

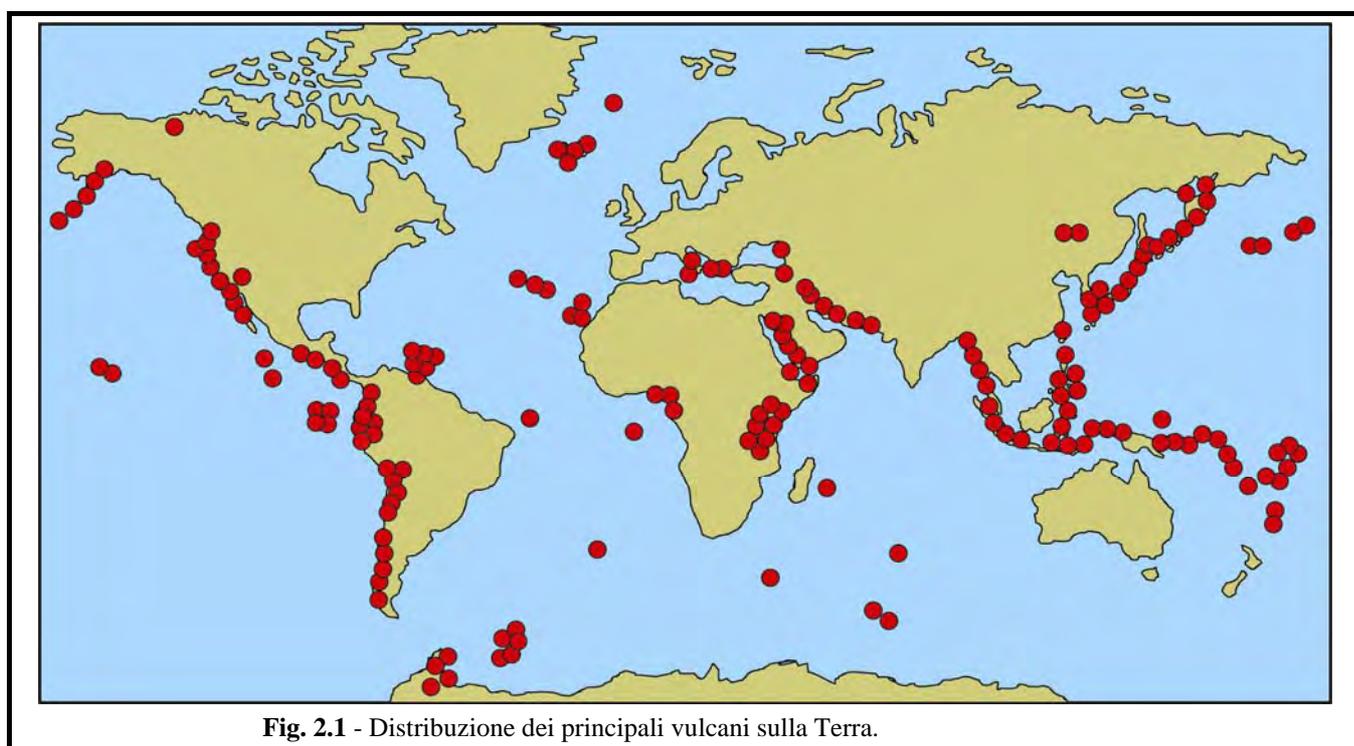
2 - VULCANI, MAGMATISMO E METAMORFISMO

2.1 - Le eruzioni vulcaniche

Le eruzioni vulcaniche presentano aspetti spettacolari, talvolta drammatici, anche con gravi conseguenze per le attività umane ed inoltre testimoniano che l'interno della Terra è assai caldo. Per tali motivi i vulcani sono oggetto di studi approfonditi; la disciplina che se ne occupa è la **vulcanologia**. Nel mondo vi sono ~ 450 vulcani attivi ed un numero più grande sembra quiescente. La maggior parte forma un anello intorno all'oceano Pacifico (Ande dell'America meridionale, Sierra Madre nell'America centrale, Catena delle Cascate negli Stati Uniti occidentali, Alaska, penisola di Kamciatka, Giappone, Indonesia, Nuova Guinea e isole Salomone; **fig. 2.1**). Sono poi presenti vulcani sparsi in Italia, Islanda, Africa ed Antartide.



Eruzione dell'Etna del febbraio 2012.



Interessante è il confronto con la distribuzione delle aree sismiche (**fig. 2.2**). Le aree della Terra con più frequenti terremoti sono anche quelle con più numerosi vulcani e spesso le eruzioni sono accompagnate da movimenti tellurici. Ciò non significa che fra due tipi di fenomeni vi siano rapporti di causa ed effetto, tuttavia entrambi sono manifestazioni legate a processi che avvengono in profondità ed in grado di determinare un'instabilità, più o meno accentuata, in determinate zone della crosta terrestre.

I vulcani attivi forniscono indicazioni sulla natura dell'interno della Terra. Fra i più famosi citiamo quelli italiani (**scheda 2.1**): il **Vesuvio** (che distrusse Pompei nel 63 d.C.), lo **Stromboli** (un "cono" che sorge direttamente dal mare) e l'**Etna** (la più alta montagna della Sicilia). Nel 1943, nel campo di un contadino di Michoacan (Messico), si aprì una fessura dalla quale uscivano fumo e scorie incandescenti; dopo una settimana si formò un cono alto 130 metri e dopo un anno una vera e propria montagna, il Paricutin. Il monte Rainer (presso Washington) è un vulcano spento, la cui ultima eruzione avvenne nel 1410. Il monte Sant'Elena (circa 80 km a Sud) eruttò per l'ultima volta nel 1843: le ceneri si distribuirono fino a quasi 100 km di distanza. Il lago Crater (Oregon) occupa una cavità lasciata da una grande eruzione avvenuta in tempi preistorici. L'esplosione più grande avvenuta in tempi recenti si manifestò a Krakatoa (Indonesia); parte dell'isola scomparve e morirono 36.000 persone; la polvere sollevata fu portata lontano dai venti e per diversi mesi provocò tramonti di un rosso intenso. Una eruzione di intensità di poco inferiore si manifestò nel 1963 con il vulcano Agung sull'isola di Bali (Indonesia). I laghi di origine vulcanica si formano dal riempimento con acqua dei bacini costituenti antichi crateri (**fig. 2.3**). Si distinguono:

- **laghi craterici**; riempimento di crateri ormai spenti; in Italia ricordiamo *Vico* e *Bracciano*;
- **laghi di caldera**; in avvallamenti provocati da grandi esplosioni od implosioni che, avendo distrutto coni preesistenti, hanno lasciato depressioni che si sono successivamente colmate d'acqua; per esempio *Bolsena*;
- **laghi pseudovulcanici**; associati a fenomeni di vulcanesimo secondario; per esempio *Arquà* negli Euganei ed il *Bagno dell'Acqua* nell'isola di Pantelleria.

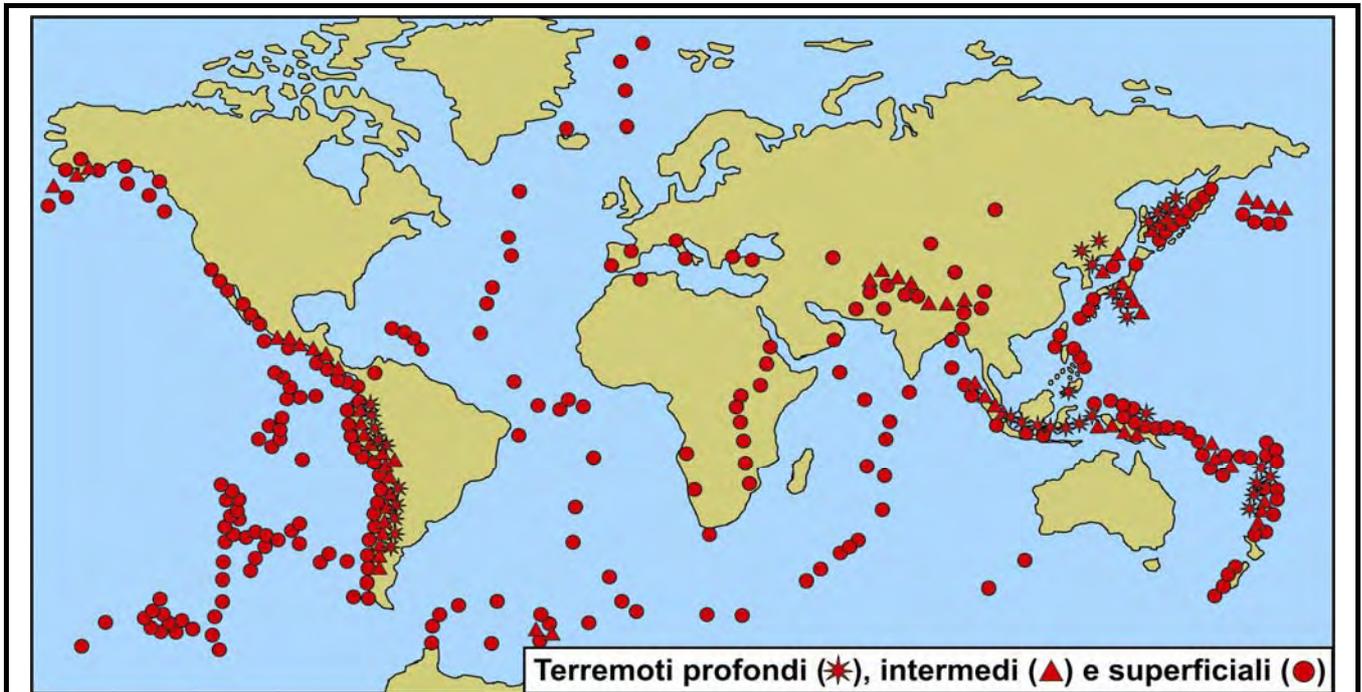


Fig. 2.2 - Distribuzione delle aree sismiche sulla Terra.

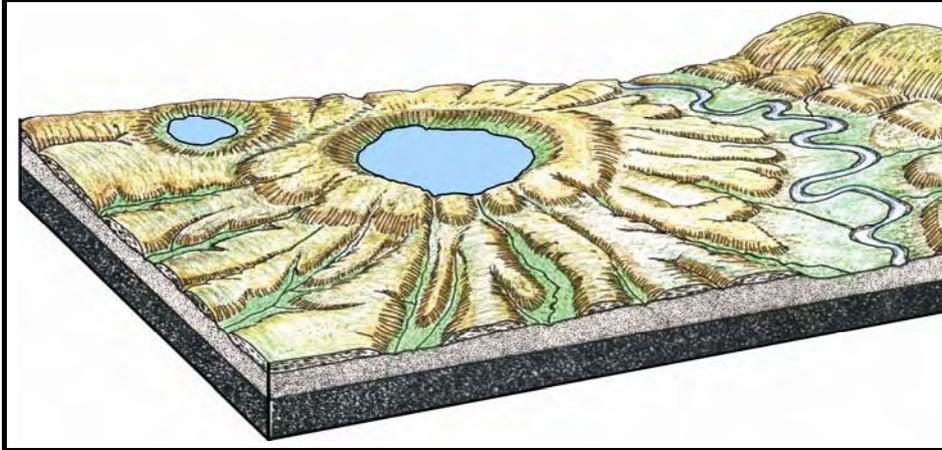


Fig. 2.3 - I laghi vulcanici, caratteristici dell'Italia centrale, hanno una tipica forma quasi circolare, in quanto spesso occupano il fondo di crateri di antichi vulcani spenti.

Le **figg. 2.1** e **2.2** sono carte tematiche a piccolissima scala (mappamondi); su di esse sono sviluppati temi riguardanti le aree vulcaniche e sismiche, dove si sono verificati determinati fenomeni ma che, nel futuro vicino o lontano, potrebbero nuovamente verificarsi e quindi da ritenere rischiose per le popolazioni umane. Carte del rischio vulcanico e/o sismico si possono redarre anche su scale molto più grandi; esse sono molto utili in quanto su determinate aree la tipologia delle costruzioni deve tenere conto di possibili eventi distruttivi. Oppure, sulle stesse aree, in sede di pianificazione, occorre prevedere la possibilità di fuga e messa in sicurezza delle popolazioni residenti. Questo discorso rientra nella problematica più vasta della **protezione civile**, cioè dell'insieme dei sistemi di sicurezza e di pronto intervento per la difesa e la prevenzione dei grandi rischi naturali, non solo sismici e vulcanici, ma anche idrogeologici (frane, valanghe, alluvioni,...), da incendi, da epidemie, ecc...

Gran parte del nostro Paese è sottoposto a rischio sismico: un po' tutte le regioni centrali, quelle meridionali e Nord - orientali. In Italia (**scheda 2.1**), sono aree ad elevato rischio vulcanico soprattutto quelle intorno al vulcano Vesuvio (attualmente in fase di quiescenza, ma le cui pendici sono troppo densamente popolate; **fig. 2.4**). L'Etna (**fig. 2.5**) è il più grande vulcano d'Italia; nel 1669 provocò la parziale distruzione di Catania, ma diversamente dal Vesuvio (caratterizzato da improvvise e catastrofiche esplosioni dopo lunghi intervalli di quiescenza), manifesta attività eruttive in modo continuo, seppure con intervalli più intensi e talora spettacolari, pertanto in modo più facilmente gestibile dalla Protezione Civile nei casi di colate laviche più abbondanti del solito.



Fig. 2.4 - La montagna vulcanica del **Vesuvio** incombe sull'area metropolitana napoletana. Sul **golfo di Napoli** si affacciano le aree archeologiche di Pompei ed Ercolano, antiche città romane sepolte dall'eruzione vulcanica del primo secolo dopo Cristo. È un territorio caratterizzato da rischio vulcanico in quanto il Vesuvio potrebbe eruttare nuovamente e con conseguenze disastrose data l'elevata densità urbana.



Fig. 2.5 - L'**Etna** sorge nell'area Nord - orientale della Sicilia, in provincia di Catania ed è un complesso vulcanico ancora attivo. Con le sue eruzioni ha modificato continuamente il paesaggio, minacciando spesso le comunità umane da millenni insediata intorno ad esso. È una vera e propria montagna vulcanica, le cui pendici presentano una ricca varietà di ambienti che alterna paesaggi urbani, folti boschi che conservano numerose specie botaniche, anche endemiche, ad aree desolate ricoperte da rocce vulcaniche periodicamente soggette ad innevamento alle maggiori quote. È uno *stratovulcano*, pertanto la sua altezza varia nel tempo a causa delle eruzioni che ne determinano l'innalzamento o l'abbassamento: nel 2011 raggiungeva i 3.340 m s.l.m. nel 2011, 3.350 m s.l.m. nel 2010, 3.274 m s.l.m. nel 1900, 3.326 m s.l.m. nel 1950 e 3.269 m s.l.m. nel 1942. Le sue dimensioni lo pongono tra i maggiori al mondo ed il più elevato in altitudine del continente europeo.

2.2 - Magmi e lave

Che cosa esce da un vulcano? Da dove proviene quel materiale? Numerosi studi si sono effettuati analizzando la composizione chimica e la struttura fisica di campioni raccolti presso numerosi vulcani in diversi punti della Terra. Il **magma**, la roccia fluida ad alta temperatura che si trova nel **serbatoio magmatico** del sottosuolo (**fig. 2.6**), contiene notevoli quantità di vapori e gas (soprattutto ossido di carbonio). Quella parte di materiale allo stato fuso, che costituisce una componente del magma stesso e che emerge all'esterno sotto forma di vere e proprie colate destinate a solidificarsi, è detta **lava**. Questa può avere aspetti molto diversi. Se l'eruzione è lenta la lava si espande per chilometri (es. Etna). Le porzioni a contatto con il terreno si raffreddano e si solidificano, mentre quelle sovrastanti, ancora fluide, scorrono in superficie. Quando il movimento si esaurisce l'intera massa si solidifica e la sua superficie appare liscia o accidentata o rugosa come una scoria di fonderia.



Frammento di *Ossidiana* (vetro vulcanico)

Se si verificano esplosioni (es. Vesuvio) o comunque se l'eruzione è intensa, si formano bolle gassose che fanno spumeggiare la lava come se fosse acqua gassata. Quando tale materiale "spumeggiante" si raffredda e si solidifica, si trasforma in **pomice** (roccia porosa a bassa densità e che può addirittura galleggiare sull'acqua), oppure (a causa delle esplosioni) in piccole particelle costituenti le **cenere vulcaniche** o in frammenti di dimensioni un poco superiori; questi (**lapilli**) precipitano nelle aree circostanti il luogo della eruzione e sedimentano originando depositi anche di notevole potenza, che successivamente si compattano formando rocce dette **tufi**.

Le rocce costituite da materiali di origine vulcanica sono dette **eruttive effusive**; esse sono il risultato di un rapido raffreddamento del magma (o di sue parti) che, una volta emerso dal sottosuolo, si solidifica velocemente al contatto con l'aria o con l'acqua (come nel caso di vulcani sottomarini). Il processo di solidificazione è in genere così rapido da non permettere la formazione di cristalli (minerali) ben formati. Un caso limite è l'**ossidiana**, roccia paragonabile ad un "vetro" (stato amorfo). Molto più frequenti sono le **rioliti** (**fig. 2.7**).

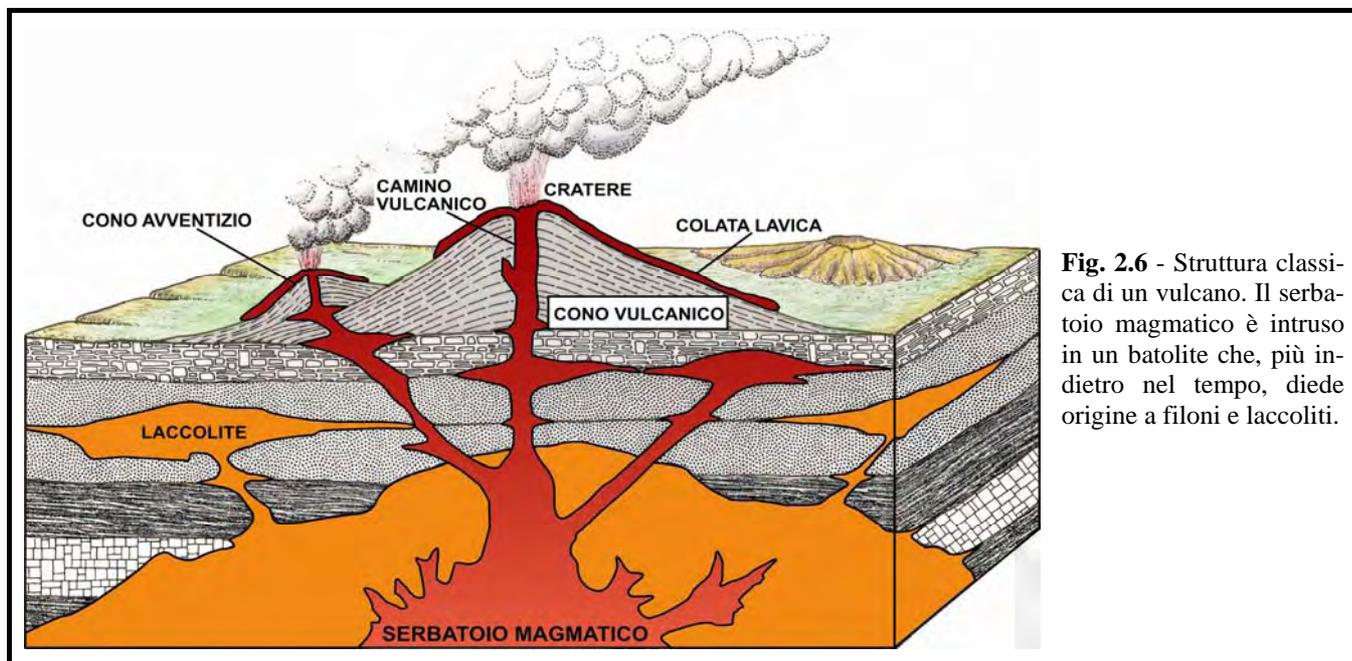


Fig. 2.6 - Struttura classica di un vulcano. Il serbatoio magmatico è intruso in un batolite che, più indietro nel tempo, diede origine a filoni e laccoliti.

La presenza di gas e vapori nel magma è dovuta alla diminuzione di pressione conseguente alla risalita del materiale fluido dal serbatoio magmatico verso la superficie. È un fenomeno simile a quello che si verifica all'apertura di una bottiglia sigillata di acqua e soda. Con la bottiglia chiusa l'elevata pressione "costringe" il gas a rimanere disciolto nell'acqua. Togliendo il tappo diminuisce la pressione ed il gas si libera sotto forma di numerose bollicine.

Studiando la struttura fisica e la composizione chimica delle rocce eruttive attuali, cioè quelle originate in tempi storici, si osserva che sono assai simili a quelle di età molto più antica (milioni ed anche centinaia di milioni di

anni). Per es. il **basalto** è forse la roccia vulcanica più diffusa, soprattutto nei profondi bacini oceanici; è un materiale a chimismo basico, di colorazione scura, talora nero, con pochi cristalli (silicati, cioè composti del silicio quali plagioclasio, pirosseni, olivina) in una massa più o meno uniforme ed anche vetrosa. Tale roccia si è formata dal raffreddamento di colate laviche di numerosi vulcani e, non avendo subito significative trasformazioni, è facilmente riconoscibile in porzioni della crosta terrestre molto antiche, comprese quelle non più interessate da fenomeni di vulcanesimo. Quindi abbiamo risposto alla prima domanda “*che cosa esce dal vulcano?*” Abbiamo anche verificato che *i materiali eruttati dai vulcani antichi è molto simile a quello eruttato dai vulcani attuali*. Rimane la seconda domanda: “*da dove proviene quel materiale?*”.

Fig. 2.7 - Se la solidificazione di un magma (materiale allo stato fuso) avviene lentamente (milioni di anni), porta alla formazione di rocce intrusive come, per esempio, i graniti e le sieniti. Se il magma è vicino alla superficie terrestre o eruttato da un vulcano, il raffreddamento è rapido; gli atomi non hanno il tempo di organizzarsi a formare reticoli ordinati, cioè veri e propri cristalli, oppure li formano in dimensioni microscopiche (microcristalli), a formare rocce apparentemente più o meno uniformi.

Il disordine degli atomi nel fuso viene “congelato” in uno stato amorfo con totale (o quasi) assenza di cristalli, cioè una struttura detta “*vetrosa*” (es. ossidiana); oppure si forma una roccia caratterizzata da pochi cristalli ben visibili (fenocristalli), accompagnati da altri più piccoli, “immersi” in una massa di fondo più o meno uniforme e irrisolvibile a occhio nudo cioè una struttura detta “*porfirica*”.

Si formano quindi rocce magmatiche effusive come, per esempio le **rioliti**, termine scientifico per indicare i **porfidi** che spesso costituiscono i blocchetti cubici del pavimento delle strade e delle piazze dei centri storici.



Si potrebbe pensare che il magma, essendo liquido, provenga da quelle porzioni profonde della Terra in cui la materia si presenta in quello stato fisico e cioè il nucleo. Il materiale al di sotto della discontinuità di Gutenberg (alla profondità di 2.900 km), ha densità molto elevata ($10 \div 12 \text{ kg/dm}^3$) e sembra costituito prevalentemente da ferro, quindi molto diverso da quello eruttato dai vulcani. Da qualsiasi luogo provenga il magma, si deve escludere il nucleo. I materiali costituenti il mantello, sotto la crosta terrestre, hanno struttura fisica e composizione chimica mediamente simili alle rocce eruttive effusive, ma non sono allo stato liquido, come dimostrato dal fatto che essi sono in grado di permettere la propagazione delle onde sismiche di tipo trasversale “S”. Quindi il problema non sembra consentire delle soluzioni.

Una proprietà molto importante dei materiali è la seguente: *allo stato solido la densità è maggiore rispetto allo stato liquido*; per esempio il ferro solido affonda nel ferro liquido, oppure fondendo aumenta di volume. Ciò è evidente dall’esame dei diagrammi di stato di tutte le sostanze conosciute. L’unica eccezione è costituita dal ghiaccio che galleggia sull’acqua. In un solido (o cristallo o minerale) gli atomi hanno una disposizione ordinata e formano un reticolo cristallino con struttura relativamente rigida e sostenuta da forze interatomiche. Gli atomi, pur non essendo liberi di vagare, si “agitano” intorno alle loro posizioni medie, possiedono cioè una certa energia di movimento che, secondo la teoria cinetica della materia, conferisce al solido una determinata temperatura. Somministrando calore aumenta l’energia cinetica degli atomi fino a quando essi riescono a rompere i legami che imponevano ad essi posizioni fisse nel reticolo: il solido fonde e si ha passaggio allo stato liquido. In questa fase gli atomi non sono più saldamente connessi tra loro, ma sono relativamente liberi di muoversi in una struttura non più rigida e meno compatta. La conseguenza è una diminuzione della densità, cioè diminuisce la massa per unità di volume. All’inverso il volume di una sostanza liquida si riduce con la solidificazione.

Consideriamo una sostanza liquida poco sopra il suo punto di fusione e di sottoporla ad una forte pressione. In tal modo gli atomi vengono “forzati” a disporsi in gruppo compatto fino ad assumere le posizioni fisse del reticolo cristallino, anche se la temperatura rimane superiore a quella di fusione. Vale quindi la seguente affermazione: *il punto di fusione aumenta con la pressione*. Ma lo stesso fenomeno può essere osservato anche all’inverso. Nelle

profondità della Terra le notevoli pressioni impongono valori molto più elevati dei punti di fusione rispetto a quanto accade in superficie. Inoltre le temperature dei materiali delle porzioni più profonde della crosta o di quelle più superficiali del mantello si aggirano intorno a 1.000 °C; le lave dei vulcani attuali presentano temperature simili (1.000 ÷ 1.200 °C). Pertanto possiamo immaginare che nelle porzioni profonde della crosta o nel mantello immediatamente sottostante, molti materiali si trovano nella fase solida perché costretti da grandi pressioni. Ma se queste diminuissero improvvisamente, per esempio a causa di un terremoto, oppure per una diminuzione di carico isostatico, si può avere fusione e conseguente formazione di magma fluido che può rimanere nella stessa posizione o sfuggire verso l'alto sfruttando spaccature formati all'interno della rigida crosta terrestre in seguito a quegli stessi eventi che hanno originato la caduta di pressione (**fig. 2.8**).

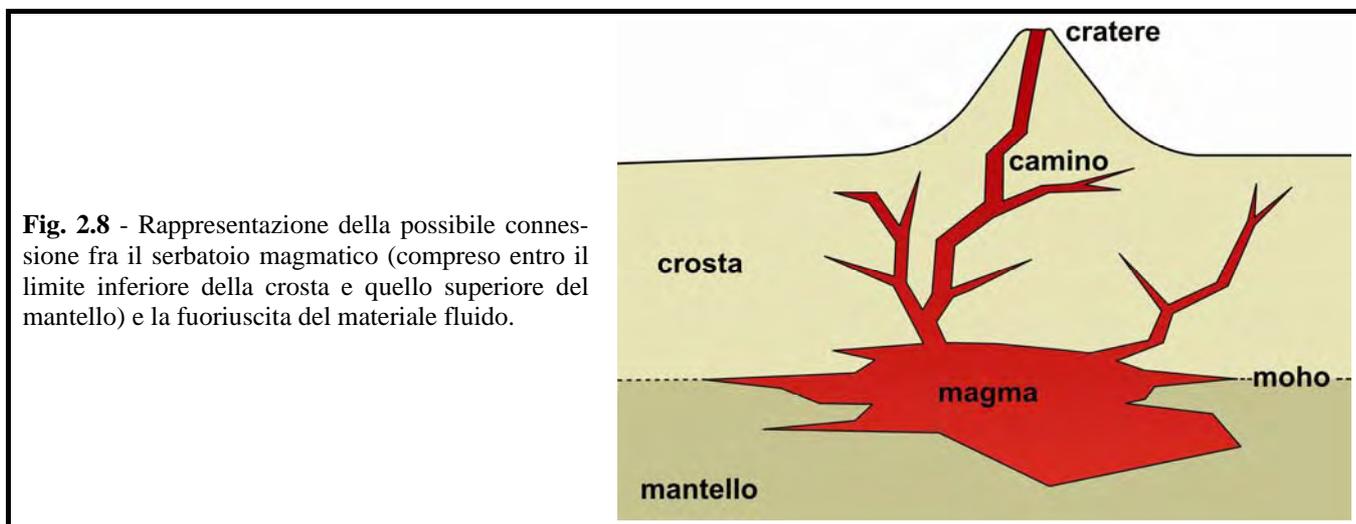


Fig. 2.8 - Rappresentazione della possibile connessione fra il serbatoio magmatico (compreso entro il limite inferiore della crosta e quello superiore del mantello) e la fuoriuscita del materiale fluido.

2.3 - Le rocce magmatiche

Il meccanismo sopra descritto sembra fornire una buona risposta circa l'origine dei materiali che fuoriescono dai crateri dei vulcani. Ma ciò impone un'altro quesito: *quali sono le cause che producono cadute di pressione nei materiali che compongono la crosta e le porzioni superficiali del mantello?* La risoluzione di questo nuovo problema verrà proposta nel prossimo capitolo. Inoltre bisogna aggiungere che se in profondità la pressione può diminuire, allo stesso modo può aumentare. Supponiamo che, ad una certa profondità, una massa rocciosa fonda diventando un magma; esso può risalire ed eruttare in superficie o restare più o meno nella stessa posizione. In questo secondo caso, se le condizioni di temperatura e pressione lo consentono, il magma rimane allo stato fluido; oppure, per diminuzione della temperatura o per aumento di pressione, si verifica il passaggio allo stato solido e quindi la formazione di un corpo roccioso che prende il nome di **plutone**.

Il raffreddamento delle lave, avvenendo all'esterno (all'aria o nelle acque dei fondali oceanici), comporta un rapido passaggio allo stato solido; di conseguenza non vi sono le condizioni adatte per la formazione dei cristalli: nelle masse rocciose che si formano i minerali sono poco presenti o addirittura assenti e quasi mai nel loro abito idiomorfo (con aspetto esteriore che rispecchia il tipo di ordine e simmetria con cui sono collocati gli atomi nello spazio del reticolo cristallino).

I plutoni invece sono il risultato del consolidamento di un magma che è avvenuto in profondità e quindi con processi molto più lenti (anche milioni di anni). Le rocce che li compongono sono dette **eruttive intrusive** (od **olocristalline** o **plutoniti**), costituite da associazioni di minerali, spesso in abito idiomorfo, ben evidenti con una semplice lente ed anche ad occhio nudo (la **fig. 2.9** propone alcuni esempi di *rocce magmatiche intrusive: granito, sienite e diorite*) e pertanto di aspetto molto diverso da quello delle rocce eruttive effusive (anche dette **vulcaniti** o **ipocristalline**).

I plutoni più grandi vengono detti **batoliti** e possono assumere forme assai diverse (**fig. 2.10**). Essi si trovano a profondità assai variabili od essere molto vicini alla superficie della crosta fino ad affiorare grazie ai processi di disfacimento, responsabili dell'asportazione dei materiali sovrastanti. Alcuni scienziati ritengono che i più grandi e conosciuti batoliti siano congiunti fra loro in profondità a formare il basamento delle zolle continentali. Il maggiore batolite conosciuto affiora nelle cordigliere Nord - americane, dove si allunga per oltre 2.000 km, con una larghezza massima di 200 km. Un altro enorme batolite è quello della Patagonia, che si estende lungo le Ande cilene per 1.100 km ed un larghezza di oltre 100 km. Nelle Alpi sono presenti masse batolitiche di una certa importanza, quali quella del massiccio del Monte Bianco, dell'Aar Gottardo, dell'Argentera e del Pelvoux.

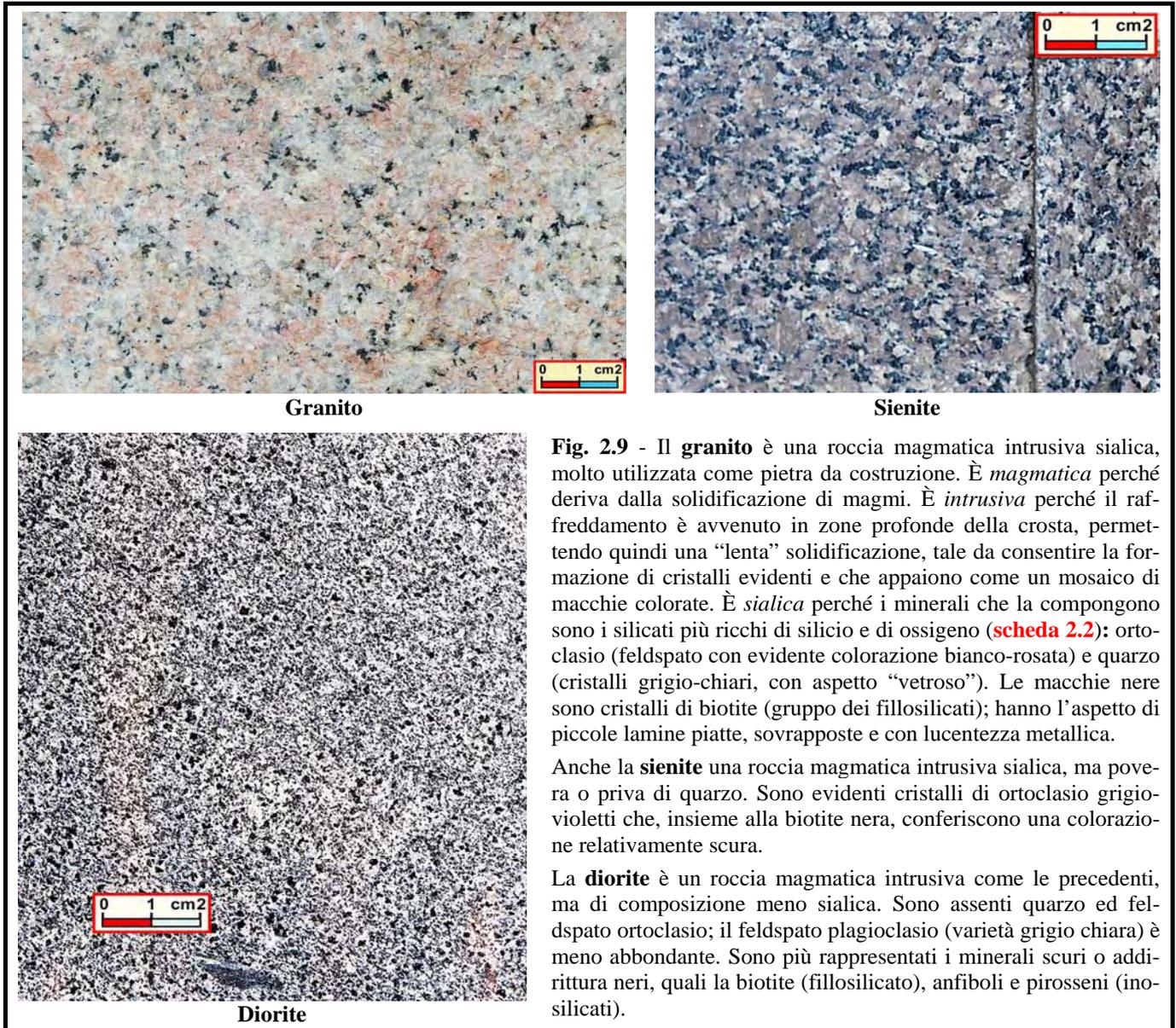
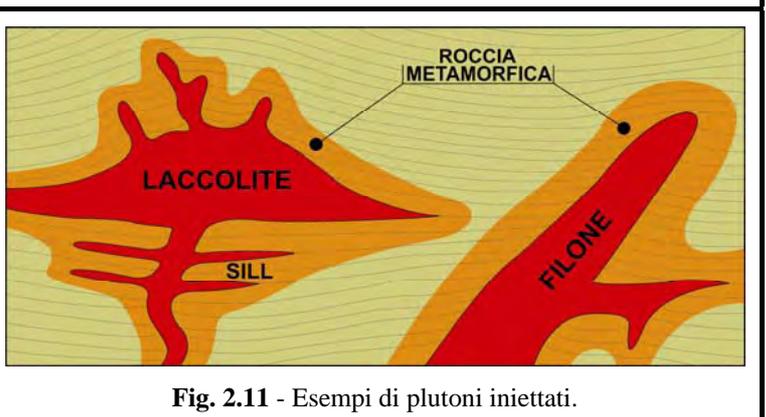
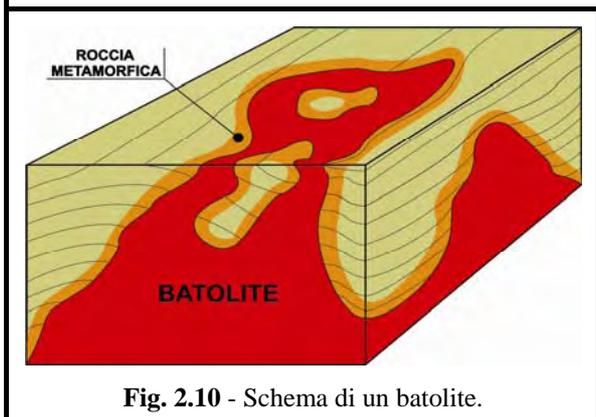


Fig. 2.9 - Il **granito** è una roccia magmatica intrusiva sialica, molto utilizzata come pietra da costruzione. È *magmatica* perché deriva dalla solidificazione di magmi. È *intrusiva* perché il raffreddamento è avvenuto in zone profonde della crosta, permettendo quindi una “lenta” solidificazione, tale da consentire la formazione di cristalli evidenti e che appaiono come un mosaico di macchie colorate. È *sialica* perché i minerali che la compongono sono i silicati più ricchi di silicio e di ossigeno (**scheda 2.2**): ortoclasio (feldspato con evidente colorazione bianco-rosata) e quarzo (cristalli grigio-chiari, con aspetto “vetroso”). Le macchie nere sono cristalli di biotite (gruppo dei fillosilicati); hanno l’aspetto di piccole lamine piatte, sovrapposte e con lucentezza metallica.

Anche la **sienite** una roccia magmatica intrusiva sialica, ma povera o priva di quarzo. Sono evidenti cristalli di ortoclasio grigio-violetti che, insieme alla biotite nera, conferiscono una colorazione relativamente scura.

La **diorite** è un roccia magmatica intrusiva come le precedenti, ma di composizione meno sialica. Sono assenti quarzo ed feldspato ortoclasio; il feldspato plagioclasio (varietà grigio chiara) è meno abbondante. Sono più rappresentati i minerali scuri o addirittura neri, quali la biotite (fillosilicato), anfiboli e pirosseni (inosilicati).



I **plutoni iniettati** (**fig. 2.12**), a differenza dei batoliti, sono completamente inclusi nelle rocce ove il magma è penetrato e si è raffreddato. Se il magma è iniettato tra rocce stratificate, spesso assume l’aspetto di uno strato parallelo agli altri (**sill**), oppure di una lente con la porzione inferiore piana e quella superiore convessa verso l’alto (**laccolite**) e con gli strati sovrastanti sollevati. I Colli Euganei sono esempi di laccoliti a modesta profondità e dove il magma ha potuto sollevare i materiali sovrastanti. Se il magma invece di penetrare fra gli strati, si inietta lungo fratture nelle rocce, da spesso origine a **filoni** (**fig. 2.11**), variamente orientati, isolati o in gruppi. Esempi si possono osservare a Predazzo nel Trentino e sull’Adamello. Le rocce dei filoni sono spesso molto differenziate rispetto al magma di origine e possono essere arricchite di minerali utili, presenti in piccole percentuali nel magma come “accessori”; esse si prestano pertanto ad essere utilizzate per lo sfruttamento.

feldspati (plagioclassi, ortoclasio,...)	59	Rocce eruttive intrusive. Anche dette plutoniti od olocristalline . Costituite da insiemi di minerali (cristalli) in genere ben formati (idiomorfi) in seguito ad un <i>lento</i> raffreddamento del magma (in profondità), che porta alla formazione di sistemi rocciosi (<i>corpi intrusi</i>) con forma e dimensioni assai diverse (batoliti, laccoliti, sill, filoni).
pirosseni, anfiboli, olivina	17	
quarzo	12	
biotite	4	
minerali di titanio	2	Rocce eruttive effusive. Anche dette vulcaniti o ipocristalline . Costituite da insiemi di minerali in genere in scarse quantità ed in abito allotriomorfo, in una massa frequentemente amorfa; talvolta hanno aspetto vetroso; sono il risultato di un <i>veloce</i> raffreddamento della porzione del magma (in genere lava) che viene eruttato all'esterno della crosta.
apatite	1	
altri minerali	5	

Tab. 2.1 - Composizione mineralogica media delle rocce magmatiche [%].

Tab. 2.2 - Schema di suddivisione delle rocce magmatiche in intrusive ed effusive, formate in seguito al raffreddamento di un magma.

ROCCE	acide	neutre	basiche	ultrabasiche
effusive recenti	lipariti	trachiti andesiti	basalti	picriti
effusive antiche	porfidi	ortofiriti porfiriti	diabasi	picriti
intrusive	graniti	sieniti dioriti	gabbri	peridotiti
Composizione (minerali)	quarzo,			
	ortoclasio,	ortoclasio,		
	plagioclassi sodici,	plagioclassi sodici e calcici	plagioclassi calcici	
	biotite,	biotite,		
	(anfibli)	anfibli,	(anfibli)	(anfibli)
	(pirosseni)		pirosseni (olivina)	pirosseni olivina

Tab. 2.3 - Schema riassuntivo delle principali rocce magmatiche. La distinzione tra le rocce effusive recenti ed antiche è dovuta al fatto che le prime, in genere, sono inalterate e spesso vetrose, mentre le seconde, col passare del tempo, si sono modificate e devetificate per la formazione di minuscoli cristalli. Fra parentesi sono indicati i minerali presenti in tracce.

La composizione chimica delle plutoniti non è sostanzialmente diversa da quella delle vulcaniti. Tutte infatti derivano da magmi e tutte sono composte da silicati (**tabb. 2.1 e 2.2**). A seconda della composizione chimica le rocce magmatiche possono essere diversamente classificate secondo quanto indicato in **tab. 2.3** ed in **fig. 2.12** (e **scheda 2.2**) che, pur proponendo una suddivisione molto schematica e superficiale, mostrano chiaramente che la classificazione dipende dal tipo di chimismo che, a sua volta, è funzione delle specie di minerali che compongono le rocce stesse, queste da considerare veri e propri miscugli solidi più o meno complessi.

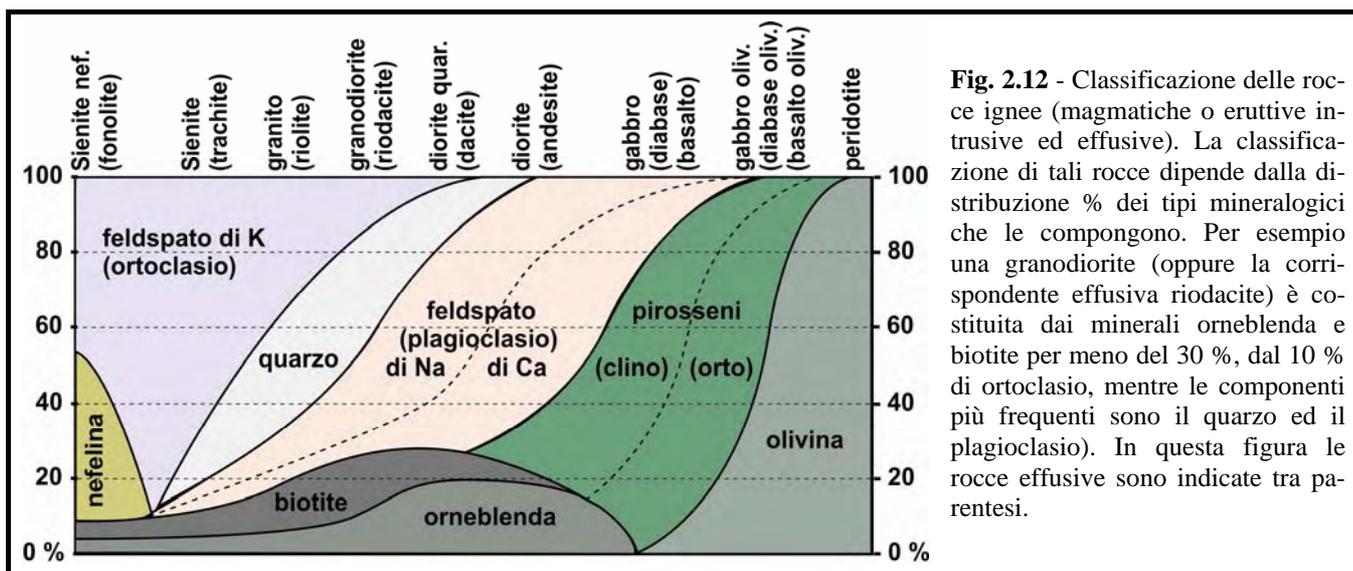


Fig. 2.12 - Classificazione delle rocce ignee (magmatiche o eruttive intrusive ed effusive). La classificazione di tali rocce dipende dalla distribuzione % dei tipi mineralogici che le compongono. Per esempio una granodiorite (oppure la corrispondente effusiva riodacite) è costituita dai minerali ortoclasio e biotite per meno del 30 %, dal 10 % di ortoclasio, mentre le componenti più frequenti sono il quarzo ed il plagioclasio. In questa figura le rocce effusive sono indicate tra parentesi.

Non sempre la distinzione fra rocce intrusive ed effusive è così evidente. Frequentemente i fenomeni filoniani, pur avendo sicuramente carattere intrusivo, quando sono collegati a manifestazioni vulcaniche, danno origine a rocce con caratteri intermedi. Analoghe caratteristiche presentano i cosiddetti "subvulcani", masse intrusive consolidate in prossimità della superficie terrestre, la cui struttura, a causa di un raffreddamento relativamente veloce, è frequentemente analoga a quella delle rocce effusive.

2.4 - Le rocce metamorfiche

Le rocce sedimentarie derivano, direttamente o indirettamente, dall'accumulo di detriti prevalentemente prodotti dai fenomeni di disfacimento delle porzioni più superficiali della crosta e quindi di quelle magmatiche. Inoltre tutti i materiali possono essere più o meno metamorfosati; in altri termini le rocce della litosfera sono continuamente soggette a trasformazioni, più o meno lente e profonde, cioè da cambiamenti che dipendono dalle condizioni fisiche e chimiche dell'ambiente in cui si trovano.

Le rocce sedimentarie derivano da processi di *diagenesi* (lenta trasformazione dei sedimenti sciolti in materiali duri e compatti) nell'ambito dei quali un ruolo molto importante è dato dalla pressione dei materiali che vi si accumulano sopra. I materiali sedimentari così sepolti possono trovarsi a decine ed anche centinaia di metri di profondità, dove le temperature possono raggiungere valori fino a 200 °C, che favoriscono ulteriormente i processi di diagenesi. Al di sopra degli 700 ÷ 800 °C possono già sussistere le condizioni termiche per la fusione delle masse rocciose con conseguente formazione di magmi più o meno fluidi. Esiste un intervallo con temperature superiori a quelle caratteristiche dei processi di diagenesi, ma inferiori a quelle necessarie per dare origine a fenomeni di magmatismo vero e proprio, eppure sufficienti a comportare delle trasformazioni, talora anche profonde, della struttura fisica e chimica delle rocce.

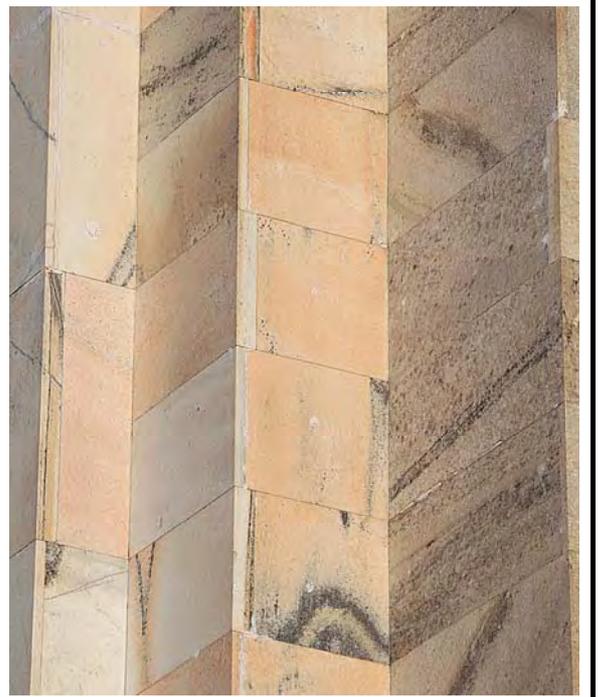
Un aumento di temperatura comporta una maggiore energia cinetica degli atomi che compongono i materiali solidi costituenti le rocce. Ciò comporta una tendenza ad un aumento di volume e se l'incremento di temperatura è sufficiente, gli stessi atomi tendono a riorganizzarsi in nuove strutture cristalline che, a parità di volume, sono meno ricche di atomi, cioè con densità più bassa. Quindi un aumento di temperatura può determinare, in una massa solida, una ricristallizzazione, cioè la formazione di un nuovo insieme di minerali con una composizione più o meno diversa da quella dell'insieme originario. In pratica la roccia si trasforma e pur mantenendo lo stesso chimismo di base, assume nuove caratteristiche che la distinguono da quella originaria e che pertanto viene detta **roccia metamorfica**. Il marmo è un tipico esempio (**fig. 2.13**).

Fig. 2.13 - Il marmo è una roccia metamorfica che deriva da una roccia calcarea.

Se la roccia calcarea di partenza è monocristallina, cioè formata unicamente da calcite (CaCO_3), in seguito a metamorfismo risulta un marmo puro, cioè del tutto (o quasi) "bianco", senza venature e sfumature colorate. Si tratta di un materiale pregiato, adatto per sculture o per i rivestimenti architettonici più luminosi ed eleganti. Molte sculture tra quelle più famose sono state realizzate con i marmi delle numerose cave delle Alpi Apuane in provincia di Massa Carrara. La preferenza degli scultori nei confronti dei marmi bianchi ed in misura tanto maggiore quanto più essi sono puri, deriva dall'importante necessità, da parte degli artisti, nel mettere in evidenza le "forme", senza disturbi visivi indotti dalle policromie.

Più spesso le rocce calcaree originarie, oltre ai minerali carbonatici, contengono, in quantità molto variabili a seconda degli ambienti di formazione, altri materiali che, in seguito ai processi metamorfici, conferiscono ai marmi disegni e colorazioni assai varie.

I disegni e le varie sfumature di colore nei marmi, in molti casi, possono costituire elementi di raffinata bellezza se sapientemente inseriti in ambito architettonico.



Quello sopra descritto è un processo molto semplificato rispetto a quanto succede nella realtà, in quanto basato esclusivamente sul cambiamento della situazione termica. Vi sono altri fattori che condizionano l'ambiente entro il quale si trovano i corpi rocciosi. Uno di questi è la pressione che gioca un ruolo opposto rispetto alla temperatura. La pressione può essere di carico oppure laterale. La prima agisce perpendicolarmente alla superficie terrestre e dipende soprattutto dal peso dei materiali sovrastanti. La pressione laterale è dovuta alle forze tettoniche, argomento del prossimo capitolo; esse agiscono anche parallelamente alla superficie terrestre, con direzioni e versi molto diversi. Le rocce reagiscono alla pressione di carico ricristallizzando con formazione di minerali che, a parità di volume, sono più ricchi di atomi, cioè con densità più elevata. La pressione non soltanto può favorire la ricristallizzazione, ma orienta i minerali in modo che i piani di sfaldatura dei cristalli (cioè i piani a maggior densità di particelle) siano paralleli alla sua direzione. Questo orientamento comune dei cristalli determina la **scistosità** della roccia, ossia della sua capacità di sfaldarsi in lamine parallele tra loro (**fig. 2.14**).



Fig. 2.14 - 60 milioni di anni fa, i continenti Europa e Africa si fronteggiavano separati dal mare Tetide, più grande dell'attuale Mediterraneo e con fondali in parte costituiti da crosta oceanica ricoperta da abbondanti sedimenti derivanti dalle terre emerse confinanti. I due continenti iniziarono a muoversi l'uno contro l'altro, con formazione dei primi rilievi delle Alpi. Tale processo

(*orogenesi alpina*) è continuato per decine di milioni di anni, permettendo alla catena alpina di assumere, ~ 15 milioni di anni fa, una conformazione simile all'attuale. Il sollevamento delle Alpi continua ancora oggi, in modo più blando, al ritmo medio di quasi un millimetro all'anno, annullato dai processi di disfacimento ad opera degli agenti esogeni (acqua, neve, ghiaccio, vento,...). Gran parte dei materiali rocciosi delle Alpi sono quelli della crosta e dei sedimenti di quel mare che separava i continenti Europa e Africa; ad essi si aggiungono altri, dal raffreddamento di magmi più o meno profondi o eruttati dai vulcani. Tutti questi materiali sono stati "compressi" dalle due masse continentali in reciproco avvicinamento, sono stati "piegati", "sollevati" e "trasportati" sul margine meridionale del continente europeo a formare Alpi ed Appennini. Ancora oggi si verificano tali movimenti e sono responsabili dei terremoti che si manifestano in alcune zone d'Italia. La storia geologica delle Alpi è molto complicata; i materiali che le compongono sono stati sottoposti a forti azioni di "stritolamento" tettonico: compressi, traslati, spinti in profondità oppure innalzati, piegati, spezzati, scaldati,... In tali condizioni si comprende anche la ragione per cui le rocce metamorfiche sono le più frequenti nelle Alpi ed in particolare gli **gneiss**.

Lo **gneiss** è una roccia metamorfica, che deriva dalla trasformazione di altre rocce a prevalente composizione sialica, costituita da minerali silicatici con abbondanti silicio, alluminio e ossigeno e scarsi elementi femici come ferro e magnesio (per esempio come quelli del granito descritto in **fig. 2.10**). Quando i materiali originari, durante la formazione delle catene montuose, vengono sottoposti ad innalzamento della temperatura (diverse centinaia di gradi) essi divengono più duttili, consentendo ai minerali che li compongono la possibilità di variare le loro posizioni entro la roccia. Sono soprattutto i minerali a forma piatta o allungata che, sotto l'azione di imponenti pressioni che si sviluppano lungo direzioni preferenziali, assumono più o meno lo stesso orientamento, successivamente "congelato" man mano che la roccia, ormai metamorfosata, viene portata ad emergere in superficie, con un aspetto finale, più o meno evidente, indicato con il termine "*scistosità*": la parola "*gneiss*" nacque alla fine del '700 per indicare una roccia che aveva minerali orientati lungo piani paralleli.

Lo **gneiss** in figura si è sviluppato da rocce granitiche o similari, con presenza di anfiboli (silicati di forma allungata) in ambienti molto caldi (500 ÷ 700 °C) e a media pressione (centinaia di migliaia di atmosfere, cioè ad una decina di chilometri di profondità nella crosta terrestre). Il quarzo (grigio chiaro), i feldspati (plagioclasio bianco "lattescente" e ortoclasio con sfumature rosate) e la mica-biotite (nera), per azione del metamorfismo sono orientati secondo piani paralleli.



Esempio di evidente scistosità in una roccia metamorfica.

Le elevate temperature e le soluzioni (soprattutto acquose) circolanti nelle masse rocciose determinano la mobilitazione di materia, cioè la liberazione di ioni (singoli o in gruppi) dalle loro posizioni iniziali che diventano quindi relativamente liberi di spostarsi e di formare nuovi reticoli cristallini. Questo processo modifica le rocce trasformando i minerali che le compongono, ma non comporta variazioni della loro composizione chimica (*metamorfismo isochimico*). Quando i fluidi circolanti sono arricchiti da soluzioni e da vapori provenienti da magmi o da altre vicine masse rocciose anch'esse in fase di metamorfismo, possono avvenire anche profonde modificazioni del chimismo di base. Questo caso è più frequente e viene detto "*metamorfismo metasomatico*".

2.5 - I fenomeni del vulcanesimo

Il **vulcano** è una spaccatura della crosta terrestre, dalla quale escono materiali ad alta temperatura, allo stato solido (ceneri, lapilli,...), liquido (lava) e aeriforme. Questi materiali provengono, in genere, dalla crosta o dal mantello superficiale; essi sono alimentati da un **serbatoio magmatico**, giungono in superficie attraverso una fessura (**camino vulcanico**), danno origine ad un rilievo (**montagna vulcanica** frequentemente a forma di cono), scavando da una cavità (**cratere**) più o meno imbutiforme dove termina il camino (**figg. 2.6 e 2.8**).

I magmi, generalizzando molto, possono essere **basaltici** (basici perché relativamente poveri di silice e provenienti da zone profonde, fino a 70 km sotto la superficie terrestre) e **granitici** (a chimismo acido, con contenuto in silice fino al 70 % e provenienti da una profondità inferiore a 15 km). Nei primi i gas si separano facilmente dalla massa liquida che quindi può traboccare dando luogo a colate laviche (*attività vulcanica effusiva*). Nei secondi, più viscosi, i gas si liberano meno facilmente, per cui l'eruzione avviene spesso sotto forma di esplosioni, tanto che il magma viene scagliato in frammenti incandescenti, talora molto piccoli quali lapilli e ceneri (*attività vulcanica esplosiva*). A seconda della fluidità dei magmi si possono avere forme diverse delle montagne vulcaniche (**fig. 2.15**).

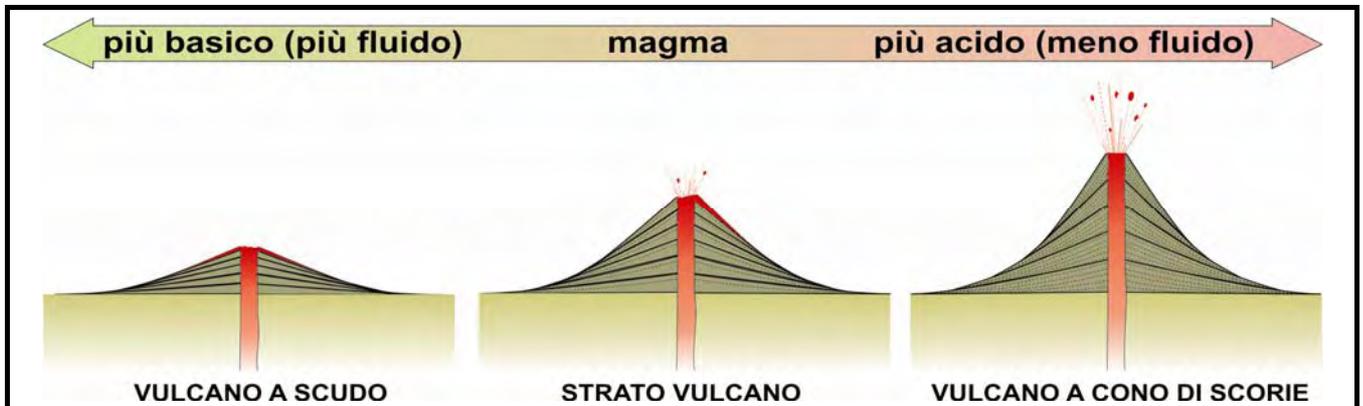


Fig. 2.15 - Le lave basiche sono più fluide; l'attività eruttiva del vulcano è più lenta e graduale e i materiali fusi si allargano più facilmente verso le basi (**fig. 2.16**). Al contrario le lave acide sono più viscosi; pertanto si accumulano più rapidamente lungo i fianchi della montagna vulcanica; inoltre la maggiore viscosità facilita un'attività eruttiva più discontinua e caratterizzata anche da violente esplosioni (**fig. 2.17**).



Fig. 2.16 - Esempio di stratificazione di colate laviche ben stratificate, dalle più antiche (più profonde) a quelle più recenti (più in superficie), dovute all'attività di vulcani a scudo del Tenerife.

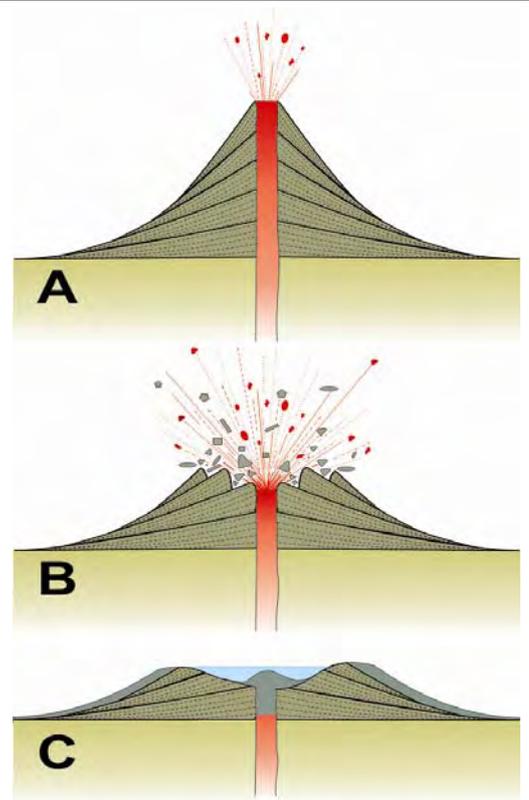


Fig. 2.17 - Un vulcano caratterizzato da lave molto viscosi erutta in modo esplosivo (A), provocando la distruzione della parte superiore del cono vulcanico (B). Si forma un bacino che si può riempire con acqua fino alla formazione di un *lago di caldera* (C), sul fondo del quale (così come sui fianchi residui della montagna) si trovano i depositi dovuti all'accumulo dei materiali scagliati in alto dall'esplosione.

Nei casi in cui l'attività esplosiva diventi particolarmente violenta, il sistema vulcanico può svuotarsi con conseguente formazione di un'ampia cavità detta *caldera* (**fig. 2.17**). Tali distinzioni non sono sempre così chiare, in quanto esistono anche vulcani, pur se poco numerosi, con attività mista.

Le eruzioni sono fenomeni complessi, con caratteri assai variabili nel tempo e a seconda della struttura dei vulcani. Sono in genere preannunciate da rumori sotterranei, riscaldamento del suolo, comparsa e scomparsa di sorgenti e riscaldamento delle loro acque, terremoti locali, fusioni delle nevi, ecc... Nel 1877 una eruzione del Cotopaxi (Ecuador) fu preannunciata da un'alluvione fangosa, dovuta alla fusione delle nevi, che si estese per un raggio di 10 km intorno al cono vulcanico. Lo Stromboli (**scheda 2.1**) è un vulcano con attività spesso

caratterizzata da lanci di lava e scorie. Nel cratere dei Kilauea (Hawaii) si forma frequentemente un vero e proprio “*lago di lava*”; tali bacini roventi persistono anche per lungo tempo, a causa del riempimento del sottostante camino; questi laghi spariscono quando la lava sottostante si abbassa per diminuzione della pressione in profondità. Nel cono centrale del Vesuvio, nel 1929, si formò, per breve tempo, un lago di lava. Recentemente si sono formati piccoli laghi di lava anche sull’Etna. L’attività effusiva può manifestarsi sia dal cratere centrale, sia dai fianchi dei cono vulcanici attraverso aperture laterali dette “*coni avventizi*” (fig. 2.19); tali fenomeni si verificano frequentemente sull’Etna che conta circa 300 crateri oltre a quello principale. I materiali eruttati dalle aperture laterali spesso costituiscono masse molto grandi, anche superiori a quelle emesse dal cratere centrale.

Nei vulcani con lave viscosi il camino si può ostruire con formazione di una sorta di “tappo” che impedisce la fuoriuscita dei gas; ciò comporta un aumento di pressione che può raggiungere valori tali da provocare esplosioni che possono essere anche violente e pericolose (talvolta vengono scagliati in alto massi di notevoli dimensioni). In seguito a questi eventi si formano *nubi ardenti*, cioè sospensioni in gas roventi di materiali solidi e fluidi che, precipitando sulle pendici del cono vulcanico e nelle aree circostanti, possono provocare vere e proprie distruzioni. A titolo di esempio si può citare l’esplosione del Pelée (Martinica) avvenuta nel 1902; in quella occasione si formò una nube ardente che distrusse la città di Saint Pierre ed uccise 29.000 persone. Le esplosioni più violente si verificano con l’ostruzione del camino dopo una lunga inattività; a questo proposito si può citare l’eruzione del Vesuvio (79 d.C.) che distrusse Pompei. Quando l’emissione lavica è accompagnata da esplosioni, brandelli di materiale incandescente e fluido vengono scagliati in alto, ruotano su se stessi e cadono sul terreno schiacciandosi a forma di focaccia, oppure solidificano mentre sono ancora in aria e cadono assumendo forma sferica o piriforme (*bombe vulcaniche*).

Nei vulcani con lava basica, meno viscosa, questa può scorrere anche per decine di chilometri con velocità di alcuni chilometri all’ora. Nei vulcani con lava acida lo scorrimento dei materiali è meno veloce e più rapido il consolidamento. La lava dell’Etna è giunta molte volte fino al mare ed alla città di Catania a 30 km di distanza dal vulcano. Le colate laviche che giungono al mare si raffreddano velocemente, si contraggono e si dividono in colonne spesso esagonali (fig. 2.19); sono celebri le lave colonnari basaltiche di Fingal nell’isola di Staffa (Scozia). Meno appariscenti in Italia sono quelle di Aci Trezza (Catania). Le lave basiche solidificano assumendo un aspetto che ricorda le matasse di corda; quelle acide solidificano assumendo un aspetto irregolare. Il consolidamento avviene in tempi di mesi o di molti anni.

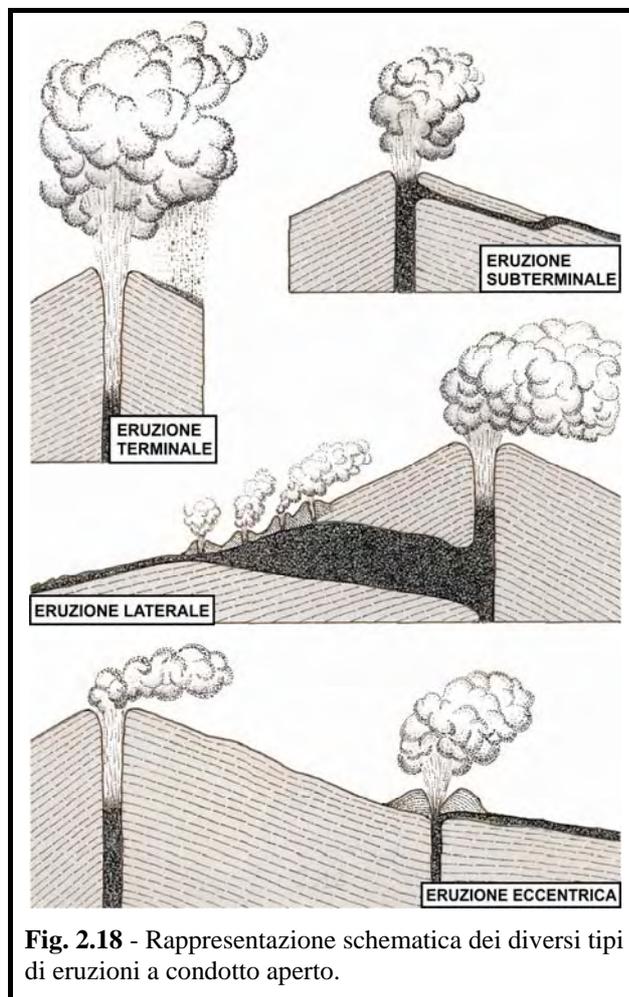


Fig. 2.18 - Rappresentazione schematica dei diversi tipi di eruzioni a condotto aperto.



Fig. 2.19 - Colonne laviche a sezione quadrata o esagonale dovute al rapido raffreddamento delle colate in mare.

La lava è cattiva conduttrice di calore, si consolida velocemente in superficie e rimane fluida all’interno. Si formano così vere e proprie gallerie con la volta solidificata, all’interno delle quali scorre la lava che si conserva fluida in quanto disperde poco calore. Alcune di queste gallerie rimangono vuote, essendo la lava completamente defluita a valle, con formazione di caverne anche di grandi dimensioni. Un esempio è la grotta di Angra (Az-zorre) lunga diversi chilometri, larga fino a 10 m ed alta 5 ÷ 6 m.

Terminata la fase eruttiva effusiva od esplosiva (**deiezione**), in genere il vulcano si quietava, mentre l’attività sotterranea si manifesta in superficie con fenomeni meno vistosi (**emanazione**), con emissione di vapori e gas,

cioè una sorta di pausa tra due successivi parossismi, oppure l'attenuazione di una attività destinata all'estinzione.

Nelle zone vulcaniche, comprese molte di quelle dove le attività parossistiche sono cessate da molto tempo, possono essere presenti sorgenti di acque calde e di vapori, sia a flusso continuo, sia intermittenti (**geysers**). Fra i più noti sono quelli dell'Islanda (**fig. 2.20**), della Nuova Zelanda e degli USA occidentali (Yellowstone). Le **fumarole** sono sorgenti di vapore e di gas ad elevata temperatura (anidride carbonica, acidi cloridrico e solfidrico, composti ammoniacali, idrogeno, cloruri,...); esse, in funzione dei gas che accompagnano il vapore, si distinguono in *acide*, se emettono principalmente acido cloridrico e anidride solforosa e *basiche*, se emettono soprattutto cloruro di ammonio, anidride solforosa ed idrogeno solforato.

Se la temperatura dei gas emessi è superiore a 500 °C tali sorgenti vengono dette *fumarole secche*, mentre con temperature prossime o inferiori a 100 °C sono dette *fumarole fredde*. Le emissioni molto ricche di acido solfidrico sono dette **solfatate**; le sostanze emesse, a contatto con l'ossigeno atmosferico, formano zolfo elementare che si deposita intorno alla sorgente dei gas. Le emissioni molto ricche di anidride carbonica, sono dette **mofete**. Merita citare la solfatara e la mofeta della Grotta del Cane presso Pozzuoli; intorno ad essa la CO₂, più pesante dell'aria, ristagna fino ad un metro di altezza; un uomo può entrarvi tranquillamente, un cane soffocherebbe (**fig. 2.21**).



Fig. 2.20 - I geysers dell'Islanda costituiscono fenomeni spettacolari e fonti di attrazione turistica.



Fig. 2.21 - Solfatara di Pozzuoli in Provincia di Napoli.

I **soffioni** sono emissioni, composte principalmente da vapore acqueo, da spaccature del terreno da cui proviene il gas originato dal forte riscaldamento di acque circolanti nel sottosuolo da parte di masse magmatiche profonde. Presso Lardarello (Toscana) sono presenti soffioni naturali; oltre ad essi ne sono stati realizzati altri con perforazioni che hanno aperto la strada alla fuoriuscita dei gas per la produzione di energia elettrica (produzione geotermica). Anche le **sorgenti termali** (sorgenti di acque calde) sono connesse con il riscaldamento di acque circolanti in profondità ad opera di magmi; la temperatura elevata di quelle acque favorisce la soluzione di elevate quantità di minerali e per tale motivo sono talvolta utili a fini terapeutici.

L'attività vulcanica si manifesta anche presso i fondali marini. Le eruzioni a profondità superiori a 2.000 m difficilmente sono evidenti. La pressione dell'acqua può essere tale da impedire la liberazione dei gas; oppure questi vengono disciolti nelle acque prima di giungere in superficie. Talvolta sui fondali si formano coni vulcanici che aumentano rapidamente di volume fino ad affiorare come vere e proprie isole. Per esempio nel 1831, nel Canale di Sicilia, comparve improvvisamente l'Isola di Ferdinanda che andò poi rapidamente distrutta dall'azione erosiva del moto ondoso. Nel corso della storia della Terra (circa $4,5 \cdot 10^9$ anni), l'attività vulcanica si è sempre manifestata con fenomeni più o meno intensi. Accanto ai vulcani attuali ed attivi sono presenti vulcani spenti a memoria d'uomo e tracce di antichi apparati e di eruzioni sia sulla superficie terrestre, sia sotto la coltre di materiali depositati dopo la loro erosione.

Esistono infine una serie di *fenomeni pseudovulcanici*: emissioni di fango, misto ad idrocarburi, cloruro di sodio, anidride carbonica, in aree argillose. La loro origine non è in relazione con il vulcanesimo, ma dipende dall'emissione di idrocarburi che provoca la fuoriuscita di acqua fangosa. In Italia si conoscono le *salse* di Nirano (Parma) e le *meccalube* presso Caltanissetta. I più importanti fenomeni di questo tipo sono i *vulcani di fango* del Caucaso con coni alti fino a 400 m. Le *fontane ardenti* sono emissioni di idrocarburi gassosi che si infiammano all'uscita in superficie; sono presenti alcuni esempi in Emilia (Porretta, Portico di Romagna) ed in Toscana (Pietramala).

2.6 - Morfologia delle aree vulcaniche

Le aree interessate dalle manifestazioni vulcaniche offrono un paesaggio molto vario in funzione dei fenomeni che si verificano o che si sono verificati in tempi più o meno lontani. La morfologia vulcanica viene più o meno trasformata dai fenomeni di disgregazione e di alterazione in misura tanto maggiore quanto più efficaci sono gli agenti esogeni e tanto più lungo è il tempo durante il quale essi hanno agito. L'attività vulcanica comporta la formazione di montagne isolate a forma di cono (Vesuvio, Etna), oppure di coni in piccoli gruppi (Campi Flegrei presso Pozzuoli) o allineati lungo una spaccatura della crosta (Islanda). Nei vulcani con lava basica (attività prevalentemente effusiva) le pendici sono generalmente a debole pendenza e la montagna è costituita da colate laviche sovrapposte di età diversa (**fig. 2.16**). Nei vulcani di tipo esplosivo i rilievi, le cui pendici presentano maggiori pendenze, sono costituiti essenzialmente dai materiali precipitati in seguito ad intense eruzioni comprendenti notevoli masse di ceneri e soprattutto di lapilli e bombe (**fig. 2.17**). Spesso nei vulcani con attività intermittente è presente un cono recente e relativamente piccolo all'interno di un cratere più grande e più antico e formatosi in seguito ad una violenta esplosione con disintegrazione della sommità della montagna vulcanica. Questa tipica morfologia viene detta *vulcani a recinto*; ne è un tipico esempio il Vesuvio dove, tra il nuovo cono e quello più antico (monte Somma) è presente un ampio avvallamento (Atrio del Cavallo e valle dell'Inferno).

Con il cessare dell'attività o durante l'intervallo fra due parossismi successivi, gli agenti della disgregazione e dell'alterazione smantellano gli edifici vulcanici. Talvolta i crateri si riempiono d'acqua dando origine a veri e propri laghi (**fig. 2.3**), mentre il ruscellamento delle acque da origine ad incisioni sempre più profonde sulle pendici più ripide delle montagne, fino alla formazione di forre. Il vulcano di Roccamonfina (Campania), la cui attività cessò in età classica, è solcato da burroni radiali incisi dalle acque ed è ricoperto da boschi e fertili campi; esso tuttavia conserva ancora la classica forma di edificio vulcanico, molto simile a quella dei vulcani ancora attivi. Diversamente nei confronti di alcuni vulcani toscano-laziali, la cui attività cessò molto tempo prima, l'azione degli agenti esogeni ha potuto operare per un tempo molto più lungo; lo smantellamento è stato più efficace e ha conferito al paesaggio una struttura più complessa, rendendo più difficile identificare le antiche forme vulcaniche.

SCHEDA 2.1 - I vulcani italiani

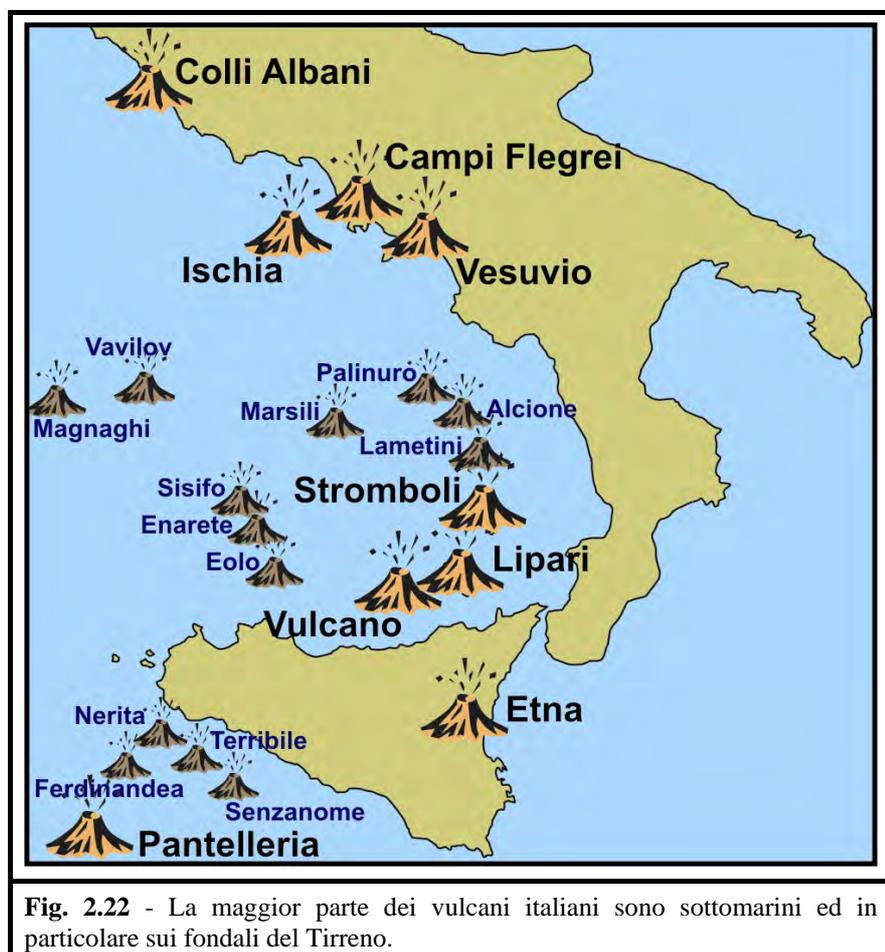


Fig. 2.22 - La maggior parte dei vulcani italiani sono sottomarini ed in particolare sui fondali del Tirreno.

Oltre all'**Etna**, effusivo e quindi relativamente poco pericoloso, nel territorio italiano sono presenti i seguenti vulcani attivi di tipo prevalentemente esplosivo:

Ischia, Lipari, Pantelleria. Queste tre isole sono veri e propri vulcani, da lungo tempo in fase di tranquillità. I dati storici geologici e la presenza di fumarole e sorgenti termali dimostrano che sono ancora attive. Fenomeni eruttivi di una certa rilevanza sono assai antichi: Ischia dal 1302, Lipari dal VII secolo e Pantelleria da circa 8.000 anni.

Stromboli. È nota fin dall'antichità per la sua continua attività che si ferma raramente e per pochi mesi. Dal mare emerge per 924 m, ma in realtà è un grosso edificio nato ~ 200 mila anni fa. Rappresenta un scarso pericolo; talvolta, in occasione dei fenomeni più intensi, le colate di lava arrivano fino in mare, originando anche piccoli maremoti.

Vesuvio. L'ultima volta si è svegliato nel 1944. Non ci sono segnali di riattivazione, ma è il vulcano a massimo rischio. In caso di eruzione si dovrebbero evacuare centinaia di migliaia di persone.

Campi Flegrei. L'ultima eruzione risale al 1538. L'evento atteso in caso di riattivazione è un'eruzione esplosiva al cen-

tro al centro della caldera flegrea. È a rischio una popolazione di 70.000 ÷ 200.000 persone. Due crisi si sono registrate nel 1970 ÷ 1972 e nel 1982 ÷ 1984, con sollevamento del suolo e terremoti, ma non sono sfociate in eruzioni. La situazione attuale è tranquilla.



Stromboli



Vulcano

Vulcano. L'ultima eruzione risale al 1890, con una manifestazione esplosiva. La popolazione esposta è di 700 persone in inverno e di 10.000 persone in estate. Da alcuni anni si osservano, con oscillazioni, aumenti di temperatura delle fumarole (da 300 a 700 °C), fratture, frane, flusso dei gas dal suolo, piccole crisi sismiche e modestissime deformazioni del suolo.

Sono presenti altre aree vulcaniche meno conosciute, soprattutto nel Tirreno. **Marsili** è un grande vulcano (lungo ~ 50 km e largo ~ 20 km); è alto 3 km rispetto sul fondale marino e la sua "vetta" si trova alla profondità di ~ 1.000 m. fondali circostanti e la sua "cresta" si estende linearmente in direzione Nord – Nord Est – Sud – Sud Ovest per 20 km, raggiungendo profondità inferiori a 1000 m. È formato da una serie di edifici vulcanici di dimensioni diverse; non è mai stata osservata direttamente un'eruzione, ma la sua attività è testimoniata dalla circolazione di fluidi ad alta temperatura che depositano sul fondo marino solfuri di piombo, rame, zinco e ossidi e idrossidi di ferro e manganese. Il **Vavilov**, attualmente considerato inattivo, è un vulcano sottomarino lungo ~ 30 km, largo ~ di 15 km ed elevato di ~ 2,7 km rispetto ai fondali circostanti. Attualmente è considerato inattivo. **Palinuro** è un complesso vulcanico lungo ~ 75 km, mentre **Glabro** si trova poco distante, lungo lo stesso allineamento; i vertici di questi due vulcani si trovano ad appena 100 metri sotto il livello del mare. **Alcione** e gli apparati dei **Lametini** sono vulcani conici, alti circa un migliaio di metri rispetto ai fondali circostanti.

Nell'apparato eoliano tutti i principali edifici sono arrivati ad emergere formando isole, ma sono presenti apparati minori, isoprattutto attorno all'allineamento Vulcano-Lipari-Salina. Ad occidente dell'arcipelago si trovano i tre apparati **Eolo**, **Enarete** e **Sisifo**, alti circa un migliaio di metri sul fondale marino. Nel Tirreno occidentale infinesi trova il o **Magnaghi**, simile per struttura e genesi ai più grandi e più giovani vulcani Vavilov e Marsili.

Fuori del Tirreno, nel Canale di Sicilia, si trova una zona tettonicamente molto attiva, con fenomeni vulcanici ancora in parte presenti. Questi hanno originato le isole di Pantelleria e Linosa e a numerosi edifici vulcanici sottomarini, come **Ferdinandea**, **Terribile**, **Senzanome**, **Nerita**,... Nel 1831 di fronte all'abitato di Sciacca, l'attività vulcanica ha portato all'emersione dell'isola Ferdinandea, un piccolo cono vulcanico poi distrutto dal moto ondoso pochi mesi dopo.

SCHEDA 2.2 - I silicati nella classificazione delle rocce magmatiche

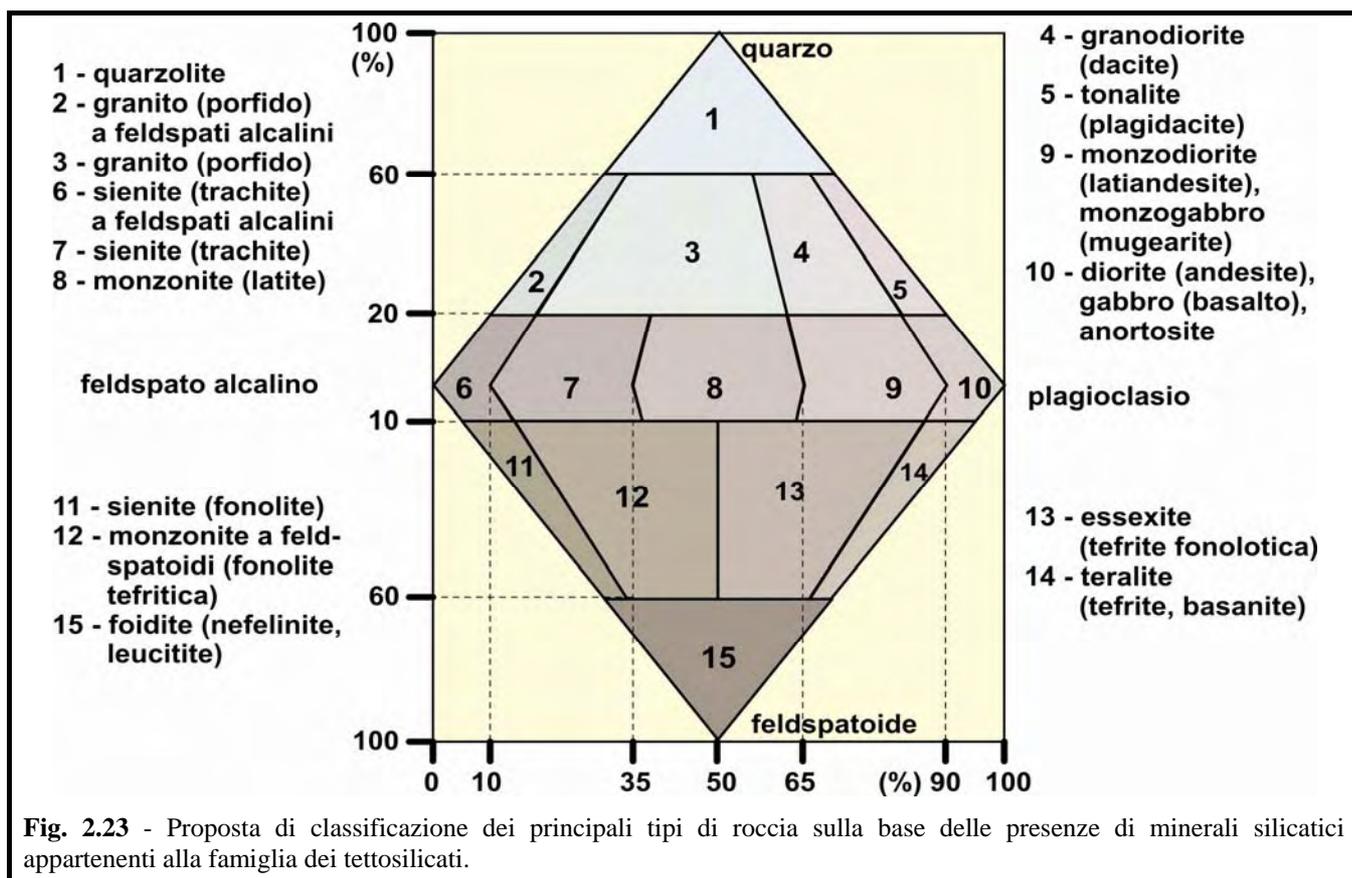
I silicati sono composti del silicio la cui struttura cristallina fondamentale è costituita da insiemi di tetraedri che hanno al centro un atomo di silicio ed ai quattro vertici altrettanti atomi di ossigeno (gruppi SiO_4). I silicati, che costituiscono la porzione ampiamente maggioritaria dei materiali della crosta e del mantello superiore (litosfera), sono classificati in base alle modalità con le quali i tetraedri sono uniti fra loro:

- 1. neosilicati** - gruppi SiO_4 isolati; ogni tetraedro è collegato agli altri da atomi (prevalentemente Fe ed Al) che fanno da ponte fra i vertici dei tetraedri stessi (es. zircone, la sillimanite, il topazio, i granati, le olivine, ecc...); non essendovi atomi di ossigeno in comune fra i tetraedri, vale il rapporto numerico $\text{Si}:\text{O} = 1:4$;
- 2. sorosilicati** - gruppi SiO_4 a coppie; un ossigeno costituisce un vertice comune a due tetraedri; sei atomi di ossigeno si legano ad atomi metallici (Al, Ca, Mg,...) che fanno da ponte con altre coppie di tetraedri. (es. vesuviana e i minerali del gruppo degli epidoti); il fatto che vi sia almeno un atomo di ossigeno su un vertice comune di ogni coppia di tetraedri aumenta il rapporto $\text{Si}:\text{O} = 1:3,5$;
- 3. tri - tetra - penta - silicati** - gruppi SiO_4 uniti in insiemi di tre o quattro o cinque; costituiscono una famiglia rappresentata da pochi minerali;
- 4. ciclosilicati**; più di tre tetraedri (al massimo sei) sono uniti in spezzoni chiusi ad anello; due ossigeni di ciascun tetraedro formano sempre un ponte, tanto che vale il rapporto $\text{Si}:\text{O} = 1:3$ (es. berillo, tormalina, diopasio,...), mentre diminuisce il numero di gli atomi metallici (Al, Ca, Mg, K,...) di connessione;
- 5. inosilicati** - catene lineari indefinite singole ($\text{Si}:\text{O} = 1:3$) o doppie ($\text{Si}:\text{O} = 2,75$) di gruppi SiO_4 ; le catene sono unite fra loro da atomi metallici (Ca, Mg, Na, Al,...); fra i più comuni minerali citiamo pirosseni ed anfiboli (es. orneblenda);

6. fillosilicati - tutti i tetraedri mettono in comune tre vertici complanari, formando strati indefiniti; ogni gruppo SiO_4 possiede un solo ossigeno esclusivo e tre in comune con i gruppi adiacenti ($\text{Si}:\text{O} = 1:2,5$); ogni strato è legato agli altri tramite metalli (prevalentemente Mg ed Al) che fanno da ponte con gli strati sovrastanti e sottostanti (es. talco, miche, serpentini, cloriti e minerali delle argille);

7. tettosilicati - tutti i tetraedri sono in comune tramite i quattro vertici, dando origine ad una intelaiatura tridimensionale continua ($\text{Si}:\text{O} = 1:2$). In tale struttura non vi è spazio per atomi metallici; tuttavia alcuni atomi di silicio sono sostituiti da atomi di alluminio alterando in qualche modo la struttura cristallina e consentendo la disponibilità di spazi, seppure limitati, per altri metalli quali soprattutto K e Na, ma anche Ca, Mg,... (es. quarzo, feldspati, feldspatoidi, zeoliti).

Considerando la successione di famiglie sopra descritta risultano, per linee molto generali, minerali con colorazione via via più chiara e con minore densità ed in grado di conferire alle rocce di cui fanno parte un chimismo da basico (rocce femiche, frequentemente di origine più profonda) ad acido (rocce sialiche, frequentemente di origine più superficiale). Bisogna tuttavia segnalare che le caratteristiche fisiche e chimiche dei minerali possono cambiare anche all'interno di ciascuna famiglia, tanto da risultare determinanti nel conferire le caratteristiche tipiche dei vari tipi di roccia (fig. 2.23).



SCHEDA 2.3 - Tipi di metamorfismo

Il metamorfismo è un processo molto complicato ed è dovuto a molteplici fattori. Le sue origini possono essere dovute a:

- azione di un magma in fase di cristallizzazione sulle rocce con le quali è a contatto; esso è dovuto soprattutto al calore, ai vapori ed alle soluzioni magmatiche (**metamorfismo di contatto**; figg. 2.10 e 2.11); si tratta di processi che riguardano limitate porzioni della crosta terrestre a contatto con magmi iniettati entro masse rocciose preesistenti;
- azione delle spinte tettoniche su masse rocciose a diverse profondità che determinano forti variazioni di pressione e secondariamente di temperatura e di mobilizzazione (**metamorfismo tettonico**); esso è dovuto ai movimenti della crosta terrestre e del mantello superiore che verranno descritti nel prossimo capitolo;
- azione di temperatura e pressione molto elevate, alle grandi profondità, con parziale fusione e forte mobilizzazione, tali da dare alla massa una composizione di tipo granitico (**metamorfismo di granitizzazione**); questo processo viene anche detto *ultrametamorfismo*, una sorta di transizione con i fenomeni magmatici ai quali viene frequentemente assimilato; esso ha luogo in condizioni di temperatura tali per cui la pressione, per quanto elevata, è poco efficace; alcuni Autori sostengono che, mediante questo processo, si siano originati i graniti dei grandi batoliti continentali.

I caratteri delle rocce metamorfiche (anch'esse classificabili in funzione del chimismo; tab. 2.4) dipendono dai molteplici fattori responsabili dei processi che le hanno trasformate e dalle caratteristiche delle rocce originarie. Per effetto del metamorfismo tettonico, per esempio, uno stesso materiale può dare luogo a rocce metamorfiche diverse a seconda della profondità. Una roccia argillosa da origine, a scarsa profondità, ad una fillade, più in basso ad un micascisto e dove la

temperatura raggiunge limiti vicino alla fusione, produce un paragneiss. Alcune rocce con aspetto di granito, diorite o di altre rocce eruttive, derivano da materiali ultrametamorfosati a grandi profondità, senza mai raggiungere la fusione.

	grado metamorfico	Struttura (scistosità)	minerali prevalenti	chimismo	roccia di origine
quarzite	variabile	massiccia o poco scistosa	quarzo (mica, feldspato, minerali pesanti,...)	acido, neutro	arenarie
fillade	basso	molto scistosa, scistosa piegata	quarzo, mica, clorite (albite, apatite,...)	acido, neutro	argilliti
micascisto	medio	molto scistosa, scistosa piegata	quarzo, muscovite, biotite (clorite,...)	neutro	argilliti, marne
gneiss	medio, alto	massiccia o occhiadinica	feldspato, mica (epidoto, apatite,...)	neutro	argilliti, graniti,...
prasinite	medio	massiccia o poco scistosa	clorite, attinolite, albite, epidoto (quarzo,...)	basico	scisti
serpentinite	basso	massiccia	serpentino, magnetite (crisotilo, talco, clorite,...)	ultrabasico	rocce basiche
anfibolite	medio	poco scistosa, occhiadinica	anfibolo, plagioclasti (quarzo, epidoto,...)	basico	plutoniti, vulcaniti
granuliti	alto	massiccia	ortoclasio, plagioclasio, quarzo, granato	variabile	varie
eclogiti	basso, medio	massiccia	onfacite, granato, quarzo (orneblenda,...)	basico	plutonici, vulcaniti
calcescisto	basso, medio	molto scistosa, scistosa piegata	calcite, mica, clorite, quarzo (epidoto,...)	neutro, basico	argilliti, marne,...
marmo	basso, medio	massiccia	calcite (grafite, pirite, ilmenite)	calcareo, basico	calcari
calcefiro	medio, alto	massiccia	calcite, wollastonite, granato, plagioclasio,...	calcareo, basico	calcari, marne,...

Tab. 2.4 - Caratteristiche di alcune rocce metamorfiche. Fra parentesi sono indicati i minerali accessori. La descrizione delle rocce di origine ed il chimismo sono molto sommarie e soffrono dei limiti imposti dagli spazi limitati dello schema.

SCHEMA 2.4 - Gli atolli

Le scogliere coralline, tipiche dei mari tropicali e subtropicali, sono dovute all'accrescimento di organismi (soprattutto *Madreporarii*, gruppo degli Antozoi, una classe dei Celenterati) muniti di una sorta di scheletro calcareo e che vivono formando colonie in acque la cui temperatura non scende mai sotto i 18 °C. Le colonie madreporiche si sviluppano su fondi rocciosi a bassa profondità e prediligono le acque limpide a salinità normale. Si distinguono scogliere, barriere e isole madreporiche:

- le **scogliere** sono dovute a banchi madreporici che si formano in prossimità delle coste;
- le **barriere** sono formazioni più estese, sviluppate parallelamente alle coste e separate da queste da una fascia lagunare; la più estesa è la *Grande Barriera* che per migliaia di chilometri circonda le coste dell'Australia verso Nord - Est;
- le **isole madreporiche**, abbondanti nell'arcipelago della Polinesia, hanno forma circolare con laguna centrale che comunica con il mare aperto per mezzo di interruzioni; queste caratteristiche formazioni vengono anche denominate **atolli**.



Isola di Maupiti (oceano Pacifico - Polinesia).

L'origine degli atolli venne studiata da Charles DARWIN (1809 - 1882) che formulò una teoria secondo la quale essi si formerebbero intorno ad isole vulcaniche soggette a bradisismo discendente (**fig. 2.24**). La maggior parte delle madreporive vive soltanto fino alla profondità di circa 50 m, per cui, man mano che l'isola affonda, gli strati più bassi della formazione madreporica muoiono, mentre le colonie si accrescono nella porzione superiore. L'anello dell'atollo corrisponderebbe quindi al perimetro dell'isola vulcanica iniziale. In seguito si osservò che non sempre le isole madreporiche presentano segni di sprofondamento.

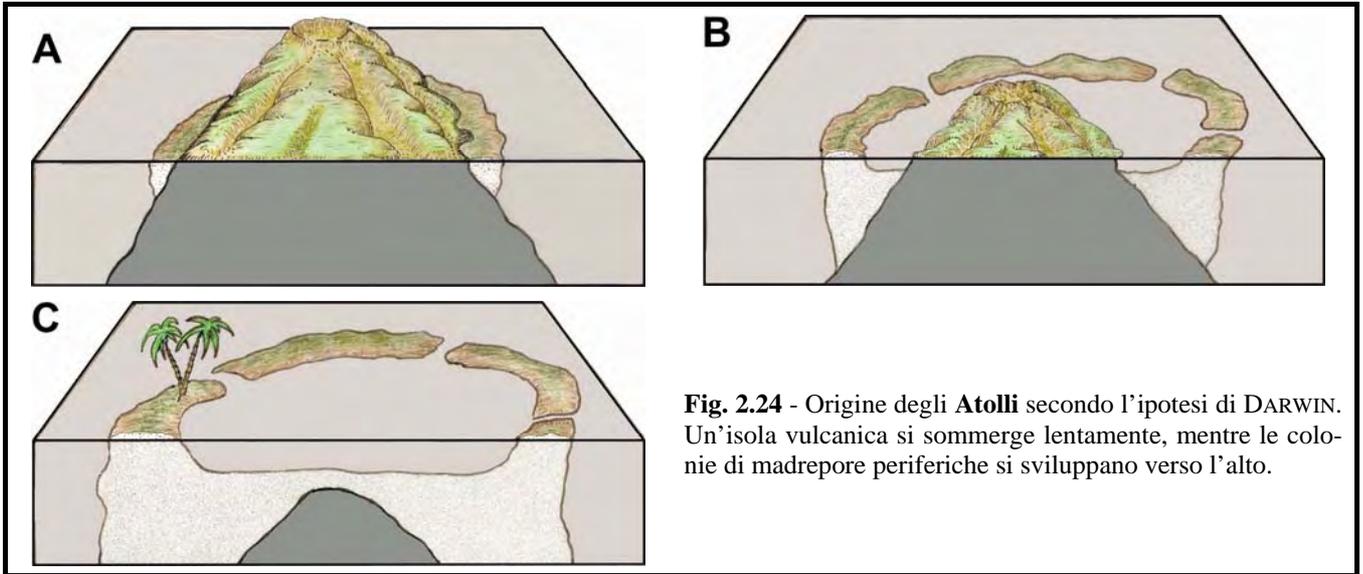


Fig. 2.24 - Origine degli **Atolli** secondo l'ipotesi di DARWIN. Un'isola vulcanica si sommerge lentamente, mentre le colonie di madrepora periferiche si sviluppano verso l'alto.

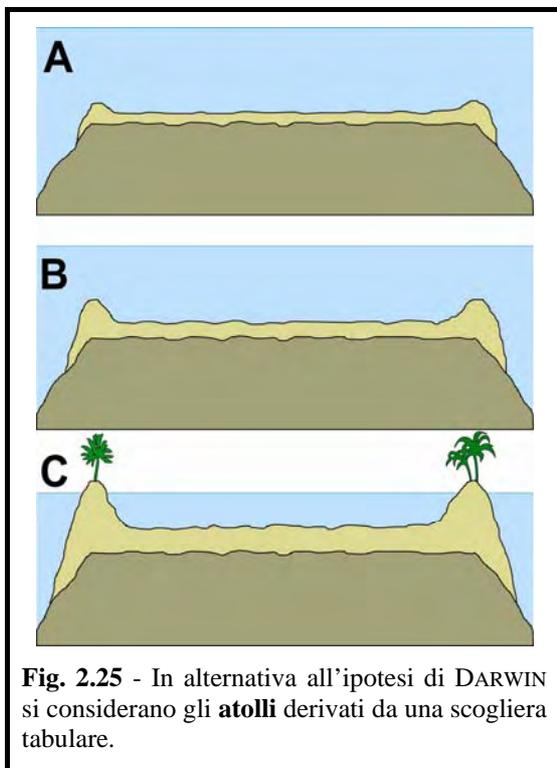


Fig. 2.25 - In alternativa all'ipotesi di DARWIN si considerano gli **atolli** derivati da una scogliera tabulare.

Altri studiosi proposero un'altra teoria, secondo la quale l'anello madreporico si formerebbe a causa del minore sviluppo delle colonie nelle parti interne della scogliera iniziale, ove le acque meno rinnovate offrono condizioni ambientali meno favorevoli (**fig. 2.25**). Oggi si attribuisce la configurazione degli atolli, piuttosto che ad un approfondimento di un'isola, ad un innalzamento del livello marino successivo ad un periodo glaciale.

L'accrescimento delle formazioni madreporiche si svolge con notevole rapidità, con una media di alcuni centimetri all'anno (fino a 20 ÷ 30 cm). Un esempio è stato osservato nello stretto di Torres, fra la costa settentrionale dell'Australia e l'isola di Banks; alla fine del secolo XVIII, quando fu scoperto, era navigabile; 150 anni dopo era invece completamente ostruito dalle formazioni madreporiche.

Le Dolomiti sono così denominate per la loro costituzione litologica in cui predomina la dolomia. Esse sorgono tra le Alpi Noriche e quelle Carniche, formando un poderoso e vasto contrafforte, avanzando verso Sud/Ovest a dividere il Trentino - Alto Adige dalla Venezia Euganea. Culminano nel gruppo della Marmolada (3.342 m s.l.m.). La dolomia è una roccia in cui domina il minerale *dolomite*, un carbonato doppio di calcio e magnesio: $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$. Tali rocce sono di antica formazione organogena: derivano da materiali molti dei quali, un tempo, costituivano vere e proprie scogliere analoghe a quelle sopra descritte e quindi formate in ambiente marino. Come è possibile che oggi costituiscano parte delle più belle montagne delle Alpi? È una domanda alla quale si tenterà di dare una risposta con il prossimo capitolo.