



19° Corso di Escursionismo Nino Acquistapace

IL SENTIERO GEOLOGICO DEI CORNI DI CANZO

8 aprile 2017

1. Il sentiero geologico Giorgio Achermann	2
2. Cronologia geologica del Triangolo Lariano	2
3. La Terra e la teoria della tettonica a zolle (o delle placche)	4
4. I tipi di rocce e la loro genesi.....	8
4.1 Le rocce magmatiche (o ignee)	8
4.2 Le rocce sedimentarie	9
4.3 Le rocce metamorfiche (con cenni di geologia strutturale).....	15
5. Il trasporto glaciale: i massi erratici (o trovanti)	17
6. Un esempio di morfologia fluviale: le marmitte dei giganti.....	18
La scala dei tempi geologici.....	19



1. Il sentiero geologico Giorgio Achermann

Il sentiero geologico Giorgio Achermann, istituito nel 1980 dal Gruppo Naturalistico della Brianza, si estende per circa 2/3 del percorso all'interno della Foresta Demaniale Regionale dei Corni di Canzo. Il percorso si sviluppa lungo il torrente Ravella, affluente di sinistra del Lambro.

Alla stessa Foresta appartiene parzialmente anche la Riserva Naturale del Sasso Malascarpa, una delle cui peculiarità (i "campi solcati") è descritta nel sentiero geologico nel pannello 1.

Sia la Foresta Demaniale sia la Riserva Naturale sono gestite dall'ERSAF, l'Ente Regionale per i Servizi all'Agricoltura e alle Foreste.

Giorgio Achermann (Lucerna 1907 - Erba 1995) era un naturalista svizzero che si trasferì a Canzo nel dopoguerra e fondò il Gruppo Naturalistico della Brianza. Nel 1980 ideò e realizzò questo sentiero geologico, oggi completamente rimodernato e a lui dedicato.

Per poter percorrere il sentiero e comprendere ciò che viene spiegato sui pannelli, sono necessarie delle introduzioni geologiche ad ampio raggio.

Verranno quindi qui descritti alcuni "pilastrini" della geologia contemporanea che ci permetteranno di comprendere al meglio gli argomenti trattati nei pannelli del sentiero geologico. Per completezza e per facilitare i riferimenti temporali, alla fine della dispensa è riportata la scala dei tempi geologici.

2. Cronologia geologica del Triangolo Lariano

Di seguito viene riportata la cronologia degli eventi geologici che hanno interessato l'area del Triangolo Lariano:

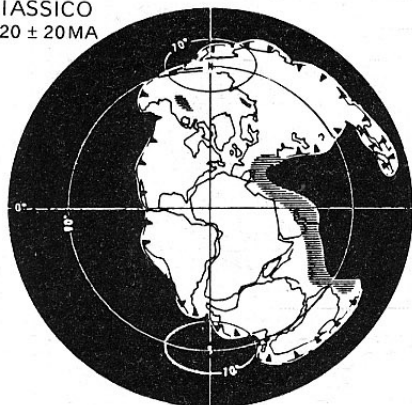
- Alla fine del Paleozoico (230 M.a.), gli attuali continenti erano uniti tra loro in un unico super continente denominato Pangea (fig. 1). Nel Triassico (220 M.a.) inizia la separazione di questo super continente con la conseguente apertura di un bacino oceanico (Tetide) che separa i continenti settentrionali da quelli meridionali. In questo periodo l'attuale Triangolo Lariano occupava il margine occidentale della Tetide. Proprio per la sua posizione marginale all'interno del bacino oceanico, i fondali ove si sono depositati i materiali che hanno poi dato luogo ai Corni di Canzo e alle montagne circostanti erano fortemente accidentati; già nel Triassico superiore (215 M.a.) si aveva un'alternanza di zone ad alta e bassa profondità.
- All'inizio del Giurassico (195 M.a.) sono iniziati i processi che avrebbero portato, nel Cretaceo, all'apertura dell'Oceano Atlantico. Questo ha causato i movimenti di tutte le zolle, la separazione dei continenti e lo smembramento dei fondali della Tetide. In questo periodo si sono verificate anche frane sottomarine di cui abbiamo testimonianza diretta nelle rocce del Triangolo Lariano.



- Nel Cretaceo inf. (140 M.a.) si completa l'apertura dell'Atlantico meridionale, con conseguente separazione del Sud America dall'Africa; questa separazione comporta una rotazione antioraria dell'Europa meridionale rispetto all'Europa settentrionale, con conseguente chiusura della Tetide (una delle interpretazioni dell'attuale Mar Caspio, che è salato, è quella di rappresentare un lembo di mare della Tetide rimasto intrappolato all'interno dei continenti proprio durante la chiusura della Tetide). Ulteriore conseguenza dell'apertura dell'Oceano Atlantico è stata l'orogenesi alpina (cioè il processo che ha portato all'edificazione vera e propria della catena alpina), avvenuta nel Cretaceo sup. (100 M.a.). Con questo evento, i Corni Canzo sono venuti a trovarsi nella posizione attuale.
- Infine, su tutto questo si sono impostati gli eventi glaciali del Quaternario, che hanno dato luogo all'attuale morfologia.

LA SEPARAZIONE DEL PANGEA

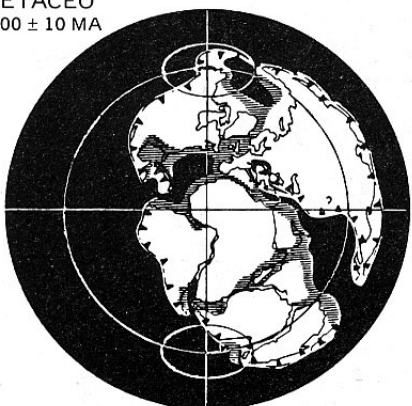
TRIASSICO
~ 220 ± 20 MA



GIURASSICO
~ 170 ± 15 MA



CRETACEO
~ 100 ± 10 MA



TERZIARIO
~ 50 ± 5 MA

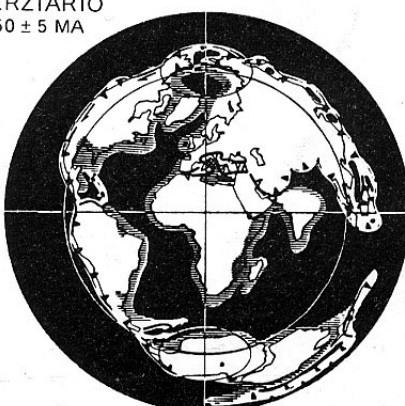


Fig. 1 - Le fasi di separazione del Pangea.



3. La Terra e la teoria della tettonica a zolle (o delle placche)

Nella maggior parte dei trattati, la Terra viene considerata di forma sferica, anche se in realtà presenta uno schiacciamento ai poli ed è quindi più corretto parlare di "sferoide".

Noi descriviamo la Terra come una sfera di raggio pari a 6371 km, suddivisa in 3 gusci concentrici che dall'interno verso l'esterno sono (fig. 2): il nucleo, il mantello e la crosta. Tutti i limiti tra i vari gusci sono stati individuati tramite accurate indagini geofisiche.

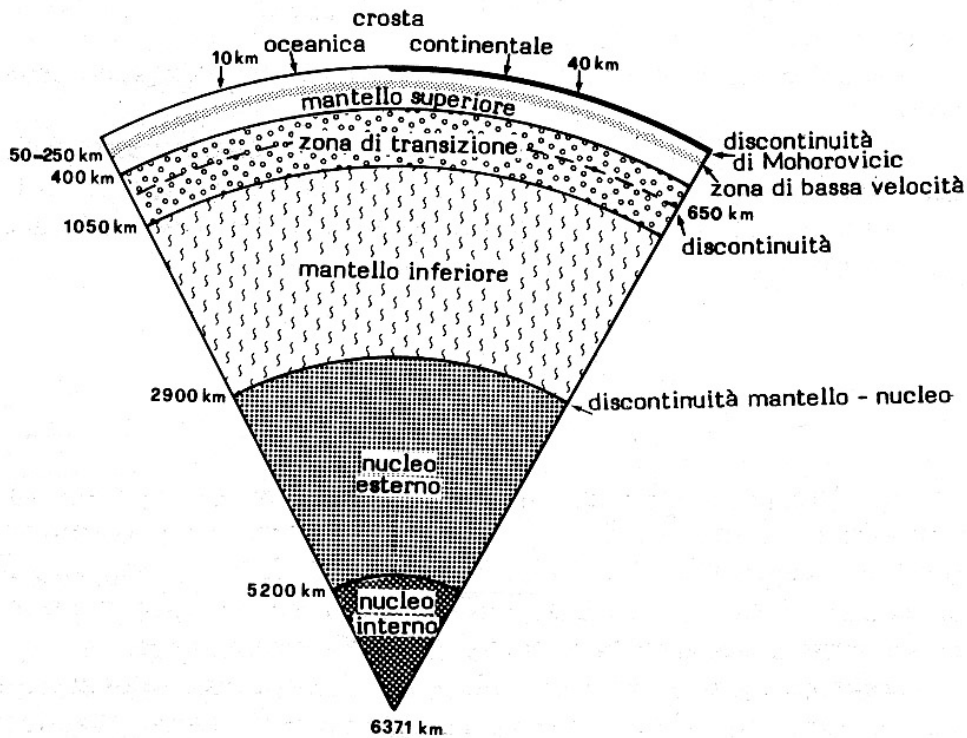


Fig. 2 - Le principali suddivisioni interne della Terra.

La crosta è a sua volta suddivisa in continentale, spessa fino a 70 km, ed oceanica, spessa al max 10-15 km. Va precisato che la crosta continentale non coincide con le attuali terre emerse, così come quella oceanica non corrisponde agli attuali mari.

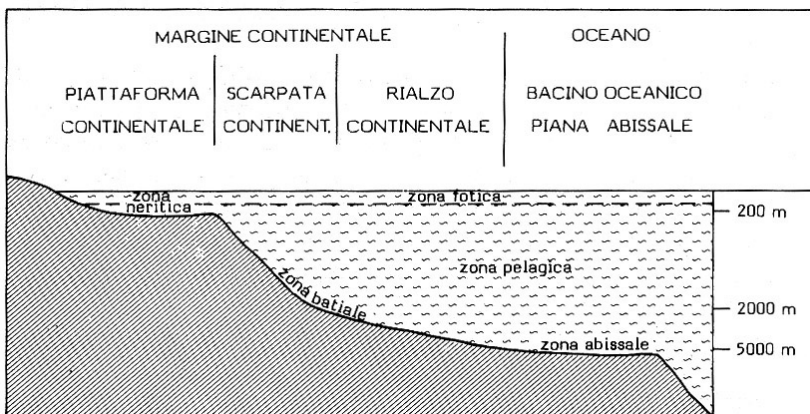


Fig. 3 - Passaggio dal dominio continentale a quello oceanico.

La figura 3 riporta un profilo (tipico di alcune zone) del passaggio dalle terre emerse agli abissi oceanici. Via via che ci si sposta dalla linea di costa verso il mare aperto si individuano la piattaforma continentale, la scarpata continentale, il rialzo continentale e la piana abissale. La piattaforma e la scarpata



continentale appartengono alla crosta continentale, mentre il rialzo continentale segna il passaggio alla crosta oceanica.

A titolo di esempio, si riporta che tutto il Mar Mediterraneo, ad eccezione di una piccola zona ubicata a E-SE della Sardegna, è costituito da crosta continentale.

Un'altra suddivisione tipica della Terra, geologicamente più completa in quanto è su di essa che si basa la teoria della tettonica delle placche, è quella di litosfera, astenosfera e mesosfera, i

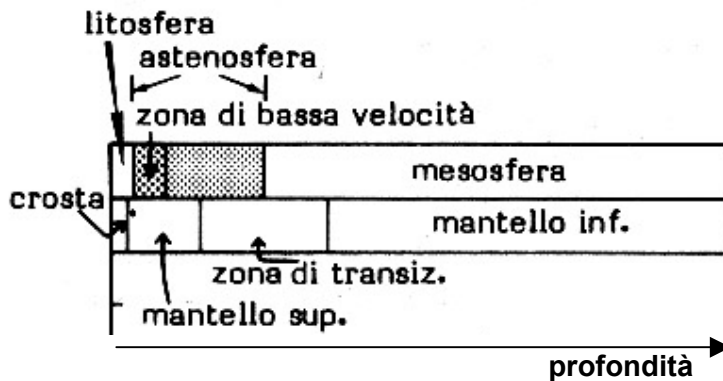


Fig. 4 - Confronto tra i limiti della crosta e del mantello con litosfera, astenosfera e mesosfera.

cui limiti sono stati definiti tramite indagini geofisiche (fig. 4 e fig. 2). La litosfera è il guscio esterno rigido che si estende fino alla cosiddetta zona di bassa velocità sismica e comprende quindi la crosta (continentale o oceanica) e parte del mantello superiore.

L'astenosfera è il sottostante guscio a comportamento plastico che si estende fino alla discontinuità sismica di 650 km di profondità (vedi fig. 2), cioè fino a circa metà della fascia di transizione mantello superiore - mantello inferiore. È caratterizzata da moti convettivi ad andamento circolare della materia: ci sono zone dove materiale caldo risale e zone dove materiale più freddo ridiscende in profondità. Al di sotto dell'astenosfera si estende la mesosfera fino al limite mantello inferiore-nucleo esterno.

La teoria della tettonica a zolle prevede che la litosfera sia suddivisa in una ventina di zolle (o placche) rigide che si spostano reciprocamente con movimenti laterali; tra le placche di dimensioni più imponenti citiamo l'Eurasiatica, l'Africana, l'Arabica, l'Indo-Australiana, la Pacifica, la Nordamericana, la Sudamericana, quella di Nazca (W del Sud America) e quella Antartica.

I limiti tra le zolle (margini di zolla) sono indagati e definiti tramite le onde sismiche. I margini di zolla, infatti, costituiscono delle linee di discontinuità tra due mezzi omogenei a grande scala (le zolle) dove le onde sismiche rispondono in modo diverso. Esistono 3 tipi di margini di zolla: convergente, divergente e trasforme.

In corrispondenza dei margini convergenti, le due placche (in genere una con crosta oceanica e una con crosta continentale) tendono a scontrarsi l'una contro l'altra, dando luogo alle zone di subduzione (fig. 5): la placca oceanica, meno spessa e più fredda, tenderà ad inabissarsi sotto



a quella continentale, raggiungendo così l'astenosfera. I processi di subduzione possono evolvere fino ad arrivare alla consunzione dell'intero bacino oceanico e, quindi, allo scontro diretto dei continenti: solo il mantello litosferico continua la subduzione, la sovrastante crosta continentale va ad accrescere la crosta continentale del margine opposto, dando inizio all'edificazione vera e propria di una catena montuosa (orogenesi), che continuerà fino a che continueranno le spinte reciproche tra le due placche. Un esempio attuale è la catena Himalayana, dove la placca Indo-australiana continua a spingere verso N sulla placca Eurasiatica.

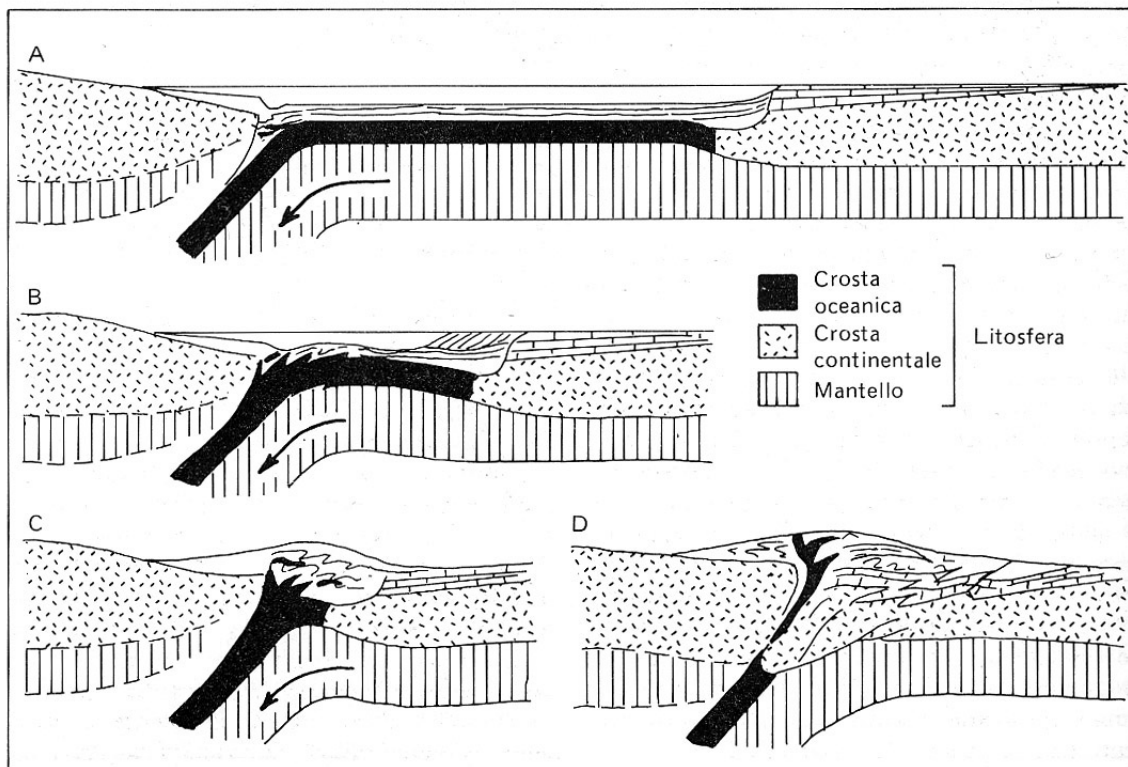


Fig. 5 - Evoluzione di un margine convergente: le zone di subduzione.

In corrispondenza dei margini divergenti, invece, si ha un allontanamento reciproco delle placche. Questo permette la risalita del sottostante materiale mantellico. Quando margini di questo tipo interessano placche a contatto per la litosfera oceanica, essi danno luogo alle dorsali medio-oceaniche, spaccature della crosta che percorrono gli oceani, lungo cui si impostano allineamenti di vulcani. Dalle dorsali medio-oceaniche si ha fuoriuscita pressoché continua di materiale proveniente dall'astenosfera. Questo materiale si raffredda e va a costituire nuova crosta oceanica. Un esempio è la dorsale Atlantica (fig. 6), che percorre tutto l'oceano Atlantico. Da N verso S, Islanda, Azzorre, Ascensione, Sant'Elena e le altre isole al centro dell'Atlantico meridionale sono tutte emersioni della dorsale medio-atlantica. La prima conseguenza di una situazione di questo tipo è che Europa ed Africa si allontanano progressivamente dalle Americhe (infatti, guardando un'attuale cartina geografica, si nota come con una piccola rotazione e uno spostamento laterale il Brasile si "incastra" bene nel



Golfo di Guinea, a testimoniare il progressivo allontanamento delle due placche avvenuto durante la separazione del super continente Pangea, fig. 1).

Quando invece un margine divergente si sviluppa tra due placche a contatto per litosfera continentale, esso dà luogo ai rift continentali, cioè a zone di spaccatura in ambiente continentale; le due placche si allontaneranno progressivamente generando un bacino oceanico che verrà invaso dal mare e al cui centro si svilupperà una dorsale medio-oceanica. Un esempio attuale è il rift est africano, dove il Mar Rosso è un bacino oceanico in formazione e dove si verifica un progressivo allontanamento della placca Arabica dalla placca Africana. L'evoluzione del rift est africano sarà del tutto simile a quello che attualmente è l'oceano atlantico. La fig. 6 riporta le attuali zone dove sono presenti margini divergenti e dove, quindi, si ha separazione ed allontanamento delle litosfere coinvolte.

Anche il Mar Tirreno è in evoluzione e si sta allargando, provocando un allontanamento progressivo dell'Italia dalla penisola Iberica e un conseguente avvicinamento verso la ex Jugoslavia. Nel Mar Tirreno è già formata la litosfera oceanica (a SE della Sardegna), anche se attualmente ha un'estensione limitata.

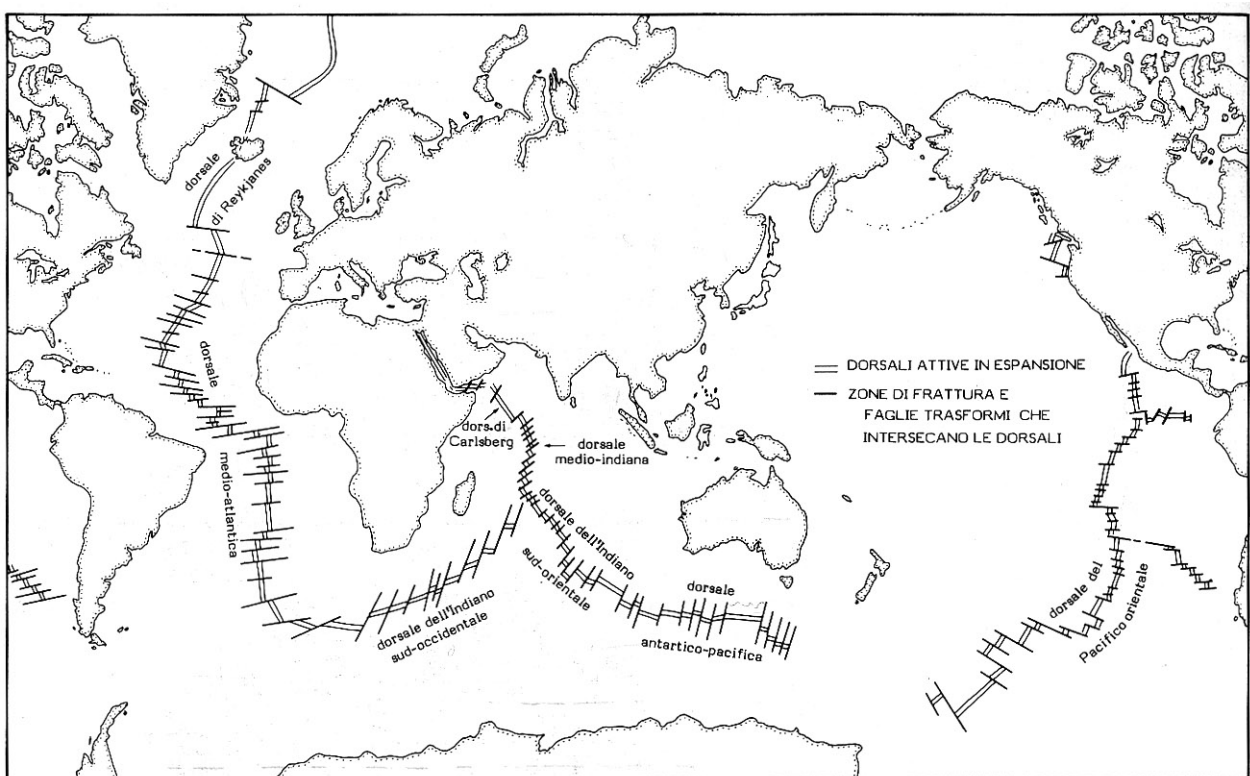


Fig. 6 - Gli attuali principali margini divergenti oceanici (dorsali oceaniche) e continentali.

Infine, i margini trasformati sono quelli dove esiste una componente trasversale generata dalle forze in gioco, in quanto esse non agiscono perpendicolarmente al limite di placca (come avveniva nei margini convergenti). Margini di questo tipo si impostano lungo faglie (fratture della crosta terrestre con spostamento relativo delle due parti di crosta lungo il piano di faglia generato). Un esempio noto a tutti è la Faglia di San Andreas in California, alimentata



dalla spinta della placca di Cocos (e/o le microplacche ad essa collegate) contro quella Nordamericana.

4. I tipi di rocce e la loro genesi

Le rocce vengono suddivise e classificate in tre grandi categorie: rocce magmatiche, rocce sedimentarie e rocce metamorfiche.

4.1 Le rocce magmatiche (o ignee)

Le rocce magmatiche derivano dal "magma", massa fusa più o meno viscosa in funzione della sua composizione chimica che alloggia nel mantello terrestre. In alcuni punti e in certe condizioni favorevoli, il magma è in grado di risiedere in "sacche" di dimensioni più o meno grandi per un tempo più o meno lungo. Queste sacche sono le camere magmatiche.

A questo punto, il magma ha due possibilità:

- 1) Il magma è nella camera magmatica e lì rimane, raffreddandosi progressivamente e dando quindi via ai processi di solidificazione e cristallizzazione. Alla fine di questo processo non avremo più una materia fusa e viscosa, ma avremo una roccia vera a propria. Rocce che si formano così si chiamano rocce magmatiche intrusive; l'aggettivo "intrusive" indica che sono cristallizzate all'interno della Terra. L'esempio più classico delle rocce intrusive è il granito.

Abbiamo detto che nella camera magmatica il magma solidifica progressivamente, fino a cristallizzare e a dare luogo ad una roccia. Una roccia si definisce "a struttura cristallina" quando gli atomi che la compongono si sono organizzati in modo ordinato e periodico a formare i minerali che costituiscono la roccia stessa (ricordiamo che più elementi costituiscono i minerali e più minerali costituiscono le rocce). I processi di cristallizzazione sono piuttosto complessi e non verranno approfonditi; ci limitiamo a sapere che i meccanismi principali della cristallizzazione sono la nucleazione e l'accrescimento. Questi due processi sono in un certo senso antagonisti (diciamo per questioni di "spazio"), ovvero: tanto più numerosi saranno i nuclei attorno ai quali crescono i nuovi cristalli, tanto minore sarà l'accrescimento di ciascuno di loro. Viceversa, se si formano pochi nuclei di nuovi cristalli, ciascun cristallo avrà la possibilità di crescere molto.

Uno tra i parametri che influisce sul numero di nuclei di cristalli che si formano è la velocità di raffreddamento. In particolare, se la camera magmatica è molto in profondità, la velocità di raffreddamento è lenta, il sistema tende all'equilibrio, e si formano pochi nuclei di cristallizzazione; la roccia che deriverà avrà quindi granuli di grosse dimensioni (es. Ghiandone). Al contrario se la camera magmatica è più superficiale, il magma raffredderà più velocemente, si formeranno abbondanti nuclei di



crystallizzazione che avranno a disposizione poco spazio per crescere; la roccia che ne deriva sarà quindi a grana fine (es. Serizzo) [**Pannello 10**].

Con queste osservazioni abbiamo imparato a tracciare, a grandi linee, la genesi delle rocce magmatiche intrusive a partire dall'osservazione della loro struttura.

- 2) Il magma riesce ad individuare (o ha sufficiente energia per crearsene uno) un canale preferenziale che gli permetta di attraversare tutta la litosfera sovrastante fino ad arrivare sulla superficie terrestre. In questo secondo caso il materiale magmatico arriva sulla superficie terrestre in condizioni prossime a quelle che aveva in profondità, e fuoriesce più o meno violentemente tramite eruzioni vulcaniche. Le rocce che derivano da questo processo avranno quindi subito un raffreddamento pressoché istantaneo. Rocce che si formano così si chiamano rocce magmatiche effusive, dove l'aggettivo "effusive" indica che sono solidificate rapidamente direttamente sulla superficie terrestre. La solidificazione è talmente rapida che i processi di cristallizzazione non fanno in tempo ad avvenire. In una roccia effusiva, infatti, solo alcuni composti riescono a cristallizzare, dando luogo ai fenocristalli; questi sono immersi in una matrice porosa a struttura amorfa, vetrosa, in quanto priva di un ordinamento cristallino periodico.

Tutti i tipi di lava sono esempi di rocce magmatiche effusive; tra questi ricordiamo l'ossidiana, che presenta una chiara struttura vetrosa anche dal punto di vista macroscopico.

In prima approssimazione, possiamo quindi affermare che, a parità di magma di partenza, il parametro che differenzia le rocce intrusive da quelle effusive è la velocità di raffreddamento, parametro che si può dedurre a ritroso dall'osservazione della struttura (cristallina o no) delle rocce.

4.2 Le rocce sedimentarie

La classificazione delle rocce sedimentarie è piuttosto articolata. Si dividono in:

- rocce terrigene, i cui componenti hanno subito i processi di erosione, trasporto, sedimentazione;
- rocce organogene, cioè costituite da materiale organico. A loro volta si dividono in particellari se sono un accumulo meccanico di organismi (interi o frammentati) e costruite se le parti rigide degli organismi costituiscono l'impalcatura vera e propria della roccia (es. barriere coralline);
- rocce chimiche, che si generano per precipitazione diretta di sali (es. evaporiti).

Dal punto di vista pratico, è bene sapere che più del 90% delle rocce sedimentarie sono rappresentate dalle rocce terrigene e dalle rocce carbonatiche (principalmente organogene).



Ci concentreremo su questi due tipi di rocce, accennando solo velocemente agli altri tipi di rocce sedimentarie.

Il ciclo di formazione delle rocce sedimentarie terrigene può essere riassunto in 3 processi consequenziali (erosione, trasporto, deposizione) così schematizzati:

- 1) Le montagne sono sottoposte a vari tipi di azioni erosive (eolica, marina, fluviale, ecc.), al dilavamento ad opera dell'acqua, ai cicli di gelo-disgelo, ad azioni abrasive. Il risultato è che le montagne in questione sono sempre in via di modellamento (la montagna non è mai una cosa statica!) e le rocce costituenti queste montagne poco alla volta si frantumano e si spezzettano. Ovviamente l'erosione delle rocce è differenziata a seconda della durezza e della capacità di resistere alle azioni erosive delle rocce stesse: i profili delle montagne spesso mettono in evidenza alternarsi di litologie più o meno erodibili.
- 2) I frammenti delle rocce cominciano a degradare verso valle per gravità e ad opera delle acque di dilavamento (pioggia) prima e dei ruscelli e torrenti poi, fino ad arrivare ai fiumi. In tutto questo percorso i frammenti sono ulteriormente erosi ed abrasati e le dimensioni dei frammenti si riducono progressivamente, arrotondandosi.
- 3) I fiumi sfociano nel mare (o nei bacini lacustri), quindi i nostri frammenti di roccia arrivano al mare. Un fiume che si getta nel mare genera sempre delle correnti sottomarine, almeno nelle immediate vicinanze della foce. Tanto più queste correnti sono energetiche (fatto che in genere è correlato con l'inclinazione del pendio aereo e di quello sottomarino), tanto più la corrente è in grado di trasportare dei pesi maggiori (ovvero dei corpi di maggiori dimensioni, stimando una densità media delle rocce pari a 2.6 g/cm^3). Via via che la corrente perde energia (perché il fondale si appiattisce, perché ci si allontana dalla costa, perché le correnti marine sono più deboli) vengono rilasciati materiali sempre più fini.
- 4) Nel bacino marino (o lacustre) vige un regime di apparente quiete che permette alle particelle trasportate di adagiarsi e di mantenersi sul fondo, ove iniziano i processi di litificazione e sedimentazione di quelle che in seguito saranno rocce.

La conseguenza della genesi delle rocce terrigene, in prima approssimazione, è che esiste una sorta di gradazione in funzione della grana (cioè delle dimensioni dei costituenti della roccia): rocce terrigene a grana grossolana si saranno depositate in zone prossime alla linea di costa (zone prossimali), rocce terrigene a grana fine e finissima si saranno depositate via via più al largo (zone distali).

Il **[pannello 6]** mostra un bell'esempio di gradazione dei sedimenti pelagici (cioè di mare aperto): si vede bene l'alternanza di strati a grana più grossa con strati a grana più fine. Domanda: ma se abbiamo detto che la grana delle rocce sedimentarie è correlata al processo di gradazione in funzione dell'energia del mezzo di trasporto e, quindi, della distanza dalla



linea di costa, come si spiega il fatto che qui ci sono alternanze di sedimenti a grana grossa con quelli a grana fine? Abbiamo due possibilità:

- a - varia l'energia del mezzo trasportante;
- b - si è verificato uno spostamento della linea di costa.

Mentre non è possibile documentare le variazioni dell'energia del mezzo trasportante (che sarebbero comunque una manifestazione locale), sono invece documentate le variazioni eustatiche, ossia le fluttuazioni del livello del mare (e quindi lo spostamento delle linee di costa). Pur non essendo ancora chiare le cause di queste variazioni eustatiche, sono invece noti i meccanismi che possono aver portato a queste variazioni: o si sono verificate variazioni del volume totale dell'acqua dei mari, oppure si sono verificate variazioni nella forma e quindi nella capacità volumetrica dei bacini oceanici.

In ogni caso, con queste fluttuazioni della massa d'acqua, il fondale marino ove si depositano e litificano i sedimenti che in un certo momento si trova vicino alla linea di costa, può venire a trovarsi in mare aperto se il mare avanza ("trasgressione") oppure può addirittura emergere quando il mare si ritira ("regressione"). Una volta litificate ed emerse le rocce (in seguito ai processi orogenetici), questo si traduce in alternanze di strati a grana grossolana e a grana fine, talora intervallati da superfici di erosione nette che testimoniano i periodi di emersione. Non tutte le rocce di derivazione terrigena si formano in un bacino marino o lacustre: alcune rocce terrigene si possono formare anche in ambiente continentale, al di fuori delle acque, in zone dove la deposizione (accumulo) prevale sull'erosione. Si tratta dei conglomerati, rocce costituite da ciottoli (clasti) più o meno arrotondati immersi in una matrice a grana più fine. Se i clasti sono spigolosi e poco arrotondati non si parla di conglomerati ma di brecce. I conglomerati e le brecce sono i prodotti più grossolani dell'erosione e, per quanto detto prima, sono quindi soggetti a trasporto limitato. Le tipiche aree di accumulo sono le spiagge site nelle insenature delle coste rocciose e le zone pedemontane (letteralmente "ai piedi dei monti") delle pianure.

Nel sentiero geologico dei Corni di Canzo si possono vedere vari tipi di rocce sedimentarie terrigene depositatesi in ambiente continentale o marino prossimale:

- il Conglomerato di Sirone **[pannello 3]** contiene clasti ben arrotondati, anche di grosse dimensioni, cementati da una matrice a grana fine costituita da carbonati calcarei fossiliferi: la deposizione e la litificazione è pertanto avvenuta in ambiente marino prossimale.
- il conglomerato poligenico **[pannello 13]** contiene anch'esso clasti ben arrotondati, anche di grosse dimensioni, cementati da una matrice a grana fine. La deposizione di questa roccia è avvenuta in ambiente subaereo, dopo un breve trasporto dei clasti ad opera dei corsi d'acqua.
- il Verrucano Lombardo **[pannello 9]**, è una breccia dove si riconosce materiale eterogeneo grossolano cementato da una matrice a grana fine. I clasti sono principalmente di origine vulcanica.



Rocce come i conglomerati e le breccie, dove i clasti sono ben circoscritti e di grosse dimensioni, da un lato testimoniano la tipologia di processi erosivi che hanno interessato le rocce preesistenti, dall'altro permettono di ricostruire le litologie di queste ultime.

Le rocce organogene particellari più rappresentate sono le rocce carbonatiche, che sono costituite da calcite/aragonite (CaCO_3) e/o dolomite ($\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$) per almeno il loro 50%. La maggior parte del carbonato di calcio che costituisce una roccia carbonatica deriva dai gusci carbonatici di organismi inclusi nella roccia stessa; talora i gusci di questi organismi possono essere conservati naturalmente, interi o in frammenti, grazie ai processi di fossilizzazione. In generale è molto più facile che i gusci degli organismi vengano disciolti e non vengano quindi conservati: ne consegue che il buon esito dei processi di fossilizzazione è un'eccezione, quasi una rarità. Il processo di fossilizzazione può interessare:

- le parti organiche contenute *all'interno* della struttura scheletrica di un organismo morto;
- le parti inorganiche (scheletriche) dello stesso organismo.

La sostanza organica contenuta all'interno della struttura scheletrica si scioglie col tempo lasciando delle porosità; queste porosità possono essere riempite da soluzioni sovrasature circolanti nel sedimento ancora in consolidato. Se la sostituzione sale-sostanza organica è graduale, verrà riprodotta la microstruttura della sostanza organica originaria; viceversa, se la sostituzione è rapida, sarà conservata solo la forma e la dimensione della sostanza organica originaria.

Quando la fossilizzazione interessa le parti scheletriche dell'organismo, le sostituzioni avvengono ad opera di minerali. I 4 processi di fossilizzazione più comuni sono la calcitizzazione (gioca la calcite, CaCO_3 ; è il più comune processo di sostituzione: raramente la sostituzione è così lenta da mantenere la struttura scheletrica originaria), la dolomitizzazione (gioca la dolomite, $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$; è il risultato di ripetuti processi di soluzione e deposizione che avvengono in ambienti ad elevata salinità; non è mai conservata la struttura originaria), la silicizzazione (gioca la silice SiO_2 ; avviene in ambiente acido, unico ambiente dove la silice può essere solubilizzata attraverso il suo passaggio allo stato colloidale; la sostituzione avviene sempre dal bordo verso l'interno dell'oggetto da sostituire, dando luogo a strutture concentriche di neoformazione) e la piritizzazione (gioca la pirite, FeS_2 ; avviene in ambienti asfittici, privi di ossigeno: la putrefazione della sostanza organica libera lo zolfo che reagisce con i minerali di Fe presenti nel sedimento dando la pirite. Un attuale bacino asfittico è il Mar Nero, dove gli scambi con il Mediterraneo sono limitati e il ricambio delle acque è scarso).

Spesso, a seguito di importanti fenomeni diagenetici, cioè di trasformazioni chimiche e strutturali che avvengono in fase di litificazione, i gusci degli organismi non sono più riconoscibili e a testimonianza della loro presenza rimane solo la composizione calcarea della roccia. In questo caso si dice che la roccia è "non fossilifera".



Un esempio di roccia calcarea detta "non fossilifera" è la Maiolica [pannello 4], roccia a grana finissima, impiegata nella produzione del cemento (in realtà la Maiolica contiene microrganismi planctonici risolubili solo con microscopio elettronico). Gli organismi che hanno dato origine a questa roccia si sono depositati in mare aperto e lì sono avvenuti i processi di diagenesi e litificazione della roccia. In mare aperto, cioè "lontano" dalla linea di costa, non vuol dire necessariamente in ambiente "profondo": prova ne è il fatto che questa roccia si è depositata al di sopra della linea (immaginaria) di saturazione del carbonato di calcio, cioè dove l'acqua del mare è ancora satura in CaCO_3 ed è quindi in grado di rilasciare e depositare carbonato di calcio. A grandi linee, la linea di saturazione del carbonato di calcio (che è funzione della profondità e della latitudine, fig. 7) discrimina la formazione di rocce organogene carbonatiche (per profondità inferiori) da quella di rocce organogene silicee (per profondità superiori).

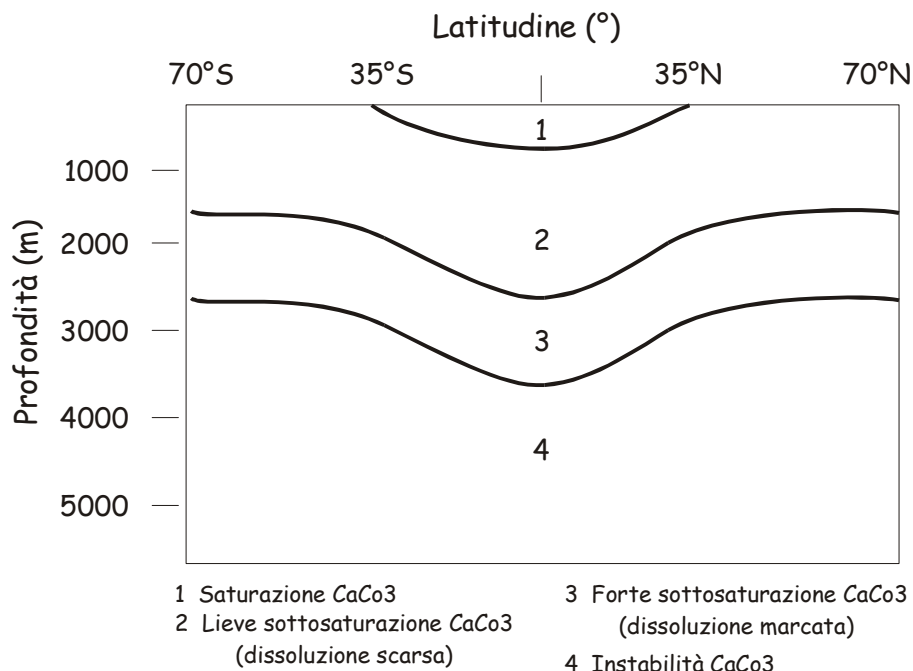


Fig. 7 - Variazione della solubilità della calcite con la profondità e con la latitudine.

Al di sotto di questa linea di saturazione, invece l'acqua del mare è in grado di sciogliere in maniera marcata il carbonato di calcio; come prima conseguenza, è che al di sotto di questa linea non potranno litificare rocce carbonatiche.

È invece possibile la deposizione di rocce silicee, sempre appartenenti alle organogene particellari; la roccia silicea più comune è la selce [pannello 7], che dal punto di vista mineralogico è costituita da quarzo (SiO_2) in tutte le sue varietà (es. calcedonio, opale). Le selci derivano dalle Radiolariti, organismi marini a guscio siliceo. Le peculiarità delle selci sono la colorazione, in genere intensa e fortemente variabile, e la frattura di tipo concoide, che conferisce la capacità di tagliare.



Livelli selciferi sono particolarmente significativi perché sono indicatori batimetrici del bacino in cui si sono formati.

Dal punto di vista storico, essendo le selci fortemente resistenti, sono sempre state usate dagli uomini primitivi per utensili sia "domestici" sia "bellici", quali coltelli, pugnali, punte di lancia, frecce. Testimonianze della lavorazione della selce in tempi preistorici sono anche i grandi accumuli di "pezzi di scarto", su cui sono ben visibili le tracce di lavorazione.

In natura, non tutto è così schematico come descritto finora: esistono, infatti, le rocce sedimentarie miste terrigeno-carbonatiche alla cui formazione concorrono sia i processi genetici delle rocce terrigene, sia quelli delle rocce carbonatiche. Queste rocce sono dette marne. Una marna è per definizione costituita dal 50% di frazione carbonatica e dal 50% di frazione terrigena; esistono poi tutti i termini di passaggio al calcare puro e all'argilla pura in funzione delle percentuali reciproche delle due frazioni. Un esempio di roccia mista è il Rosso Ammonitico, formazione ampiamente diffusa nelle Prealpi Lombarde e nel Veneto (RALombardo, RAVeneto) **[pannello 8]**. Si tratta di un calcare marnoso (cioè di una roccia mista in cui prevale la componente carbonatica) di colore rosso, molto fossilifero (le Ammoniti, appunto, estinte alla fine del Cretaceo, 65 M.a.); l'insieme di queste due caratteristiche è talmente peculiare di questa roccia che ne definisce il nome.

La grana del Rosso Ammonitico è tendenzialmente fine, fatto che testimonia la deposizione in mare aperto. La stratificazione del RA è disomogenea e non tutti i livelli sono fossiliferi; o meglio, in alcuni livelli i gusci degli organismi si sono completamente disciolti, lasciando solo una "macchia" biancastra nella matrice rossa come testimonianza del guscio dell'organismo.

Il Rosso Ammonitico è usato anche come pietra ornamentale (es. Corso Vittorio Emanuele a Milano, banconi di bar), anche se non è particolarmente pregiata.

Un esempio molto vicino a noi di affioramento persistente di Rosso Ammonitico è la cava di Cesana Brianza.

Le rocce organogene costruite sono quelle dove gli organismi costituiscono la struttura portante della roccia stessa. Gli attuali coralli, a titolo di esempio, stanno edificando delle strutture organiche (le barriere coralline) che, se in futuro saranno coinvolte in processi di sedimentazione, daranno luogo proprio a rocce organogene costruite.

Il **[pannello 1]** mostra da un lato un esempio di roccia organogena costituita da organismi biocostruttori (coralli), dall'altro introduce ai processi di erosione dovuti al dilavamento da parte di acque superficiali (carsismo). I processi erosivi conferiscono a questo tipo di rocce (che spesso vengono chiamate come "campi solcati" o descrizioni simili) un aspetto del tutto caratteristico.

Esempi di rocce sedimentarie chimiche sono quelle dovute a rilascio e precipitazione dello ione carbonato da parte di soluzioni acquose.



Le acque piovane sono lievemente acide e, quindi, sono in grado di portare in soluzione i carbonati di Ca e Mg delle rocce calcitiche e dolomitiche con cui vengono a contatto. Questo provoca un arricchimento di carbonati nell'acqua, che termina con la saturazione.

L'eccesso di ioni carbonati contenuti nelle acque viene rilasciato in particolari condizioni: nell'ambiente ipogeo, i carbonati danno luogo ai vari tipi di speleotemi (cioè carbonati concrezionati, quali stalattiti e stalagmiti); nell'ambiente subaereo, i luoghi preferenziali per avere rilascio e deposizione di carbonati sono le cascate e le sorgenti di acqua dolce.

Il carbonato disciolto nell'acqua viene rilasciato e si deposita su ciò che trova di solido. Molto spesso si deposita su resti organici (legnetti, foglie), ricoprendoli e costituendone quindi una specie di guscio. Con il tempo, si forma una roccia calcarea che contiene resti organici; questi ultimi, proprio perché sono organici, si decompongono e si perdono. Ecco allora che tramite il deposito del carbonato di calcio si ottiene un calco di quello che era il resto organico.

Rocce così formate sono comunemente dette travertini **[pannello 12]** e sono diffusamente impiegate in edilizia e come pietre ornamentali.

Le strutture sedimentarie sono una delle peculiarità che caratterizzano le rocce sedimentarie. Le strutture, tantissime, sono legate a molteplici fattori, tra cui il tipo di erosione, gli agenti trasportanti (vento, mare, fiumi, ecc.), il processo di deposizione e molti altri. Tra tutte le strutture sedimentarie conosciute, approfondiamo unicamente quella dovuta a frane sottomarine, slumping **[pannello 2]**. Si tratta di un caotico scivolamento sindeposizionale, cioè di depositi sedimentari non ancora del tutto litificati aventi comportamento plastico. Lo scivolamento avviene in un bacino, quando i sedimenti si depongono lungo un pendio inclinato preesistente. Se la zona è sismicamente attiva, le scosse sismiche possono innescare lo scivolamento; se la zona è più tranquilla, anche il solo peso dei sedimenti può provocare l'inizio della frana sottomarina. Con la frana i sedimenti inconsolidati si "arrotolano su loro stessi" e poi litificano nella nuova posizione, mantenendo testimonianza dell'evento.

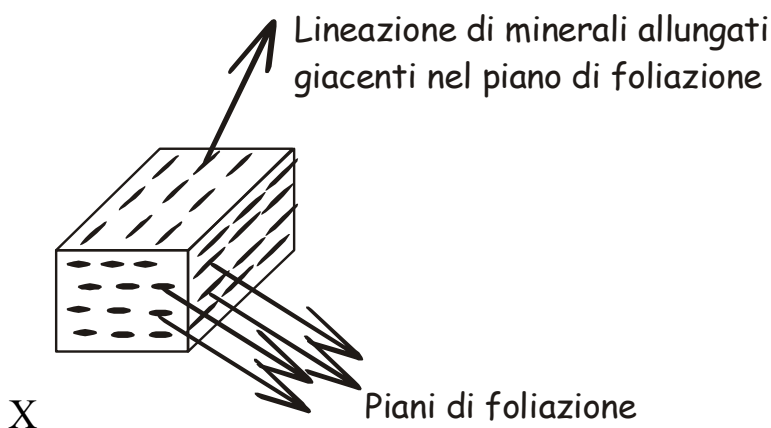
Lo slumping non deve essere confuso con un normale piegamento (talora anche caotico) tipico delle rocce metamorfiche. Per riconoscerlo si osservino gli strati sopra e sottostanti alla frana: essi sono stratificati in modo pianoparallelo tra loro.

4.3 Le rocce metamorfiche (con cenni di geologia strutturale)

Le rocce metamorfiche derivano sia da rocce magmatiche sia da rocce sedimentarie sottoposte a elevatissime pressioni e temperature che, nel caso più classico, si generano nel momento in cui due zolle tettoniche si scontrano. Queste elevate pressioni e temperature sono responsabili del "metamorfismo" (letteralmente "cambiamento di forma") che subiscono le rocce.



L'evento metamorfico comporta la trasformazione sia chimica sia strutturale delle rocce preesistenti. Chimica, nel senso che i legami chimici tra gli elementi dei minerali della roccia preesistente vengono rotti e si formano nuovi legami chimici e, quindi, nuovi minerali. Questo implica in prima approssimazione che il chimismo totale della roccia non cambia con l'evento metamorfico (a meno di nuove soluzioni che circolano nella roccia e con cui avvengono scambi chimici), mentre cambia la sua composizione mineralogica. Strutturale, nel senso che gli sforzi in gioco sono tali da favorire lo "schiacciamento" e l' "allungamento" dei minerali di nuova formazione. A queste due operazioni corrispondono rispettivamente la foliazione e la lineazione, due caratteristiche peculiari delle rocce metamorfiche. La foliazione è il risultato della disposizione in piani, "a foglia", dei minerali lamellari. I piani di foliazione corrispondono a zone di minor resistenza dove è possibile che la roccia si "sfaldi" più facilmente; quando la



foliazione è particolarmente sviluppata, si parla di scistosità, e le rocce sono dette scistose. La lineazione, invece, più difficile da identificare, è dovuta all'allungamento e all'isorientazione dei minerali di forma allungata (prismatici, aciculari e aghiformi) nel piano di foliazione (figura 8).

Fig. 8 - Foliazione e lineazione in una roccia metamorfica

La forti pressioni in gioco durante gli eventi metamorfici sono responsabili della deformazione delle rocce; queste possono assumere comportamento plastico, dando luogo a piegamenti (tettonica duttile), oppure fragile, rompendosi lungo faglie o fratture (tettonica fragile).

Per quanto riguarda la tettonica duttile, diciamo subito che una piega interessa tutti gli strati localmente coinvolti nell'evento metamorfico, e quindi interessa diverse litologie tra loro a contatto. Proprio l'alternanza di strati a comportamento diverso permette di far meglio risaltare le pieghe delle rocce. Ricordiamoci che la risposta delle rocce alle alte pressioni è funzione di svariati parametri e che ogni roccia risponde in modo diverso: alcune rocce si deformeranno di più, altre di meno, alcune pieghe saranno particolarmente assottigliate in alcune zone, altre manterranno uno spessore grossomodo uniforme.

La tettonica fragile, invece, implica la spaccatura delle rocce e talora lo scorrimento reciproco ("dislocazione") dei due blocchi di roccia ai lati della spaccatura. Sul terreno, faglie e fratture sono molto abbondanti; si parla di fratture quando si ha una spaccatura della roccia senza spostamenti relativi significativi, si parla di faglie se si ha scorrimento relativo dei due blocchi. Lo scorrimento avviene lungo il piano di faglia e permette di dissipare l'energia



accumulata durante le fasi compressive. La superficie lungo cui avviene lo scorrimento non rimane "beante" (vuota), ma è riempita da materiale roccioso frantumato durante lo scorrimento dei due blocchi; questa osservazione può essere condotta abbastanza frequentemente sul terreno. A grande scala, le faglie sono facilmente riconoscibili proprio dallo spostamento relativo delle rocce a destra e sinistra del piano di faglia: di solito è possibile individuare uno strato marker (uno strato facilmente riconoscibile ad esempio per colore e spessore) chiaramente dislocato (da alcuni cm a decine/centinaia di metri) da un lato e dall'altro del piano di faglia.

Da quanto detto si evincono i caratteri essenziali che permettono di riconoscere una roccia metamorfica, ovvero:

- strutture orientate dove è possibile riconoscere "straterelli" paralleli (foliazione);
- nel piano di foliazione, presenza di minerali allungati isoorientati (lineazione);
- presenza di pieghe, che vanno dalla scala (sub)microscopica alla scala regionale (km);
- presenza di faglie e/o fratture.

5. Il trasporto glaciale: i massi erratici (o trovanti)

Gli eventi glaciali che hanno interessato l'arco alpino di cui si ha testimonianza morfologica sono, a partire dal più antico al più recente, il Günz, il Mindel, il Riss, il Würm e appartengono tutti al Quaternario (da 1.8 M.a. al 8300 a.C.). In epoche storiche, si ricordano alcuni episodi di avanzata glaciale; la più importante di queste è avvenuta tra il 1550 e il 1850 ed è nota come Piccola Età Glaciale.

I ghiacciai possono essere assimilabili a masse fluide, estremamente viscosi, fortemente energetiche: dove passa un ghiacciaio le rocce sono abrase con violenza e la forza del ghiaccio è tale da strappare, prendere in carico e trasportare blocchi di roccia anche decametrici.

Nel momento in cui un ghiacciaio si ritira, cioè il ghiaccio comincia a sciogliersi, tutti i materiali trasportati vengono rilasciati simultaneamente. Questo comporta che non c'è una gradazione tra le dimensioni dei materiali rilasciati (come invece avviene per il trasporto fluviale). O meglio: una sorta di gradazione può essere ottenuta in seguito alla presa in carico del materiale rilasciato dal ghiacciaio da parte delle acque di scioglimento dello stesso ghiacciaio: quando un ghiacciaio si scioglie, l'elevata quantità di acqua che si libera può dar luogo a dei veri e propri corsi d'acqua, con conseguente trasporto dei materiali e loro rilascio man mano che diminuisce l'energia del corso d'acqua stesso. In questo caso particolare si ottengono i depositi fluvio-glaciali, indicando così sia la derivazione glaciale sia quella fluviale del sedimento.

Gli accumuli di materiale dovuti allo scioglimento dei ghiacciai si chiamano genericamente morene. Con ulteriori aggettivi vengono designate le loro posizioni rispetto a quella che era la lingua glaciale. Un esempio di morena particolarmente imponente e suggestiva è la Serra, nella zona di Ivrea.



Nella zona dei Corni di Canzo, la maggior manifestazione degli eventi glaciali è data dai massi erratici (o trovanti, vedi anche relazione sull'uscita ai Corni di Canzo) [pannelli 5 e 11]: si tratta di blocchi anche di dimensioni ragguardevoli, che poggiano sul terreno. "Poggiano" sul terreno vuol dire che non sono geologicamente "in posto", cioè non si tratta di un affioramento roccioso. Si tratta di qualcosa che è scivolato o rotolato lungo il pendio e si è fermato lì dov'è adesso; oppure si tratta di qualcosa che è stato trasportato fino alla posizione in cui si trova. Da dove possono essere arrivati questi enormi blocchi? L'ipotesi più logica è pensare che in seguito a movimenti franosi si siano distaccati dalle montagne circostanti che delimitano la vallata in cui ci si trova e che siano rotolati verso il fondovalle. Questa è un'ipotesi plausibile e può essere confermata verificando se da qualche parte nella vallata esiste una roccia "in posto" con le stesse caratteristiche litologico-strutturali (tutte!) del blocco.

Nella zona dei Corni di Canzo questo non si verifica: in realtà questi blocchi di roccia sono stati trasportati dai ghiacciai, che ricoprivano interamente il lago di Lecco, e qui depositati al momento del ritiro del ghiacciaio. Si chiamano "erratici" o "trovanti" proprio perché non hanno originaria dimora nella zona in cui si rinvengono oggi.

Tra i tanti massi erratici di questa zona, sono abbondanti quelli di serpentinite, roccia metamorfica di colore verdastro. In tutta la zona del triangolo Lariano non esistono affioramenti di questo tipo di roccia. Da dove proviene allora questa roccia? Con studi glaciologici mirati, si è scoperto che la provenienza di questi blocchi è quella della Val Malenco: praticamente tra il luogo di affioramento e il luogo di ritrovamento degli erratici c'è di mezzo tutto il lago di Lecco e anche buona parte della bassa Valtellina. Questo rende facilmente l'idea dell'energia di un ghiacciaio, intesa sia come potere abrasivo, sia come capacità di trasporto.

Le serpentiniti sono da sempre usate come pietre ornamentali e in edilizia. La cosa interessante è notare come questi erratici venissero tagliati direttamente nel punto di ritrovamento tramite filo elicoidale, per poi sottoporli ad ulteriore lavorazione altrove.

6. Un esempio di morfologia fluviale: le marmitte dei giganti

In corrispondenza del [pannello 13] si può osservare una particolare forma di erosione fluviale di tipo meccanico, cioè dovuta agli urti e allo sfregamento del materiale trasportato dall'acqua contro le rocce che costituiscono il letto del corso d'acqua.

Dal punto di vista morfologico il risultato di questa erosione è estremamente bello e gradevole: si tratta, infatti, di una vasca tondeggiante, perfettamente liscia, scavata nella roccia che costituisce l'alveo di un torrente. Morfologie di questo tipo, comunemente chiamate marmitte dei giganti, si creano grazie alla presenza di vortici ad asse subverticale che comportano il movimento rotatorio dei ciottoli e della sabbia trasportati dal corso d'acqua.



LA SCALA DEI TEMPI GEOLOGICI

ERA O GRUPPO	PERIODO O SISTEMA	EPOCA O SERIE	ETÀ O PIANO	ETÀ DI INIZIO IN MILIONI DI ANNI
Neozoico (o Quaternario)	Olocene		Versiliano	10.000 anni
	Pleistocene		Tirreniano	1.8
			Milazziano	
			Siciliano	
			Emiliano	
			Calabriano	
Cenozoico (o Terziario)	Neogene	Pliocene	Astiano	5
			Piacenziano	
		Miocene	Messiniano	22
			Tortoniano	
			Elveziano	
			Burdigaliano	
	Aquitano			
	Paleogene	Oligocene	Cattiano	40
			Rupeliano	
			Lattorfiano	
		Eocene	Priaboniano	55
			Luteziano	
			Cuisiano	
		Paleocene	Ilerdiano	65
			Thanetiano	
Montiano				
Daniano				
Mesozoico (o Secondario)	Cretaceo	Cretaceo sup.	Maastrichtiano	100
			Senoniano	
			Turoniano	
			Cenomaniano	
	Cretaceo inf.		Albiano	140
			Appiano	
			Barremiano	
			Neocomiano	



Mesozoico (o Secondario) <i>[segue]</i>	Giurassico	Malm (Giur. sup.)	Titoniano	160
			Kimmeridgiano	
			Oxfordiano	
		Dogger (Giur. med.)	Calloviano	175
			Batoniano	
			Baiociano	
			Aaleniano	
		Lias (Giur. inf.)	Toarciano	195
			Pliensbachiano	
	Sinemuriano			
	Hettangiano			
	Triassico	Triassico sup.	Retico	215
			Norico	
			Carnico	
		Triassico med.	Ladinico	225
Anisico				
Triassico inf.	Scitico	230		
Paleozoico (o Primario)	Permiano	Permiano sup.	280	
		Permiano inf.		
	Carbonifero	Carbonifero sup.	345	
		Carbonifero inf.		
	Devoniano	Devoniano sup.	395	
		Devoniano med.		
		Devoniano inf.		
	Siluriano	Siluriano sup.	435	
		Siluriano inf.		
	Ordoviciano	Ordoviciano sup.	500	
		Ordoviciano inf.		
	Cambriano	Cambriano sup.	570	
Cambriano inf.				
Archeozoico (o Precambriano)	Proterozoico	2.600		
	Archeano	4.500		