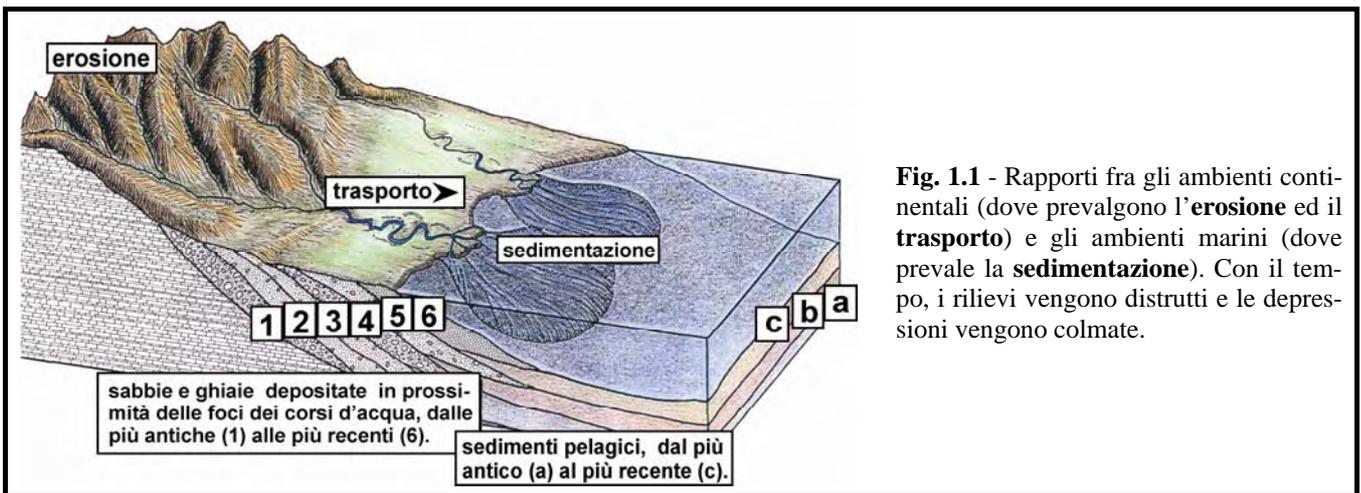


# 1 - IL CICLO SEDIMENTARIO

## 1.1 - Le rocce sedimentarie

I processi di disfacimento (disgregazione, alterazione, biologici,...) sono responsabili della demolizione dei rilievi e del colmamento delle depressioni. **Nel tempo la crosta terrestre è teoricamente destinata ad essere livellata dagli agenti esogeni**; ad essi si oppongono gli **agenti endogeni**, responsabili della formazione di nuove montagne e di nuovi oceani. Il disfacimento produce materiali soggetti a “spostamento” verso il basso, grazie all’azione degli **agenti di trasporto** (fig. 1.1), quali la gravità, il vento, le acque di dilavamento e quelle incanalate, i ghiacciai e le correnti marine.



**Fig. 1.1** - Rapporti fra gli ambienti continentali (dove prevalgono l’erosione ed il trasporto) e gli ambienti marini (dove prevale la sedimentazione). Con il tempo, i rilievi vengono distrutti e le depressioni vengono colmate.

Il trasporto cessa quando tali agenti perdono energia e soprattutto quando i materiali giungono in ambienti dove vi sono le condizioni adatte per la **sedimentazione**: essenzialmente ambienti acquatici (mari, laghi, stagni, paludi,...), ma anche continentali, soprattutto le basse pianure, dove le pendenze sono insufficienti per la maggior parte degli agenti di trasporto. Nei luoghi dove la sedimentazione determina accumuli di materiali, questi subiscono processi fisici e chimici (**diagenesi**) più o meno complessi, diventando così **rocce sedimentarie**; esse possono essere classificate in funzione di diverse caratteristiche fra le quali la composizione dei frammenti che le costituiscono. Vale pertanto il seguente schema:

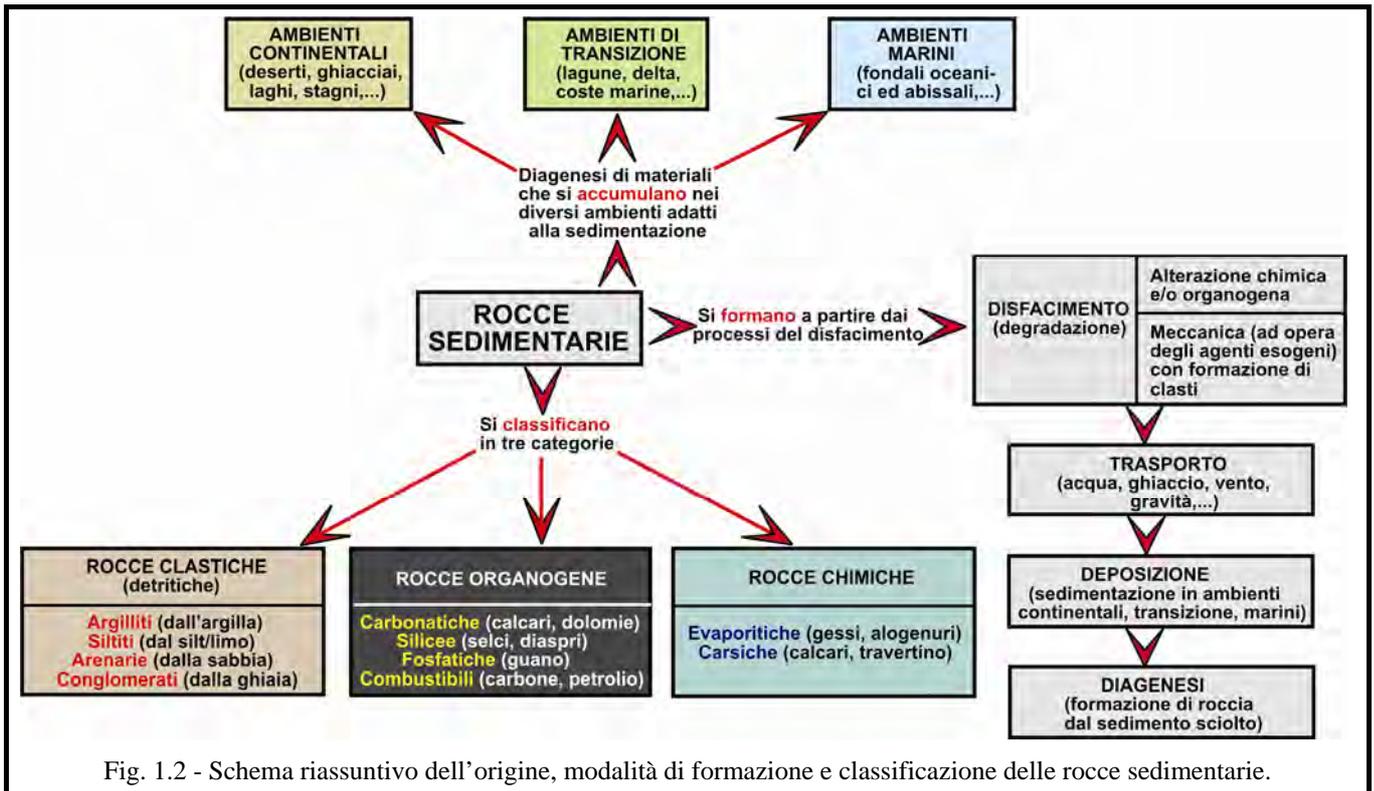


Lo studio e la classificazione delle rocce sedimentarie è la premessa fondamentale per la ricostruzione della storia della vita sulla Terra. Tuttavia occorre premettere un concetto importante: *non abbiamo valide ragioni per pensare che i fenomeni del passato fossero condizionati da leggi naturali diverse (o molto diverse) da quelle che regolano i fenomeni del presente (teoria dell’attualismo)*. Secondo questa idea le rocce sedimentarie antiche si sono formate in ambienti simili a quelli attuali; pertanto le conoscenze della moderna ecologia (che studia i rapporti oggi esistenti fra gli organismi ed il loro ambiente) possono essere applicate, con buona approssimazione, anche al passato.

Le rocce sedimentarie, a seconda delle modalità di deposito, degli ambienti di formazione e della composizione, possono essere approssimativamente distinte in tre grandi categorie (fig. 1.2):

- **rocce detritiche (clastiche)**; derivano da detriti litologici ottenuti dal disfacimento di rocce preesistenti (**rocce madri**);
- **rocce organogene**; accumuli di materiali calcarei, silicei, carboniosi,... costituenti resti di organismi vegetali ed animali;

- **rocce chimiche**; derivano da precipitazione (passaggio dalla fase di soluzione a quella solida) di soluti diversi in ambienti acquatici saturi o ipersaturi.



Le rocce clastiche, dovute all'accumulo di materiali detritici, sembrerebbero le sole ad essere conseguenza del disfacimento. Le altre sono il risultato di processi biologici e chimici che, per loro natura, non sono connessi con la distruzione dei rilievi per l'azione degli agenti esogeni. Tuttavia si può rilevare che le rocce organogene e chimiche sono dovute alla formazione, sia attraverso i cicli biologici, sia per precipitazione chimica, di accumuli di materia presente negli ambienti acquatici; tale materia giunge ai laghi ed ai mari dagli ambienti continentali circostanti. Per esempio alcuni calcari sono rocce dovute all'accumulo di gusci, conchiglie, scheletri di animali marini, ecc...; si tratta di resti di organismi che hanno vissuto, nelle acque dove è avvenuta la sedimentazione grazie all'esistenza di catene alimentari, queste a loro volta alimentate, ai primi livelli trofici (i vegetali), dall'apporto di sali nutritivi derivati dall'alterazione chimica delle rocce delle vicine aree continentali e trasportati dalle acque di dilavamento.

## 1.2 - I processi di diagenesi

I materiali che sedimentano formano accumuli di spessore (*potenza*) variabile (**tab. 1.1**) e sovrapposti. Mano a mano che procede la sedimentazione i depositi più antichi vengono coperti da quelli più recenti e vengono quindi soggetti al carico esercitato da questi ultimi (*carico litostatico*) con conseguente aumento della temperatura rispetto a quella superficiale. L'aumento di pressione e di temperatura, unito all'eventuale precipitazione di minerali presenti nelle soluzioni delle acque circolanti negli interstizi dei sedimenti, favorisce i *fenomeni diagenetici*, responsabili della trasformazione dei materiali sciolti in rocce coerenti (*litificazione*).

potenza	denominazione
> 1 m	<b>banco</b>
1 cm ÷ 1 m	<b>strato</b>
< 1 cm	<b>lamina</b>

**Tab. 1.1 - Denominazione dei sedimenti in funzione della loro potenza.**

La litificazione avviene grazie ad azioni di tipo meccanico e chimico. Le prime consistono nella riduzione degli spazi vuoti (*pori*) tra i frammenti detritici (*costipamento* o *compattazione*) con conseguente espulsione dell'acqua interstiziale. Ciò provoca una diminuzione di volume, tanto più accentuata quanto più fini sono i sedimenti. Se il deposito è formato da frammenti di dimensioni molto diverse, le particelle più piccole possono in parte ricristallizzare e saldarsi tra loro, formando una *matrice* che agisce come legante fra le parti più grossolane. I processi chimici sono favoriti dalle alte temperature e dipendono dal chimismo delle acque interstiziali; nel loro complesso determinano la *cementazione* del deposito, con ulteriore diminuzione della porosità. I principali processi diagenetici sono:

- **costipamento**; riduzione di volume e indurimento del sedimento per compressione;
- **cementazione**; produzione di “collante” per precipitazione di sostanze diverse (quarzo, calcite, dolomite, siderite,...) presenti nelle acque interstiziali;
- **crystallizzazione**; accrescimento secondario ed aggregazione di granuli minerali con assunzione di nuova veste cristallina (soprattutto calcite e quarzo);
- **dissalazione**; scomparsa di sali contenuti in sedimenti marini;
- **silicizzazione**; sostituzione con silice di sostanza organiche o inorganiche (es. calcite);
- **carbonizzazione**; trasformazione di accumuli di sostanza organica in carbone (negli strati più profondi avviene la *bitumizzazione*, cioè la trasformazione in idrocarburi);
- **calcitizzazione**; trasformazione di materiali calcarei aragonitici in calcite (più stabile);
- **dolomitizzazione**; trasformazione di carbonato di calcio in dolomite (carbonato doppio di calcio e magnesio).

% carbonio	denominazione
> 90	<b>antracite</b>
75 ÷ 90	<b>litantrace</b>
55 ÷ 70	<b>lignite</b>
50 ÷ 60	<b>torba</b>

**Tab. 1.2** - Classificazione dei **carboni** in funzione del grado di carbonizzazione (% in carbonio).

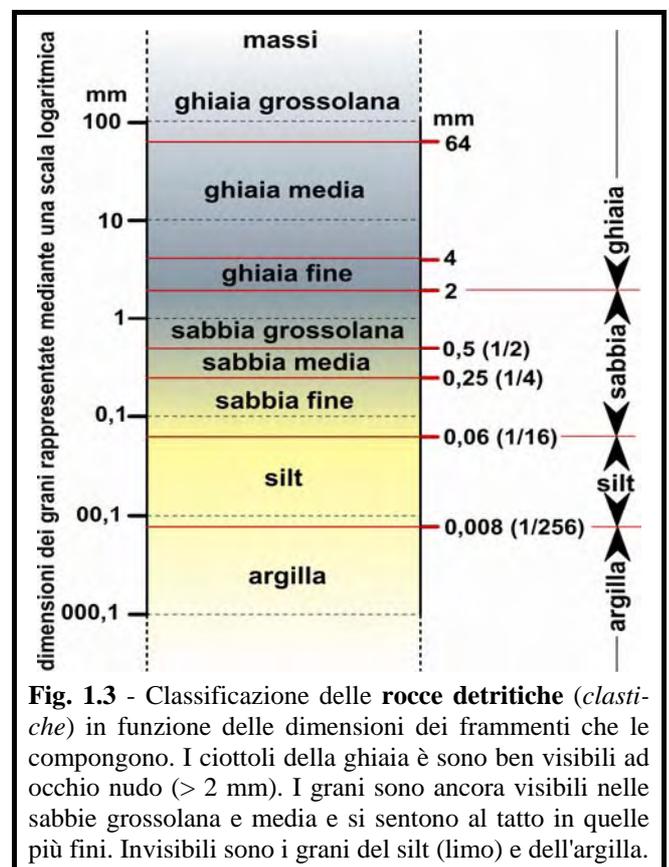
Una componente dei sedimenti e delle rocce sedimentarie, di solito presente in quantità accessorie, è rappresentata dalla **sostanza organica**, di origine vegetale ed animale, che si accumula insieme al materiale inorganico in forma di spoglie e frammenti di organismi morti (soprattutto in ambienti acquatici eutrofizzati). La sostanza organica ha un ruolo importante nei processi diagenetici; in certi casi può originare giacimenti di idrocarburi e di carbone. I **carboni** hanno origine dalla lenta trasformazione di resti di piante erbacee o legnose sepolti da sedimenti alluvionali; durante la diagenesi i materiali organici subiscono un lento arricchimento percentuale di carbonio (carbonizzazione) attraverso la perdita di acqua, metano, ecc... (**tab. 1.2**). Gli **idrocarburi naturali** devono la propria origine all'accumulo di resti di organismi, soprattutto planctonici, nei sedimenti delle lagune o dei bassi fondali marini

in ambienti riducenti, cioè poveri di ossigeno, come è tipico nelle situazioni di eutrofizzazione. Le sostanze organiche, ad opera di batteri anaerobi, vengono trasformate in idrocarburi gassosi (*metano*), liquidi (*petroli*) e solidi (*bitume*); cfr. **schede 1.1, 1.2 e 1.3**.

### 1.3 - Le rocce detritiche

Le rocce sedimentarie detritiche sono studiate soprattutto in base alle dimensioni dei frammenti (*clasti*) di cui sono composte. I clasti (**fig. 1.3**) sono distinti in *grani*, se di piccole dimensioni (argilla, limo e sabbia) ed in *ciottoli*, se con diametro superiore a 2 mm (ghiaia). Un sedimento sciolto, di neoformazione, può essere costituito da materiali con granulometria (dimensione dei clasti) più o meno eterogenea. Esso, attraverso una serie di setacci con maglie di grandezze diverse o con altri metodi, può essere analizzato in funzione delle classi granulometriche presenti. Queste si valutano in funzione del diametro dei clasti espresso in mm (**fig. 1.3**) oppure in frazioni di millimetro dove ogni valore di classe inferiore vale la metà di quello della precedente (**tab. 1.3**).

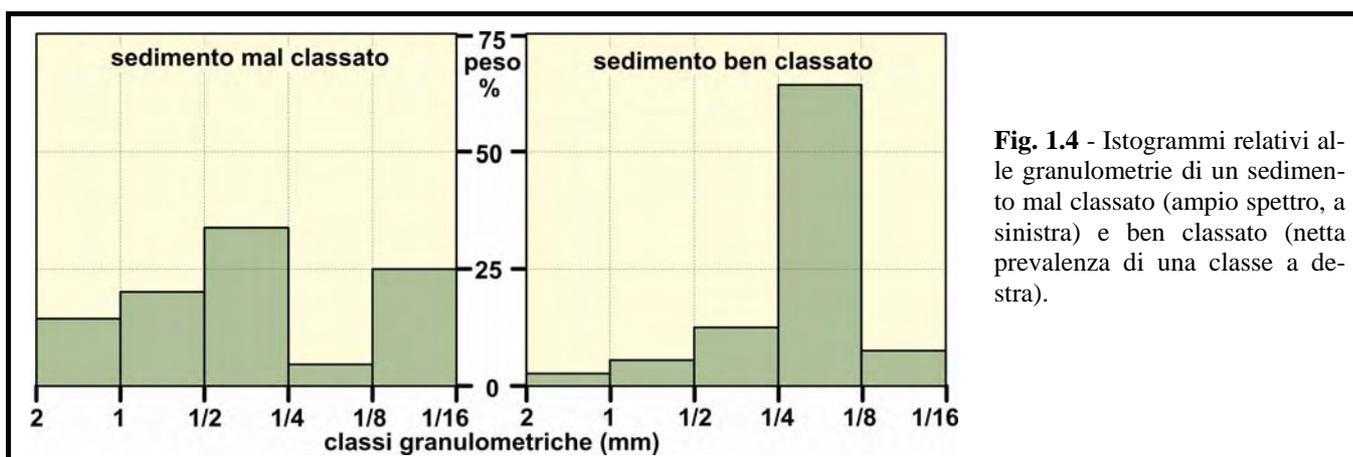
Ogni classe viene espressa come peso % rispetto al totale del campione di sedimento. Si ottengono quindi tanti valori % quante sono le classi determinate; tali valori sono utilizzati per la realizzazione di diagrammi della distribuzione frequenziale delle classi granulometriche del campione di sedimento (**fig. 1.4**). Talvolta una o poche classi granulometriche, tra loro vicine, sono prevalenti sulle altre; in tale caso il sedimento è ben *classato*. Quando un sedimento è mal classato si ha uno spettro più ampio, cioè non vi è stata selezione a vantaggio di una o poche classi granulometriche.



dimensioni del grano o ciottolo [mm]	denominazione dei clasti del sedimento sciolto	denominazione del sedimento sciolto prima della diagenesi	denominazione della roccia dopo la diagenesi del sedimento
> 64	ciottoli	ghiaia grossolana	conglomerato
4 ÷ 64		ghiaia media	
2 ÷ 4		ghiaia fine	
1 ÷ 2	grani	sabbia molto grossolana	arenaria (arenite)
1/2 - 1		sabbia grossolana	
1/4 ÷ 1/2		sabbia media	
1/8 ÷ 1/4		sabbia fine	
1/16 ÷ 1/8		sabbia molto fine	
1/32 ÷ 1/16	grani	silt grossolano	siltite
1/64 ÷ 1/32		silt medio	
1/128 ÷ 1/64		silt fine	
1/256 ÷ 1/128		silt molto fine	
< 1/256	grani	argilla	argilla (argillite)

**Tab. 1.3** - Suddivisione delle classi granulometriche secondo la scala di Went Worth.

I clasti di un sedimento sciolto o di una roccia sedimentaria sono studiati non solo secondo le loro dimensioni. Importante è la valutazione della loro sfericità (forma complessiva dei grani, più o meno vicina a quella di una sfera) e dell'arrotondamento ("smussatura" degli angoli). Inoltre, con l'ausilio del microscopio, si verifica se i grani di maggiori dimensioni e soprattutto i ciottoli, sono ruvidi, lisci o levigati, se presentano striature o tacche dovute ad urti. Infine si determina la composizione mineralogica dei clasti (almeno i minerali prevalenti). Questo insieme di notizie è utile per ricostruire la storia della formazione del sedimento.



**Fig. 1.4** - Istogrammi relativi alle granulometrie di un sedimento mal classato (ampio spettro, a sinistra) e ben classato (netta prevalenza di una classe a destra).

Le rocce sedimentarie detritiche a granulometria più grossolana sono dette **conglomerati**, in genere derivati dalla diagenesi delle **ghiaie** (tab. 1.3). Quando i clasti sono costituiti prevalentemente da materiali carbonatici si utilizza il termine *ruditi*. Come per tutte le rocce detritiche, il materiale interstiziale che fa da "collante" fra i clasti di maggiori dimensioni, può essere *cemento primario* (*micrite*), se costituito da frammenti detritici più fini, oppure *cemento secondario* (*sparite*) se di origine diagenetica (cristallizzazione e precipitazione di sostanze diverse dovute alle acque circolanti).

I conglomerati, semplificando molto, sono classificati in due categorie: **oligomittici** e **polimittici**. I primi (anche detti "puddinghe") contengono ciottoli costituiti da pochi minerali, piuttosto arrotondati e ben classati; sono depositi caratterizzati da scarse potenze e quasi mai con ciottoli di grandi dimensioni. Gli altri contengono ciottoli costituiti da un maggior numero di minerali, poco arrotondati (talora con spigoli vivi) e mal classati. Formano depositi in genere di maggiore potenza e presentano anche ciottoli di grandi dimensioni. Queste diverse caratteristiche dipendono dalla storia che ha portato alla formazione di tali rocce.

Generalmente i conglomerati oligomittici sono indicatori di depositi di fine ciclo morfologico; in altri termini sono materiali depositati in ambienti caratterizzati da versanti con scarse pendenze e dove i corsi d'acqua scorrono con acque meno veloci. I ciottoli vengono arrotondati per i numerosi urti che subiscono durante il loro lungo viaggio e possono venire in parte classati prima di essere depositati a formare alluvioni di potenza in genere elevata.

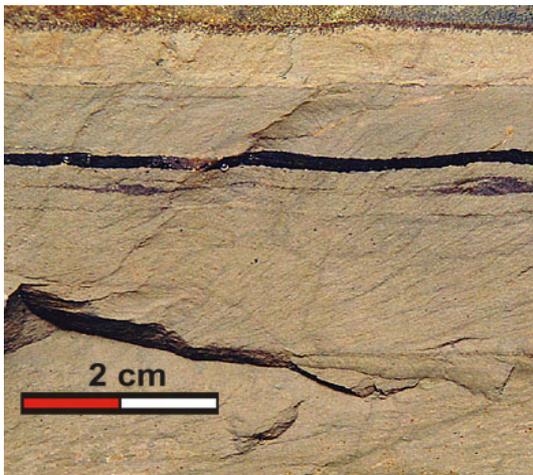
I conglomerati polimittici sono indicatori di inizio ciclo morfologico; derivano da materiali depositati in bacini geomorfologicamente giovani, dove il reticolo idrografico è costituito da corsi d'acqua con elevate pendenze e quindi con notevoli capacità di trasporto solido. I materiali detritici formati in seguito ai processi di disfacimento si accumulano velocemente a formare depositi di notevole potenza con ciottoli spigolosi, spesso mal classati ed anche piuttosto grandi, in quanto breve è stato il viaggio compiuto dalla frammentazione delle rocce madri alla sedimentazione.



Conglomerato oligomittico



Conglomerato plomittico

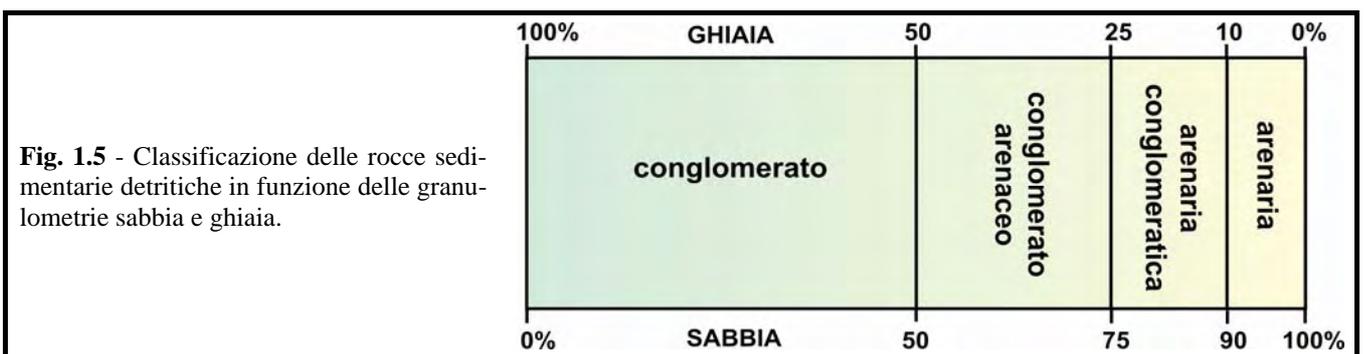


Siltite

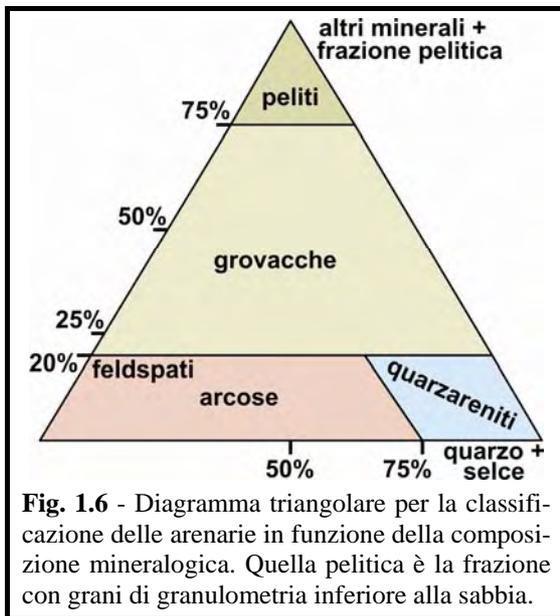


Arenaria

Ricordiamo infine le *brecce* che, più dei conglomerati polimittici, sono costituiti da clasti molto spigolosi, con composizione granulometrica molto eterogenea; essi derivano da materiali che hanno “viaggiato” pochissimo in quanto sono il risultato di crolli ai piedi di pareti ripide (per esempio i detriti di falda).



Le rocce detritiche non sono formate da clasti appartenenti ad una sola categoria; esse sono, in molti casi, miscugli più o meno complessi dove è possibile, soprattutto in quelli meno classati, trovare sia ciottoli, sia grani. Si possono rinvenire molte situazioni in cui si ha una certa mescolanza di materiali conglomeratici con quelli arenacei, così come in molti depositi attuali si trovano frequentemente ghiaie miste a sabbia. A seconda del prevalere delle prime o della seconda si possono avere denominazioni diverse (**fig. 1.5**). Infine occorre ricordare che i materiali detritici con granulometria più grossolana sono, in genere, maggiormente permeabili.



La diagenesi dei sedimenti costituiti da sabbia porta alla formazione delle **arenarie** (**tab. 1.3**). In generale tali rocce sono classificate in funzione sia della granulometria dei clasti, sia della loro composizione mineralogica. Tenendo conto della classificazione dei silicati (i minerali più abbondanti), si citano i tre gruppi che, da soli, costituiscono l'80 % delle arenarie presenti sulla Terra (**fig. 1.6**):

- **arcose**, arenarie ricche di feldspati;
- **quarzareniti**, ricche di quarzo e di selce;
- **grovacche**, ricche di miche, anfiboli, pirosseni e con una buona frazione calcarea ed argillosa.

Fra i minerali costituenti i grani di un'arenaria, il quarzo e la selce sono i più stabili, meno alterabili dagli agenti esogeni. Le quarzareniti contengono quasi esclusivamente tali minerali. In quanto sono, analogamente ai conglomerati oligomittici, indicatori di fine ciclo morfologico, nell'ambito del quale si sono persi i minerali meno stabili. Le grovacche sono ricche di minerali meno resistenti alla degradazione; esse, analogamente ai conglomerati polimittici, sono indicatori di inizio ciclo morfologico, cioè formate da sedimenti che si sono formati in tempi rapidi, perciò poco esposti agli agenti atmosferici.

Le arcose sono anche dette arenarie granitiche, in quanto generalmente formate dall'alterazione in posto di rocce costituite prevalentemente da quarzo, feldspato e miche (minerali abbondanti nelle rocce sialiche quali, per esempio, i graniti). Nella classificazione delle arenarie una certa importanza assume il cemento (che può essere di natura calcarea, silicea o ferruginosa) ed il colore. Sono, in genere, ottimi materiali da costruzione. A questo proposito merita citare la *glauconia*, arenaria contenente glauconite, un fillosilicato che conferisce alla roccia un caratteristico colore tendente al celeste - verdognolo, è abbondante nelle cave del bellunese (Veneto).

I materiali con granulometria più piccola (< 0,06 mm) sono detti **silt**, se i grani sono sciolti o **siltite**, con grani cementati (**tab. 1.3**). Questa roccia detritica è paragonabile ad una arenaria fine, con caratteristiche simili alle argilliti; come queste infatti sporca le mani al tatto e ha odore di terra bagnata quando è umida, ma sono ruvide quasi quanto le arenarie. Le siltiti, come le argilliti, non sono ben cementate, ma non si "sfarinano" quando manipolate.

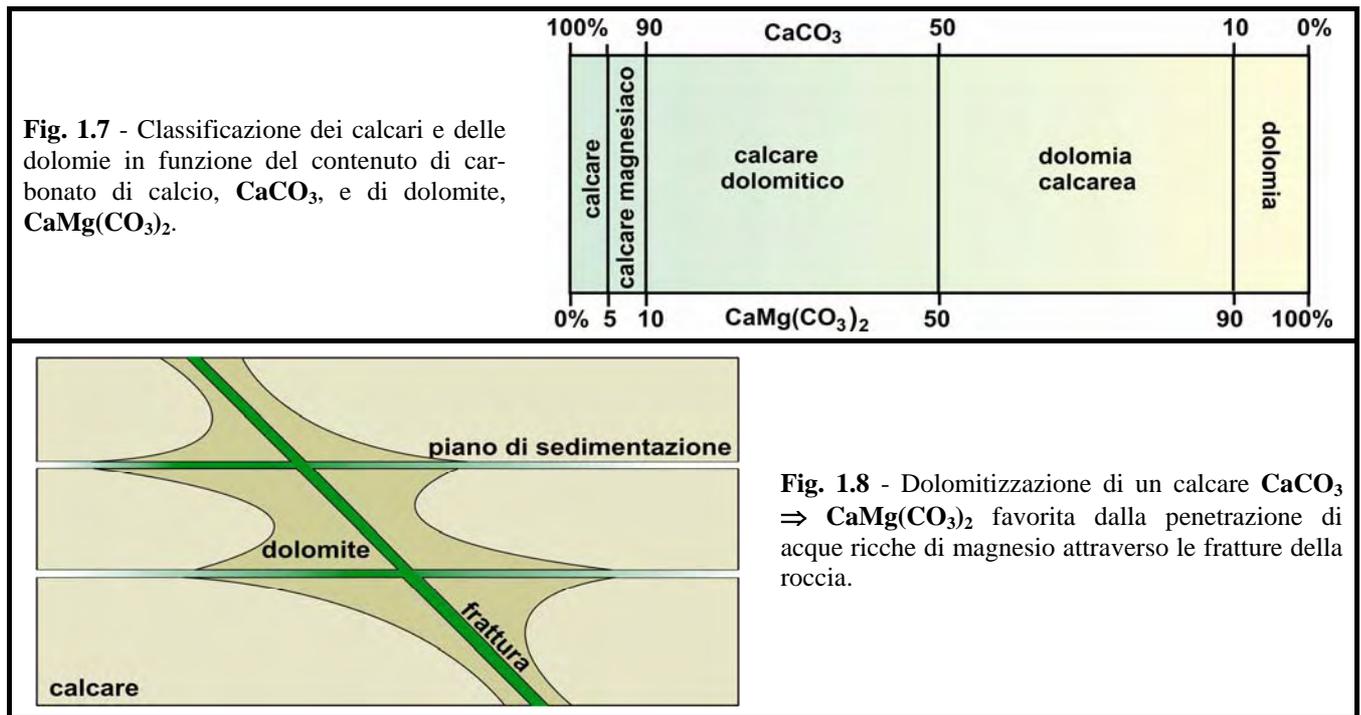
Il termine **argilla** è molto generico ed i minerali che la compongono possono essere molto diversi (essenzialmente fillosilicati quali illite, montmorillonite, caolinite, sericite,.... detti *minerali dell'argilla*) e di conseguenza molto diverse sono anche le caratteristiche fisiche e tecniche delle **argilliti**. In genere l'argilla umida è plastica, ma vi sono alcuni tipi che, a causa di una diversa composizione mineralogica, quando sono immerse in acqua si scheggiano. Le argille, pur essendo costituite dai grani più fini (< 0,004 mm; **tab. 1.3**), non sono del tutto impermeabili. Piccole quantità d'acqua interstiziali possono circolare fra i grani producendo una certa alterazione. Infatti normalmente le argille sono di colore grigio - azzurrino, ma talvolta appaiono gialle e addirittura rossicce a causa dell'alterazione di alcuni minerali che le compongono.

## 1.4 - Le rocce carbonatiche

Le rocce sedimentarie costituiscono una frazione piccola rispetto al totale dei materiali della crosta terrestre e le rocce carbonatiche, a loro volta, sono meno frequenti. Esse sono di natura organogena e chimica, oppure detritica (se derivano dalla frammentazione di altre rocce carbonatiche) o mista e sono frequentemente ricche di fossili. La frazione minerale più importante è rappresentata dai **carbonati** e precisamente da:

- CaCO<sub>3</sub>** : carbonato di calcio (nelle forme *aragonite* e *calcite*);  
**CaMg(CO<sub>3</sub>)<sub>2</sub>** : carbonato doppio di calcio e di magnesio (*dolomite*).

I **calcari** sono rocce prevalentemente composte da calcite o aragonite (o entrambi i minerali), mentre le **dolomie** sono rocce prevalentemente composte da dolomite. Inoltre vi sono materiali contenenti entrambi i carbonati e a seconda delle proporzioni tra questi, le rocce assumono denominazioni diverse (**fig. 1.6**).



Le dolomie pure sono rare; più frequenti sono le rocce con miscugli fra i due carbonati. Ciò perchè la dolomite non si deposita direttamente, ma è il risultato della diagenesi di un calcare e che avviene frequentemente molto tempo dopo l'accumulo dei sedimenti. Solitamente la diagenesi avviene per sostituzione degli atomi di calcio con quelli di magnesio portati da acque circolanti ricche di sali di tale elemento. La **fig. 1.8** illustra un sedimento calcareo che presenta una frattura lungo la quale filtra acqua ricca di magnesio; la dolomitizzazione inizia nelle zone a diretto contatto con la frattura e prosegue lungo i piani che separano gli strati di calcare. Con il tempo il processo interessa porzioni sempre maggiori di calcare che si trasforma in dolomia.



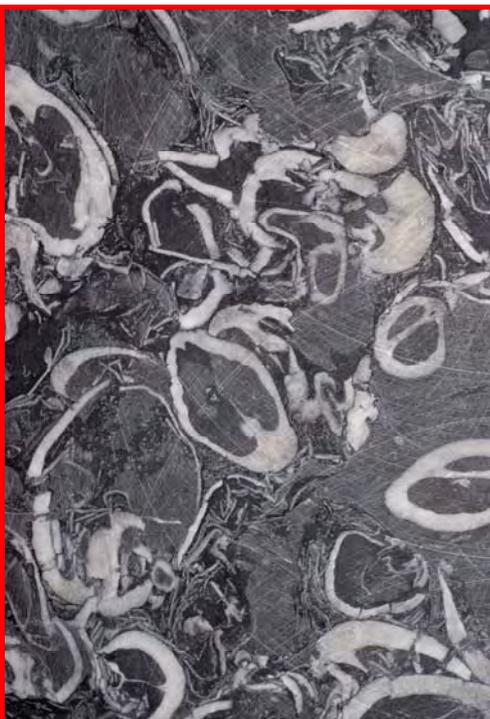
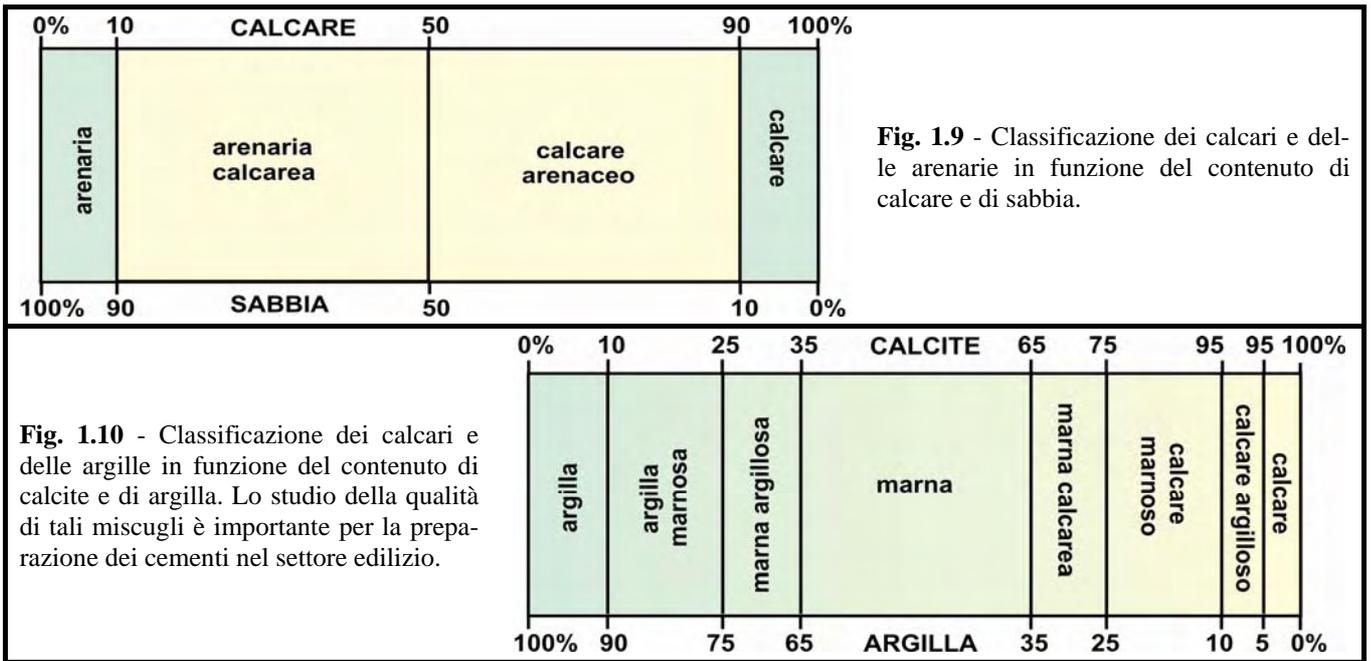
Esempio di calcare pelagico.

Spesso carbonati e clasti di origine cristallina (costituiti da silicati) formano miscugli più o meno complessi. In tali casi le rocce assumono denominazioni diverse; per esempio si possono avere *conglomerati calcarei* se i ciottoli silicei (delle dimensioni della ghiaia) sono prevalenti rispetto ai materiali carbonatici; nei *calcari conglomeratici* prevalgono i secondi rispetto ai primi. Se i clasti di natura silicea sono grani di sabbia e di argilla, si utilizzano le classificazioni proposte nelle **figg. 1.9 e 1.10**.

I calcari si classificano anche in base al modo di formazione. I *calcari bioermali* sono costituiti da resti scheletrici di organismi acquatici coloniali (soprattutto Celenterati). Le bioerme sono ammassi di organismi costruttori, in mutua associazione biologica, che si sviluppano sul fondo marino, a piccole profondità ed in condizioni ambientali ben definite e favorevoli alla vita. Tali ammassi, in condizioni particolari, possono crescere fino a diventare, stratificandosi, di grandi dimensioni, come le scogliere. I *calcari biostromali* si formano in condizioni ambientali simili a quelle favorevoli alle bioerme; sono depositi, in genere non stratificati, costituiti da resti calcarei di organismi acquatici bentonici gregari (Molluschi, Echinodermi, Brachiopodi,...). Rispetto alle bioerme si estendono, in genere, su ampie superfici del fondale, ma con depositi meno potenti.

I *calcari pelagici* sono rocce a grana fine frequentemente compatte, talora anche incoerenti e farinose, in genere di colore piuttosto chiaro, di natura organogena o chimica. Quelli di natura organoge-

na sono formati dall'accumulo di piccoli gusci calcarei di organismi unicellulari prevalentemente zooplanctonici, soprattutto Foraminiferi (Protozoi). Alcuni calcari pelagici hanno natura chimica, per precipitazione di carbonato di calcio in soluzione nelle acque marine. Il loro aspetto è simile a quelli precedenti, ma più compatti grazie alla ricristallizzazione diagenetica del carbonato di calcio. La sedimentazione di tali calcari avviene in bacini a circolazione limitata, dove la concentrazione dei sali disciolti aumenta notevolmente a causa di una elevata evaporazione. In queste condizioni, tipiche dei mari in aree climaticamente calde (per esempio le attuali coste del Golfo Persico, i bassi fondi presso le isole Bahama a Nord di Cuba, le lagune degli atolli), la concentrazione di carbonato di calcio raggiunge e supera la saturazione con conseguente precipitazione di una sorta di fine polvere aragonitica. I calcari pelagici possono contenere anche materiali di origine detritica, raramente ghiaia e frequentemente argilla (con formazione di marne). I calcari e le marne di origine lacustre appaiono spesso di colore scuro, anche nero, per la presenza di elevate quantità di sostanza organica sedimentata insieme ai carbonati ed alle argille in ambienti eutrofizzati.



I processi di sedimentazione avvengono soprattutto nei bacini; le caratteristiche dei materiali che si accumulano sui fondali dipendono da quelle ambientali dei bacini stessi. Spesso si tratta di detriti minerali con dimensioni molto variabili; nelle acque più tranquille si depositano argille, limi e sabbie fini; insieme ad essi, nei bacini con acque ricche di sali e sottoposti a intensa evaporazione, si accumulano altre sostanze, frequentemente carbonati.

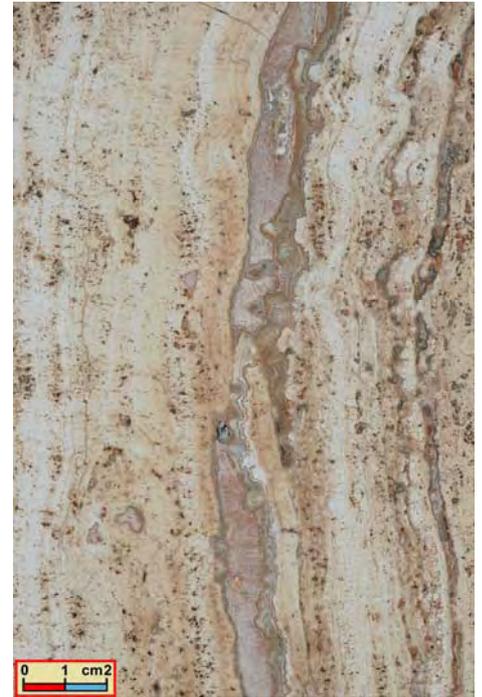
I laghi poco profondi, stagni, paludi, lagune sono specchi di acque tranquille e biologicamente ricche; in esse vi è abbondanza di sali nutritivi a disposizione di alghe e piante acquatiche, costituenti il primo anello di una catena alimentare che produce una grande quantità di sostanza organica. Ad essa si aggiunge quella proveniente dalle foreste delle terre emerse circostanti.

Sui fondali di quegli ambienti acquatici, insieme ai materiali detritici minerali e a quelli dovuti alla precipitazione chimica, si depositano anche una abbondante frazione organica, e resti di molluschi (conchiglie) e di scheletri di vertebrati. Tale materiale organico è troppo abbondante per essere del tutto decomposto (mineralizzato); pertanto una buona frazione di esso diventa parte del sedimento che man mano si stratifica anno dopo anno, per decenni, secoli e millenni. In epoche successive (tempi geologici) quei sedimenti si trasformano (diagenesi) in vere e proprie rocce sedimentarie ricche di carbonio, la cui presenza contribuisce alla colorazione scura delle stesse, fino ad essere quasi nere. Quando il carbonio organico è abbondante si usa l'espressione di rocce bituminose.

A lato è rappresentata una **roccia sedimentaria calcarea organogena** che ha conservato alcuni fossili (gusci di molluschi bivalvi di discrete dimensioni). Quale altro esempio merita citare le lavagne, quelle utilizzate nelle aule scolastiche; sono scisti, rocce metamorfiche che derivano da sedimenti argillosi/limosi ricchi di sostanza organica, responsabile del tipico colore grigio molto scuro.

Le rocce sedimentarie di natura chimica comprendono anche le **evaporiti**, prodotte dalla precipitazione dei sali disciolti nelle acque di bacini di tipo lagunare o più raramente di bacini lacustri, in seguito alla forte evaporazione in climi caldi e aridi. Sono frequentemente rocce semplici (costituite da un minerale essenziale che prevale su quelli accessori) e costituite soprattutto da solfati di calcio quali l'*anidrite* ( $\text{CaSO}_4$ ) ed il *gesso* ( $\text{CaSO}_4 \cdot \text{H}_2\text{O}$ ), dal cloruro di sodio (*salgemma*;  $\text{NaCl}$ ) e da vari sali di potassio, di magnesio ed anche di sodio.

I calcari bioermali, biostromali e pelagici sono detti *autoctoni*, in quanto formati nello stesso ambiente che ha fornito, sia attraverso processi puramente chimici, sia attraverso le catene alimentari, i materiali carbonatici necessari per l'accumulo dei sedimenti. Ma si possono citare altri esempi. I **travertini** sono depositi calcarei formati a valle di rapide e cascate di corsi d'acqua ricchi di carbonato di calcio in soluzione, in seguito alla perdita di anidride carbonica causata dalla turbolenza delle acque. Il travertino racchiude spesso resti vegetali e per la sua facile lavorabilità, è usato come pietra da costruzione e da rivestimento. Gli **alabastri** calcarei sono rappresentati dalle stalattiti e stalagmiti, formazioni tipiche delle grotte, specie nelle zone carsiche.



Travertino

I calcari *alloctoni* invece sono depositi, costituiti da frammenti di carbonati risultati dalla frammentazione di

Denominazione della roccia	Dimensioni dei clasti calcarei simili a quelli di:
<b>calcilutiti</b>	argilla
<b>calcisiltiti</b>	silt
<b>calcareniti</b>	sabbia
<b>calciruditi</b>	ghiaia

**Tab. 1.4** - Classificazione calcari alloctoni detritici.

rocce carbonatiche preesistenti (formati in epoche precedenti, in genere autoctone o alloctone a loro volta), poi trasportati e quindi ridepositati con meccanismi analoghi a quelli che portano alla formazione delle rocce detritiche vere e proprie. Molti calcari alloctoni infatti vengono classificati in modo analogo alle rocce clastiche, cioè in base alle dimensioni dei frammenti (**tab. 1.4**).



Dimensioni proietti	Denominazione proietti	Denominazione rocce
> 32 mm	bombe	<b>agglomerati e breccie vulcaniche</b>
4 ÷ 32 mm	lapilli	<b>tufi</b>
< 4 mm	ceneri	<b>tufi</b>

**Tab. 1.5** - Classificazione delle **rocce piroclastiche**.

I *Monai* sono statue che si trovano sull'isola di Pasqua (oceano Pacifico - Cile). Nella maggior parte dei casi si tratta di statue monolitiche, cioè ricavate e scavate da un unico blocco di **tuffo vulcanico**.

## 1.5 - Le rocce piroclastiche

Le **rocce piroclastiche** sono il risultato dell'accumulo di materiali vulcanici precipitati dopo essere stati scagliati verso l'alto e frammentati in clasti (**proietti**) di varie dimensioni, in seguito ad eruzioni vulcaniche. È una categoria classificabile sia nelle rocce sedimentarie (formano depositi in fondo ai bacini, appaiono stratificate e

possono contenere fossili), sia in quelle eruttive. Anch'esse si possono classificare in funzione delle dimensioni dei clasti (**tab. 1.5**).

- gli **agglomerati** sono depositi di proietti costituiti esclusivamente da frammenti di magma;
- le **brecce** sono depositi costituiti sia da frammenti di magma, sia della roccia costituente il cratere (nel caso di esplosioni vulcaniche violente, in grado di frammentare e scagliare in alto anche pezzi di roccia già consolidata);
- i **tufi** sono accumuli di ceneri e/o di lapilli a loro volta distinguibili in funzione delle dimensioni dei proietti.

## 1.6 - Ambienti di sedimentazione continentali

I sedimenti si accumulano in luoghi (o *ambienti*) molto diversi. Esiste una relazione tra la **facies**, cioè l'*insieme dei caratteri del sedimento* (struttura fisica, composizione chimica e mineralogica, presenza di resti di organismi,...) ed il tipo di ambiente in cui esso si è formato. La facies riflette le condizioni ambientali di formazione del sedimento, per cui l'esame delle rocce sedimentarie fornisce informazioni sull'evoluzione degli ambienti nel corso della storia della Terra (paleogeografia e paleoecologia). Quando si usa il termine "facies" si intende descrivere le caratteristiche del sedimento; quando si usa il termine "ambiente" si intende descrivere l'insieme dei fattori ambientali che hanno condizionato la formazione di quel sedimento. La classificazione dei principali ambienti di sedimentazione è riportata in **tab. 1.6**.

<b>continentali</b>	lacustre (limnica)
	palustre (paralica)
	fluviale (coni e alluvioni)
	desertico (eolico)
	glaciale (morene e depositi fluvioglaciali)
	caverna (di incrostazione)
	bacini (strutturali, fosse tettoniche,...)
	vulcanica
<b>marini</b>	intercotidale (di scogliera, sotto la bassa marea)
	neritico (piattaforma, tra bassa marea e -200 m)
	batiale (scarpata, tra -200 m e -2.000 m)
	abissale (sotto i 2.000 m di profondità)
<b>transizione</b>	deltizio
	estuario
	lagunare
	litorale (tra l'alta e la bassa marea)
<b>Tab. 1.6</b> - Schema di classificazione dei principali ambienti di sedimentazione.	

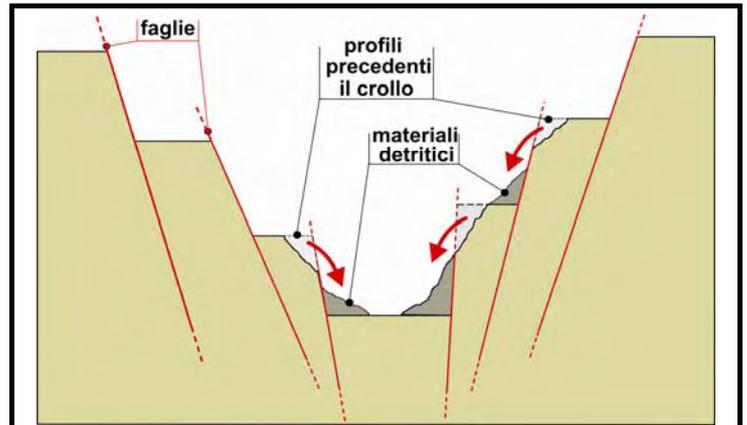
I laghi, gli stagni, le paludi sono ambienti (**lacustri** e **palustri**) continentali effimeri perché destinati a più o meno rapido interrimento a causa del riempimento di materiali prevalentemente detritici (profondi laghi oligotrofici), di origine carboniosa (bacini poco profondi ed eutrofizzati) o chimica (laghi in regioni con clima caldo) che formano depositi con potenza molto variabile e con caratteri che dipendono strettamente da quelli ambientali delle zone umide in cui si sono formati. Dal punto di vista geologico sono aree piuttosto limitate rispetto all'insieme di tutte le facies continentali. I materiali detritici sono ghiaie e sabbie, soprattutto in corrispondenza dello sbocco degli immissari e delle coste sottoposte all'azione del moto ondoso; quelli con granulometria più fine formano depositi presso i fondali più profondi, spesso insieme a sostanza organica che, negli ambienti eutrofici e soprattutto negli stagni e nelle paludi, costituisce la frazione più importante (torba). Nei bacini delle zone calde, sottoposti a forte evaporazione, si formano sedimenti della facies evaporitica.

Le **fosse tettoniche** sono bacini stretti ed allungati, talora delimitati da rilievi a forma di *pilastr*, dovuti a sistemi di fratture subverticali (*faglie*) che separano la crosta in blocchi che scorrono gli uni rispetto agli altri. Esempio grandioso è la fossa tettonica che dall'Asia Minore, attraverso la depressione del Mar Morto, Mar Rosso, depressione Dancale e dei grandi laghi equatoriali (Rodolfo, Nyassa,...), giunge fino allo Zambesi nell'Africa Australe. Altro esempio è la fossa del Reno, lungo la valle di questo fiume tra Basilea e Magonza, con ai lati i pilastr dei Vosgi e della Foresta Nera. In tali depressioni, quando si colmano d'acqua, si possono accumulare sedimenti tipici degli ambienti limnici o marini, ma insieme ad essi si trovano conglomerati polimitici e brecce dovuti a crolli di materiali che si staccano dalle ripide ed instabili, pareti laterali (**fig. 1.11**).

Negli **ambienti fluviali** i depositi colluviali dovuti alle acque correnti, sono i coni detritici alluvionali che si formano in montagna in corrispondenza della confluenza di un ripido corso d'acqua laterale nel torrente del fondovalle principale o allo sbocco delle vallate in pianura. A questi bisogna aggiungere le alluvioni che vengono depositate lungo le fasce fluviali e nelle aree esondabili. Nella facies fluviale dominano i materiali detritici grossolani (ghiaia e sabbia) nelle aree montane e pedemontane e materiali più fini (anche argilla) e più abbondanti nelle pianure. I depositi fluviali che hanno riempito la pianura Padana hanno spessori di alcune centinaia di metri.

Nell'**ambiente vulcanico** la facies sedimentaria prevalente è rappresentata essenzialmente dalle rocce piroclastiche sopra descritte.

L'**ambiente desertico** è dominato da *sedimenti eolici*, prevalentemente sabbia e silt, che si accumulano nelle aree dove il vento perde energia e deposita i materiali strappati alle rocce con l'azione di corrosione (azione dei grani trasportati dal vento sulle superfici rocciose) e di disfacimento termoclastico (dilatazione e contrazione dei materiali rocciosi in seguito alle forti escursioni termiche diurne). Le aree desertiche sono attualmente diffuse su più di un quinto delle terre emerse (Sahara, Arabia, Calahari, altipiani irani, Asia Centrale, Stati Uniti Sud occidentali,...). In tali ambienti sono presenti morfologie di erosione e di sedimentazione. Tra le prime ricordiamo i *rilievi relitti*, formate da masse rocciose resistenti rimasti in posizioni dominanti su superfici spianate dal vento, in seguito al disfacimento ed all'allontanamento delle rocce più deboli circostanti. Le morfologie di accumulo più note sono le *dune*, tipiche del *deserto sabbioso (erg)* e diffuse anche sulle spiagge marine sabbiose. Si possono citare, pur se meno diffusi, il *deserto ghiaioso (serir)* e il *deserto petroso (hammad)*. Quest'ultimo è molto aspro e accidentato, con vaste superfici di rocce scolpite dal vento che asporta i detriti prodotti dal disfacimento; le ghiaie del serir provengono da antiche alluvioni che si manifestavano in condizioni climatiche diverse.



**Fig. 1.11** - Profilo trasversale di una **fossa tettonica**. Sul fondo si accumulano materiali detritici che franano dalle ripide ed instabili pareti rocciose; queste sono originate dallo spostamento reciproco di blocchi di crosta separati da faglie.



Scorci panoramici del deserto bianco (Egitto) con blocchi rocciosi "relitti".

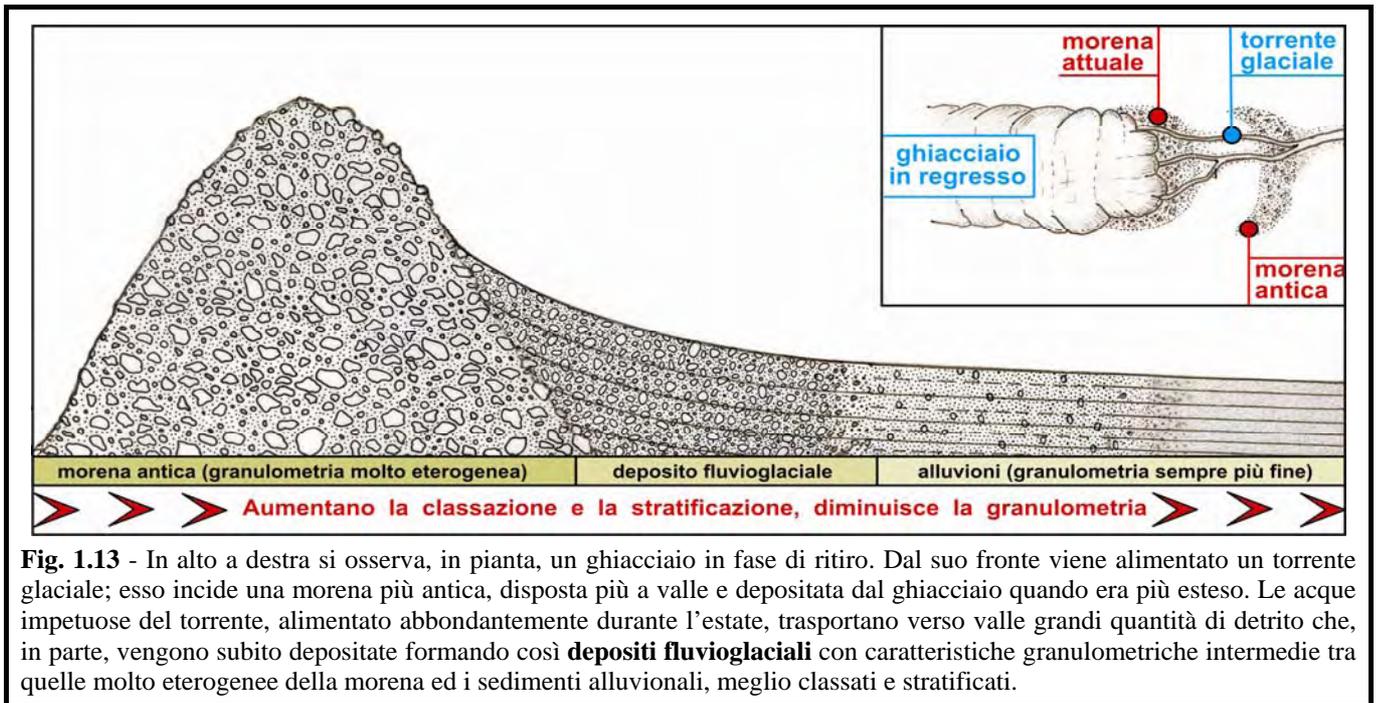


**Fig. 1.12** - Un antico deposito a granulometria fine (loess) sedimentato ad opera del vento durante una glaciazione. Esso venne successivamente "ferretizzato", cioè il ferro presente in esso venne "arruginito" (da cui la tipica colorazione rossostrata) a causa delle condizioni tipiche di un clima caldo e umido (che favoriscono la formazione di ossidi di ferro) che seguì la glaciazione.

Un tipico deposito eolico poco cementato è il *loess*, argilla grossolana (talvolta contenente fossili) che ha coperto estese porzioni di territorio in Germania, nella piana russa, in Cina (con potenze fino a 600 m) ed in Piemonte (**fig. 1.12**). Durante i periodi glaciali quel materiale veniva strappato dai depositi morenici ad opera del vento e veniva

trasportato per decine di chilometri sulle fredde pianure circostanti, dove veniva depositato grazie all'azione della vegetazione che, in corrispondenza del suolo, limitava l'azione di trasporto eolico. Quando il loess viene decalcificato dalle acque circolanti, si trasforma in *lehm* che può essere ulteriormente trasportato e rideposto.

Negli **ambienti glaciali** il deposito più importante è la **morena**, il materiale detritico mal classato per eccellenza. Il ghiaccio infatti non opera una selezione durante il trasporto dei detriti esarati sul fondo e sui fianchi delle vallate e crollati sulla superficie del ghiacciaio, ma trasporta tutto, indipendentemente dalle dimensioni, dall'argilla fino alla ghiaia più grossolana ed anche grandi massi. I **depositi fluvioglaciali** sono dovuti alla forte sedimentazione di materiali trasportati immediatamente a valle delle cerchie moreniche grazie all'energia degli impetuosi torrenti glaciali. Tali depositi presentano una classazione ed una stratificazione intermedia tra le morene e i sedimenti alluvionali (**fig. 1.13**). Conviene infine ricordare che anche i depositi di origine eolica come il loess ed il lehm, sopra citati, possono essere pure considerati di facies glaciale.



**Fig. 1.13** - In alto a destra si osserva, in pianta, un ghiacciaio in fase di ritiro. Dal suo fronte viene alimentato un torrente glaciale; esso incide una morena più antica, disposta più a valle e depositata dal ghiacciaio quando era più esteso. Le acque impetuose del torrente, alimentato abbondantemente durante l'estate, trasportano verso valle grandi quantità di detrito che, in parte, vengono subito depositate formando così **depositi fluvioglaciali** con caratteristiche granulometriche intermedie tra quelle molto eterogenee della morena ed i sedimenti alluvionali, meglio classati e stratificati.

Le *facies spelee* sono caratteristiche dei materiali che si accumulano nelle **caverne**, in cui sono associati materiali alluvionali depositati da corsi d'acqua sotterranei, detriti derivati da crolli delle volte, materiali più fini (sabbia e silt) portati dal vento, accumuli di guano dei Chiroterri (pipistrelli), ecc... In tali depositi si trovano, spesso abbondanti, resti ossei di animali che vissero un tempo nelle grotte (fra i quali merita ricordare *Ursus spelaeus*) o di rifiuti dei pasti dell'uomo preistorico, tracce di focolari, testimonianze della sua industria litica ed anche i propri scheletri. Spesso sono abbondanti i resti di Chiroterri ed ossa di altri piccoli Mammiferi nei boli (rigetti) di uccelli rapaci. I depositi di caverna possono venire cementati dando origine a breccie che, quando contengono molti resti di ossa, vengono dette *breccie ossifere*; queste si trovano frequentemente anche nelle spaccature delle rocce e nei pozzi di erosione delle zone carsiche.

Nelle cavità sotterranee sono frequenti formazioni calcaree (stalattiti e stalagmiti) tipiche anche della **facies di incrostazione**. L'anidride carbonica ( $\text{CO}_2$ ) disciolta reagisce con l'acqua secondo la seguente reazione:



Essa reagisce con l'acqua dando acido carbonico ( $\text{H}_2\text{CO}_3$ ) che si dissocia rapidamente in idrogenioni ( $\text{H}^+$ ) e bicarbonato ( $\text{HCO}_3^-$ ); questo si dissocia in carbonati ( $\text{CO}_3^{2-}$ ). La reazione è un equilibrio; le diverse componenti sono in determinate concentrazioni che dipendono da vari fattori. In condizioni normali di pressione e temperatura, con valori neutri del pH, sono favoriti i bicarbonati e sono quasi assenti i carbonati; nell'equilibrio prevale il centro. Se questo equilibrio viene alterato, si verificano reazioni che tentano di contrastare l'alterazione. Una diminuzione di  $\text{CO}_2$  favorisce la formazione di carbonati che, meno solubili delle altre componenti, precipitano dando luogo ad incrostazioni. Nelle grotte vi possono essere superfici "bagnate" da un velo d'acqua che perde facilmente anidride carbonica con conseguente precipitazione di calcite. Oppure dalla volta si forma una goccia d'acqua che, alimentata molto gradualmente, non fa tempo a staccarsi perché evapora lasciando un deposito che, con il tempo, cresce dando luogo ad una **stalattite**. Oppure, se la goccia riesce a cadere, si forma una concrezione sul pavimento, anch'essa destinata a crescere originando così una **stalagmite**. Le due formazioni

possono successivamente unirsi formando una **colonna**. Se il processo continua, tali formazioni tendono a riempire tutta la grotta che diventa quindi un deposito di **alabastro calcareo**, materiale parzialmente trasparente (bianco o colorato in modo diverso a seconda delle impurità in esso contenute), facile da lavorare e sfruttato per manufatti utilizzati per cripte e chiese. Altri materiali della facies di incrostazione hanno origine simile, quali i travertini precedentemente citati.



Le Grotte di Castelcivita (Cilento Basilicata). Esempio di facies di incrostazione.

La **facies di alterazione** non è facilmente associabile ad un determinato ambiente e comprende materiali provenienti da dissoluzione o alterazione di rocce superficiali. Ricordiamo le *terre rosse*, che spesso colmano le doline carsiche e costituite dai residui insolubili delle rocce calcaree, le *bauxiti*, derivate dal consolidamento di analoghe formazioni di origine carsica di epoche trascorse e le *lateriti* (talora molto potenti), dovute all'alterazione delle rocce silicatiche ad opera del clima caldo umido delle zone temperate. Il granito ed il porfido sono rocce silicatiche ricche di quarzo, feldspato, miche e porzioni minori di anfiboli, pirosseni ed olivina. Questi silicati possono subire una lenta alterazione dovuta ad acque ricche di anidride carbonica (perciò acide) che sottraggono al loro reticolo cristallino gli atomi metallici (alcalini ed alcalino-terrosi); essi si trasformano diventando silicati

idrati di alluminio, cioè minerali diversi, fra i quali soprattutto la *caolinite*. È il costituente essenziale di una argilla (*caolino*) che può definirsi un deposito tipico della facies di alterazione; è un materiale da costruzione prezioso ed utilizzato soprattutto per le porcellane e per la maiolica. In Italia i caolini più conosciuti sono quelli del Vicentino (alterazioni di porfiriti) e del biellese (Piemonte).

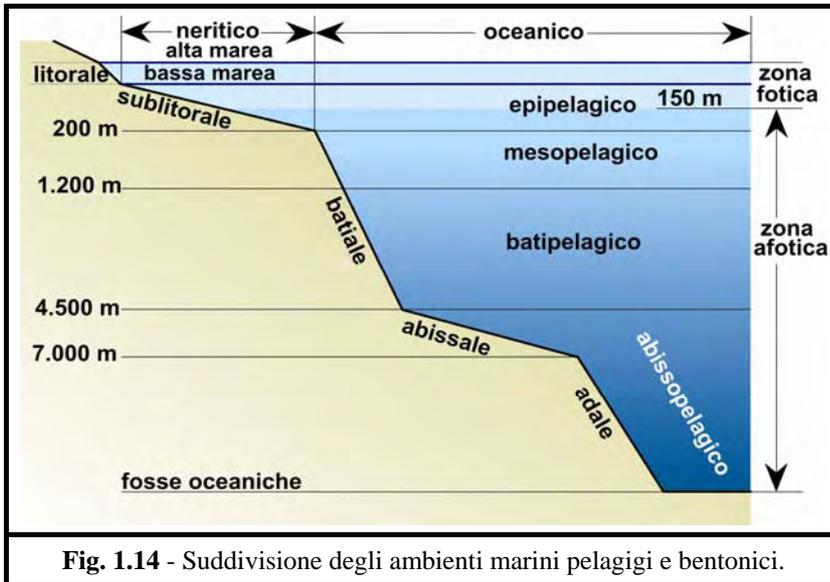
Una roccia ricca di feldspato (es. granito), sotto l'azione del disfacimento (crioclastismo, termoclastismo,...), si disgrega frantumandosi in arenaria o meglio, vista la presenza abbondante di feldspati, un'arcosa. In seguito i feldspati si alterano originando caolino, mentre la biotite si trasforma in clorite (tipico minerale delle argille). I materiali più fini (caolino e clorite) vengono asportati; rimangono quindi i grani di quarzo, minerale resistente alle alterazioni; in sintesi l'arcosa si trasforma in una quarzarenite. Ciò porta a riconoscere che una massa granitica potrebbe risultare sepolta da depositi formati in seguito all'alterazione del materiale stesso che la compone. Dalla quantità e dalla composizione di tali depositi, si può tentare di ricostruire l'evoluzione dell'ambiente che ha prodotto tale alterazione, per il tempo che la roccia è stata esposta agli agenti atmosferici.

Fra le facies continentali, infine, conviene ricordare i depositi dovuti ad accumuli formati per azione della gravità: coni detritici, detriti di falda, movimenti di terra,... In linea di massima tali depositi sono brecce e conglomerati polimittici.

## 1.7 - Ambienti di sedimentazione marini

Gli ambienti marini sono in genere uniformi e su grandi superfici. Distinguiamo gli **ambienti bentonici** (i fondali) e gli **ambienti pelagici** (mare aperto). Gli organismi che li popolano, dal punto di vista ecologico, sono così suddivisi:

- **necton**; organismi capaci di spostarsi autonomamente ed indipendentemente dalle correnti marine o da altri tipi di movimenti delle acque (es. Pesci e Cetacei);
- **plankton**; organismi, "sospesi" in acqua, facilmente trasportabili dalle correnti, incapaci, salvo piccoli spostamenti, di muoversi autonomamente (es. minuscoli Crostacei, Protozoi, alghe,...); comprende lo *zooplankton* (animali) ed il *fitoplankton* (vegetali o comunque in grado di compiere processi fotosintetici);
- **benthos**; organismi che vivono in prossimità dei fondali; *sessili* (ancorati sul fondo, quali coralli, attinie, spugne, mitili,...) o *vagili* (che si spostano sul fondo, quali ricci, stelle marine, granchi, aragoste,...); occorre distinguere l'*epifauna* (organismi che vivono "sopra" i fondali) dall'*endofauna* (organismi che vivono sotto la superficie dei fondali come, per esempio, molti bivalvi).



La **fig. 1.14** e le **tabb. 1.7** e **1.8** illustrano la suddivisione degli ambienti bentonici e pelagici in funzione della profondità e quindi, della penetrazione della luce, fattore ecologico fondamentale.

**Ambiente litorale** (o **intercotidale**). Compreso fra l'alta e la bassa marea. È un sistema di transizione in quanto condizionato da caratteri tipici dell'ambiente sub-aereo (durante la bassa marea) e di quello acquatico (durante l'alta marea). Nella facies litorale prevalgono depositi conglomeratici, dovuti all'erosione costiera ed arenacei (sabbia di spiagge e di cordoni litoranei). Organismi tipici sono le alghe incrostanti, i litodomi (Molluschi *Bibalvi* capaci di scavare fuori nelle rocce) e le patelle (Molluschi

Gasteropodi che vivono saldamente ancorati alle superfici rocciose), in grado di resistere anche per molte ore fuori dall'acqua. Al di sopra si trova l'**ambiente sopralitorale**, tipicamente sub-aereo.

**Ambiente sublitorale.** Coincide, grosso modo, con la *scarpata continentale*, mentre il mare aperto sopra di esso è l'**ambiente neritico**. È condizionato da due fattori principali: l'illuminazione ed il livello di base delle onde. Nella zona afotica (sotto l'isobata di 150 m) non vi sono le condizioni per i processi di fotosintesi; pertanto scompaiono gli organismi vegetali, la catena alimentare si impoverisce e la fauna è meno abbondante. Durante le mareggiate le onde si propagano anche in profondità muovendo i materiali dei fondali. Vi è un limite al di sotto del quale il moto ondoso non esercita più alcuna influenza, anche durante le più violente mareggiate; esso varia dai 30 ÷ 40 m del Mediterraneo fino ai 50 ÷ 60 m degli oceani. Tale limite, che separa il sovrastante **infralitorale** dal sottostante **circalitorale**, è molto importante in quanto nei fondali sottoposti all'azione delle onde, vengono rimosse le particelle detritiche più fini ed è quasi sempre garantita una buona ossigenazione delle acque. L'ambiente circalitorale invece è caratterizzato da depositi a granulometria più piccola e con acque che stagnano sul fondo, talvolta povere di ossigeno; nelle situazioni eutrofiche possono svilupparsi sostanze quali acido solfidrico ed ammoniaca. L'Adriatico ed il mare fra la Gran Bretagna e la Norvegia hanno caratteristiche di ambiente sublitorale, dove sono possibili estesi accumuli di sedimenti classificabili in funzione della loro composizione. La *facies detritica* è costituita da detriti portati dai fiumi. La *facies organogena* è ricca di resti di organismi bentonici, soprattutto tipici dell'infralitorale, grazie all'abbondanza della luce che consente una elevata produttività biologica. La *facies di scogliera* è costituita, per esempio, da calcari bioermali o biostromali.

**Ambiente batiale.** Le facies batiali corrispondono a sedimenti formati tra il margine della piattaforma continentale e i 4.000 ÷ 5.000 m di profondità, quindi in ambienti relativamente tranquilli, con caratteristiche fisiche costanti e scarsità di luce. Sono depositi molto fini: calcari, marne, argille, siltiti. Possono essere presenti organismi quali Pesci, Crostacei, Trilobiti, Gasteropodi, Cefaloidi,... che, a causa della mancanza di vegetali, sono prevalentemente detritivori e carnivori. Sui fondali batiali, ai margini delle scarpate continentali possono accumularsi potenti depositi a causa di crolli lungo le scarpate stesse (**scheda 1.4**).

**Ambienti abissale e adale.** Corrispondono ai sedimenti sui fondi oceanici a grande profondità, in ambienti molto tranquilli, con buio assoluto; costituiscono accumuli con estensioni areali molto ampie, con potenza da pochi metri a qualche decametro. Fra essi ricordiamo:

<b>sopralitorale</b>		
limite alta marea		
<b>litorale o intercotidale</b>		
limite bassa marea		
<b>sublitorale</b>	<b>sublitorale interno o infralitorale</b>	<b>neritico</b>
	profondità 50 m	
	<b>sublitorale esterno o circalitorale</b>	
<b>profondità 200 m</b>		
<b>batiale</b>	<b>epibatiale</b>	<b>oceanico</b>
	profondità 1.200 m	
	<b>mesobatiale</b>	
profondità 4.500 m		
<b>abissale</b>		
profondità 7.000 m		
<b>adale</b>		
fosse oceaniche		
<p><b>Tab. 1.7</b> - Suddivisione degli ambienti bentonici e loro relazione con gli ambienti di mare aperto.</p>		

- *fanghi a globigerine*; accumuli di gusci calcarei di Foraminiferi (di cui un gruppo importante è costituito dalla famiglia dei Globigerinidi) e di coccoliti (organismi unicellulari flagellati con guscio calcareo), attualmente diffusi negli oceani Atlantico settentrionale e Indiano e nella porzione polinesiana del Pacifico;
- *fanghi rossi*; ricchi di  $\text{SiO}_2$  di  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  (che conferisce ai depositi un colore rossastro), con abbondanti noduli di manganese; sembrano di origine eolica e vulcanica (polveri depositate sulla superficie degli oceani e poi sedimentata), forse anche cosmica, ma potrebbero derivare in parte dalla dissoluzione di microrganismi calcarei planctonici; costituiscono depositi estesi, soprattutto sui fondali degli oceani Pacifico, Indiano ed Atlantico centrale;
- *fanghi a radiolari*; affini ai precedenti, ma più ricchi di resti di radiolari (Protozoi), di diatomee (alghe unicellulari) e di spicole di spugne; abbondanti negli oceani Pacifico centrale e Indiano centro - orientale;
- *fanghi a diatomee*; ricchi di frustuli (gusci) di diatomee; si trovano sui fondali dei mari antartici.

<b>epipelagico</b>	di fronte alla zona sublitorale profondità <b>200 m</b>
<b>mesopelagico</b>	di fronte alla zona epibatiale profondità <b>1.200 m</b>
<b>batipelagico</b>	di fronte alla zona mesobatale profondità <b>4.500 m</b>
<b>abissopelagico</b>	di fronte alla zone abissale e

**Tab. 1.8** - Suddivisione degli ambienti pelagici e loro relazione con gli ambienti bentonici.

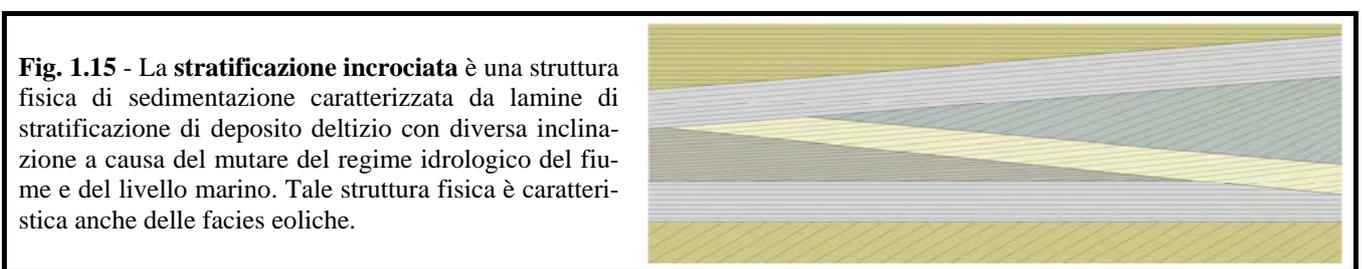
## 1.8 - Ambienti di sedimentazione di transizione

Gli ambienti di transizione portano alla formazione di facies al limite tra bacini marini ed aree emerse, dove le acque salate si mescolano con quelle dolci portate dai fiumi che sfociano nelle lagune o nel mare.

**Ambienti lagunari.** Fra quelli più caratteristici ricordiamo le lagune soprasalate, bacini poco profondi, in climi caldi, sottoposti ad intensa evaporazione e frequentemente allagati dal mare; in tali situazioni si hanno le condizioni per la formazione di depositi evaporitici, raramente con resti di organismi. Un classico esempio attuale è rappresentato dal golfo di Kara - Bogaz, sulla costa orientale del mar Caspio. Hanno questa origine i depositi di anidrite, gesso, salgemma ed altri sali sfruttati industrialmente.

**Ambienti palustri.** Zone palustri costiere comunicanti con il mare, caratterizzate da abbondante vegetazione e con sedimenti salmastri ricchi di resti vegetali. L'azione di batteri solfo - riducenti consente la formazione, nei sedimenti, di solfuri ( $\text{FeS}_2$ ) nelle forme marcasite e pirite e talvolta, di carbon fossile.

**Ambienti deltizio e di estuario.** Posti di fronte allo sbocco dei fiumi nei mari, spesso caratterizzati da notevoli estensioni di depositi detritici. Per fornire un'idea dell'apporto terrigeno dei corsi d'acqua alla formazione dei sedimenti marini, si pensi che le sostanze portate da tutti i fiumi nei mari in un anno, costituiscono un volume pari a  $5 \cdot 10^9 \text{ m}^3$ ; i materiali in sospensione riversati in un anno nel mare dai due fiumi Mississippi e Hoang-Ho è pari a  $7 \cdot 10^8 \text{ m}^3$ . Gran parte dei materiali in sospensione, come giungono alla foce, in acque non più correnti e quindi con scarsa capacità di trasporto solido, si depositano sui fondali. I sedimenti contengono talvolta carbon fossile (anche con carogne di animali), dovuto a grandi quantità di legname di foresta portato dai fiumi sino al mare ed ivi depositati perché appesantiti dall'acqua e soprattutto dai materiali incrostanti, abbondanti in tali ambienti; questi depositi si formano attualmente alla foce del Mississippi. Circa due milioni di anni fa, nell'area che attualmente costituisce la pianura Padana, esisteva una situazione intermedia fra l'ambiente di estuario e deltizio verso occidente e successivamente deltizio verso oriente, con formazione di depositi molto estesi e potenti nei quali vi sono resti di animali, quali ostriche, mastodonti (animali con proboscide e con i denti incisivi trasformate in zanne ed oggi estinti) e cetacei. La facies deltizia presenta sedimenti più potenti e più fini (silt e argilla); quella di estuario è caratterizzata da sedimenti più grossolani (sabbia e ghiaia). Anche i depositi deltizi possono contenere carbone e scheletri di vertebrati e spesso presentano una *stratificazione incrociata* (**fig. 1.15**), dovuta alle migrazioni dei delta nello spazio e nel tempo in funzione dei regimi idrologici dei corsi d'acqua e del variare del livello marino. La situazione più frequente è l'erosione dei canali deltizi nei confronti dei materiali precedentemente sedimentati che vengono nuovamente rimossi e risedimentati più a valle.



## **SCHEDA 1.1 - I combustibili solidi**

La quasi totalità dei combustibili solidi è di origine organica vegetale. Si distinguono alcune categorie:

**LEGNO.** La porzione organica (50 % di C, 40 % di O, 6 % di H e 4 % di N) è costituita per ~ 2/3 da cellulosa ( $C_6H_{10}O_5$ )<sub>n</sub> e per quasi 1/3 da lignina (struttura aromatica complessa). L'acqua costituisce una quantità assai variabile (15 % nel legno stagionato all'aria) ed influenza il potere calorico che, per i legni ben essiccati, è pari a 4.000 ÷ 4.500 cal/g. La temperatura della fiamma ottenuta dalla combustione del legno è superiore a quella ottenuta dal carbone, lascia meno ceneri (meno del 3 %) ed emette fumi meno inquinanti. Tuttavia l'importanza industriale del legno è oggi praticamente nulla.

**CARBONE.** I carboni (fossili) sono prodotti di decomposizione del legno in particolari condizioni. I tronchi degli alberi e delle erbe giganti delle epoche preistoriche, sepolti da sedimenti in seguito agli eventi geologici, furono nel tempo sottoposti a fenomeni ossidativi e di decomposizione originati da batteri. I composti volatili distillarono lentamente e la sostanza rimasta si arricchì in carbonio in quantità variabili in funzione del tempo trascorso durante la diagenesi. La produzione è attualmente minore rispetto ad un passato non troppo lontano quando, sia per il livello tecnologico disponibile, sia perché le questioni ambientali erano maggiormente trascurate, il carbone costituiva il combustibile più utilizzato. I maggiori produttori, ancora negli anni '60, erano U.S.A. (28 %), Russia (19 %), Gran Bretagna (13 %), Germania (8 %), Francia (4 %) e Polonia (4 %). In Italia gli scarsi giacimenti della Sardegna sono ricchi di zolfo, dannoso perché si ossida, durante la combustione ed in presenza di acqua, ad acido solforico. Nei carboni è anche presente l'azoto che, analogamente allo zolfo, è all'origine della formazione dell'acido nitrico, corrosivo come il precedente. Negli ultimi anni la produzione di carbone è tornata a salire, sia per lacrescenti necessità energetiche, sia per la diminuzione delle disponibilità di petrolio (**scheda 1.3**).

**TORBA.** È un materiale organico sedimentato in ambiente eutrofico (composizione media è C = 50 - 60 %, H = 4 - 7 % e O = 25 - 35 %). Si presenta come massa spugnosa bruna o nera, ricca d'acqua (90 %), composta da un feltro di resti vegetali più o meno decomposti, talvolta riconoscibili anche ad occhio nudo. La torba è un tipo di carbone fossile, usata in agricoltura per conferire caratteristiche particolari ai terreni oppure può venire seccata ed usata come combustibile povero. Industrialmente è di scarso valore, usata come combustibile in loco quando si tratta di grandi giacimenti di facile sfruttamento (come il bacino di Mosca). In rari casi viene utilizzata come combustibile per la produzione di gas d'aria o gas d'acqua, oppure sottoposta a distillazione per ricavarne catrame, carbone e gas. In Italia le più estese torbiere si trovano in Toscana, a Torre del Lago.

**LIGNITE.** Con la torba (anche se più antica) costituisce più propriamente combustibili fossili che carboni fossili, essendo prodotti di decomposizione parziale. La lignite è composta per il 55 ÷ 70 % di carbonio, per il 5 % di idrogeno e per la restante porzione di ossigeno. Il potere calorifico è molto variabile (4.000 ÷ 7.000 cal/g) ed il tenore in ceneri è piuttosto elevato (fino al 25 %). I maggiori giacimenti si trovano in Germania. In Italia sono presenti in Toscana.

**LITANTRACE.** È un prodotto di decomposizione piuttosto avanzato (più antico della lignite), con il 75 ÷ 90 % di carbonio, il 5 % di idrogeno (ossigeno per il resto). È intermedio fra carboni e combustibili fossili e con un buon potere calorifico (7.000 ÷ 8.000 cal/g). I principali giacimenti si trovano in U.S.A., Gran Bretagna, Germania, Russia, Francia, Polonia, Belgio; piccoli giacimenti di litantrace ricco di zolfo si trovano in Sardegna (bacino del Sulcis).

**COKE.** È il combustibile utilizzato negli altiforni per la produzione degli acciai e delle ghisa. Deve essere privo di impurezze e produrre poche ceneri affinché non inquinino la produzione siderurgica. Si ottiene dalla lavorazione (distillazione) del litantrace.

## **SCHEDA 1.2 - I combustibili liquidi e gassosi**

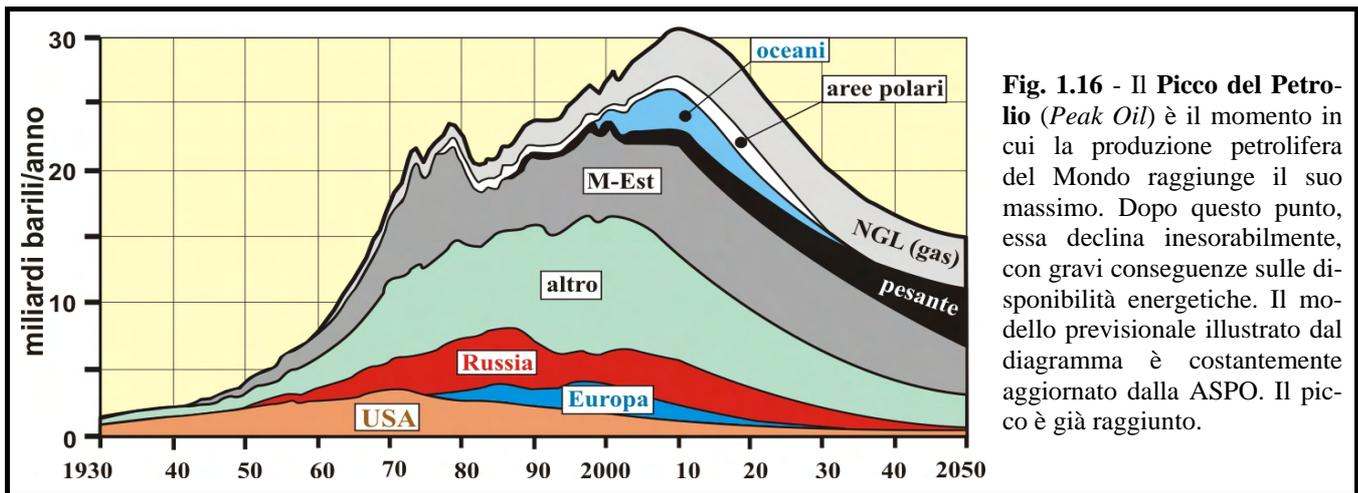
Anche la maggior parte dei **combustibili liquidi** è di origine organica, ma probabilmente anche di origine animale, non solo vegetale e prevalentemente marina. Si ritiene erroneamente che il **petrolio** si sia formato in seguito a processi di decomposizione di pesci, insieme ad alghe e piante rimasti sepolti da potenti sedimenti ed in speciali condizioni di temperatura e di pressione. In realtà, pur essendo comunque di origine organogena, il petrolio deriva dagli accumuli, nei sedimenti degli antichi fondali oceanici, delle spoglie di piccoli organismi planctonici indecomposti o solo parzialmente decomposti. In talune condizioni la notevole massa organica inglobata in quei sedimenti, durante i processi di diagenesi, ha subito profonde trasformazioni diventando petrolio. In natura si trova anche il **bitume**, simile ai residui peciosi della distillazione del petrolio; può essere distillato per ricavare combustibili e lubrificanti. I combustibili liquidi sono facili da immagazzinare e da trasportare (un litro di benzina fornisce 11.000 kcal, circa il doppio dell'antracite). Permettono l'alimentazione dei motori a combustione (la benzina, da sola, costituisce circa la metà dei prodotti derivati dal petrolio). La maggior parte della produzione (30 ÷ 40 %) era degli U.S.A. fino a 40 anni fa, ma grandi produttori, soprattutto nei tempi più recenti, sono anche l'America Latina (essenzialmente Venezuela), Medio Oriente e Russia. Scarsa è la produzione europea ed irrilevante quella italiana. Il petrolio si trova in grandi sacche alla profondità di migliaia di metri, come liquido giallo bruno, verdastro o nero, galleggiante su acque salate e spesso insieme a metano in forte pressione. La perforazione per l'estrazione avviene mediante tubi rotanti portanti all'estremità più scalpelli (trivelle). Sono facilmente sfruttabili i giacimenti nei quali la pressione del metano spinge il petrolio verso l'esterno. Talvolta invece il petrolio impregna il terreno e allora viene estratto con altri metodi.

I **combustibili gassosi**, a differenza di quelli solidi e liquidi, sono di origine sintetica, escludendo il solo metano ( $CH_4$ ), che si trova in grandi sacche naturali della crosta terrestre, molto spesso insieme a giacimenti di petrolio. I vantaggi dei combustibili liquidi rispetto ai solidi, si possono riferire anche a quelli gassosi rispetto ai liquidi, eccetto la facilità del trasporto; questo tuttavia non è complesso dato che il gas può essere facilmente comprimibile in bombole. I combustibili gassosi producono una fiamma più luminosa (quindi più irraggiante) e più calorica. Il **metano**, in natura, si trova in miscele con piccole quantità

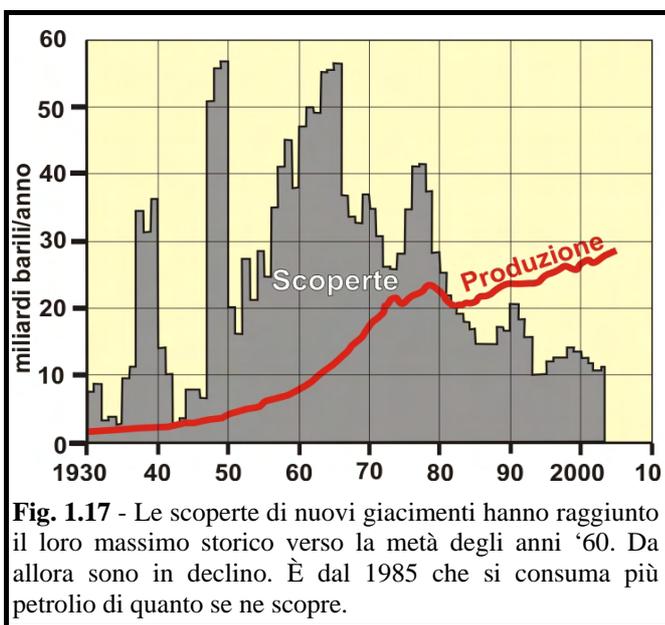
di altri idrocarburi ed ha un potere calorifico pari a  $12.000 \div 13.000 \text{ kcal/m}^3$ . Il suo consumo è in continuo aumento sia nei forni industriali, sia come combustibile vero e proprio. È apprezzato per la completa combustione e l'assenza di fumi. È anche utilizzato come carburante per autotrazione, in miscela per aumentare il potere calorifico dei gas illuminanti e come prodotto importante nell'industria chimica.

### SCHEDE 1.3 - Il picco del petrolio

Nel 1956 il geofisico americano M.K. HUBBERT formulò una teoria scientifica riguardante l'evoluzione temporale della produzione di una qualsiasi risorsa minerale o fonte fossile esauribile o fisicamente limitata. Secondo tale teoria gli USA avrebbero raggiunto il proprio picco di produzione petrolifera intorno al 1970, fatto che fu in buona parte confermato dalle crisi energetiche del 1973 e del 1979. Tuttavia negli anni successivi furono scoperti nuovi importanti giacimenti e la teoria di Hubbert venne accantonata.



**Fig. 1.16 - Il Picco del Petrolio (Peak Oil)** è il momento in cui la produzione petrolifera del Mondo raggiunge il suo massimo. Dopo questo punto, essa declina inesorabilmente, con gravi conseguenze sulle disponibilità energetiche. Il modello previsionale illustrato dal diagramma è costantemente aggiornato dalla ASPO. Il picco è già raggiunto.



**Fig. 1.17 - Le scoperte di nuovi giacimenti** hanno raggiunto il loro massimo storico verso la metà degli anni '60. Da allora sono in declino. È dal 1985 che si consuma più petrolio di quanto se ne scopre.

C.J. CAMPBELL & J. LAHERRÈRE ripresero la teoria di Hubbert e pubblicarono, nel 1998, un articolo su *Scientific American* (tradotto in italiano da *Le Scienze* con il titolo *La fine del petrolio a buon mercato*), considerato una pietra miliare degli studi petroliferi. In questo articolo viene proposta una panoramica delle riserve petrolifere mondiali e del tasso di scoperte di nuovi giacimenti, arrivando fino alla previsione di un picco di produzione mondiale di petrolio stimabile intorno al 2010/11. Il modello previsionale di Campbell & Laherrère da allora è stato oggetto di continui aggiornamenti da un network di scienziati e geologi indipendenti (istituzioni europee e università) che, a tale scopo, hanno fondato l'*Association for the Study of Peak Oil & Gas (ASPO)*<sup>1</sup>. Allo stato attuale la situazione della produzione di petrolio e di oli combustibili rispetto all'evoluzione nei prossimi decenni è rappresentata in **fig. 1.16**.

Il mondo, ogni anno, consuma più di 30 miliardi di barili di petrolio per una spesa totale di circa 1.200 miliardi di Euro. Il petrolio è la principale fonte energetica che alimenta il motore dell'economia mondiale. Non esiste alternativa altrettanto versatile, efficiente e (per ora) a basso costo:

- è petrolio il 40 % di tutta l'energia mondiale;
- è petrolio il 90 % di tutta l'energia usata per i trasporti;
- il 65 % del petrolio viene usato per carburanti (con il restante 35 % si produce energia elettrica, riscaldamento, asfalti, materie plastiche, fertilizzanti, prodotti chimici e medicinali).

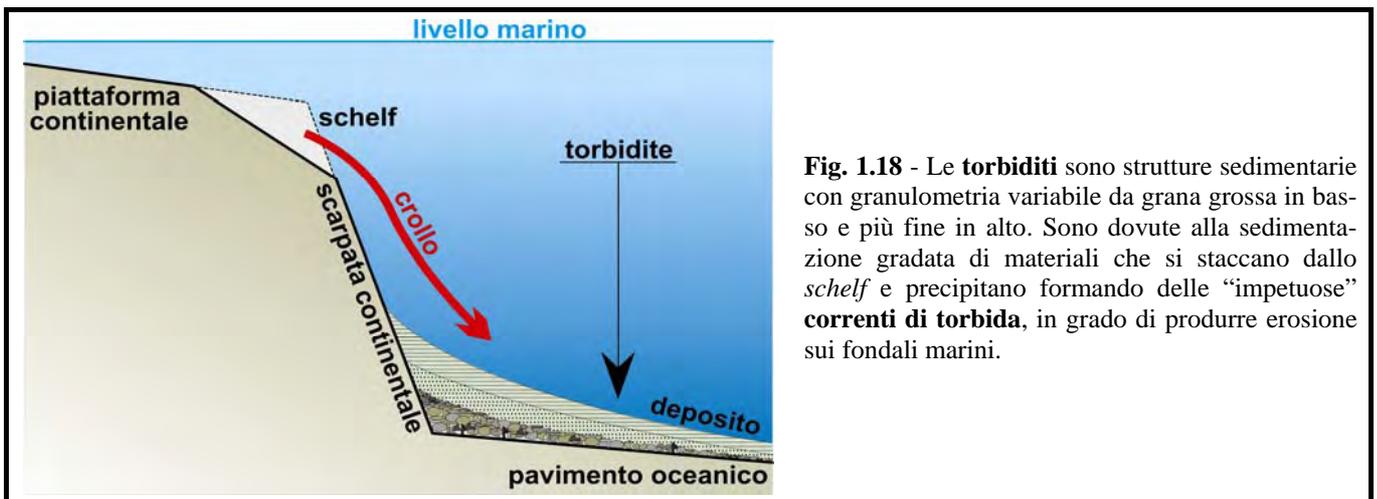
<sup>1</sup> <http://www.aspoitalia.it> è il sito web italiano dell'Associazione per lo Studio del Picco del Petrolio (ASPO - Association for the Study of Peak Oil & gas). ASPO-Italia è la sezione italiana dell'associazione scientifica il cui scopo principale è lo studio del Picco del Petrolio, delle sue gravi conseguenze sui sistemi ecologici, economici e sociali e della mitigazione di questi effetti. Si occupa inoltre dell'esaurimento delle risorse non rinnovabili, dell'inquinamento, dei cambiamenti climatici, e più in generale dei limiti alla crescita economica. ASPO-Italia è formata principalmente, ma non solo, da studiosi ed esperti nei campi dell'energia, delle risorse naturali, dell'economia e dell'ambiente.

La comunità scientifica ci fornisce una indicazione chiara ed inequivocabile: abbiamo raggiunto il picco nella produzione di petrolio. Ciò non significa l'esaurimento delle fonti fossili del pianeta, ma petrolio, oli combustibili e gas sono sempre più difficili da "scoprire" e da estrarre (**fig. 1.17**). Nei primi decenni del 1800 era sufficiente una spesa energetica di un barile di petrolio per estrarne almeno 100. Oggi con un barile se ne estrae meno di dieci. Presto si giungerà alla spesa di un barile per ottenerne tre, il minimo remunerativo: se per estrarre, trasportare, raffinare, distribuire un barile di petrolio bisogna bruciarne più di un barile, l'operazione è ovviamente priva di significato economico. Intanto i Paesi emergenti (soprattutto India e Cina) vorranno bruciare quote crescenti di combustibili fossili.

Tale situazione è insostenibile sotto i punti di vista ambientale ed economico ed è causa di forti tensioni internazionali legati al potere sul controllo dell'oro nero. L'umanità, nei prossimi anni, si sta giocando il futuro sul destino del petrolio. **Quella dell'energia è la sfida globale di questo secolo**, soprattutto per un Paese come l'Italia, fortemente dipendente dalle forniture estere. Purtroppo "... in Italia quando si parla di politica e di economia... non si capisce in fondo il ruolo dell'energia e della tecnologia nella nostra vita,..." Rischiamo "...di dare loro una collocazione sbagliata nella lista delle priorità. Basta vedere quanto poco il nostro Paese..." affronta "...seriamente il problema energetico o di sviluppare la ricerca o di migliorare la qualità dell'istruzione o di alzare il livello tecnologico delle industrie, per affrontare un avvenire pieno di sfide... Questi problemi cruciali non soltanto non vengono affrontati, ma neppure dibattuti seriamente". (Piero ANGELA, 2010).

#### **SCHEDA 1.4 - Le torbiditi**

Apparentemente i fenomeni di erosione sembrano esclusivi delle terre emerse ed assenti nei tranquilli e profondi fondali marini. In realtà il paesaggio sottomarino è assai vario, con alcune tipiche morfologie dovute a trasporto solido quale, ad esempio, le **correnti di torbida**. Sulla piattaforma continentale si depositano materiali detritici portati al mare dai fiumi; si formano così sedimenti che, con il tempo, possono assumere potenze piuttosto consistenti. Tali materiali si accumulano, anche in grande quantità, sull'orlo della piattaforma (*shelf*). Essi possono essere notevolmente incrementati in occasione di piene eccezionali che comportano un accumulo eccessivo di detriti, il cui peso diventa quindi sufficiente per farli precipitare lungo la scarpata continentale, verso le profondità batiali. L'innesco di questo fenomeno può essere causato da scosse sismiche che alterano un equilibrio già precario dei depositi sullo *shelf*. Si determina quindi una discesa verso le maggiori profondità di una notevole massa di detriti.



**Fig. 1.18** - Le torbiditi sono strutture sedimentarie con granulometria variabile da grana grossa in basso e più fine in alto. Sono dovute alla sedimentazione gradata di materiali che si staccano dallo *shelf* e precipitano formando delle "impetuose" **correnti di torbida**, in grado di produrre erosione sui fondali marini.

I grani di sabbia ed i ciottoli della ghiaia "graffiano" i materiali che compongono la superficie della scarpata sulla quale scorrono per gravità erodendola. Si staccano altri frammenti che vanno ad incrementare il volume del materiale solido in sospensione nell'acqua, anch'essa coinvolta nel movimento verso il basso. Si forma una corrente di torbida simile, per certi versi, ad una sorta di fiume in piena che erode la scarpata producendo delle valli sottomarine. I materiali precipitati lungo la scarpata, giunti su una superficie meno ripida, perdono l'energia cinetica acquisita durante la discesa e cominciano a sedimentare. I clasti di maggiori dimensioni sono i primi a depositarsi sul fondo, quindi decantano via via quelli di granulometria sempre più fine (sedimentazione gradata) fino a formare una struttura sedimentaria denominata **torbidite** (**fig. 1.18**). Le correnti di torbida possiedono, in genere, energia molto elevata e possono anche produrre rotture ai cavi marini telefonici come si è verificato al largo delle coste algerine e canadesi. Le torbiditi possono essere molto estese e la sedimentazione dei materiali più fini può perdurare anche parecchi anni.