65 milioni di anni fa).

I **calcari pelagici** sono quelli che si formano nel mare più profondo per accumulo passivo di gusci calcarei di minuscoli organismi come i foraminiferi e le alghe planctoniche; poiché questi organismi sono molto piccoli, il calcare che si forma ha una granulometria finissima.

Organismi costruttori di conchiglie vivono anche in acque fredde e con poco carbonato a disposizione (acque sottosature), ma dopo la loro morte il guscio è destinato a sciogliersi.

Molte delle piattaforme carbonatiche antiche, soprattutto quelle paleozoiche e del Trias, sono costituite da **dolomia** (tra cui quelle spettacolari delle Dolomiti). La dolomite precipita in maniera diretta solo in

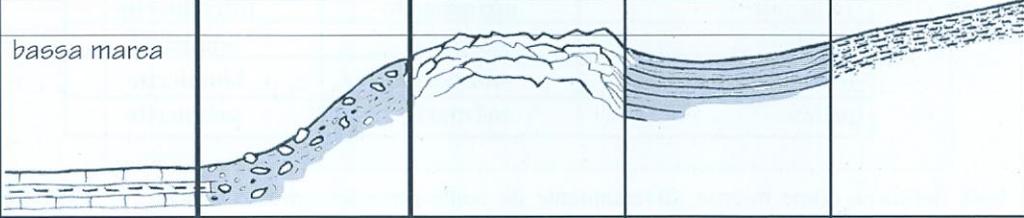
	piattaforma esterna			piattaforma interna	
	ambiente	fondale marino	scarpata	scogliera	laguna
energia idraulica	bassa	media	alta	bassa	alta
	alta marea				
	bassa marea				
	rocce	calcarei micritici calcarei marnosi	brecce calcaree	calcarei biocostruiti	calcarei micritici
porosità	bassa	media	alta	bassa	media

Fig. 12 Profilo schematico di una piattaforma carbonatica, con indicati i diversi ambienti e i tipi di rocce calcaree che in essi si formano.

condizioni molto particolari e quindi raramente. In laboratorio è stato constatato che essa si forma con condizioni di pressione e di temperatura superiori a quelle ambientali e con concentrazioni di ioni magnesio maggiori di quella del calcio, ed anche questo è un fatto che accade difficilmente.

Questo apparente paradosso viene spiegato ammettendo che la dolomite non si deposita direttamente, ma piuttosto che essa si formi per sostituzione parziale del calcio da parte del magnesio durante il processo di diagenesi. Si ritiene inoltre che questa sostituzione avvenga a grandi profondità dove l'alta pressione consente una maggiore concentrazione di magnesio. Il processo di dolomitizzazione porta ad un aumento della porosità.

Alcune rocce calcaree si formano per precipitazione chimica diretta, tra queste ricordiamo i **travertini** e gli **alabastri calcarei** (come le concrezioni di grotta). I travertini si depositano soprattutto in corrispondenza di sorgenti termali. Questi calcari particolari si formano molto rapidamente inglobando altri depositi e resti vegetali, questo fa sì che queste rocce siano molto porose.

### Speleo note

*Com'è noto le rocce carbonatiche sono quelle che ospitano i maggiori sistemi carsici del mondo, e pertanto sono quelle che hanno il maggior interesse per lo speleologo.*

*Contrariamente a quanto si ritiene spesso, calcari e dolomie sono quasi ugualmente carsificabili. Sebbene il processo di dissoluzione della dolomite sia meno efficace di quello del calcare, nella pratica, con i tempi tipici in cui si esplicano i processi di modellamento della superficie terrestre (dell'ordine delle centinaia di migliaia o dei milioni d'anni) lo sviluppo del carsismo è analogo in entrambe le rocce. Il fatto che le rocce dolomitiche si presentino meno carsificate in superficie dei calcari è dovuto quasi sempre alle diverse caratteristiche geomeccaniche, che rende le dolomie più soggette ai processi di disgregazione meccanica, essendo rocce in genere più fratturate e più sensibili ai processi di gelivazione. Questo rende anche i sistemi carsici in rocce dolomitiche meno accessibili di quelli in rocce calcaree, ma non meno sviluppati. Molti dei maggiori sistemi carsici d'Italia, tra cui quello del Corchia, in Toscana, e di Piaggia Bella, in Piemonte, si sviluppano prevalentemente in dolomie.*

### 2.2.3. Rocce evaporitiche

Le rocce evaporitiche, come suggerisce il nome, si formano per precipitazione diretta di sali da acque che divengono soprassature in seguito ad evaporazione. Sono quindi rocce tipiche di climi caldi e secchi in cui bacini idrici scarsamente alimentati, ad esempio **lagune costiere** o **bacini endoreici**, vengono completamente, o quasi, essiccati periodicamente.

In volume i sali più abbondanti sono il solfato di calcio e il cloruro di sodio, che vanno a costituire le rocce evaporitiche più comuni: gessi e salgemma.

La precipitazione di una fase o di un'altra dello stesso sale dipende quasi sempre dalla temperatura, è può quindi essere un buon indicatore paleoambientale.

I minerali principali che costituiscono le rocce evaporitiche sono:

- **Carbonati:** calcite e aragonite -  $\text{CaCO}_3$ , magnesite -  $\text{MgCO}_3$ , dolomite -  $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$
- **Solfati:** gesso -  $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ , anidrite -  $\text{CaSO}_4$
- **Cloruri:** salgemma o hialite -  $\text{NaCl}$ , silvite -  $\text{KCl}$ , biscophite  $\text{MgCl}_2$ , carnallite  $\text{KMgCl}_3 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$

Questi minerali non precipitano contemporaneamente ma, in base alla loro concentrazione iniziale e al loro grado di solubilità, nell'ordine con cui raggiungono il grado di saturazione al diminuire dell'acqua per evaporazione. Partendo da un'acqua con composizione pari a quella dei mari attuali, i primi a precipitare sono i carbonati che necessitano di una evaporazione pari al 50%, seguono i solfati con l'80% d'evaporazione, il salgemma con il 90% e la silvite con il 98%.

Le rocce evaporitiche più abbondanti sono quelle solfatiche (i gessi) cui seguono, per importanza, il salgemma e la silvite. È facile intuire che queste rocce, costituite da sali molto solubili, hanno vita difficile sulla superficie terrestre, poiché vengono disciolte dalle acque di precipitazione. I gessi, in particolare, una volta esposti all'azione delle acque meteoriche, hanno tempi di conservazione dell'ordine delle decine di migliaia di anni; mentre le rocce costituite da cloruri hanno qualche possibilità di affiorare in superficie solo in zone caratterizzate da un clima molto secco.

### *Speleo note*

*L'elevata solubilità rende le rocce solfatiche e quelle aline altamente carsificabili. Le prime sono abbastanza diffuse nel mondo e in esse sono noti sistemi carsici anche molto sviluppati, tra questi quelli eccezionali dell'Ucraina, che superano in qualche caso i 100 km di sviluppo. Le rocce aline, invece, sono presenti, in affioramento, solo in zone particolarmente aride, proprio per la loro elevatissima solubilità. In queste zone possono esistere anche sistemi carsici sotterranei, che si sviluppano in tempi rapidissimi a seguito delle rare piogge.*

#### 2.2.4. Rocce argillose e residuali

Le rocce residuali più comuni sono costituite prevalentemente da minerali argillosi, che si formano per alterazione chimica a partire da silicati. Tali rocce contengono concentrazioni di ossidi di ferro o alluminio (bauxiti) e quindi costituiscono talvolta dei depositi di interesse minerario.

Tra le rocce residuali vale la pena di ricordare le cosiddette "terre rosse", che si trovano abbondanti sui carsi molto evoluti. Esse sono il prodotto dell'alterazione superficiale (ossidazione e dilavamento) del residuo insolubile che rimane in posto in seguito alla dissoluzione di rocce carbonatiche per processi carsici. Tali depositi si trovano spesso a riempire cavità carsiche superficiali, come le doline e i campi solcati.

#### 2.2.5. Rocce silicee

Le rocce silicee si possono formare con lo stesso meccanismo dei calcari e cioè per precipitazione chimica diretta o per accumulo di gusci di piccoli organismi, come le **diatomee** (tipici di acque fredde), i **radiolari** (tipici di acque calde) e le spugne, che per costruire i loro gusci e scheletri utilizzano la silice al posto del carbonato di calcio.

Siccome la loro deposizione è molto lenta, le rocce silicee si formano solo laddove non ci sono forti apporti terrigeni o dispersione del materiale che si sta accumulando. I costituenti silicei sono tipici di depositi formati al di sotto della linea di compensazione dei carbonati (cioè al di sotto di 4000 m) dove tutti gli elementi calcarei si sciogliono.

Appare allora strano che si possano trovare calcari associati con selce (ad esempio il calcare selcifero). L'origine dei calcari selciferi è in effetti ancora oggetto di discussione. In molti casi si è osservato che la frazione calcarea è di origine torbiditica, e quindi si è messa in posto in seguito a colate in massa provenienti da zone del bacino ove era possibile la normale sedimentazione del calcare. Questo materiale, essendo in gran quantità, in parte si scioglie (perché siamo al di sotto dei 4000 m), ma così facendo satura in fretta l'acqua circostante, di modo che il processo di dissoluzione viene rallentato, fino a che i nuovi depositi silicei coprono quelli carbonatici sottostanti e li proteggono dall'aggressione delle acque. La silice può trovarsi anche come noduli, che normalmente si formano durante la diagenesi in seguito alla concentrazione, in particolari zone della roccia, della silice frammista alle particelle calcaree.

Anche per il materiale siliceo esiste una profondità limite al di sotto della quale esso si scioglie: tale limite è posto a circa 7000 m di profondità ed è chiamato **limite di compensazione della silice**.

#### 2.2.6. Strutture delle rocce sedimentarie

Nelle rocce sedimentarie le strutture assumono particolare importanza perché sono strettamente legate ai processi di trasporto e deposito e quindi all'ambiente di sedimentazione (Fig. 13).

La principale struttura delle rocce sedimentarie è la **stratificazione**, cioè l'esistenza di superfici di discontinuità che separano porzioni tabulari o lenticolari di roccia legate ad un singolo episodio di sedimentazione (la cui durata può variare da qualche secondo a qualche migliaio di anni).

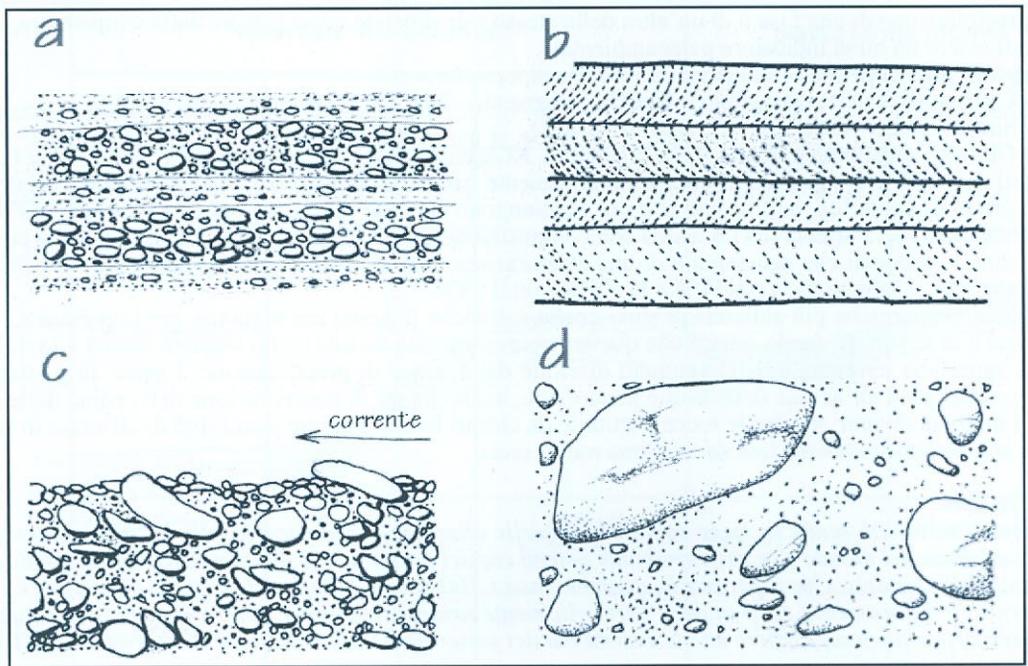


Fig. 13 Esempi di strutture sedimentarie in rocce clastiche: a) stratificazione granulometrica di depositi alluvionali, b) laminazione incrociata in strati arenacei, c) embriatura in un deposito fluviale a ciottoli, d) struttura caotica e assenza di classazione in depositi morenici.

Singoli strati possono estendersi anche per decine di km con caratteri relativamente costanti. Lo spessore di uno strato può variare da qualche millimetro sino a qualche decina di metri di spessore.

All'interno di un singolo strato possono esistere suddivisioni planari minori, dovute a variazioni composizionali o di tessitura, che però possono non essere marcate da superfici di separazione fisica; si tratta delle **lamine**. Le lamine possono essere perfettamente parallele alla superficie degli strati (laminazione pianoparallela) oppure presentare un angolo con essa (laminazione incrociata), infine le lamine possono presentarsi ondulate.

Le lamine sono legate soprattutto a processi trattivi, cioè a correnti idriche che rimaneggiano, senza asportarlo, un sedimento ancora incoerente in strutture che spesso permettono di risalire al verso della corrente che le ha prodotte. Tipiche strutture trattive sono le ondulazioni da corrente (ingl. *ripple marks*) che è abbastanza frequente osservare sui fondali sabbiosi di corsi d'acqua e delle spiagge.

Un'altra struttura di tipo trattivo, frequente nei depositi costituiti da ghiaie con ciottoli appiattiti, è l'embriatura, cioè la disposizione dei ciottoli inclinati contro corrente, che ricorda quella delle tegole di un tetto.

Strutture sedimentarie caratteristiche sono quelle dei depositi torbiditici, legate al particolare tipo di trasporto che è all'origine di queste rocce. Tra queste la più importante è la cosiddetta **gradazione**, cioè la disposizione dei granuli con dimensioni che aumentano dalla base verso il tetto dello strato.

Sulle superfici di strati torbiditici è frequente osservare delle impronte, sulla faccia superiore, o i relativi calchi, su quella inferiore dello strato immediatamente sovrastante. Le più frequenti di queste impronte sono dovute alle correnti o all'impatto di clasti grossolani.

L'importanza delle strutture sedimentarie sta nel fatto che esse permettono, in molti casi, di determinare la polarità stratigrafica di uno strato, cioè di determinare il basso e l'alto, o come si dice la base e il tetto, della sua posizione originaria di deposizione. Ciò è molto importante per venire a capo di situazioni strutturalmente complesse in cui gli strati sono stati piegati sino al punto di rovesciamento.

## 2.3. Rocce metamorfiche

### 2.3.1. Formazione delle rocce metamorfiche

La composizione e la struttura di una roccia sono in stretto legame con le condizioni chimico fisiche dell'ambiente in cui essa si è formata. Quando una roccia, ad esempio un granito, viene a trovarsi esposta alla superficie, si trova in un ambiente molto diverso da quello in cui si è formata, si trova cioè in una situazione di non equilibrio che si manifesta attraverso i processi di alterazione a cui è sottoposta da parte degli agenti atmosferici. All'opposto, se una roccia viene a trovarsi in condizioni di temperatura (T) e/o pressione (P) maggiori da quelle di formazione essa subisce una serie di modificazioni composizionali e strutturali che sono tanto più vistose quanto tali condizioni si discostano da quelle di origine.

In particolare, se le condizioni di T e P superano quelle di stabilità dei minerali di cui la roccia è composta, si può avere la formazione di nuovi minerali più adatti a sopportare le nuove condizioni (tale processo è detto **blastesi**).

Se il sistema è chiuso, cioè se non ci sono scambi chimici con l'esterno, la formazione di nuovi minerali non comporta una modificazione chimica della roccia ma solo una ridistribuzione degli elementi chimici in configurazioni molecolari diverse. Se il sistema è aperto si ha invece una modificazione in senso chimico che può provocare variazioni nei rapporti tra gli elementi chimici e l'arricchimento in nuovi elementi o la perdita di quelli presenti in origine.

Quando non si superano le condizioni di stabilità dei minerali costituenti, le modificazioni che la roccia subisce sono di tipo prevalentemente strutturale, cioè inerenti la forma dei granuli e la loro disposizione reciproca.

Rocce che hanno subito modificazioni composizionali, mineralogiche, o anche solo microstrutturali, si dicono metamorfiche. In certi casi le modificazioni non comportano grossi cambiamenti nell'aspetto della roccia, nei casi estremi la nuova roccia può essere completamente diversa da quella di partenza.

Una roccia può venirsi a trovare in condizioni diverse, e critiche, da quelle in cui si è formata a causa di fattori diversi. Un aumento della pressione può essere dovuto al seppellimento, cioè alla deposizione di potenti coltri di sedimenti al disopra, oppure a spinte tettoniche che oltre ad agire direttamente sulle rocce, possono coinvolgere dei corpi rocciosi in movimenti che li portano in profondità nella crosta terrestre. Un tipico esempio di quest'ultima situazione è quello delle masse rocciose coinvolte nei processi di subduzione di crosta terrestre nelle zone di convergenza crostale.

Il seppellimento di una roccia comporta sempre un aumento della temperatura, poiché con l'aumento della profondità la temperatura cresce per effetto del gradiente geotermico, che mediamente è intorno a 30°C a chilometro. Un riscaldamento, anche molto intenso ma localizzato, può aversi nelle rocce che vengono a contatto con magmi.

### 2.3.2. Tipi di metamorfismo

In base alle condizioni di pressione e temperatura a cui una roccia metamorfica è sottoposta si usano distinguere tre diversi ambienti metamorfici principali (Fig. 14).

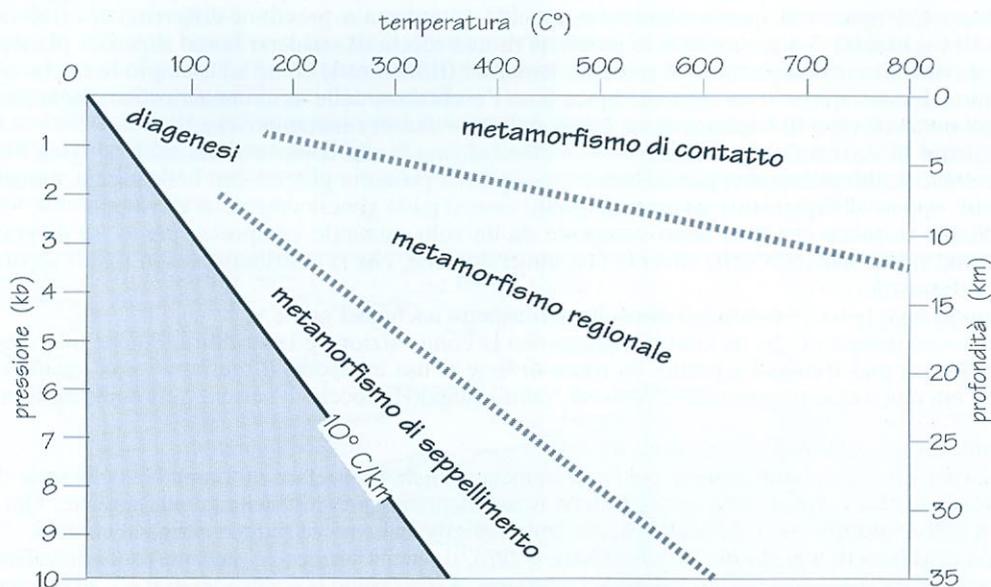


Fig. 14 Diversi tipi di metamorfismo in funzione delle diverse condizioni di temperatura e pressione riscontrabili nella crosta terrestre.

#### Metamorfismo di contatto

Quando una roccia viene a contatto con del magma subisce un forte aumento di temperatura che comporta la trasformazione e la rimobilizzazione dei minerali che la compongono. Tali trasformazioni si estendono per una distanza che varia da qualche metro sino a qualche centinaio di metri, o addirittura a qualche chilometro dal magma in raffreddamento; ciò dipende dalla quantità di massa fusa e dalla sua temperatura, nonché dalla conducibilità termica delle rocce incassanti.

Questo tipo di metamorfismo si esplica nelle parti poco profonde della crosta terrestre (sino a qualche chilometro) e quindi con pressioni basse; si tratta di un metamorfismo in condizioni di alta T e bassa P.

## Metamorfismo regionale

Si ha quando viene alterato l'intero stato termo-barico di grandi volumi di roccia. In genere è connesso ai grandi movimenti orogenetici (formazione delle catene montuose).

Le rocce risentono delle spinte tettoniche ed i minerali lamellari, fibrosi e tabulari, si dispongono in piani orientati perpendicolarmente alla direzione di massima pressione, conferendo alla roccia la caratteristica scistosità.

Il metamorfismo regionale si ha dunque in condizioni dinamiche di media P e media T.

## Metamorfismo di seppellimento

Si sviluppa in estese zone sottoposte ad un carico di pressione sempre crescente, ma con un incremento di temperatura inferiore alla media, cioè con un gradiente geotermico di 15-20 °C al chilometro.

In questi casi può succedere che le rocce vengano a trovarsi a grandi profondità, senza subire forti aumenti di temperatura. Si tratta quindi di un metamorfismo di alta P e media T.

Nulla vieta che una roccia che ha subito un tipo di trasformazione venga successivamente sottoposta ad un nuovo metamorfismo dello stesso tipo o di tipo diverso (polimetamorfismo).

### 2.3.3. Composizione e struttura delle rocce metamorfiche

Aspetto e composizione di una roccia metamorfica dipendono dunque dalla natura della roccia di partenza e dalle condizioni di T e P a cui questa viene portata.

Una roccia che subisce pressioni forti a temperature non elevate subisce profonde modificazioni nella struttura ma rimane sostanzialmente immutata da un punto di vista mineralogico. E' questo il caso, ad esempio, di rocce implicate in grandi movimenti tettonici superficiali (faglie e sovrascorrimenti) che possono essere praticamente polverizzate sino alla rottura dei singoli granuli; tali rocce vengono dette **miloniti** o più genericamente tettoniti.

All'estremo opposto si hanno quelle rocce che subiscono un forte riscaldamento a pressione bassa. Tali rocce subiranno normalmente una completa **ricristallizzazione** con formazione di minerali diversi da quelli originari, ma le strutture potranno conservarsi al punto da permettere il riconoscimento della natura della roccia originaria. E' quel che avviene nelle rocce che vengono a contatto con lave effuse e che vengono dette **termometamorfiti**.

Tra questi due casi estremi si trovano le altre rocce metamorfiche, che sono poi la stragrande maggioranza. La struttura più tipica che queste assumono, quando sottoposte a pressioni differenziali (cioè non omogenee) è la **scistosità**. La scistosità è la proprietà di una roccia di sfaldarsi lungo superfici pianoparallele ed è dovuta alla isorientazione di minerali lamellari (fillosilicati) come ad esempio le miche o la clorite. Si tratta di una caratteristica talmente tipica (con l'esclusione delle termometamorfiti) che la parola scisti era, e per certi versi lo è tuttora, usata come sinonimo di rocce metamorfiche.

Esistono vari tipi di scistosità legati al grado di metamorfismo e alla composizione mineralogica della roccia. La scistosità può svilupparsi parallelamente a superfici primarie già presenti nella roccia, come la stratificazione, oppure obliquamente ad esse, in questo caso si parla genericamente di **clivaggio**.

Il metamorfismo in rocce che non siano composte da un solo minerale comporta spesso, se di grado medio-alto, uno smescolamento delle diverse fasi mineralogiche, che si distribuiscono in livelli separati paralleli alla scistosità.

Con il metamorfismo le rocce cambiano oltre che nell'aspetto anche nel nome.

I nomi delle rocce metamorfiche ne contraddistinguono la composizione e la struttura. Poiché una stessa roccia metamorfica può formarsi a partire da rocce diverse si usa anteporre il prefisso "orto" quando la roccia madre era una roccia magmatica, il prefisso "para" quando la roccia di partenza era sedimentaria.

### 2.3.4. Classificazione delle rocce metamorfiche

Più che una vera e propria classificazione per le rocce metamorfiche si usa fare riferimento a delle serie che hanno origine dalle più comuni rocce (magmatiche o sedimentarie) presenti nella crosta terrestre. Qui ci limiteremo a fare cenno alle serie più frequenti, che hanno origine dalle rocce sedimentarie più comuni.

Partendo da rocce clastiche a grana fine, argille, marne o altro, si ottiene per debole metamorfismo prevalentemente di carico quelle che si chiamano **argilloscisti** o **ardesie**. Aumentando le condizioni di P e T ad una semplice isorientazione delle particelle segue la formazione di nuovi minerali, soprattutto miche e clorite, e si passa ai **micascisti**, condizioni di metamorfismo ancora più elevate portano alla formazione delle **filladi**.

Partendo invece da rocce arenacee, con leggero metamorfismo si ottiene una **quartzite**, in seguito alla perdita dei silicati, e per gradi metamorfici superiori si ottiene un **paragneiss**.

Calcarei sottoposti a metamorfismo di grado medio basso si trasformano in **marmi**, mentre le dolomie diventano **dolomie saccaroidi**. In entrambi i casi si hanno fenomeni di ricristallizzazione che portano alla formazione di nuovi cristalli di calcite o dolomite di dimensioni maggiori (struttura "saccaroide").

Quando abbiamo a che fare con calcari o dolomie praticamente puri non si sviluppa una vera e propria scistosità e le rocce che ne derivano hanno una struttura olocristallina. La presenza di impurità argillose in rocce carbonatiche comporta la formazione di **calcescisti** oppure, in condizioni di metamorfismo di grado medio alto, di filladi carbonatiche.

### Speleo note

Le rocce carbonatiche metamorfiche, soprattutto se di basso grado come i marmi e le dolomie saccaroidi, presentano fenomeni carsici del tutto analoghi a quelli dei corrispettivi termini non metamorfici. Si pensi ad esempio alle Alpi Apuane, una delle aree carsiche più importanti del mondo, ove la gran parte delle grotte si sviluppa in una serie metamorfica di grado medio-basso.

In generale le rocce metamorfiche carbonatiche acquisiscono solo una leggera scistosità, concentrata nei livelli ricchi di impurità. Ciò conferisce comunque una certa anisotropia influenza la forma dei condotti carsici.

Una piacevole caratteristica delle rocce carbonatiche metamorfiche è che non contengono argilla dispersa, per cui le grotte sono in genere più pulite di quelle in calcari.

## 3. PRINCIPI DI STRATIGRAFIA

La stratigrafia è quella branca della geologia che tenta di leggere la storia della Terra scritta nelle sequenze verticali e laterali di rocce. Benché si possa fare della stratigrafia con rocce di qualsiasi tipo essa è nata, ed è con esse che ottiene i maggiori risultati, per lo studio delle sequenze di rocce sedimentarie o di metamorfismo non elevato.

La stratigrafia, affiancandosi a discipline come la petrografia, la sedimentologia e la paleontologia, descrive quindi le caratteristiche litologiche, le strutture sedimentarie e i fossili dei singoli strati e li interpreta al fine di ricostruirne la storia geologica.

Il principio base della stratigrafia, valido per le rocce sedimentarie stratificate, noto come **principio di sovrapposizione**, dice che uno strato che si è sedimentato prima giace al di sotto di quello che si è sedimentato dopo. Il che significa che gli strati più giovani stanno sopra a quelli più vecchi, a meno che non siano intervenuti fattori che hanno successivamente modificato l'assetto originale.

### 3.1. Ambienti di sedimentazione

Primo compito della stratigrafia sedimentaria è quello di riconoscere l'ambiente di sedimentazione. In ciò sono di particolare aiuto i fossili, poiché ogni organismo vivente ha un suo particolare habitat, ma è tutt'altro che infrequente che i resti scheletrici di organismi possano essere trasportati, dopo la loro morte, in ambienti ben diversi da quelli dove essi vivevano. In genere l'ambiente di sedimentazione può essere riconosciuto con una certa sicurezza solo dopo un attento esame di tutti i caratteri petrografici, sedimentologici e paleontologici di una roccia.

Gli ambienti di sedimentazione sono suddivisi in due grandi gruppi, più un gruppo di transizione che presenta caratteristiche intermedie (Fig. 15). Questi due grandi gruppi sono quelli delle aree continentali emerse e quello dei fondali marini, siano essi di piccola, media o grande profondità; ambienti di transizione sono quelli costieri.

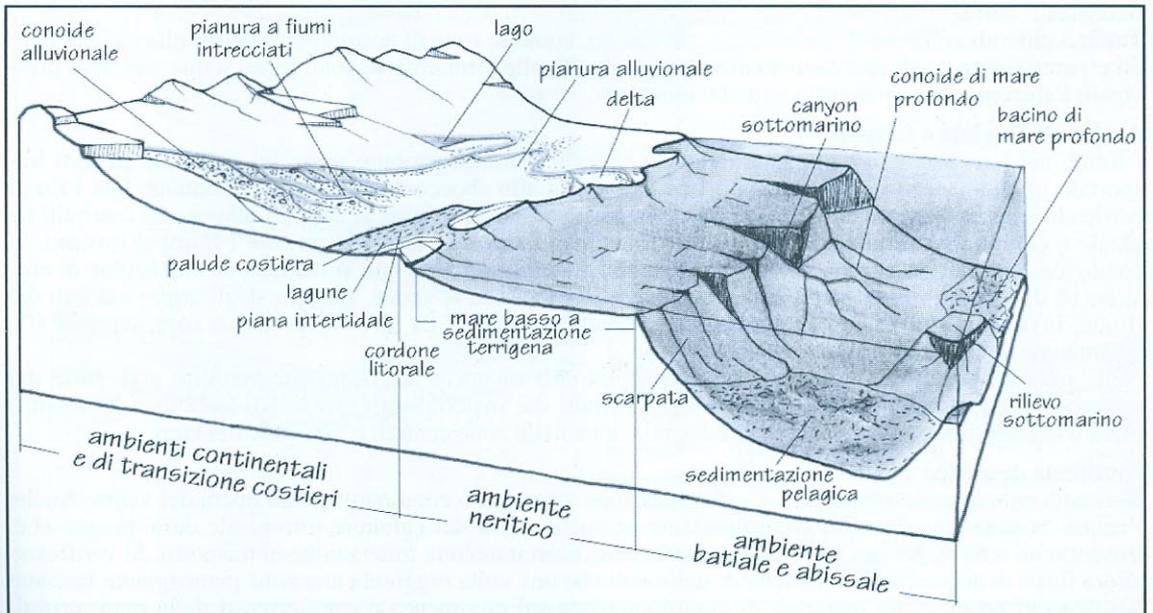


Fig. 15 Principali ambienti di sedimentazione continentali, di transizione e marini

Nei fondali marini si ha un accumulo continuo di sedimenti con un tasso che, in prima approssimazione, possiamo ritenere tanto minore quanto più ci si allontana dai margini continentali. I processi erosivi, sebbene tutt'altro che infrequenti, hanno peso minore e sono responsabili di quelle che si chiamano lacune stratigrafiche. Si conoscono serie marine praticamente continue che coprono centinaia di milioni di anni. Negli ambienti continentali, viceversa, sono i processi erosivi a prevalere, mentre la deposizione si ha solo in particolari situazioni, ed ha per lo più un carattere transitorio. Per queste ragioni la grande parte delle rocce sedimentarie presenti sulla crosta terrestre ha origini marine ed è su di esse che sono state ricostruite le scale cronologiche di valore globale (cioè riferibili a tutta la Terra).

### *3.1.1. Ambienti di sedimentazione marini*

La morfologia dei fondali marini e oceanici consente di distinguere tre diverse fasce che corrono grossomodo parallele alle linee di costa e che corrispondono a tre diversi ambienti di sedimentazione.

La prima di queste va dalla linea di costa sino alla soglia della scarpata continentale, e corrisponde a quella zona relativamente pianeggiante che con estensione maggiore o minore circonda le terre emerse. Questa zona individua l'**ambiente neritico**, ed è in pratica l'ambiente in cui si risente della azione del moto ondoso e delle correnti costiere. In questo ambiente si depositano materiali di origine detritica trasportati dai fiumi oppure si ha la formazione delle piattaforme carbonatiche ad opera di organismi costruttori.

La sedimentazione di grossi spessori di sedimenti è possibile solo se la zona è in sprofondamento. Nel caso contrario l'accumulo dei sedimenti trasportati dai fiumi comporta un avanzamento della linea di costa e del margine della scarpata verso il mare aperto. Caratteristica comune a tutti i sedimenti di ambiente neritico è l'abbondanza di resti fossili di organismi viventi, sia in posizione di vita che rimaneggiati.

La parte superiore della scarpata continentale, sino ad una profondità convenzionale di 2000 m, corrisponde all'**ambiente batiale**; al di sotto si parla genericamente di **zona abissale**, sia che ci si trovi nella porzione inferiore della scarpata o nella piana abissale dei fondali oceanici. La distinzione tra questi due ambienti è puramente arbitraria.

Nell'ambiente batiale prevalgono sedimenti di origine terrigena, costituiti per lo più da materiali da fini a medi provenienti dalla zona marginale della terrazza continentale, rimessi in moto da correnti e da frane sottomarine. Nella zona abissale vera e propria prevalgono invece i sedimenti di origine pelagica, provenienti cioè da resti di organismi, per lo più planctonici, che vivono in mare aperto.

La presenza di materiale detritico grossolano nella zona abissale può essere legata alla presenza di rilievi sottomarini soggetti a frantumamenti, oppure alle correnti di torbida, cioè alle correnti prodottesi per il distacco di grandi frane sottomarine dalle terrazze continentali che sono in grado di trasportare in sospensione materiali anche grossolani per distanze di centinaia di km, dando origine alle torbiditi.

### *3.1.2. Ambienti di sedimentazione continentali e di transizione*

Molto più vari sono gli ambienti continentali, influenzati come sono non solo dalla morfologia ma anche dal clima.

Tralasciando gli ambienti di sedimentazione minori, come le zone di accumulo di detriti alla base di pendii e pareti, i principali accumuli sedimentari presenti sulle terre emerse sono legati a due ambienti principali: l'ambiente fluvio-lacustre e quello desertico.

#### **Ambiente fluviale o lacustre**

I fiumi, nel loro percorso dalle zone montane verso il mare, depositano parte del materiale da loro trasportato in due situazioni distinte. La prima si realizza allo sbocco delle valli intramontane. Qui i fiumi perdendo energia si liberano dei materiali più grossolani dando origine ai conoidi alluvionali costituiti da ghiaie e ciottolami ma anche da detrito grossolano. Nel percorso lungo le pianure i fiumi si trovano, in condizioni normali, in una situazione di sostanziale equilibrio in cui non si realizza né una azione di erosione né di deposito. E' soprattutto durante le esondazioni che le acque, sfuggite dagli argini naturali del fiume, invadono le pianure circostanti depositando i materiali da loro trasportati e contribuendo alla costruzione delle pianure alluvionali.

Nell'ambiente lacustre i sedimenti entrano soprattutto ad opera dei fiumi che perdono gran parte del materiale dando origine ad accumuli deltizi costituiti dai materiali più grossolani (sabbie e ciottolami) mentre la parte fine va a depositarsi per decantazione nelle zone centrali e profonde del lago.

#### **Ambiente desertico**

Nell'ambiente desertico, trasporto e sedimentazione avvengono comunemente ad opera del vento. Anche l'acqua, benché rara, esercita una importante azione a causa del carattere torrenziale delle piogge che, trovando un terreno pressoché privo di vegetazione, esercitano una forte azione di trasporto. Si verificano allora flussi di acque fangose cariche di sedimenti che una volta raggiunta una zona pianeggiante lasciano dei depositi costituiti da materiali di granulometria assai eterogenea e caratterizzati dalla mancanza di strutture sedimentarie trattive.

### Ambiente glaciale

Un ambiente in cui si depositano materiali con caratteri particolari è quello glaciale. Qui l'agente principale di trasporto è il ghiaccio, sotto forma di ghiacciai soggetti a lento movimento dalle zone alte di alimentazione verso valle. Laddove il ghiaccio, spingendosi in basso verso zone più calde, fonde, lascia caotici ammassi di detrito roccioso di tutte le dimensioni, riconoscibili da altri depositi con caratteri simili per la presenza di ciottoli striati, cioè rigati dallo sfregamento contro le rocce del letto del ghiacciaio. Per inciso, questi depositi sono detti **depositi morenici** o **tilliti**, mentre l'appellativo generico di morene è da intendersi riferito alla forma di accumulo e non ai depositi che la costituiscono.

### Ambienti di transizione

Gli ambienti di transizioni sono riconducibili a tre: delta fluviali, lagune e coste.

Il più importante, da un punto di vista della mole dei corpi sedimentari ad esso associati, è l'ambiente deltizio. I fiumi, una volta raggiunto il mare, lasciano il materiale che ancora trasportano di fronte alla foce dando origine ad una struttura d'accumulo detta delta fluviale.

I delta dei grandi fiumi hanno dimensioni che arrivano anche a diverse centinaia di km di larghezza e lunghezza, limitatamente alla parte emersa. Si pensi ad esempio al delta del Mississippi, del Niger o del Nilo.

### 3.2. Stratigrafia sequenziale

Lo studio delle successioni stratigrafiche permette di ricostruire i grandi eventi geologici del passato. In particolare è possibile, soprattutto per le serie di ambiente neritico o per quelle costiere, riconoscere i momenti di innalzamento del livello del mare (**trasgressioni**) o di abbassamento (**regressioni**).

#### 3.2.1. Trasgressioni

Una trasgressione è determinata dall'avanzamento del mare sulle terre emerse, il che comporta la trasformazione di un ambiente da continentale a costiero e poi marino. Tale avanzamento può essere provocato o dall'abbassamento della terra ferma o da un innalzamento del mare (eustatismo). I fenomeni di trasgressione sono stati molto frequenti nel corso dei tempi geologici.

Le trasgressioni maggiori sono la conseguenza dello sprofondamento di vaste porzioni di aree emerse e segnano l'inizio della deposizione di una successione sedimentaria. In genere esse hanno inizio con una

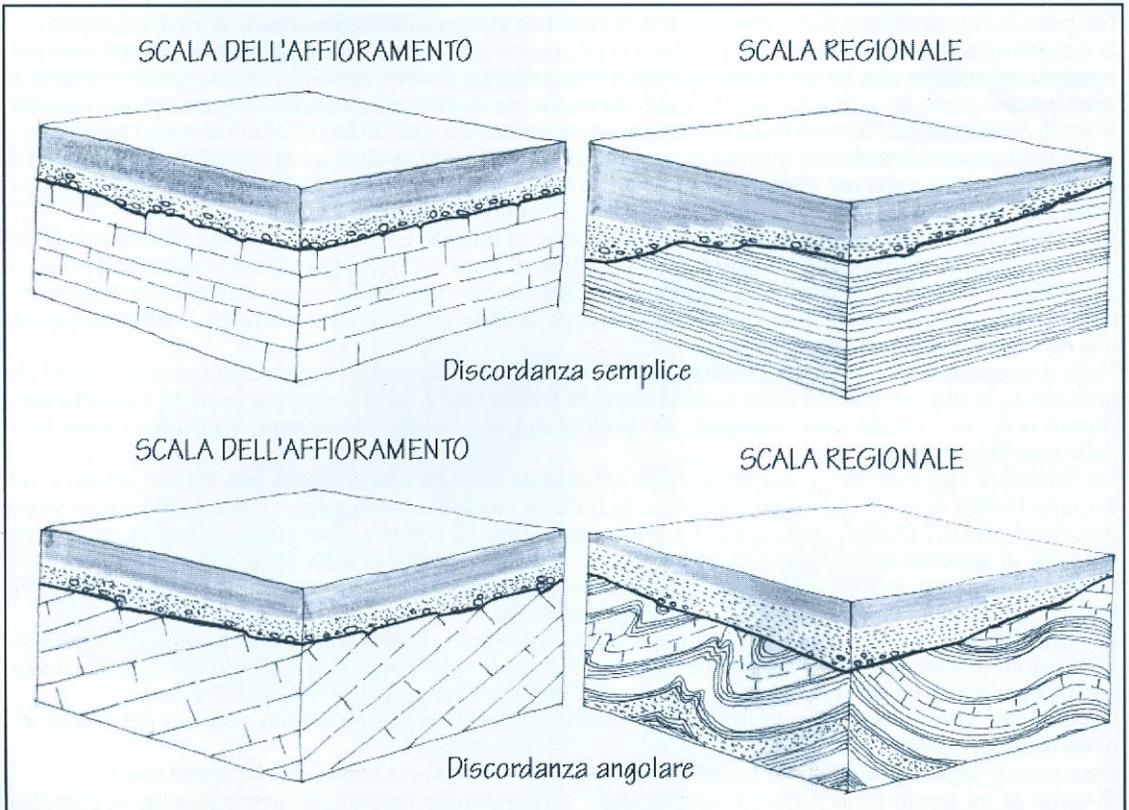


Fig. 16 Esempi di discordanza semplice ed angolare, così come appaiono alla scala dell'affioramento e a scala regionale.

superficie di erosione, che denota l'esistenza di un ambiente continentale, su cui vanno a depositarsi: prima sedimenti di ambiente costiero (di delta o di laguna), poi sedimenti neritici (spesso di piattaforma carbonatica) e quindi di mare profondo, via via che lo sprofondamento progredisce. Un tipico esempio di trasgressione è quella con cui, all'inizio del Mesozoico, ha avuto inizio la deposizione delle successioni appenniniche.

### 3.2.2. *Regressione*

La regressione è il processo inverso della trasgressione, cioè il ritiro del mare da una zona che prima era sommersa. In questo modo i sedimenti depositi in ambiente marino, vengono a trovarsi in ambiente subaereo dove prevalgono i fenomeni di distruzione e di erosione. Con una regressione si ha dunque la fine della deposizione di una successione marina.

Il fenomeno normalmente è causato da un sollevamento dell'area continentale, ma esistono anche regressioni dovute al ritirarsi del mare durante i periodi glaciali (eustatismo glaciale).

### 3.2.3. *Lacune e discordanze*

Una serie sedimentaria marina o anche continentale può essere continua o discontinua. Cioè i sedimenti possono essersi depositi per un lungo periodo senza interruzione, oppure possono esserci stati dei momenti di interruzione dovuti per esempio ad una regressione. Nelle serie sedimentarie è possibile riconoscere questi eventi di interruzione e capire a che cosa sono dovuti. Normalmente si riconoscono (Fig. 16):

- **hiatus di sedimentazione:** registra semplicemente un periodo sufficientemente prolungato senza sedimentazione. In genere è difficilmente visibile ad occhio nudo e può riconoscersi solo dalla analisi dei fossili, che denotano la mancanza degli stadi evolutivi intermedi tra le specie presenti prima e dopo lo hiatus;
- **discordanza semplice:** quando la serie è interrotta da una superficie di erosione con andamento irregolare, ma senza che si registri una variazione di giacitura tra sopra e sotto la superficie;
- **discordanza angolare:** quando vi è un certo angolo tra giacitura degli strati al di sotto della superficie di discordanza, che è una superficie di erosione, e gli strati depositati al di sopra di tale superficie.

## 3.3. **Concetto di formazione**

Nel precedente capitolo si è visto che le rocce si identificano attraverso la composizione chimica, mineralogica e le caratteristiche tessiturali. I nomi loro attribuiti si riferiscono però a rocce in cui i singoli costituenti sono intimamente associati, e non ad alternanze di livelli a composizione diversa. Ad esempio, una roccia costituita da strati calcarei intercalati a livelli di argille non è una marna ma un calcare con livelli di argille, oppure, un calcare con livelli discontinui di selce non è un calcare siliceo ma un calcare con livelli di selce, e così via.

Sorgono dunque dei problemi quando si passa dalla denominazione di un campione di roccia a quella di una grande massa rocciosa, che spesso presenta delle variazioni, sia laterali che verticali, nella composizione e in altre caratteristiche. Qui entra in gioco il concetto di **formazione**.

La definizione non è banale; in genere per formazione si intende un volume di roccia di dimensioni tali da essere cartografabile (cioè graficamente riportabile su carte topografiche di uso comune, ad esempio 1:25.000 o 1:10.000), che presenti caratteristiche relativamente uniformi. Nel caso delle rocce sedimentarie la formazione identifica anche un certo ambiente di sedimentazione ed è talvolta contraddistinta da una determinata associazione di fossili.

Nella assegnazione di un nome di formazione le normative internazionali suggeriscono di usare nomi che indicano la litologia e il nome della località in cui la formazione è meglio esposta; in molti casi però sono rimasti nell'uso i vecchi nomi assegnati dai geologi durante i primi rilevamenti, o talvolta i nomi usati dalle popolazioni locali.

La "Maiolica", ad esempio, è una formazione abbastanza comune che si ritrova con caratteristiche simili sia sulle Prealpi centrali che sugli Appennini. Si tratta di una unità stratigrafica costituita prevalentemente da calcari pelagici (cioè di mare aperto) a grana molto fine, di colore chiaro grigio-avana, in strati generalmente di spessore da centimetrico a decimetrico, con liste e noduli di selce chiara, di età Cretaceo inferiore. Maiolica è quindi un nome formazionale e non litologico e fa riferimento a descrizioni dettagliate fatte da vari geologi che ne illustrano tutte le caratteristiche.

Le fonti bibliografiche, siano esse articoli o carte geologiche, usano soprattutto i nomi formazionali. Formazioni diverse possono avere anche caratteri litologici molto simili, ma vengono cartografate distintamente perché di età diversa o perché appartenenti ad unità stratigrafiche o tettoniche diverse.

Occorre fare attenzione evitando di fare confusione tra quelli che sono i nomi generici dei litotipi e i nomi delle formazioni.

Strettamente legato al concetto di formazione è quello di "facies" (in latino, faccia, sembianza).

Si tratta di un termine che indica l'insieme delle caratteristiche litologiche, petrografiche, strutturali e eventualmente paleontologiche di una roccia, così come appaiono alla scala dell'affioramento.

Il concetto di facies ha valenza generale ma è soprattutto nell'ambito delle rocce sedimentarie che è più

applicato; comunemente è usato in senso litologico (litofacies) per descrivere l'associazione litologica che caratterizza una formazione sedimentaria o parte di essa. Ad una certa facies sedimentaria sono associabili particolari condizioni di accumulo all'interno di un certo ambiente di formazione

#### 4. GEOLOGIA STRUTTURALE

E' noto che le rocce, dopo la loro formazione, possono subire tutta una serie di deformazioni che ne cambiano l'assetto geometrico. Semplificando molto il problema, a seconda delle caratteristiche meccaniche della roccia e delle condizioni di pressione e temperatura tali deformazioni potranno esprimersi essenzialmente in due modi: o attraverso delle pieghe o delle fratture.

##### 4.1. Origine delle forze tettoniche

La crosta terrestre, cioè lo strato superficiale solido che avvolge l'interno del pianeta Terra, non è un qualcosa di continuo ed uniforme ma è costituito da una serie di frammenti di varie dimensioni (le placche litosferiche) che come le tessere di un puzzle, si incastrano tra loro. Questi frammenti non sono fermi ma si muovono gli uni rispetto agli altri; tra gli effetti maggiori di questi movimenti c'è la formazione delle catene montuose. Gli sforzi compressivi portano le rocce a piegarsi e ad accavallarsi le une sulle altre originando faglie inverse e sovraccorrimenti. Questo provoca un ispessimento della crosta terrestre, che essendo più leggera del mantello si solleva dando origine alle catene montuose.

In genere gli sforzi compressivi tendono nel tempo a smorzarsi sino a che l'edificio montuoso che si è originato, non più sostenuto da spinte laterali, tende a collassare fratturandosi lungo grandi faglie normali (dette anche faglie dirette) con la formazione di bacini intramontani (**graben**) e zone sollevate (**horst**).

Nella realtà questi comportamenti, compressivo prima e distensivo poi, non sono completamente separati nello spazio e nel tempo, ma spesso si presentano contemporaneamente e a diverse scale.

##### 4.2. Effetti delle forze tettoniche

Il comportamento delle masse rocciose soggette a spinte e sforzi laterali è influenzato da molteplici fattori, i principali sono:

- caratteristiche litologiche,
- presenza di stratificazione, e l'angolo di quest'ultima con la direzione dello sforzo,
- intensità e la durata dello sforzo,
- pressione dovuta al carico litostatico agente sull'ammasso roccioso (cioè la profondità),
- temperatura della roccia.

In funzione di tutti questi fattori le rocce reagiscono deformandosi con modalità diverse, dando origine a strutture tettoniche con caratteristiche diverse.

Il progressivo aumento di temperatura e pressione, che si ha con l'aumentare della profondità al di sotto della superficie terrestre, induce un comportamento via via più plastico (duatile) degli ammassi rocciosi

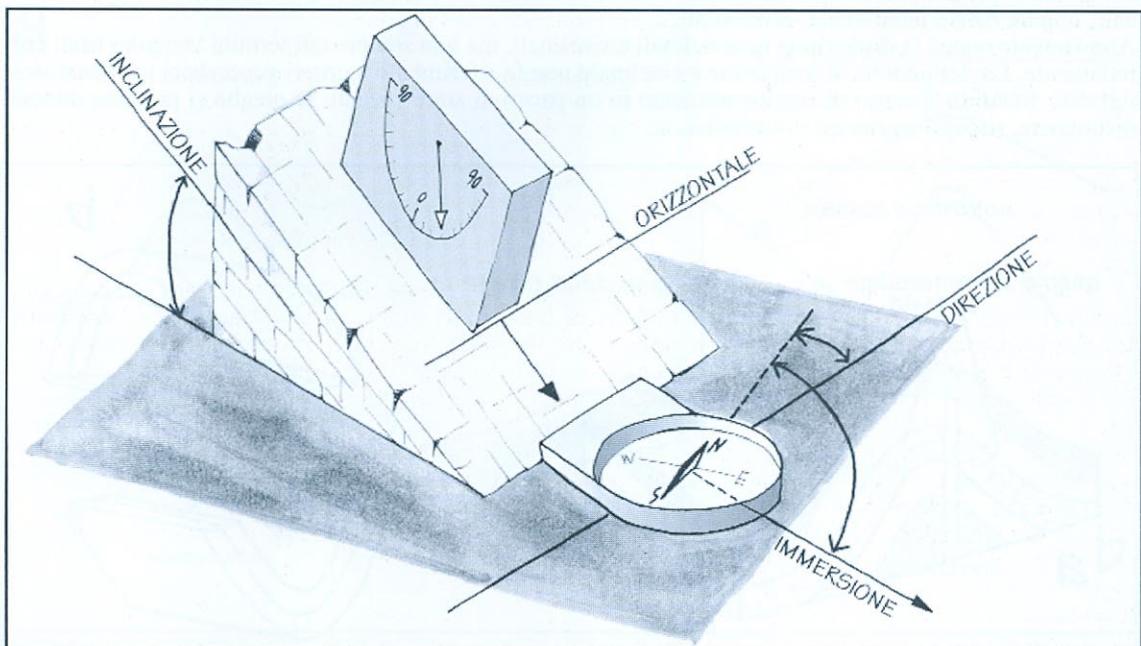


Fig. 17 Elementi per la definizione della giacitura di una superficie di strato.

sottoposti a sforzi. In altre parole si può dire che i corpi rocciosi tendono a deformarsi piegandosi in profondità, mentre si deformano fratturandosi nelle zone più vicine alla superficie terrestre (comportamento fragile). Come ordine di idee, la profondità a cui avviene il passaggio tra deformazione duttile (pieghe) e fragile (faglie e fratture) è di qualche chilometro.

#### 4.3. Le pieghe

Il riconoscimento di una struttura a piega implica la presenza all'interno di una roccia di superfici planari, sufficientemente estese nello spazio e in origine tra loro parallele. Nelle rocce sedimentarie queste superfici corrispondono agli strati, che, grazie anche alla loro posizione orizzontale originale, permettono di ricostruire con precisione la deformazione avvenuta dopo la loro deposizione. Anche le rocce metamorfiche, e talvolta quelle magmatiche, presentano superfici planari che possono servire a descrivere la deformazione subita, ma occorre maggior cautela poiché tali superfici possono aver avuto in origine una disposizione qualunque.

L'orientamento di un qualsiasi elemento planare di una roccia viene detto **giacitura**. Prendendo, ad esempio, le superfici di strato di una roccia sedimentaria (Fig. 17), gli elementi che ne descrivono l'orientamento nello spazio sono:

**direzione** – è la linea di intersezione tra la superficie dello strato e un piano orizzontale

**immersione** – corrisponde all'orientamento rispetto al nord della linea di massima pendenza dello strato

**inclinazione** – corrisponde all'angolo tra un piano orizzontale e lo strato, misurato sul piano verticale contenente la linea di massima pendenza.

Normalmente per la definizione della giacitura di uno strato si usano i valori di immersione ed inclinazione. Ad esempio, una giacitura indicata con i valori 135/30 indica uno strato che immerge a SE (cioè con una linea di massima pendenza che scende con una retta che descrive un angolo di 135° rispetto al Nord) ed una inclinazione di 30° rispetto all'orizzontale.

Ciò premesso, si definisce come piega, una ondulazione che interessa un corpo roccioso, messa in risalto dall'andamento curvilineo di superfici supposte all'origine planari. Tali ondulazioni possono essere più o meno accentuate e avere raggi di curvatura che variano da centinaia di chilometri sino a dimensioni submillimetriche.

Gli elementi descrittivi delle pieghe, quali fianchi, asse, superficie assiale, immersione assiale, etc. (Fig. 18a) sono di semplice applicazione solo nel caso che esse interessino rocce sedimentarie o metamorfiche, nelle quali siano riconoscibili le originali superfici di strato. Limitatamente a questi casi, le pieghe sono dunque il risultato della deformazione di strati di roccia che si curvano senza rompersi completamente assumendo una geometria cilindrica o conica.

La prima e più comune distinzione delle pieghe, basata su criteri puramente geometrici, è quella in antiformali e sinformali (Fig. 18b). Una antiforale è una piega la cui concavità è rivolta verso il basso, una sinforale, viceversa, una piega la cui concavità è rivolta verso l'alto. Tale distinzione non ha valore in situazioni di piegamenti complessi, quando abbiamo a che fare con pieghe i cui assi sono vicini alla verticale, oppure hanno piani assiali orizzontali.

Ampiamente nota è la distinzione in anticlinali e sinclinali, ma non sempre tali termini vengono usati correttamente. La definizione di anticlinale e sinclinale non fa riferimento a criteri geometrici ma bensì stratigrafici. Stabilito il senso di ringiovanimento in un pacco di strati piegati, le pieghe si possono dunque distinguere, rispetto a principi stratigrafici, in:

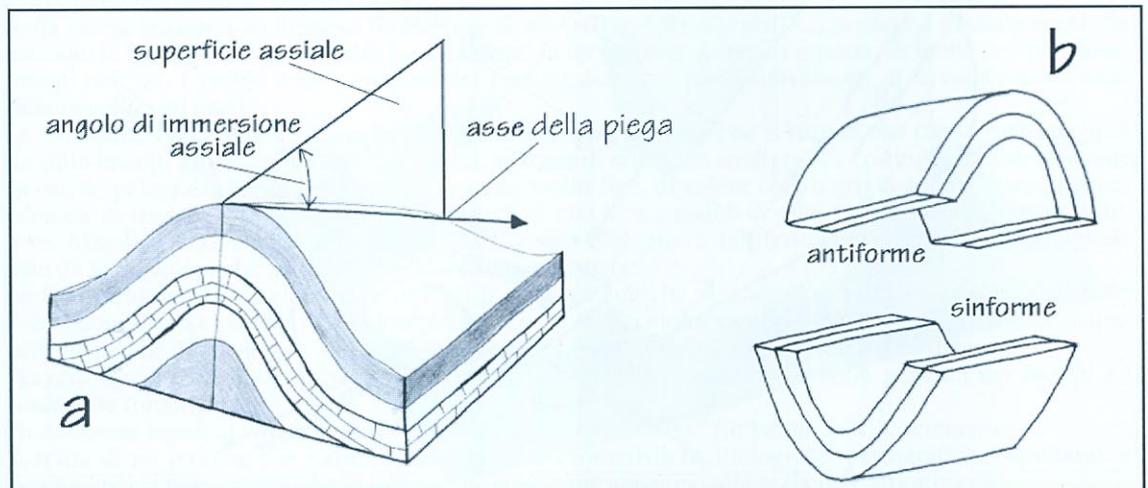


Fig. 18 a) Elementi per la descrizione di una piega; b) Pieghe antiformali e sinformali.

- **anticlinali:** se gli strati più antichi occupano il centro (nucleo) della piega;
- **sinclinali:** se gli strati più giovani occupano il centro della piega.

Questi principi non sono sempre applicabili in situazioni tettoniche complesse; quando ad esempio si sono avute sovrapposizioni di più fasi di piegamento o quando si sono avuti sovrascorrimenti di terreni più antichi su terreni più recenti. Si comprende anche come una anticlinale o una sinclinale possano avere quindi un qualsiasi orientamento dell'asse (da orizzontale a verticale) e che possano esistere anticlinali a geometria sinforme e sinclinali a geometria antiforme (Fig. 19).

In funzione dell'angolo che la superficie assiale (cioè la superficie che contiene i punti di maggior curvatura di una piega), supposta per semplicità piana, forma con l'orizzontale, le pieghe possono essere distinte in (Fig. 20a):

- **pieghe simmetriche** - quando la superficie assiale è verticale e i fianchi inclinati in egual misura;
- **pieghe asimmetriche** - quando la superficie assiale è leggermente inclinata e i fianchi hanno inclinazione diversa;
- **pieghe rovesciate** - quando su uno dei fianchi si supera l'inclinazione di  $90^\circ$  e si ha il rovesciamento geometrico della sequenza stratigrafica;
- **pieghe coricate** - quando la superficie assiale è pressoché orizzontale.

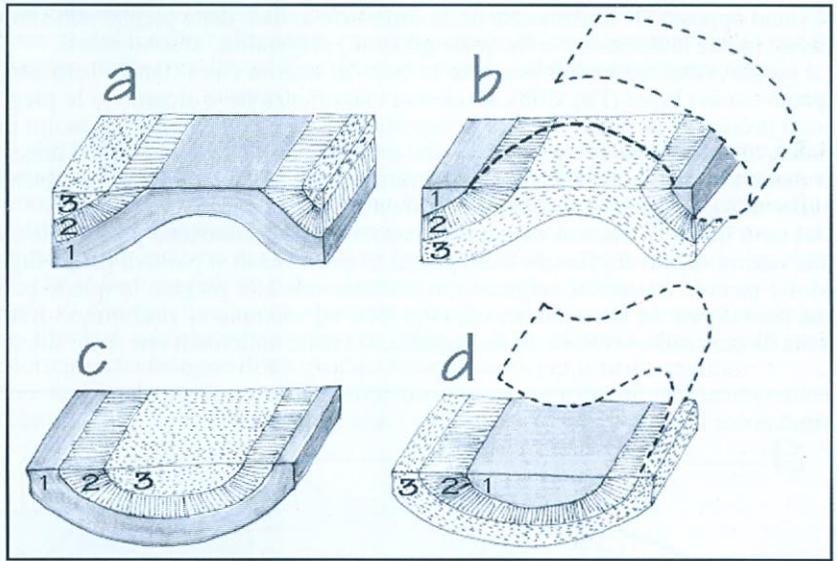


Fig. 19 a) Anticlinale antiforme, b) sinclinale antiforme, c) sinclinale sinforme, d) anticlinale sinforme, I numeri da 1 a 3 indicano una età progressivamente minore.

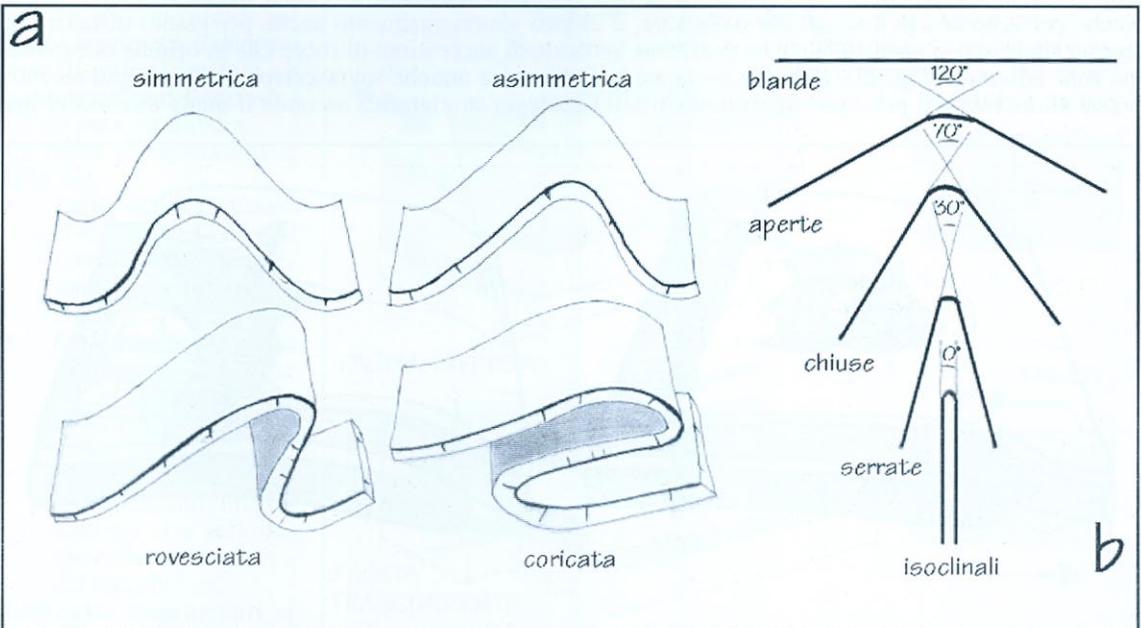


Fig. 20 Classificazione geometrica delle pieghe sulla base dell'inclinazione della superficie assiale (a) e dell'angolo tra i fianchi (b).

Il verso opposto all'immersione della superficie assiale delle pieghe non simmetriche viene detta **vergenza**, ed indica la direzione nella quale gli strati, piegandosi, si sono mossi.

Le pieghe vengono inoltre descritte in base all'angolo che i fianchi formano tra loro, cioè in funzione di quanto sono chiuse (Fig. 20b). Di questa classificazione si ricordano le **pieghe isoclinali**, in cui i fianchi sono pressoché paralleli, mentre la superficie assiale è generalmente molto inclinata. Queste pieghe sono indice di deformazioni molto spinte che avvengono in situazioni di alta pressione e temperatura sufficientemente elevata da permettere una ristrutturazione almeno parziale dei granuli e pertanto sono caratteristiche di rocce che hanno subito almeno un certo metamorfismo.

Nel caso in cui le tensioni superino la capacità di deformazione plastica di un ammasso roccioso si arriva alla rottura di uno dei fianchi della piega; in questo caso si parla di **piega-faglia**.

Molte piccole fratture si originano in associazione alle pieghe, in quelle parti dell'ammasso roccioso in cui prevalgono le forze distensive (fig. 21): ad esempio si riscontrano fratture in corrispondenza della zona di massima curvatura, detta cerniera, sia nelle anticlinali che nelle sinclinali.

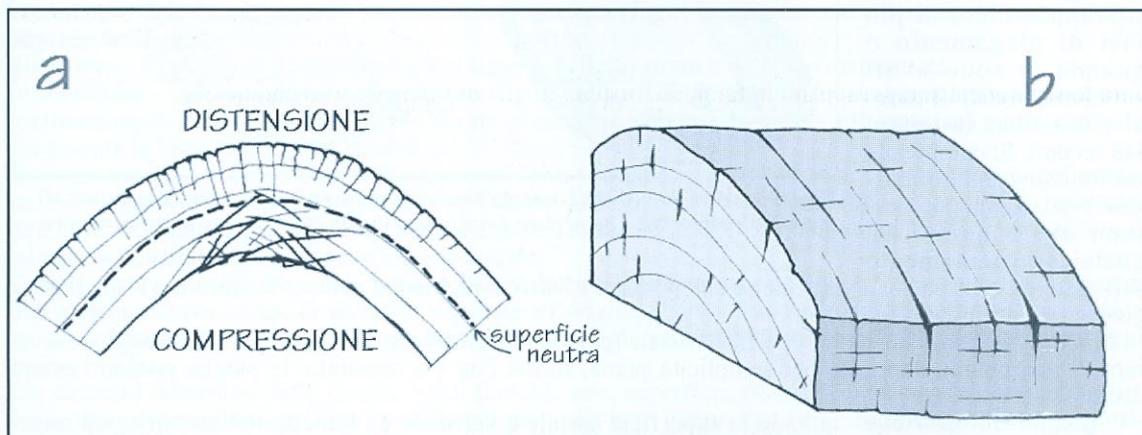


Fig. 21 *Formazione di fratture durante il piegamento di strati ad elevata rigidità: a) parallele all'asse della piega, b) perpendicolari all'asse della piega.*

#### 4.4. I sovrascorrimenti

Nel caso in cui si abbiano spinte tettoniche di compressione a componente orizzontale, che interessano una vasta area e prolungate nel tempo, si giunge all'accavallamento di grandi masse rocciose, estese anche per centinaia di km<sup>2</sup>, le une sulle altre, e al loro sovrascorrimento anche per grandi distanze. In queste situazioni si verifica la sovrapposizione verticale di successioni di rocce che in origine occupavano zone adiacenti (Fig. 22). Può dunque succedere che rocce antiche sovrascorrono su rocce più recenti; viene allora meno il principio fondamentale della geologia stratigrafica secondo il quale una roccia più

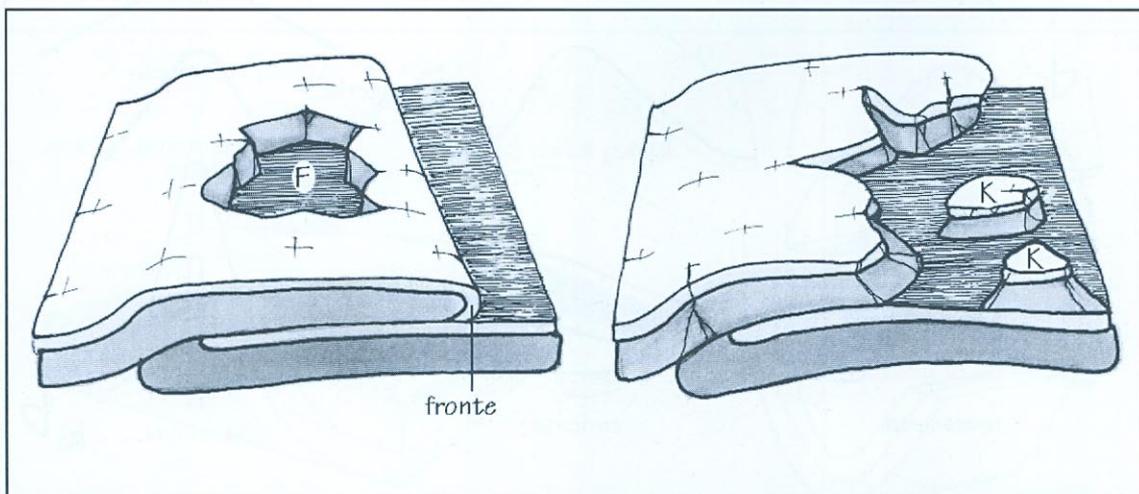


Fig. 22 *Esempi di sovrascorrimento tra due successioni di strati una volta adiacenti: F = finestra tettonica, K = klippen.*

antica sta sempre sotto una più giovane.

Le masse di roccia sovrascorse si definiscono **alloctone**, cioè originatesi in un posto diverso da quello ove si trovano attualmente, mentre quelle rimaste nel loro posto di origine si definiscono **autoctone**.

#### 4.5. Faglie e fratture

Una roccia sottoposta a degli sforzi intensi, se non in grado di deformarsi plasticamente, cioè piegandosi, si rompe lungo delle superfici dette **fratture**. Le fratture sono dunque rotture fisiche che interessano un corpo roccioso che è stato sottoposto a degli sforzi. Si può dire che non esista corpo roccioso affiorante e coerente che non presenti qualche sistema di fratture. In natura le rocce reagiscono alle tensioni originando non un unico piano di rottura ma un insieme di superfici di frattura orientate nello spazio in funzione della orientazione degli sforzi che le hanno prodotte e delle caratteristiche della roccia.

Le fratture sono essenzialmente di due tipi, quelle con spostamento e quelle senza, le prime si chiamano **faglie**, le seconde **diaclisi**, o **litoclasti** o anche semplicemente fratture. Il problema è che, in pratica, la gran parte delle fratture, per formarsi, ha bisogno di un qualche spostamento, per quanto minimo.

Per convenzione si usa chiamare faglie solo quelle superfici di frattura relativamente estese, cioè cartografabili alle scale solite, in cui lo spostamento sia significativo, tant'è che i geologi strutturali parlano di **microfaglie**

riferendosi a fratture con estensione da decimetrica a metrica con spostamenti rilevabili solo alla scala dell'affioramento. In pratica si parla di faglie solo quando siamo in grado di valutare l'entità dello spostamento in rapporto all'estensione del piano di frattura.

Occorre attenzione a non lasciarsi ingannare dalle strie che talvolta si osservano sulle superfici fresche delle fratture. La formazione di **strie** o di altri indicatori cinematici non richiede infatti movimenti di grandi entità. Strie anche molto evidenti e ben sviluppate possono in realtà essere legate a movimenti di pochi centimetri o comunque di entità limitata se confrontati con l'estensione del piano di frattura.

Le faglie si classificano in (Fig 23):

- **faglie dirette**: quando il movimento porta ad una distensione orizzontale dell'ammasso roccioso;
- **faglie inverse**: quando il movimento porta ad un raccorciamento orizzontale dell'ammasso roccioso;
- **faglie trascorrenti**: quando il movimento avviene con scivolamento laterale relativo dei blocchi.

Le faglie trascorrenti si possono distinguere in destre e sinistre, in funzio-

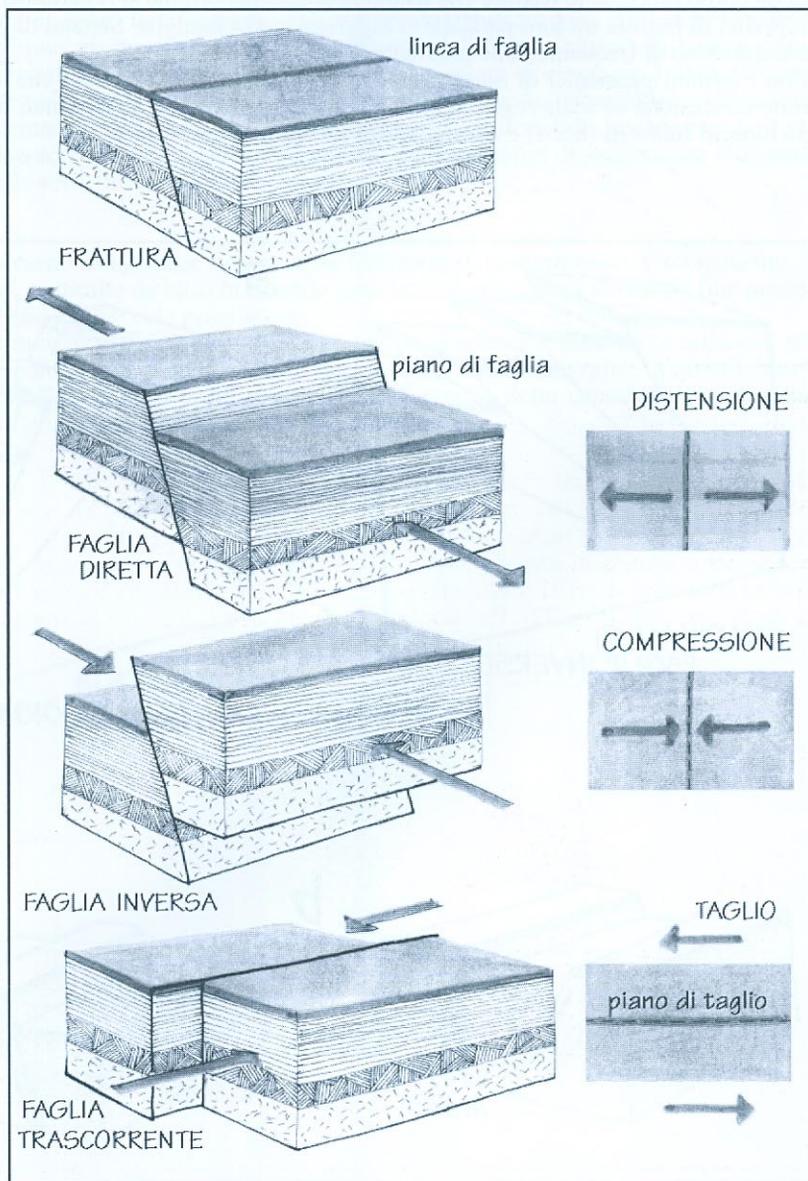


Fig. 23 Diversi tipi di faglie distinti in base al movimento reciproco dei blocchi.

ne della direzione del movimento; l'osservatore si deve porre su un lato della faglia e guardare il piano di trascorrenza; se vede il blocco di fronte a lui spostato a destra, si parla di trascorrente destra, altrimenti di trascorrente sinistra.

Le faglie normali si realizzano nelle zone della crosta terrestre soggette a distensione, mentre le faglie inverse e quelle trascorrenti si realizzano in zone soggette a compressione, ove le caratteristiche delle rocce e il loro stato fisico (condizioni di pressione e temperatura) non consentono una deformazione con lo sviluppo di pieghe.

Per descrivere la disposizione di una faglia o di una frattura nello spazio si usano gli stessi principi descritti per le superfici di strato nel precedente paragrafo. Avremo così una immersione del piano e una sua inclinazione. In genere le faglie normali e quelle trascorrenti hanno piani di taglio molto inclinati, mentre quelle inverse hanno piani poco inclinati.

Le faglie solitamente non costituiscono dei piani di fratture perfetti, ma sono caratterizzate da una forma abbastanza irregolare della superficie di scorrimento. I vuoti che si formano in seguito al movimento di un blocco rispetto all'altro possono essere riempiti da cristallizzazioni di quarzo, o più comunemente di calcite. Se invece il vuoto rimane si parla di faglie beanti. Inoltre le faglie sono solitamente accompagnate da uno scame di fratture che interessano l'ammasso roccioso a tutte le scale; in particolare la zona circostante una la faglia risulta essere completamente fratturata.

In un corpo roccioso le fratture che hanno la medesima origine si raggruppano in sistemi, in un sistema le superfici di frattura tra loro parallele si raggruppano in famiglie. Sistemi di grandi faglie tra loro parallele costituiscono di frequente delle gradinate (Fig 24a).

Con i termini germanici di *horst* e *graben* si indicano delle strutture che si realizzano nel caso di una forte distensione su scala regionale, che dà origine ad un sistema di grandi faglie normali, che evidenziano blocchi sollevati (*horst*) e altri abbassati (*graben*) (Fig. 24b).

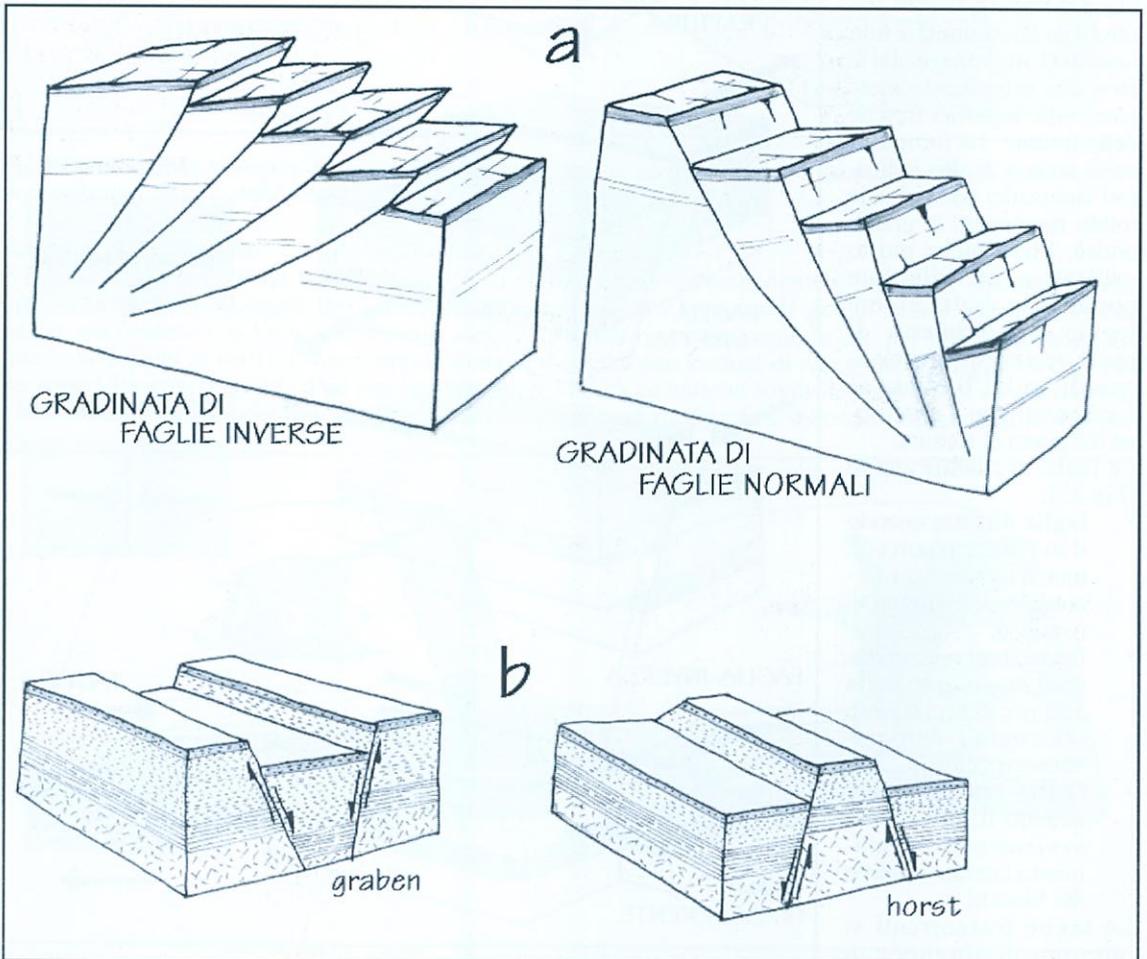


Fig. 24 Esempi di associazioni di faglie con uguale immersione (a) e con senso di immersione opposto.

### **Speleo note**

*Le caratteristiche delle fratture, in particolare il loro grado di apertura, la loro continuità, e la loro densità, sono particolarmente importanti, per lo sviluppo delle grotte. Se invece si tratta di fratture riempite con minerali di precipitazione (in genere calcite), nel qual caso si parla di vene, possono non rappresentare delle vie preferenziali di circolazione e quindi non dare origine a cavità carsiche.*

*Le direzioni di sviluppo preferenziale delle fratture influenzano in maniera talvolta molto netta l'andamento dei condotti sotterranei, in particolare sono caratteristiche le situazioni in cui le grotte hanno, in pianta, un andamento a reticolo con gallerie che si intersecano con un angolo prossimo all'angolo retto. Il rilevamento delle fratture più evidenti in una certa zona, ottenuto osservando aree con roccia ben esposta oppure osservando l'andamento di fessure e crepacci carsici nelle aree a campi solcati, può essere d'aiuto per capire quali possono essere le direzioni di sviluppo delle grotte e quindi renderne più facile l'individuazione e l'esplorazione.*

*Non è comunque raro il caso in cui le grotte seguono in profondità direzioni non riscontrabili dall'analisi delle fratture evidenti in superficie.*

### **4.6. Strutture metamorfiche**

In molte rocce si osservano fitte superfici di discontinuità planare, da non confondersi con la stratificazione, che suddividono la roccia in sottili lamine spesso facilmente separabili tra loro. Tali superfici, dette nel loro insieme **clivaggio**, sono un prodotto della deformazione delle rocce stesse. In base a criteri morfologici si possono descrivere più tipi di clivaggio. Un tipo particolare di clivaggio è dato dalla scistosità, o foliazione, presente nelle rocce metamorfiche di grado medio a grana mineralogica abbastanza grossa e costituite prevalentemente da minerali a struttura planare (fillosilicati). In linea generale il clivaggio è associato al piegamento e ordinariamente l'andamento delle superfici di separazione è disposto più o meno parallelamente alle superfici assiali delle pieghe.

### **4.7. Rocce tettoniche**

Nelle zone di faglia sono presenti delle rocce originate da fenomeni di compressione e scorrimento, le cosiddette **breccie tettoniche**, costituite da blocchi di varia grandezza cementati da materiale fine prodotto dall'azione della dislocazione sulla roccia preesistente.

Nel caso in cui l'azione del movimento della faglia sia di particolare intensità, sulle rocce adiacenti alla zona di scorrimento si ha la perdita delle caratteristiche originarie della litostratigrafia; in questo caso la breccia tettonica assume caratteristiche proprie e viene genericamente detta cataclasite, se di grana medio-grossa e milonite se di grana fine (come quella di una sabbia).

## SCALA DEL TEMPO GEOLOGICO

Era	Periodo	Epoca	Età	Milioni di anni	Principali eventi paleogeografici	Principali eventi evolutivi	
Quaternario		Olocene		0		Homo sapiens	
		Pleistocene	Superiore	0,010			
			Medio	0,125			
			Inferiore	0,7			
Cenozoico o Terziario	Neogene	Pliocene	Piacenziano	1,7	Inizio glaciazione artica chiusura istmo di Panama	Homo erectus Homo habilis Primi ominidi	
			Zancleano				
		Miocene	Messiniano	5			Crisi di salinità nel Mediterraneo apertura del Mar Tirreno
			Tortoniano				
			Serravalliano				
			Langhiano				
	Burdigaliano						
	Aquitano						
	Paleogene	Oligocene	Chatthiano	24	Apertura del bacino balearico		
			Rupeliano				
		Eocene	Priaboniano	36		Chiusura oceano Ligure-Piemontese	
			Bartoniano				
			Luteziano				
		Paleocene	Thanetiano	55		Apertura Atlantico settentrionale	
	Daniano						
	Mesozoico o Secondario	Cretacico	Superiore	Maastrichtiano	66	Separazione Australia-Antartide	Estinzione di massa (dinosauri, ammoniti, rudiste, globotruncane, ecc.)
				Campaniano			
				Santoniano			
Coniaciano							
Turoniano							
Inferiore			Cenomaniano				
			Albiano				
			Aptiano				
			Barremiano				
			Neocomiano				
Giurassico		Malm	Titoniano	140	Apertura Atlantico centrale e oceano Ligure-Piemontese		
			Kimmeridgiano				
			Oxfordiano				
		Dogger	Calloviano				
			Bathoniano				
			Bajociano				
		Lias	Aaleniano				
			Toarciano				
			Pliensbachiano				
			Sinemuriano				
			Hettangiano				
Triassico	Superiore	Retico	210	Frammentazione iniziale del Pangea			
		Norico					
		Carnico					
	Medio	Ladinico					
		Anisico					
	Inferiore	Scitico					
	Paleozoico o Primario	Pemiano					250
Carbonifero							
Devoniano							
Siluriano							
Ordoviciano							
Cambriano							
Pre-Paleozoico				590	Primi lembi di crosta continentale	Primi vegetali terrestri	
				4500			- (Formazione del Sistema Solare) -

## 6. Bibliografia

- C. Bartolini (1992) - I fattori geologici delle forme del rilievo. Pitagora Editrice Bologna.
- A. Bosellini (1978) – Tettonica delle placche e geologia. Italo Bovolenta Ed., Ferrara.
- A. Bosellini (1996) – Geologia delle Dolomiti. Casa ed. Athesia, Bolzano.
- A. Bosellini, E. Mutti & F. Ricci Lucchi (1989) – Rocce e successioni sedimentarie. UTET, Torino.
- D. Ford & P. Williams (1989) - Karst geomorphology and hydrology. Unwin Hyman, London.
- M. Manzoni (1968) – Dizionario di Geologia. Zanichelli, Bologna.
- F. Press & R. Siever (1985) - Introduzione alle scienze della Terra. Zanichelli, Bologna.
- J. L. Roberts (1991) – Guida alle strutture geologiche. Franco Muzzio Ed., Padova.
- L. Trevisan , G. Giglia (1978) - Introduzione alla geologia. Pacini editore, Pisa.

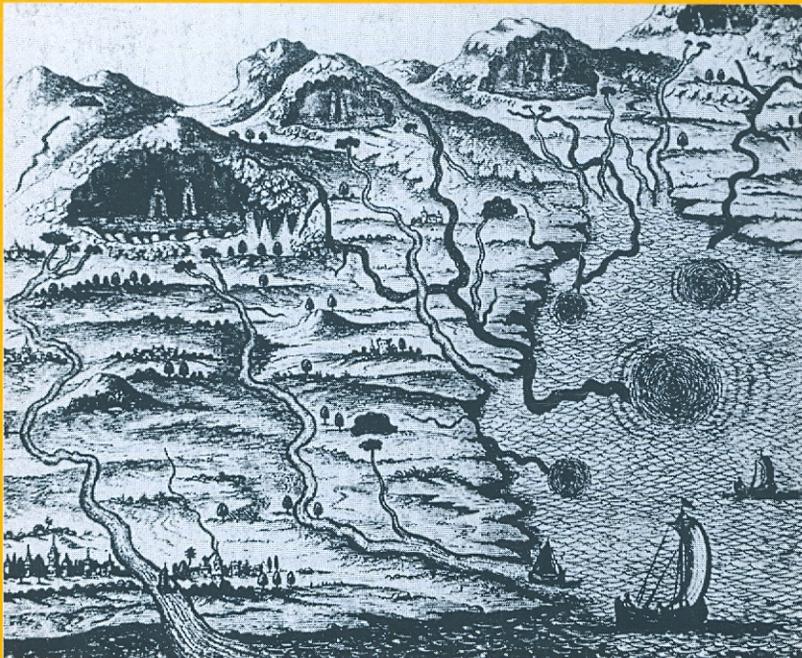


È ormai passato più di un quarto di secolo da quando, con il Manuale di Speleologia, edito dalla Longanesi, la speleologia italiana tentò di darsi un testo di riferimento complessivo sulla speleologia, intesa nei suoi vari aspetti di “discorso sul mondo sotterraneo”. Da allora le numerose scuole di speleologia in Italia hanno avvicinato al mondo delle grotte molte decine di migliaia di persone ma, stranamente, senza riprendere il progetto di dare un ausilio didattico completo a chi realizzava e seguiva i corsi.

In passato la Società Speleologica Italiana ha provveduto a coprire il settore più critico, quello delle tecniche di progressione sicura in grotta, con una serie di testi ma gran parte degli altri argomenti rimanevano totalmente scoperti.

Un paio d'anni fa il Direttivo ha deciso di rimettere mano al progetto, articolandolo in una serie completa di Quaderni Didattici. Lo scopo, naturalmente, era quello di fornire manualistica ai corsi tenuti dalla Commissione Nazionale Scuole di Speleologia della SSI, ma strada facendo ci siamo accorti che, più ambiziosamente, potevamo cercare di dare un'informazione dettagliata sul mondo delle grotte anche ad un pubblico ben più vasto, trattandone tutti gli aspetti: Geomorfologia e Speleogenesi, Rilievo, Speleologia in Cavità Artificiali, Impatto dell'Uomo sull'Ambiente, Tecniche di Base, Storia della Speleologia, Geologia per Speleologi, Clima, Reazioni a Emergenze, Primo Soccorso, Idrogeologia Carsica, Immagini, Documentazione, Organizzazione della Speleologia, Grandi Grotte del Mondo, Vita nelle Grotte, Riempimenti e altri in progetto.

Siamo sicuri che questa iniziativa sarà un passo importantissimo per una migliore conoscenza del mondo sotterraneo.



*L'idrologia carsica secondo Athanasius Kircher nel "Mundus subterraneus" del 1665*