

Origine dei magmi

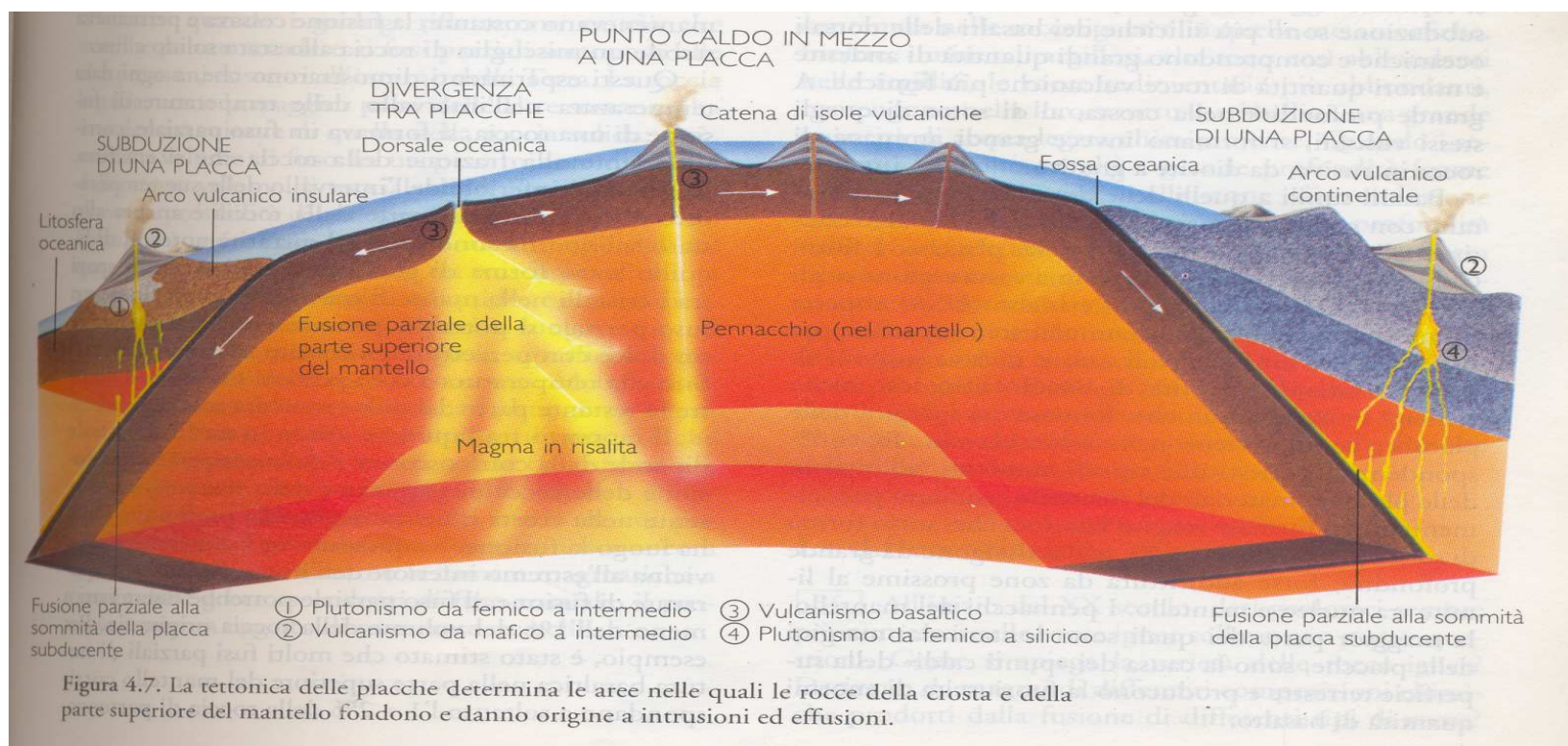
Da dove provengono i magmi? Abbiamo già visto che la massa del pianeta è solida e solo in alcuni casi si riconosce una minima parte di materiale fuso.

Sotto i vulcani attivi sono localizzate delle camere magmatiche che corrispondono a delle sacche di magma larghe anche qualche chilometro cubo. Si suppone che queste “cavità” siano piene di liquido circondato da roccia solida. Le camere magmatiche si contraggono quando espellono magma. I magmi si formano per fusione di rocce o nella crosta o nella parte superiore del mantello.

La temperatura cresce all'interno della terra all'aumentare della profondità, ma cresce in maniera diversa. Abbiamo così che in regioni tettonicamente attive la temperatura a 40 km di profondità raggiunge già i 1000°C ossia una temperatura quasi uguale a quella di fusione di un basalto. In altre regioni, cosiddette stabili, alla stessa profondità la temperatura raggiunge temperature di 500°C. inoltre è stato visto che anche la composizione chimica può alzare o abbassare la temperatura di fusione. I movimenti delle placche sono la connessione necessaria per legare l'attività tettonica e la composizione delle rocce con la loro fusione.

Alla formazione dei magmi sono associati due tipi di margini delle placche: le dorsali oceaniche, dove la divergenza di due placche determina l'espansione del fondo oceanico e le zone di subduzione, dove un margine di placca si immerge al di sotto di un'altra placca.

Grandi quantità di magmi vengono anche eruttate in isole vulcaniche come le Hawaii dove dei magmi basaltici risalgono sotto forma di pennacchi (plume) da grandi profondità, forse addirittura da zone prossime al limite nucleo-mantello.



La differenziazione magmatica

È il processo attraverso il quale un'ampia varietà di minerali può cristallizzare a partire da un singolo magma omogeneo a differenti temperature. Durante il processo di cristallizzazione la composizione del magma che rimane ancora fuso varia via via che essa viene impoverita degli elementi chimici entrati a far parte dei minerali già cristallizzati.

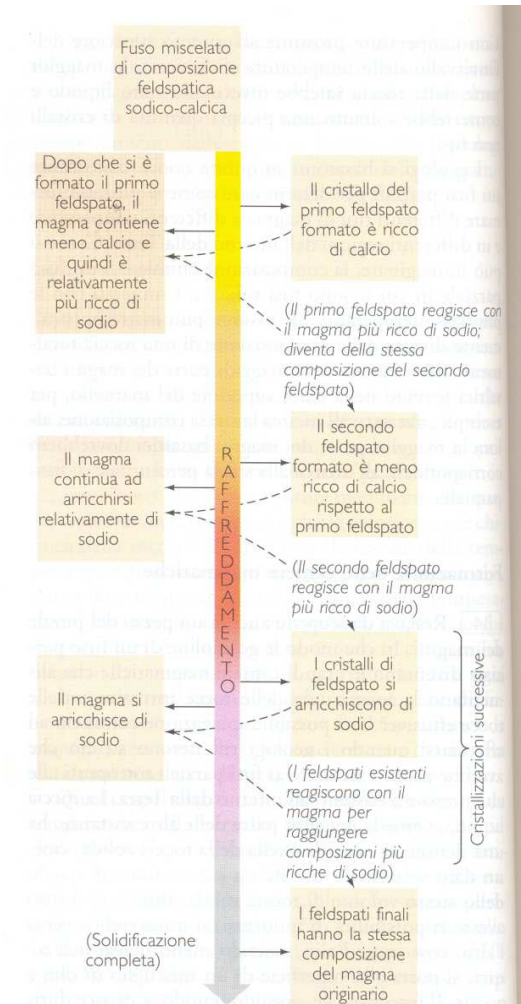
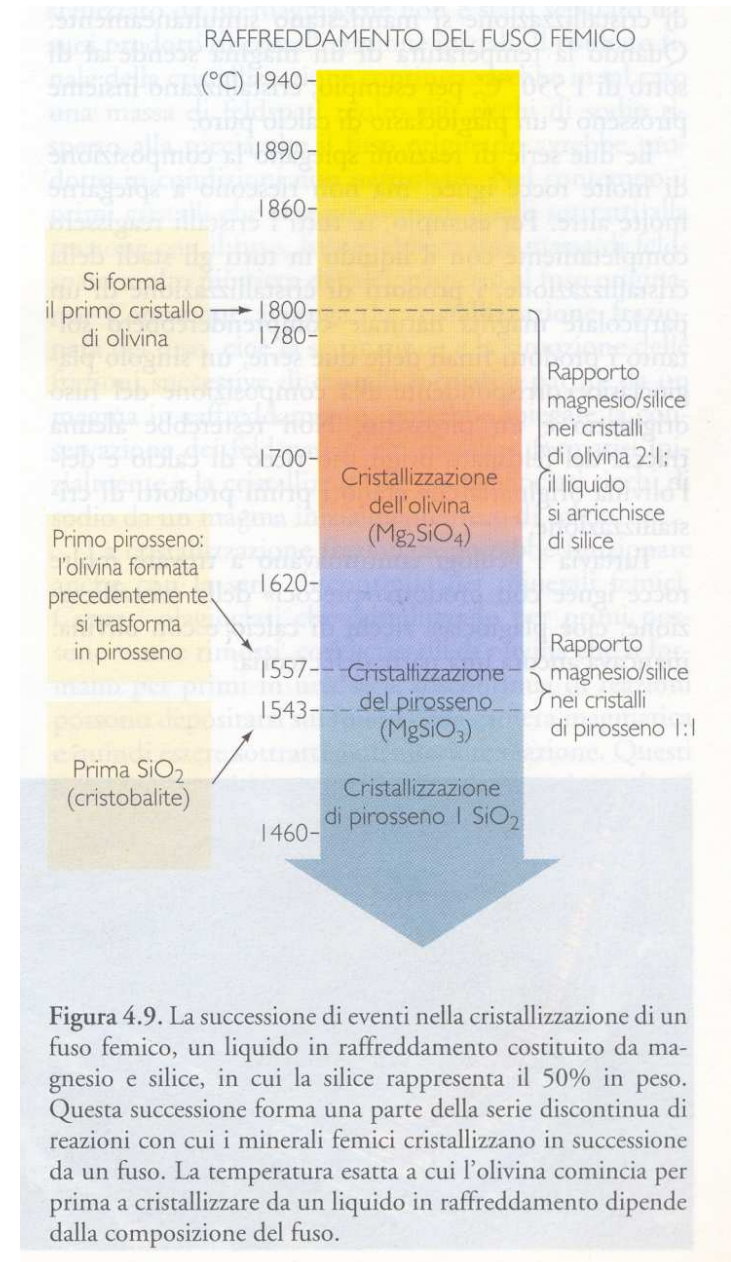


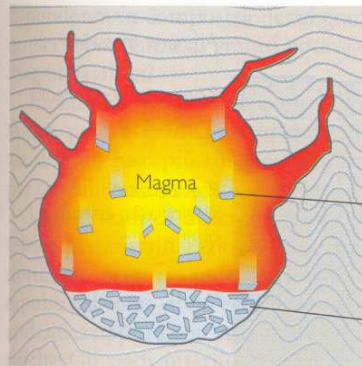
Figura 4.8. In stadi successivi della cristallizzazione di un plagioclasio fuso, il liquido e i cristalli si arricchiscono di sodio, ma i cristalli che via via si formano sono sempre più ricchi di calcio rispetto al liquido. I cristalli già formati continuano a reagire con il liquido cosicché, a ogni istante, tutti i cristalli esistenti, vecchi e nuovi, hanno la stessa composizione. Quando è stata raggiunta la solidificazione completa, tutti i cristalli hanno reagito per raggiungere la stessa composizione del liquido originario.

Serie discontinua di reazioni

Nella cristallizzazione dei minerali femici si ha un comportamento differente rispetto a quello dei plagioclasii. si ha infatti che, a certe temperature, cambi la fase che cristallizza.



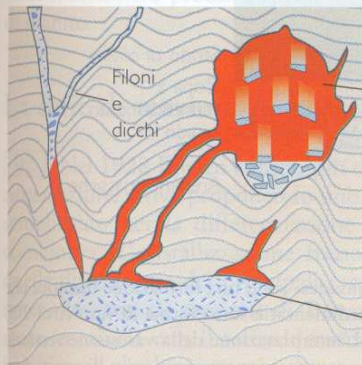
La cristallizzazione frazionata



(a) Cristallizzazione frazionata

I cristalli che via via si formano per il raffreddamento del magma scendono verso il fondo della camera magmatica

Accumulo dei cristalli formati all'inizio del raffreddamento; si accumulano sul fondo della camera magmatica



(b) Deformazioni della crosta spremono il fluido residuo dal miscuglio di cristalli e magma

Il magma migra in una camera magmatica secondaria, dove continua a cristallizzare

La massa differenziata dei cristalli formati all'inizio del processo dà origine a corpi intrusivi distinti

Figura 4.11. Due stadi nell'evoluzione di un magma differenziato per cristallizzazione frazionata. Nel primo stadio (a), i cristalli formati precocemente si depositano sul fondo della camera magmatica. Col procedere del raffreddamento, una fase di deformazione strutturale può espellere il liquido restante dalla camera magmatica e separare quei cristalli come un corpo intrusivo distinto (b), mentre il liquido migra altrove per formare filoni, dicchi e altre camere magmatiche, dove continua a cristallizzare.



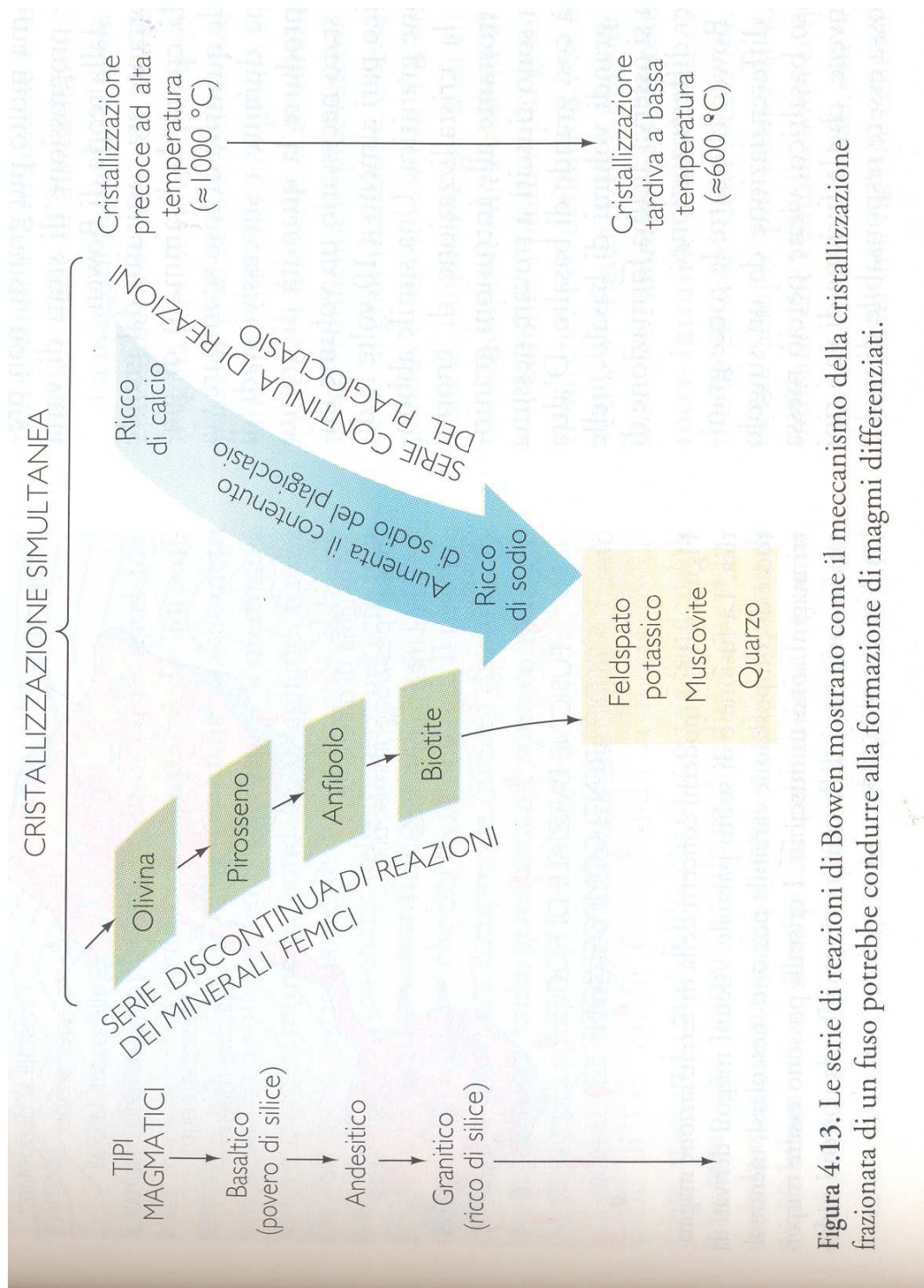


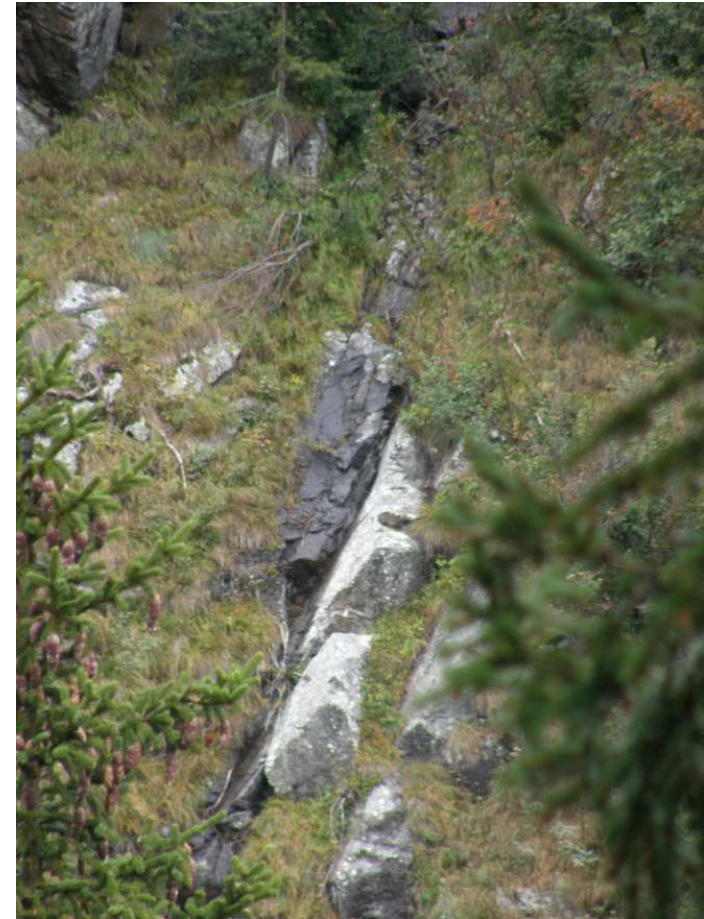
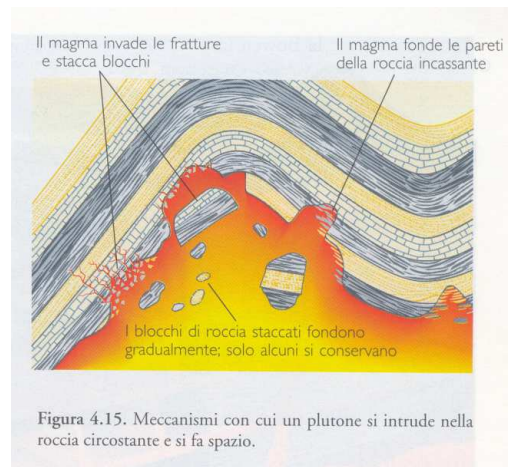
Figura 4.13. Le serie di reazioni di Bowen mostrano come il meccanismo della cristallizzazione frazionata di un fuso potrebbe condurre alla formazione di magmi differenziati.

Forme di intrusione magmatica

Plutoni: sono così chiamati i grandi corpi ignei formati in profondità nella crosta terrestre. I magmi che risalgono verso la crosta si fanno spazio in vari modi frantumando la roccia sovrastante, staccando grandi blocchi di roccia e fondendoli man mano che avanzano. I batoliti, i plutoni più grandi, sono enormi intrusioni che, per definizione si estendono per almeno 100km². Sembra che si tratti di corpi orizzontali di grosso spessore, tabulari o lobati, che si estendono verso l'alto a partire da una regione centrale imbutoforme.

Filoni-strato e dicchi. Intrusioni tabulari più piccole è un filone-strato (roccia intrusiva concordante) ossia i suoi limiti sono paralleli alla stratificazione. I dicchi sono simili ai filoni-strato ma sono discordanti.

Filoni idrotermali. Si tratta di intrusioni di forma subcilindrica o tabulare con spessore variabile da mm a parecchi metri e essere lunghi e larghi da decine di metri a chilometri.



Vulcanismo

Prima di eruttare, il magma migra dall'astenosfera verso la superficie ed entra in una camera magmatica poco profonda, alla base del vulcano. Con il trascorrere del tempo il magma è spinto a risalire all'interno del vulcano dalla pressione che va via via aumentando. Successivamente potrà eruttare come lava fusa oppure essere espulso violentemente nell'atmosfera.

Colate laviche. Le differenze principali tra le lave dipendono dalla composizione chimica, dal contenuto di gas e dalla temperatura. Più alta è la silice e più bassa è la temperatura, più viscosa è la lava e più bassa è la velocità con cui fluisce, maggiore è il contenuto di gas più violenta è l'eruzione. Una lava basaltica fuoriesce a T di 1000-1200°C ed avendo poca silice tende ad essere fluida. Di conseguenza la sua velocità potrà essere molto elevata (anche 100 Km/h). La sovrapposizione di diverse colate laviche origina quello che viene chiamato plateau basaltico. La riolite, la lava più acida, fuoriesce a T di circa 800-1000°C, è molto più viscosa e di conseguenza tende a formare grossi accumuli. L'andesite, una comune lava di composizione intermedia tra quella riolitica e quella basaltica ha caratteristiche intermedie fra le due.

Colate basaltiche

Le colate basaltiche si dividono in due categorie a seconda della loro forma. Si tratta delle lave a corda o pahoehoe e delle lave a blocchi o scoriacee o aa.



La lava a corde si forma quando una lava estremamente fluida si espande in lamine e sulla superficie può solidificarsi una piccola crosta che trascinata dal liquido fuso può piegarsi in quelle che sembrano matasse di corda.

La lava a blocchi è una lava che si è degassata e si muove più lentamente di quella a corda. Si forma quindi una crosta più spessa che si rompe durante il movimento del fuso sottostante.

Una singola colata lavica può essere a corda vicino alla sorgente, a blocchi più a valle.



Lava a cuscini o pillow lava. È costituita da blocchi ellissoidali sacciformi, larghi circa 1 metro che si sono formati durante un'eruzione sottomarina. Al contatto con l'acqua di mare la parte più esterna delle lingue di lava origina una crosta plastica robusta poiché la superficie si raffredda rapidamente. All'interno la lava può invece cristallizzare.









Depositi piroclastici

L'acqua e i gas disciolti nei magmi possono avere violenti effetti sulle modalità di eruzione. Sono principalmente le lave andesitiche e riolitiche a originare questi fenomeni. Con il termine piroclasti vengono indicati tutti i materiali vulcanici frammentati e lanciati in aria da un'eruzione. A seconda delle loro dimensioni questi frammenti hanno poi nomi diversi. Ceneri vulcaniche sono i frammenti sotto i 2mm. Le rocce formate a partire dai frammenti più piccoli sono dette piroclastiti se ben consolidate, tefra se poco o per niente consolidate. Quelle formate dai frammenti più grandi sono le brecce vulcaniche.



Tipi di eruzioni

Eruzioni centrali.

Le eruzioni centrali provocano il più comune di tutti gli edifici vulcanici ovvero il cono vulcanico. Queste eruzioni emettono lava da quella che è la bocca centrale posta al di sopra di un camino vulcanico.

Un cono vulcanico viene edificato da successive colate di lava. Se la quantità di lava è copiosa le colate formano un ampio vulcano a forma di scudo. La sua altezza è di circa 4000 metri sul livello del mare, ma sul fondo oceanico ha una base di 120 km di diametro (area circa 3 volte la Valle d'Aosta).

Le lave sialiche sono più viscosi, di solito producono un cono vulcanico.



Eruzioni piroclastiche.

Quando le bocche vulcaniche espellono piroclasti, i frammenti solidi si accumulano e formano coni di scorie.

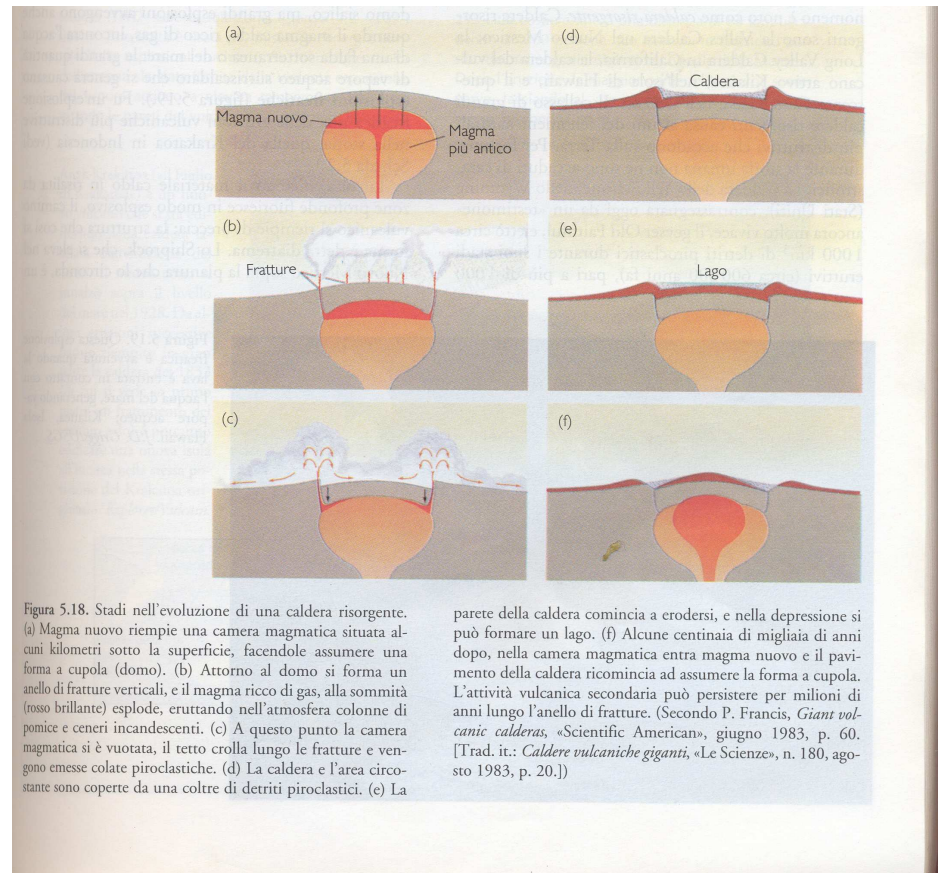


Eruzioni composte.

Quando un cono emette sia lava che piroclasti si forma un vulcano composto o stratovulcano (Fujiyama in Giappone, Vesuvio, Etna, Stromboli)

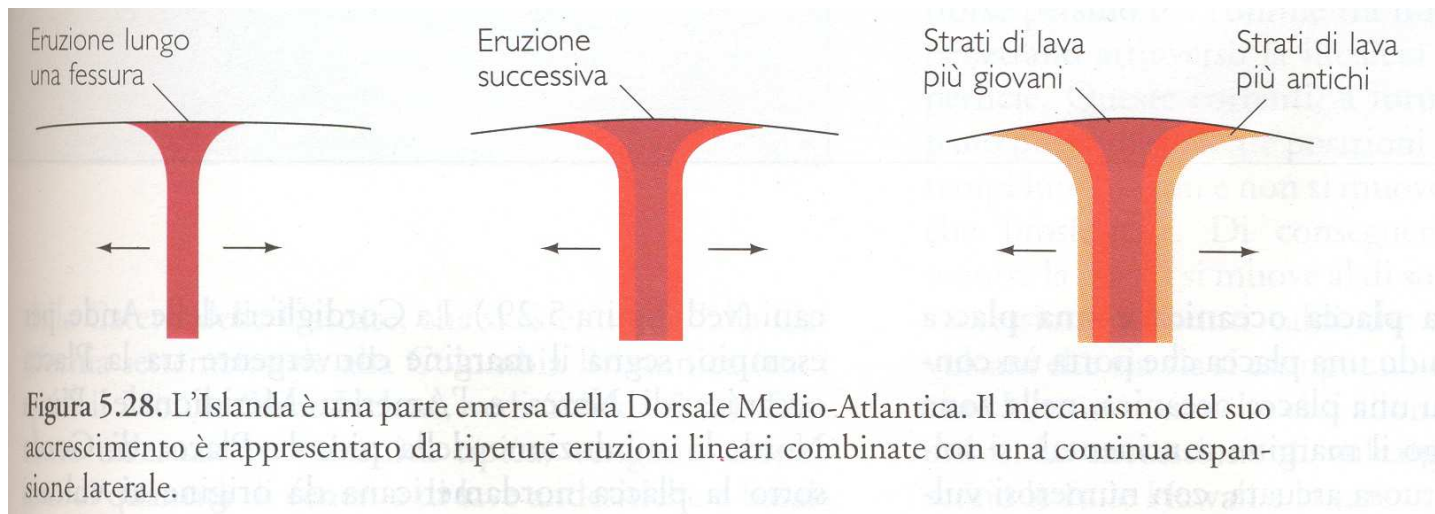


Dopo una violenta esplosione può accadere che vengano espulsi grandi volumi di magma da una camera magmatica situata alcuni km al di sotto della bocca vulcanica. Se la camera non è più in grado di sostenere il proprio tetto, questo può collassare lasciando una grande depressione a fondo piatto e pareti ripide detta caldera.

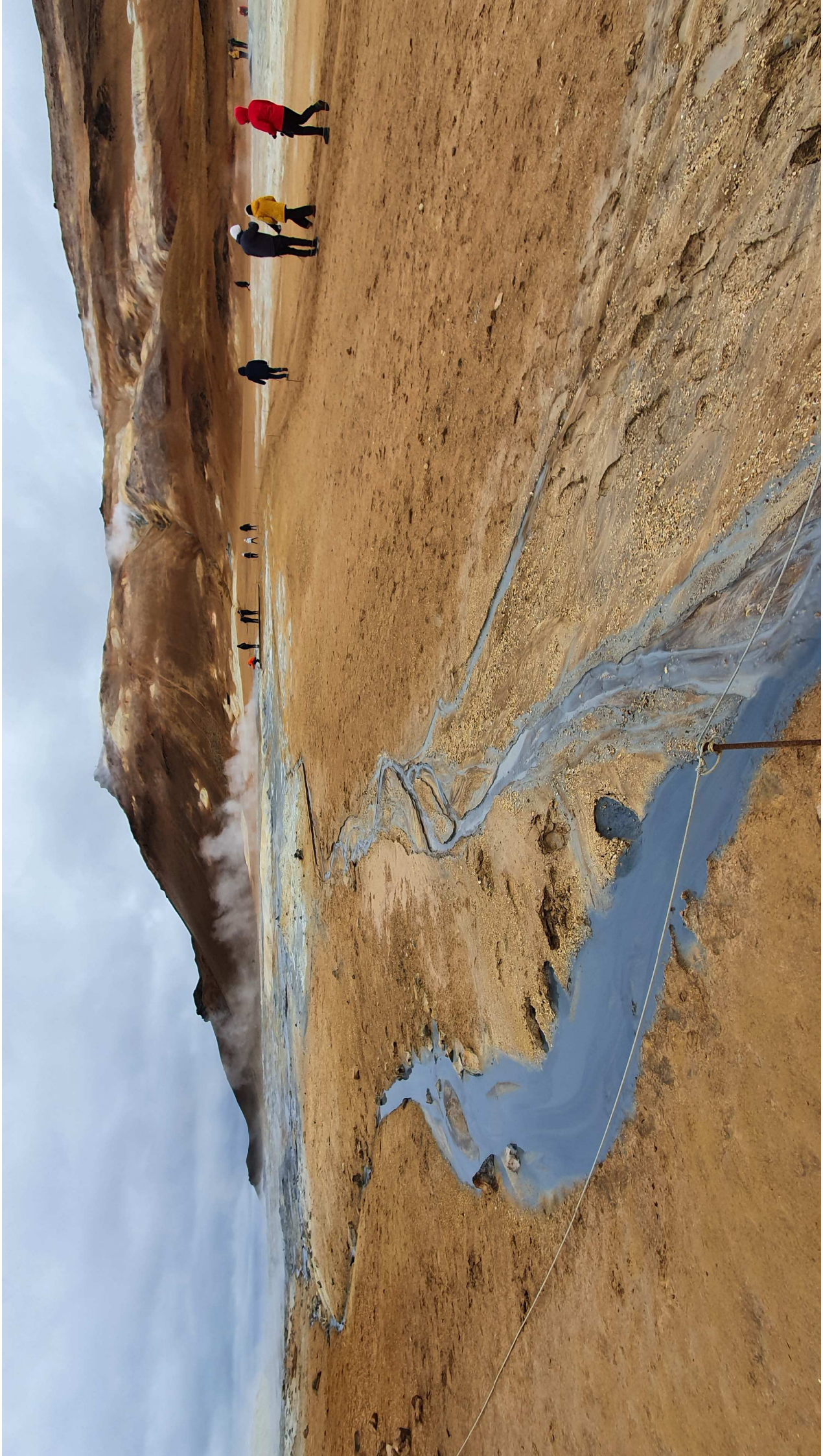


Eruzioni lineari o fissurali.

Sono quelle che si hanno quando la lava fluisce in superficie da fessure lunghe decine di km.



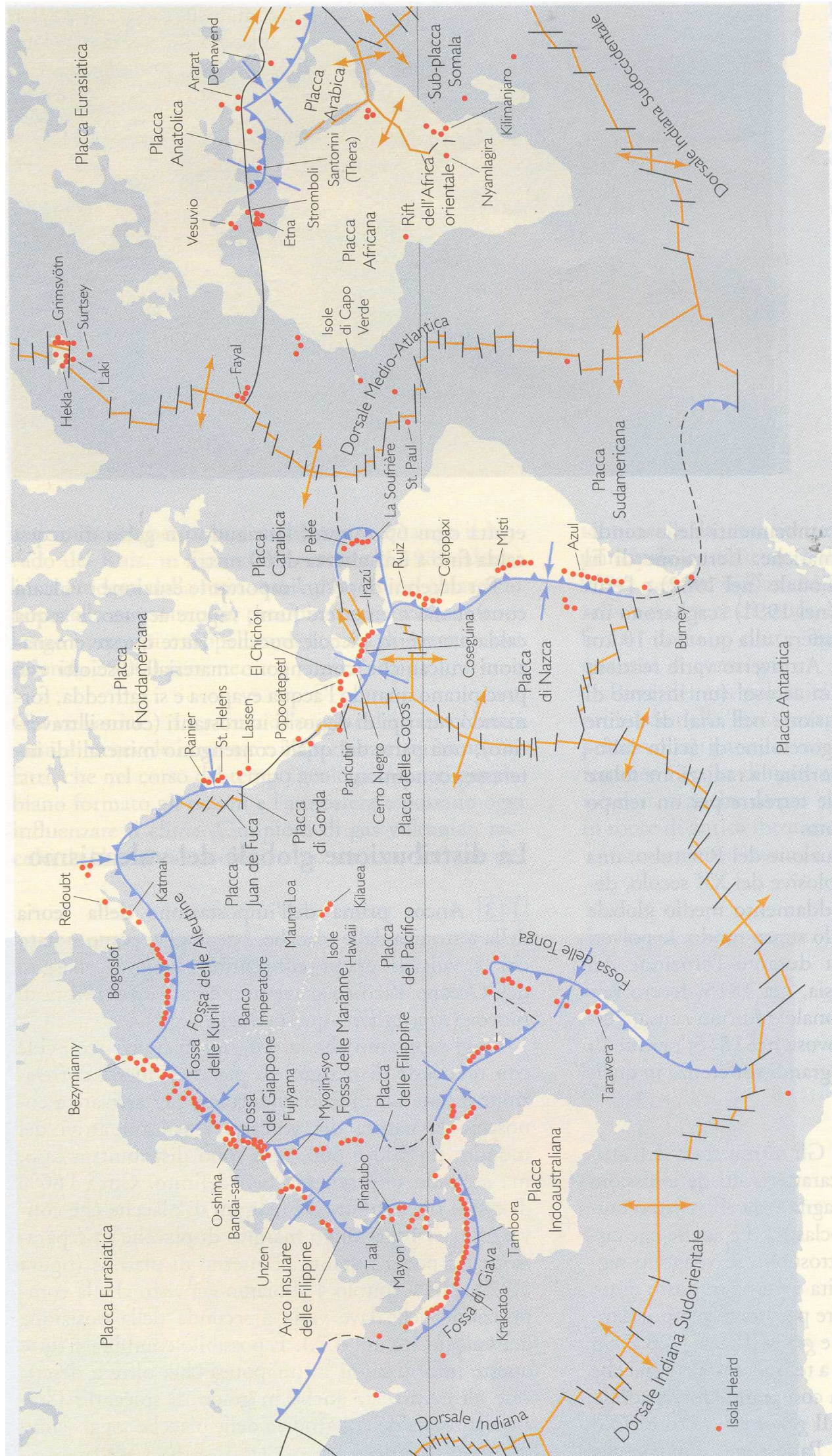
Tra le altre espressioni del vulcanismo bisogna citare anche le sorgenti termali e i geysir. Gli ultimi stadi dell'attività magmatica sono caratterizzati da emissioni di gas e vapori. Le acque che circolano in profondità nel sottosuolo, se vengono raggiunte o riscaldate dalla risalita o messa in posto di un magma danno origine a sorgenti termali o geysir.











Vulcanismo nelle dorsali oceaniche

Le placche si allontanano l'una dall'altra e viene emesso magma basaltico. Le fessure tra le placche divergenti raggiungono l'astenosfera, da qui i magmi basaltici risalgono traboccando sul fondo del mare. Gran parte del calore vulcanico dei fondali oceanici viene rimosso dall'acqua di mare fredda che circola nelle fratture lungo le dorsali; l'acqua quindi si riscalda e si arricchisce in elementi disciolti formando sorgenti estremamente calde. Qui i minerali possono precipitare dalla soluzione a causa del brusco raffreddamento e formano dei fumaioli idrotermali.

Il magma primitivo proveniente dall'astenosfera sosta per tempi limitati all'interno della camera magmatica. I magmi che escono generano delle lave denominate MORB (Mid Ocean Ridge Basalts). I MORB sono delle tholeiiti oceaniche. All'interno della camera magmatica possono originarsi dei gabbri. Si possono verificare dei fenomeni di frazionamento legati alla formazione di cromite e olivina che si accumulano nella parte basale della camera magmatica formando cumuliti (cromititi e duniti) che verso il basso sono in contatto con le peridotiti tettoniche del mantello.

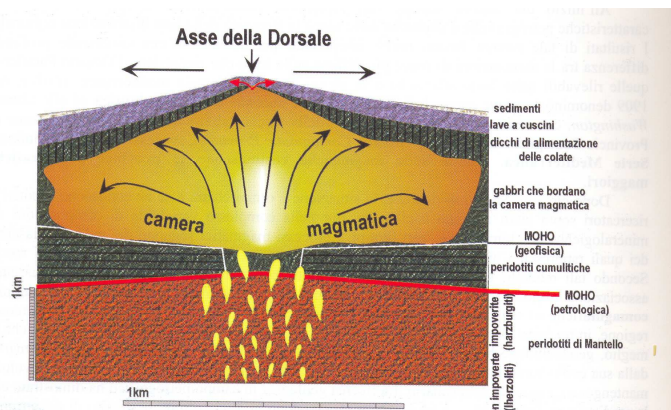


Figura 6.1 Sezione concettuale di una camera magmatica di dorsale oceanica. La camera magmatica è continuamente rifornita da materiale fuso proveniente dal Mantello. Quest'ultimo, prima di fondere, ha una composizione lherzolitica [= contiene abbondante pirosseno monoclino]; dopo la fusione, che crea magmi tholeiitici, la lherzolite diventa harzburgite [= peridotite composta essenzialmente da olivina e pirosseno rombico]. Il magma non riesce a stazionare per lunghi periodi nella camera sottostante alla dorsale perché l'ambiente distensivo favorisce effusioni pressoché continue che originano le lave a cuscini; queste rocce, sotto il profilo petrografico, rappresentano le tholeiiti oceaniche [= in prevalenza ferrobasalti]. I vari convogli che transitano nella camera magmatica iniziano a frazionare generando olivina e cromite che formano le rocce cumulitiche; queste ultime, essendo ultrafemiche, hanno un comportamento sismico analogo a quello dei sottostanti livelli di peridotiti tettoniche del Mantello con le quali possono essere confuse durante le indagini sismiche; questo genera la distinzione tra la Moho sismica e quella petrologica. Le porzioni di magma che non riescono ad effondere cristallizzano, per la maggior parte, come gabbri tholeiitici (v. testo).

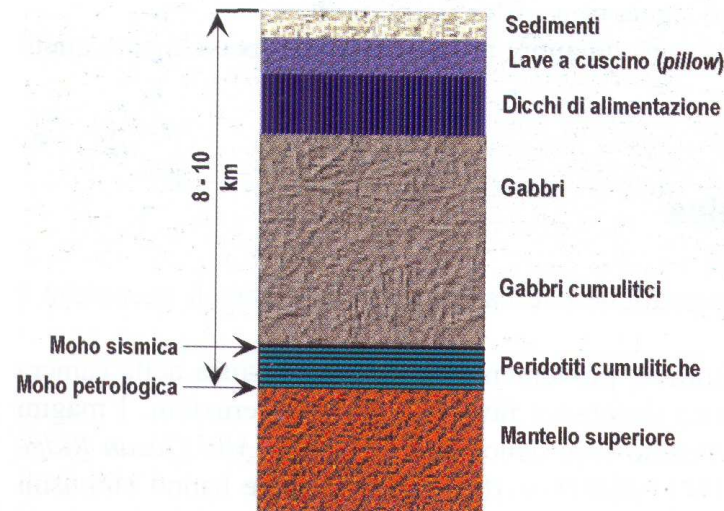


Figura 6.2 Sezione schematica di una Crosta oceanica. Le lave a cuscini costituiscono la parte della massa magmatica che, durante le eruzioni, viene a contatto con l'acqua marina. L'attività eruttiva è alimentata da una serie fittissima di condotti che si attivano continuamente in conseguenza dell'espansione; costituiscono il livello dei dicchi di alimentazione. I gabbri rappresentano la massima parte della porzione non effusa del magma; verso il basso sfumano in masse stratificate formate da rocce cumulitiche.

Vulcanismo nelle zone di convergenza

Le zone di convergenza tra placche sono caratterizzate da un esteso vulcanismo calcalkalino. Accanto ai prodotti vulcanici in queste regioni si sviluppa un'intensa attività intrusiva che diviene ancora più evidente quando si ha convergenza tra placca oceanica e placca continentale. In questi ambienti si distinguono quattro serie magmatiche: tholeiitica, calcalkalina, calcalkalina ricca in K e shoshonitica. Si osservano minerali idrati, specialmente anfiboli e nella serie tholeiitica di arco la pigeonite.

Convergenza tra due placche oceaniche. In queste zone si forma un arco di isole vulcaniche per il progressivo accrescersi di vulcani sottomarini, tipicamente costituito dall'emissione di basalti e andesiti. I basalti probabilmente derivano dalla parte dell'astenosfera che si trova al di sopra della placca che entra in subduzione, mentre le andesiti possono provenire dalla fusione parziale della crosta basaltica e dei sedimenti del fondo oceanico che fanno parte della placca che entra in subduzione.

Convergenza di una placca oceanica e una placca continentale. Quando una placca continentale sovrascorre su una placca oceanica, nella zona di compressione lungo il margine continentale si solleva una catena montuosa. Un esempio di ciò è la Cordigliera delle Ande. Durante un'eruzione vulcanica tipica vengono emesse grandi quantità di ceneri e lave andesitiche e basaltiche: la lava è basaltica se il magma proveniente dall'astenosfera non assimila sedimenti o frammenti della crosta più acida. I prodotti eruttivi più ricchi in silice sembrano indicare una rifusione della placca che va in subduzione, una contaminazione per fusione più o meno totale dei sedimenti ad essa associati o addirittura una fusione della crosta continentale.

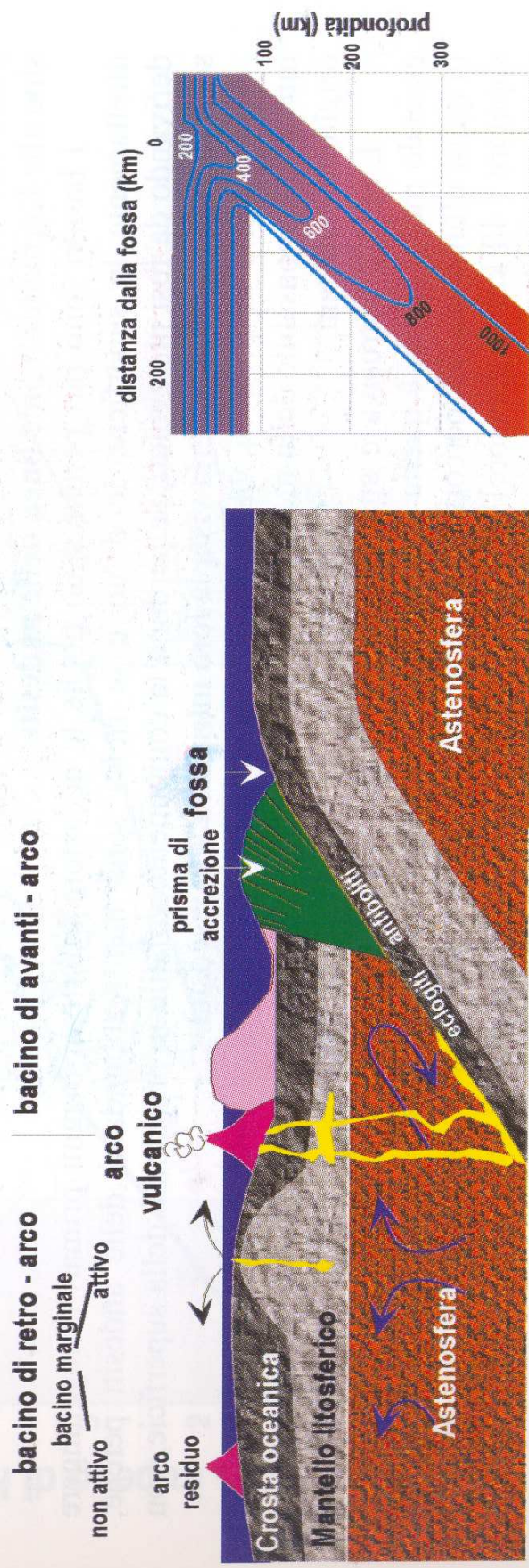
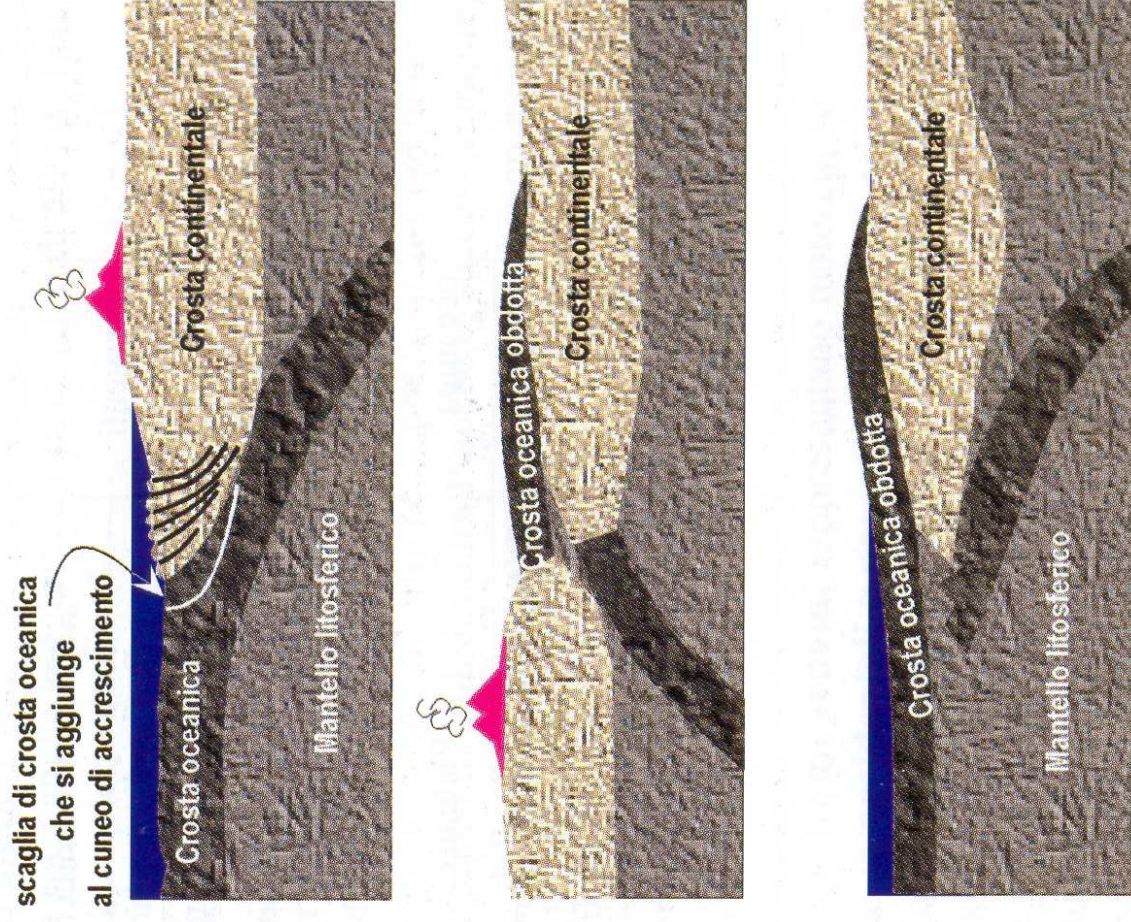


Figura 6.9 Collisione tra due placche oceaniche e relativo regime termico (destra) nella litosfera in subduzione. La frizione tra la placca che si immerge ed il Mantello genera terremoti anche molto profondi; gli ipocentri collegati con questi ambienti, sono stati registrati ad oltre 600 km di profondità. L'angolo di immersione delle placche dipende anche dalla direzione di immersione; quelle che immergono verso ovest si affossano più rapidamente di quelle che immergono verso est per effetto della rotazione terrestre. Questi ambienti sono definiti anche *sistemi Arco-Fossa* per la presenza di una Fossa, dove si rilevano le maggiori profondità oceaniche, e di un insieme di vulcani disposti ad arco. La porzione compresa tra la Fossa ed i vulcani attivi è chiamato bacino di avanti arco [= *fore arc*], quella più lontana, bacino di retro arco [= *back arc*].

L'abbassamento delle geotermie provoca l'innesco di correnti convettive (in blu nella figura di sinistra) che possono generare un'area distensiva e, quindi, un'apertura del bacino di retro arco in cui si verificano manifestazioni magmatiche analoghe, seppure non identiche, a quelle che caratterizzano le dorsali oceaniche.

Figura 6.11 Schemi relativi ai processi di obduzione. I materiali che obducono sono indicati come sola Crosta oceanica, in realtà può essere coinvolto parte del Mantello litosferico. In alto: una parte della Crosta che dovrebbe essere subdotta si somma, come scaglia, al prisma di accrezione. Al centro: una porzione di Crosta oceanica, collegata alla placca che non subduce, si sovrappone alla Crosta continentale dell'altra placca; quanto mostrato in figura prelude allo scontro continente – continente. In questo caso si formano catene di montagne nelle quali si trovano, pressoché costantemente, materiali ricollegabili a frammenti di litosfera oceanica. In basso: la subduzione si inverte, la litosfera oceanica tende a sovrapporsi a quella continentale.



Vulcanismo intraplacca

Questo tipo di vulcanismo viene spiegato con il concetto di hot spot (punto caldo). Secondo questa teoria i punti caldi sono manifestazioni sulla superficie terrestre di pennacchi (plumes) di materiale caldo che risale dalle zone profonde del mantello (forse addirittura dalla zona di confine mantello-nucleo). Queste correnti ascendenti probabilmente rimangono fisse per molto tempo non muovendosi insieme alle placche litosferiche. Di conseguenza mentre la placca si muove si ha l'evidenza della presenza del plume che crea una successione di isole vulcaniche.

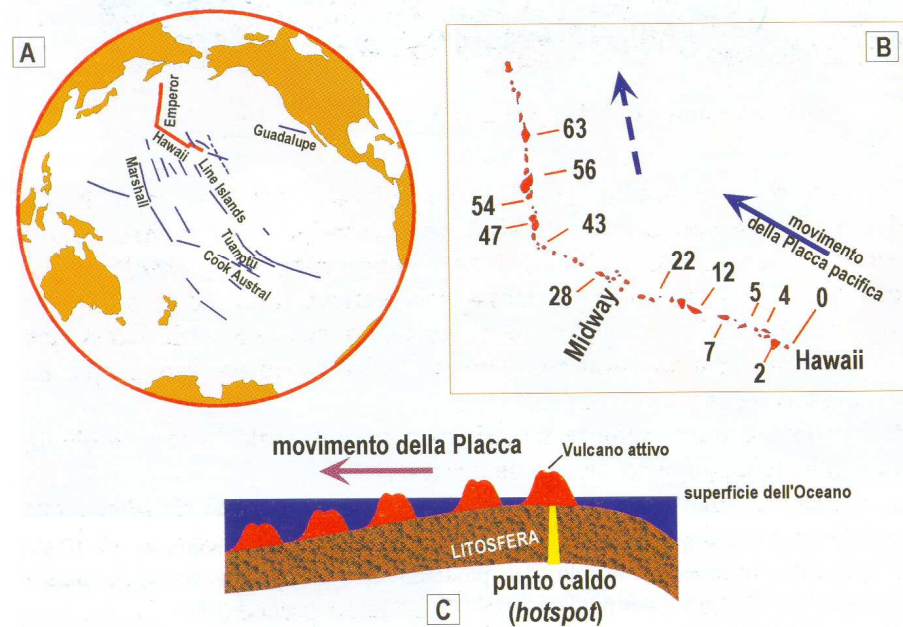


Figura 6.4 A) Sviluppo ed andamento di alcune catene vulcaniche dell'Oceano Pacifico. B) Particolare relativo alla catena Hawaii – Imperatore [= Emperor], tratto in rosso di A). I numeri rappresentano l'età dei prodotti magmatici espressa in milioni di anni. Quelli hawaiani sono i vulcani a scudo più grandi della Terra; la loro altezza dal fondo del Pacifico supera i 9000 metri. L'attività vulcanica è impostata sulla verticale di un punto caldo [= *hot spot*] espressione superficiale di un *plume* C) che è anche responsabile della genesi della catena di vulcani di B). La porzione di litosfera oceanica, che passa su tale

sorgente di calore, trascina i vulcani le cui posizioni ed età permettono di risalire al percorso effettuato dalla Placca stessa. La flessione ed il conseguente abbassamento del livello su cui poggiano i vulcani non più attivi risente della diminuzione di volume della litosfera in raffreddamento. Quando la vetta del vulcano si immerge, i coralli formano atolli (cfr. Fig. 9.29).

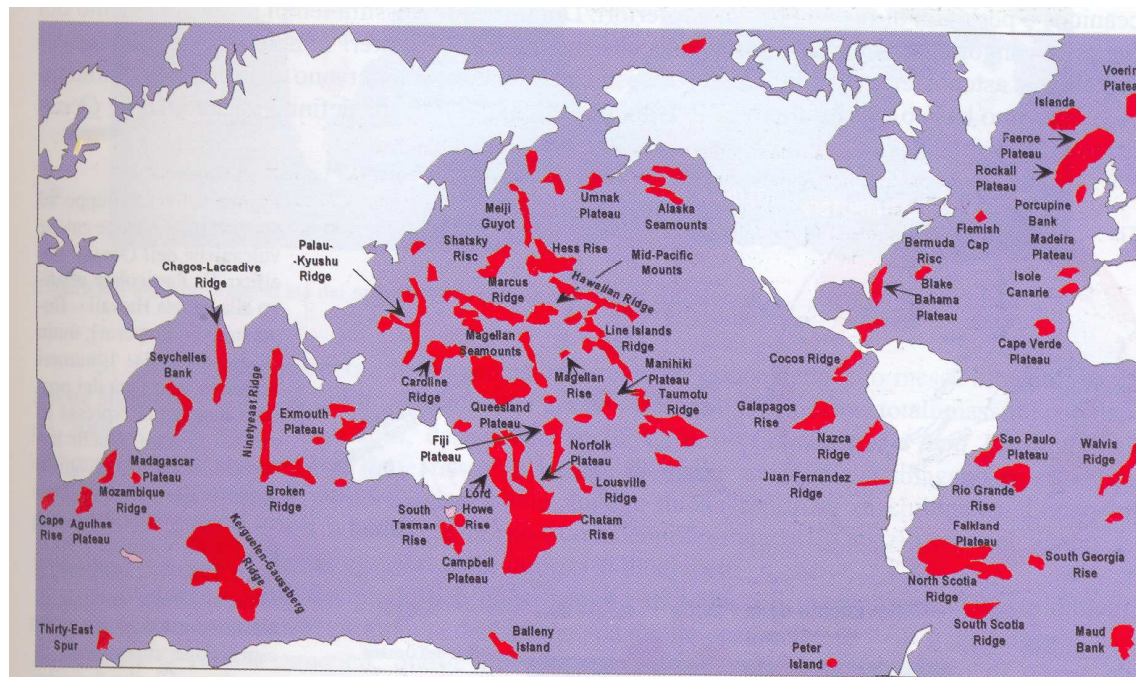


Figura 6.3 Distribuzione geografica degli espandimenti lavici [= Plateaux] e delle catene montuose [= Ridge] sottomarine. Questi complessi magmatici, nettamente distinti dai prodotti collegati con le dorsali oceaniche rappresentano, dopo i MORB, le manifestazioni magmatiche più imponenti che si registrano nella Terra.

In queste aree assieme a prodotti di tipo tholeiitico (comunque diversi da quelli MORB), sono presenti rocce di serie alcalina sodica e subordinatamente potassica. Questo perché questi magmi derivano da porzioni del mantello diverse e per gradi di fusione minori. Inoltre esistono dei cambiamenti di composizione dovuti alla lunghissima permanenza sul posto del plume (decine di milioni di anni). Questi cambiamenti si osservano analizzando i chimismi del vulcanismo basico che caratterizza le isole oceaniche definito come OIB (Ocean Island Basalt).

Vulcanismo intraplacca continentale

Nei continenti l'espressione più omponente del vulcanismo è quella dei plateau basaltici (continental Flood Basalts). Il caratterie delle serie è tholeiitico o transizionale essendo collegate a dei sistemi fissurali. Tali fessure sono state generate dall'intervento di plumes.

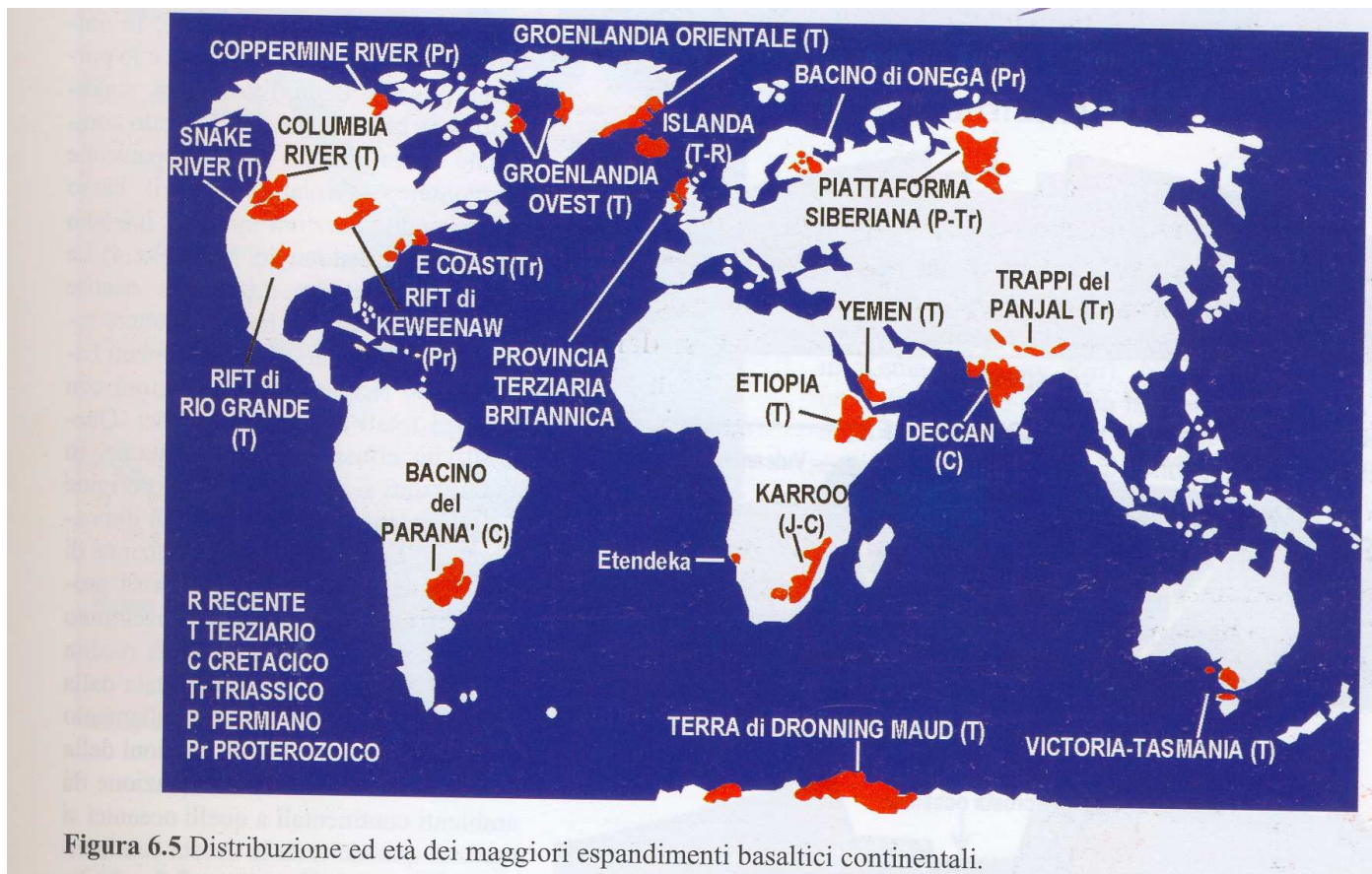


Figura 6.5 Distribuzione ed età dei maggiori espandimenti basaltici continentali.

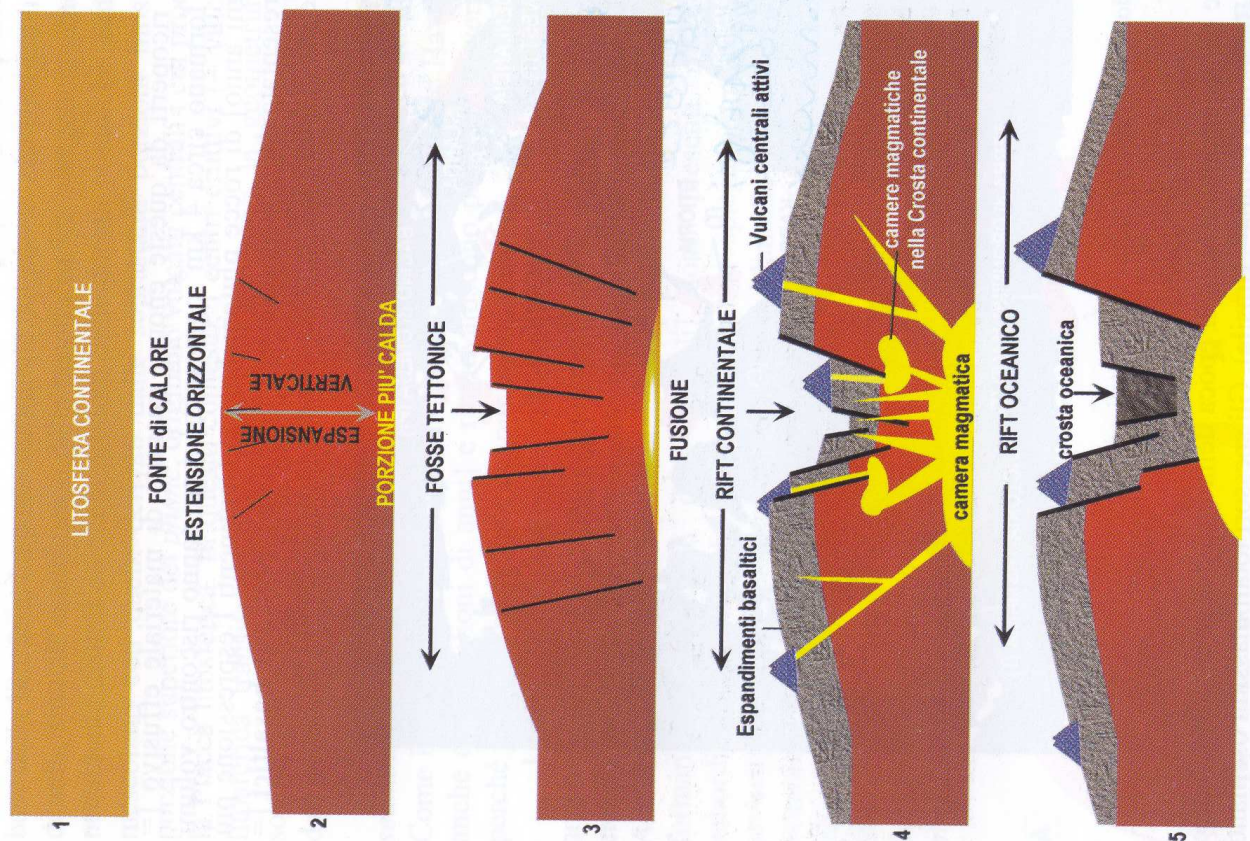


Figura 6.6 Stadi che illustrano i fenomeni connessi con la presenza di punti caldi [=hot spots] sotto la litosfera continentale (1). 2) Il riscaldamento provoca un'espansione verticale che interessa aree di circa 1000 km di diametro; la superficie della Crosta assume un andamento domiforme e, contemporaneamente, si rompe. 3) Il punto caldo, presente nelle regioni astenosferiche, instaura un regime tensionale provocato dall'innesco di correnti convettive; le fratture iniziali si approfondiscono e le porzioni crosali della litosfera si suddividono in blocchi che, per l'effetto combinato della gravità e dell'espansione orizzontale, scivolano verso il basso mentre, nelle porzioni inferiori, iniziano i processi di fusione del Mantello. 4) Le masse magmatiche iniziano a risalire lungo le fratture che hanno carattere regionale; si formano gli espandimenti basaltici che ricoprono intere regioni con spessori totali anche chilometrici. Quest'attività effusiva, di tipo fissurale, in alcuni punti si centralizza dando origine a stratovulcani anche di notevoli dimensioni; ciò è facilitato dalla formazione di camere magmatiche poste a bassa profondità. Queste ultime si concentrano nella zona di Rift nella quale la risalita dei fusi è parzialmente contrastata dalla presenza di strutture di accavallamento dovute all'accumulo delle porzioni della Crosta continentale. 5) L'evoluzione da ambienti continentali a quelli oceanici si realizza quando tutta la Crosta continentale, sempre più assottigliata, fa posto a quella oceanica.

AMBIENTI GEODINAMICI		TIPOLOGIA delle SERIE MAGMATICHE
MARGINI DI PLACCA	divergenti	THOLEIITICHE (MORB)
		THOLEIITICHE
	convergenti	THOLEIITICHE → CALCOALCALINE
		THOLEIITICHE → CALCOALCALINE → → SHOSHONITICHE
oceanica	Isole oceaniche	ALCALINO-SODICHE + THOLEIITICHE
		THOLEIITICHE
	Plateaux	THOLEIITICHE
INTRAPLACCA	Espandimenti e intrusioni stratoidi	THOLEIITICHE
	Vulcanismo centrale	ALCALINO POTASSICHE → → PERALCALINE
	Rift	TRANSIZIONALI ALCALINE TRANSIZIONALI THOLEIITICHE FORTEMENTE ALCALINE