

L'evoluzione della crosta terrestre

CLAUDIO D'AMICO

1) Inquadramento

La crosta terrestre è la porzione rocciosa esterna della terra, con spessori varianti da un minimo di 5-10 Km negli oceani ad un massimo di 80-90 Km sotto le catene montuose più elevate e con uno spessore medio di ca. 35 Km sotto i continenti. La crosta è delimitata alla sua base dalla Moho (discontinuità di Mohorovičić), al di sotto della quale si estende il mantello terrestre.

Si tratta, al livello del pianeta, di una sottile cotica, se si pensa che il raggio della terra è di 6.370 Km, che lo spessore del mantello è di oltre 2.800 Km e quello del nucleo (la parte interna della terra) è di quasi 3.500 Km (fig. 1). Infatti la quantità di massa terrestre accumulata nella crosta è solo lo 0,7% di tutta la terra, contro il 68,3% del mantello e il 31% del nucleo. È tuttavia proprio questa cotica che interessa la vita dell'uomo e la attività della natura vivente, di cui costituisce la base e il supporto materiale.

L'evoluzione della crosta terrestre rappresenta uno sviluppo molto lungo, a partire da circa 4.600 milioni di anni fa, e terribilmente complicato. È quasi altrettanto complicato volerne dare un'idea sufficientemente precisa in poche pagine. Per questo mi si vorranno perdonare le molte cose non trattate, le eventuali approssimazioni, e le inevitabili brevità del discorso.

2) La crosta attuale

Un'idea, per quanto schematica, dello stato geologico attuale della crosta terrestre si

può avere dalla fig. 2, dalla quale si desume la distinzione di due tipi generali di crosta terrestre, con brevi spazi di raccordo tra di essi: la crosta oceanica e la crosta continentale.

La crosta oceanica è sottile (5-10 km), composizionalmente semplice e costituita da pochi tipi di rocce: prevalenti basalti-diabasi-gabbri, in minore quantità peridotiti-serpentinici e in ancora minor misura sedimenti calcarei-argillosi-silicei. Data la prevalenza molto ampia di basalti-diabasi-gabbri, la composizione media è basaltica. Di qui la comune tendenza di dare il nome di crosta basaltica alla crosta oceanica. L'età delle rocce che la compongono è geologicamente molto giovane, non superando i 200 Ma (*).

La crosta continentale è molto più spessa, da ca. 25 a 80-90 Km, con media comunemente accettata di ca. 35 Km. È composizionalmente molto complessa e formata da tutti i tipi di roccia conosciuti, compresi quelli della crosta oceanica. La composizione media è tonalitico-granodioritica, ma questa media ha un terribile coefficiente di variazione, stante la grande diversità delle rocce. Il nome, spesso utilizzato, di crosta granitica ha un certo grado di arbitrarietà, sia in termini di composizione media sia in termini di varietà composizionale. L'età delle rocce va da 3.800 Ma all'attuale. Nella crosta continentale vi sono molte variazioni verticali, la più importante delle quali (discontinuità di Conrad, tra 20

(*) Ma = milioni di anni.

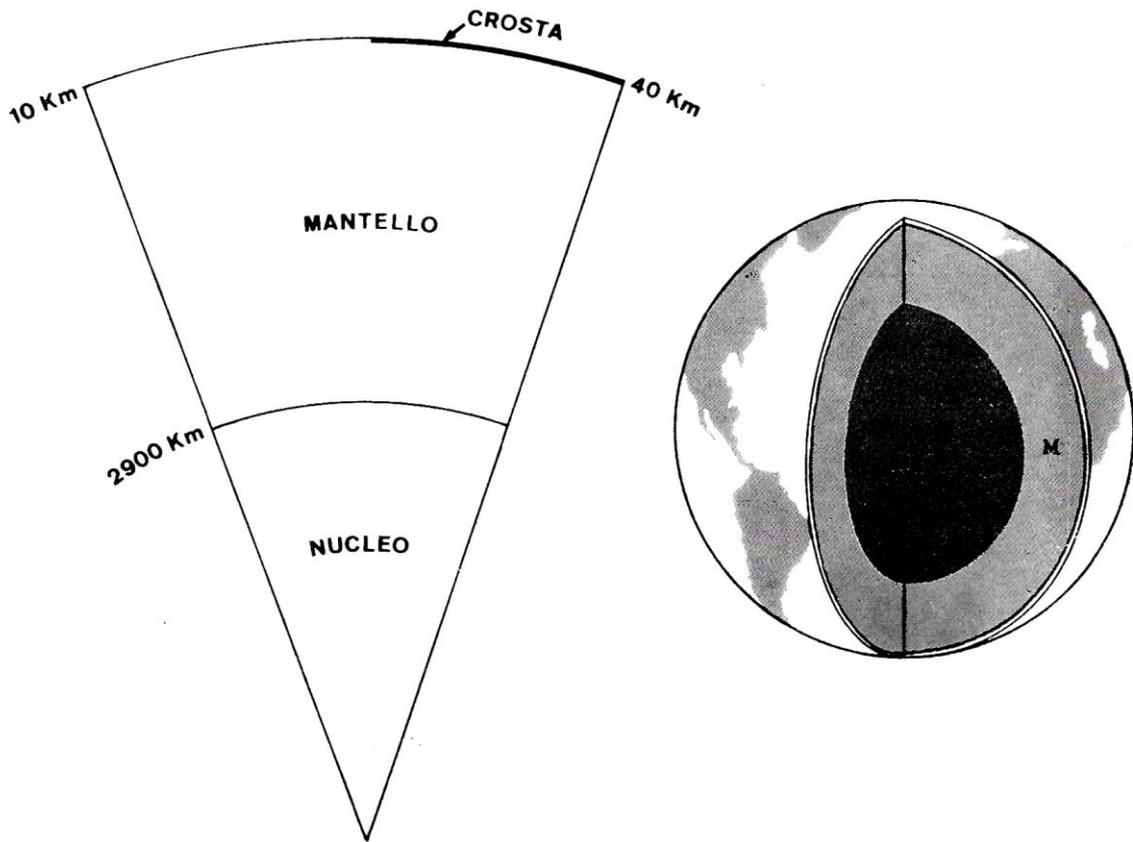
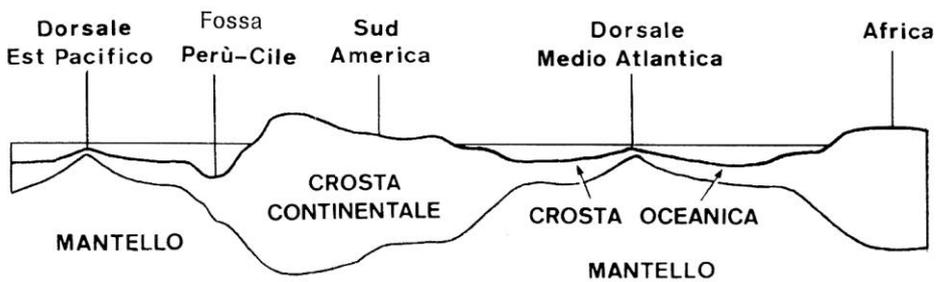


Fig. 1 Quadro schematico delle grandi ripartizioni del globo in nucleo e mantello, molto potenti, e crosta, molto sottile.

Fig. 2 - Schizzo, con esagerazione verticale, del diverso spessore della crosta continentale e di quella oceanica (da Brown-Musset).



	CROSTA OCEANICA	CROSTA CONTINENTALE
spessore	5-10 Km	25-90 Km
rocce	basalti - diabasi - gabbri; peridotiti - serpentini; pochi sedimenti pelagici	tutti i tipi di rocce magmatiche, sedimentarie, metamorfiche
composizione media	basaltica, abbastanza omogenea «crosta basaltica»	tonalitico - granodioritica estremamente eterogenea «crosta granitica»
età rocce	0-200 Ma	0-3800 Ma

e 40 Km circa, ma non sempre ben rilevabile) è considerata il passaggio da crosta superiore a crosta inferiore granulitico-basica; quest'ultima è caratterizzata da avanzato stato di deidratazione, temperatura alta di cristallizzazione e probabilmente composizione media dioritica, o in ogni modo più povera in silice della crosta superiore.

Se ci soffermiamo sull'età dei due tipi di crosta, ne dobbiamo concludere che solo nella crosta continentale possiamo trovare informazioni su eventi più vecchi di 200 Ma. Il nostro tema potrebbe avere perciò un altro titolo: «Evoluzione della crosta continentale». La trattazione sarebbe la stessa.

3) La differenziazione geochimica primaria

La nostra storia può iniziare oltre 4.600 milioni di anni fa, quando da una nebulosa solare, una nuvola rotante di gas e polveri molto ricca di idrogeno, cominciò a definirsi il sistema solare; e in questo i pianeti; e tra questi la terra.

Nei primi tempi della sua individuazione come pianeta la terra si trovò certamente a temperatura molto alta, qualunque teoria si voglia assumere sulla genesi del sistema solare e dei pianeti. Qual'era la composizione di questo corpo caldo e in gran parte fuso?

Partiamo dalla composizione della terra attuale. Le possibilità di conoscenza diretta della composizione media della terra sono ovviamente poche, limitate alla crosta e alle parti superiori del mantello che gli eventi geologici abbiano portato alla nostra diretta osservazione. Tuttavia queste conoscenze, se intrecciate alle conoscenze geofisiche e cosmochimiche, in particolare del sole e delle meteoriti, dal filo della cosmochimica, della geochimica e della petrologia teoriche e spe-

rimentali, ci permettono di costruire un modello molto affidabile, che vede il prevalere di pochi elementi (i nuclidi più stabili) e cioè ossigeno, silicio, ferro, magnesio, zolfo, seguiti da Ni, Ca, Al e via via tutti gli altri elementi di minore quantità.

Questo modello è piuttosto simile ad un modello condritico (*) che prevede per la terra primordiale una composizione simile alle condriti carbonacee. La ragione principale di questa scelta sta nella constatazione che l'abbondanza relativa degli elementi in queste condriti è molto simile a quella rilevata spettroscopicamente nel sole, salvo la perdita di elementi molto leggeri e composti volatili di questo. La fig. 3a mostra questa buona coincidenza per quasi tutti gli elementi, tranne i più leggeri e volatili e pochi altri. Su questa base si può dare un quadro delle concentrazioni relative dei principali elementi chimici come quello di fig. 3b.

A questo punto dell'evoluzione la terra ha già subito un drastico impoverimento di *H* e *He*, in minor misura di *N* e *C*, in ancora minor misura di ossigeno. Il pianeta può, in prima approssimazione essere assimilato al sistema chimico *Fe-O-Si-Mg-S*, che è circa il 92% di tutta la terra condritica; nel restante 8% entrano tutti gli altri elementi.

Il comportamento dei cinque principali elementi può essere così riassunto: *Mg* e *Si* hanno forte affinità per l'ossigeno, molto scarsa per lo zolfo; il *Fe* ha affinità sia per l'ossigeno che per lo zolfo; la quantità di ossigeno e zolfo non è sufficiente a saturare *Fe + Mg + Si*.

Da tale stato di cose consegue che *Si* e *Mg* si legano all'ossigeno formando fasi sili-

(*) Le condriti sono il più abbondante supergruppo di meteoriti.

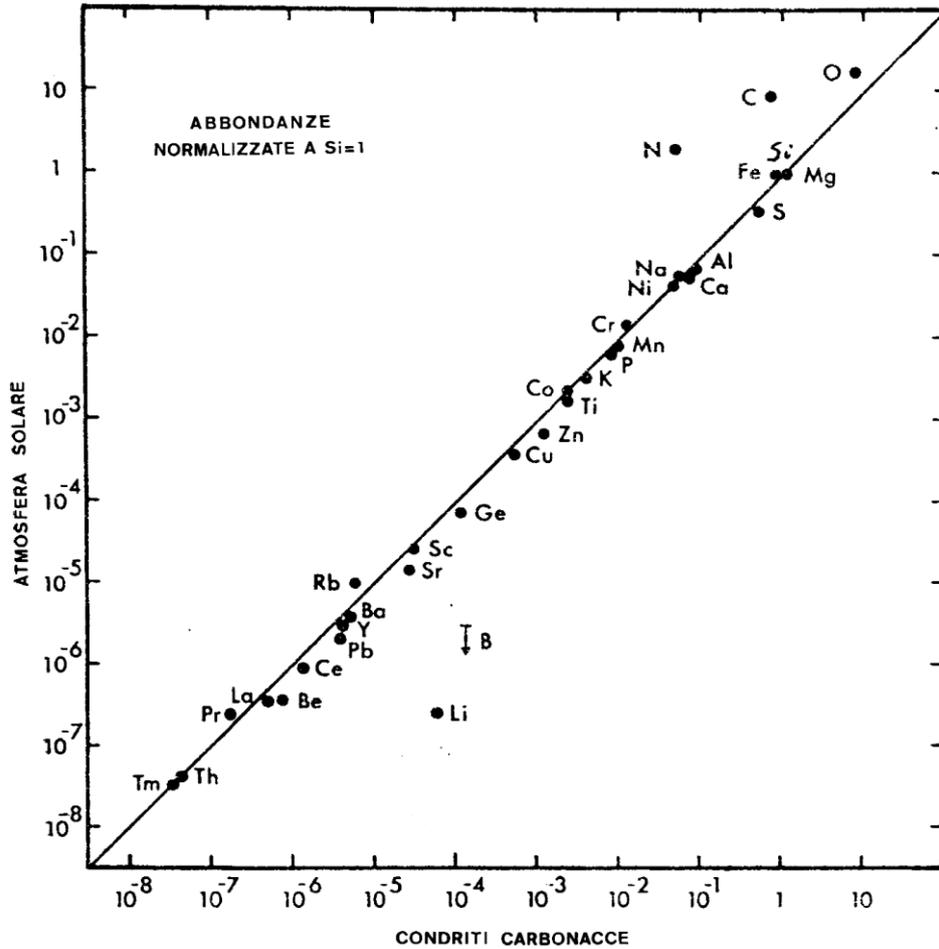


Fig. 3 a

Fig. 3 b

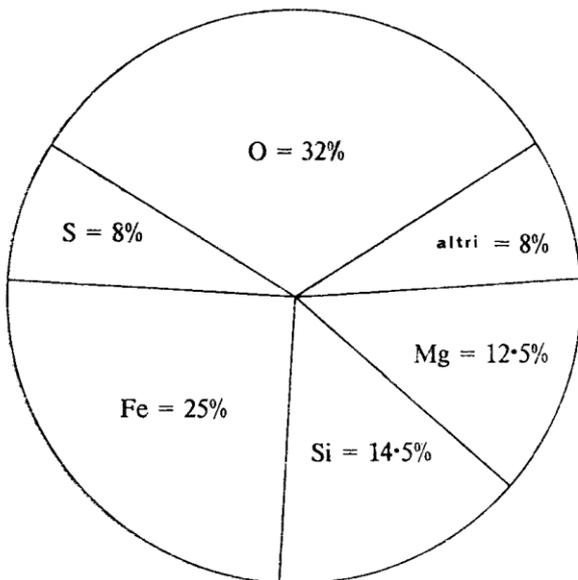


Fig. 3 - (a) Confronto tra abbondanza elementare, normalizzata a Si=1, nell'atmosfera solare e nelle condriti carbonacee. Le abbondanze relative sono uguali (linea diagonale), tranne per N, C, O più abbondanti nel sole e B, Li (Be, Pb, Zn) più abbondanti nelle condriti.

(b) Rappresentazione (area = 100%) dei principali elementi chimici nel modello condritico della terra (da Brown - Musset).

cathe. Il restante ossigeno può legare parte del ferro nelle stesse fasi silicatiche. Lo zolfo si lega ad una parte del ferro per formare la fase solforata FeS . L'eccesso di ferro resta non combinato e definisce una fase metallica.

Qual'è il destino di tutti gli altri elementi? Questo destino dipende dall'affinità di ciascun elemento chimico per O e S in rapporto all'affinità del Fe per O e S. Infatti

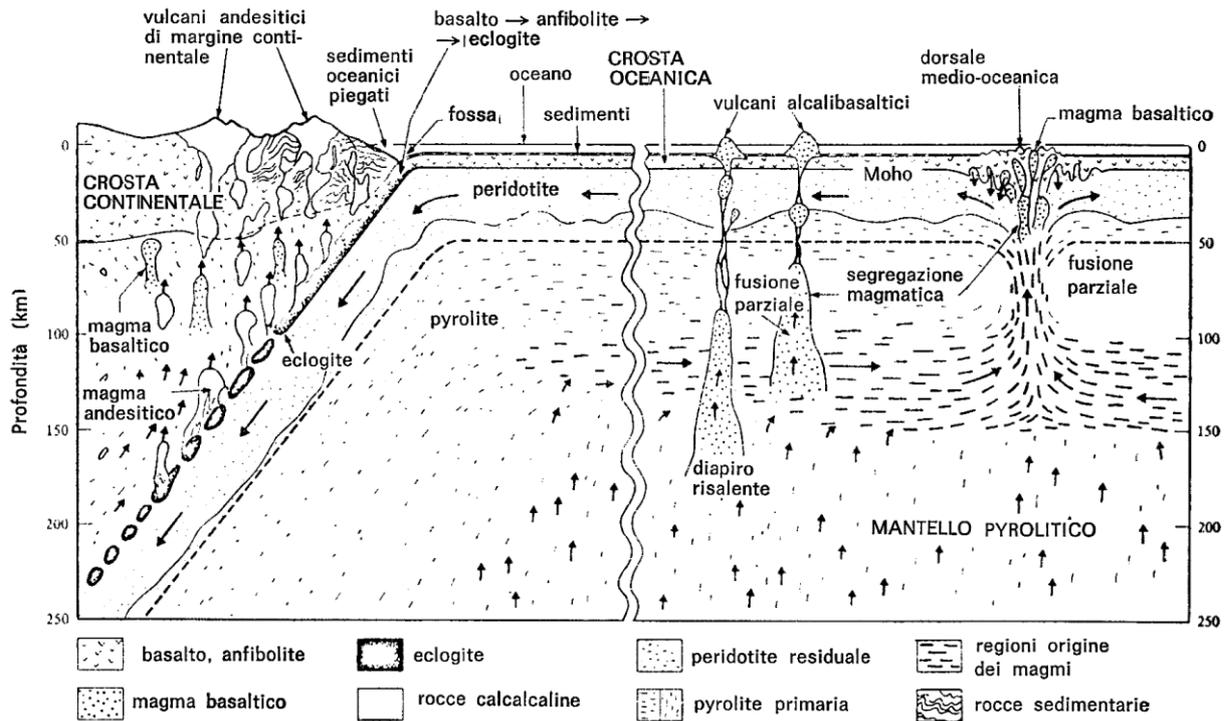


Fig. 5 - Schema dei rapporti crosta-mantello in diversi contesti geodinamici (da Ringwood).

tello, nelle dorsali oceaniche, nelle isole oceaniche e negli archi insulari. Analoga provenienza vale per le masse magmatiche delle zone di rift (le fosse geologiche) e di plateaux basaltici sui continenti. Più difficile è il caso dei margini attivi oceano-continente e nelle catene collisionali continente-continente, nei quali si discute quanto delle masse magmatiche sia di provenienza dal mantello e quanto provenga da riciclaggio di preesistente crosta continentale.

Non è dubbio, in ogni modo, che in moltissimi casi la provenienza di fusi dal mantello, i quali cristallizzando danno luogo a masse cristalline, non ha alternative. Estrapolando all'indietro, alla data iniziale di 4.600 Ma (che è l'età iniziale deducibile col metodo radiometrico del *Pb* sia per molte rocce terrestri che per le meteoriti), possiamo partire per la nascita della crosta, che all'inizio assai probabilmente non esisteva ma che si è generata e continua a generarsi per differenziazione geochimica secondaria dal mantello. Le parti più fusibili del mantello, quando le condizioni sono più favorevoli, danno luogo a magmi che risalgono verso l'alto e solidificando generano la crosta, che sarà conti-

nente o oceanica a seconda delle condizioni geodinamiche della regione.

La differenziazione geochimica primaria (separazione nucleo—mantello+ fase solforata) e la differenziazione geochimica secondaria provocano una decisa separazione di elementi chimici. Per esempio la crosta continentale appare avere la situazione descritta in fig. 4, confrontata con la composizione della terra condritica originaria già vista in Fig. 3.

Dalla fig. 2 sappiamo che la crosta oceanica è sempre molto giovane; non si conoscono croste oceaniche più vecchie di 200 milioni di anni. Forse prima di 200 Ma non c'erano oceani? Certamente no, perché esistono rocce di crosta oceanica più vecchie di 200 Ma; ma queste ora si trovano nei continenti, qui portate da eventi orogenici; così pure ci sono altri indizi geologici molto consistenti dell'esistenza di oceani precedenti ai 200 Ma.

La ragione è diversa: la crosta oceanica è soggetta ad un riassorbimento nel mantello lungo i margini collisionali di due placche

litosferiche per fenomeno di subduzione (fig. 5). Quindi anche nel passato, prima di 200 Ma, esistevano oceani, ma questi scomparvero per riassorbimento nelle fasce di subduzione. La crosta basaltica è quindi soggetta ad un ciclo di interazione mantello-crosta, ma non tende a formare una costruzione di lungo tempo come la crosta continentale: essa si forma, ma poi si distrugge (salvo pochi residui, importantissimi per l'interpretazione, che si addossano alla crosta continentale) nel gioco di movimento delle placche litosferiche.

La crosta basaltica è destinata a riciclarsi nel mantello perché, nel movimento delle placche, non riesce ad opporre sufficiente resistenza alla subduzione, sia per la propria alta densità, sia per la facilità con cui subisce reazioni minerali interne che ne aumentano ulteriormente la densità con il crescere della pressione (trasformazione basalto → eclogite).

Le zone dove la crosta oceanica viene riassorbita per subduzione sono proprio le zone dove nuova crosta continentale viene costruita. Schematizzando molto possiamo dare il seguente quadro.

Quando i margini di placche in subduzione sono entrambi oceanici, si costruisce un arco insulare sopra la litosfera in subduzione. L'arco insulare è formato da apporti soprattutto vulcanici di sicura provenienza mantellica, che nel tempo di qualche decina di milioni di anni costruiscono una crosta continentale (di composizione media andesitica) dello spessore di 20-30 Km.

Quando la subduzione avviene tra una placca oceanica ed una continentale, si ha una cordigliera sul lato del continente (fig. 5). Qui vulcanesimo e plutonismo calcocalcino sono enormemente sviluppati e rappresentato, almeno in parte, nuovi apporti di materiale del mantello che si aggregano al preesistente materiale continentale, accrescendone la massa. È possibile, e molto discussa nei suoi termini quantitativi, l'eventualità che in queste condizioni, in cui lo spessore della crosta è notevole, si manifestino fusioni parziali anche dei materiali crostali (anatesi). In questo caso, all'aggregazione di nuovo materiale magmatico dal mantello alla crosta si aggiunge un parziale riciclaggio intracrostale di materiale particolarmente fusibile (graniti).

La crosta continentale, anche se formata-

si da magmi provenienti in ultima analisi dal mantello (andesiti-daciti-rioliti; tonaliti-granodioriti-graniti), è meno densa e meno soggetta a reazioni minerali che aumentino la densità delle rocce rispetto alla crosta oceanica. Essa tende quindi a opporre forte resistenza alla subduzione e di solito riesce a galleggiare sul mantello o su una prima base di vecchia crosta oceanica che si trasforma in crosta inferiore.

In questo modo la differenziazione per via magmatica della crosta continentale dal mantello è un fenomeno geologicamente irreversibile, destinato a mantenersi nel tempo, che agisce per accumulo. Sui primi prodotti di crosta continentale si potranno sviluppare successivamente svariati cicli interni, sedimentari, metamorfici e magmatico-anatetici, che nel loro insieme rappresentano una sorta di differenziazione geochimica terziaria molto articolata e che costituiscono la storia geologica della crosta.

5) L'accrescimento della crosta continentale

Stime quantitative, inevitabilmente approssimate, valutano che negli ultimi 100 Ma l'accrescimento della crosta continentale lungo i margini di placche in subduzione sia di poco inferiore a 0,5 Km³/anno. Per costruire la totale massa di crosta continentale con una simile velocità di accrescimento sarebbero necessari più di 10.000 Ma, cioè più del doppio del tempo effettivamente a disposizione. Se ne deve concludere che nei tempi passati la velocità di accrezione dovette essere maggiore di quella attuale.

Vengono proposti due modelli, rappresentati in fig. 6b. Il primo modello prevede una curva di accrescimento crostale graduale nel tempo, anche se un po' accentuata nei primi 2.000 Ma e decelerata negli ultimi 1.000. Questo modello ha come corollario che i prodotti di erosione dei continenti rimangono tutti nella crosta continentale.

Il secondo modello prevede una curva di accrescimento accentuatissima nei primi 2000 Ma e tendente all'accrescimento zero nei tempi successivi (curva 2 a). Una variazione estremizzata (curva 2 b) prevede addirittura una lieve diminuzione del volume della crosta continentale dopo i 2500 Ma circa. Corollario di questo modello è che parte dei pro-

Fig. 6 a.

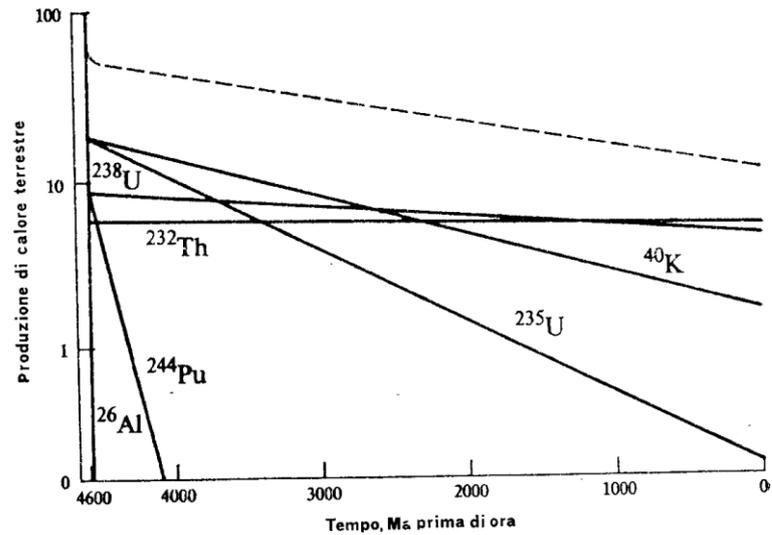


Fig. 6 - (a) Calore terrestre prodotto per decadimento radioattivo nel tempo (da O' Nions et al.). (b) Variazioni del volume di crosta continentale secondo differenti modelli accennati nel testo (da Fyfe).

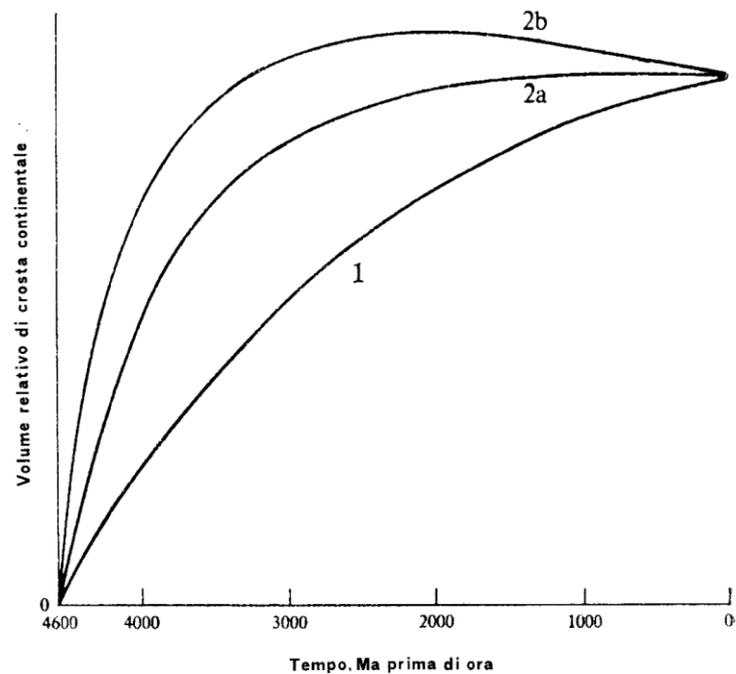


Fig. 6 b.

dotti di erosione continentale vengano subdotti nel mantello fino a bilanciare (2 a) o a superare (2 b) l'accrescimento materiale dei continenti.

Tutte le curve tra i due modelli sono altrettanto proponibili. Nel complesso, in base a quello che si sa della petrologia delle rocce cristalline, sembra di dover propendere per il modello 1, forse con qualche correttivo che diremo più avanti.

L'accrescimento e l'evoluzione della crosta, come abbiamo già detto, ha il suo inizio attorno a 4600 Ma, subito dopo la costituzione del pianeta e la differenziazione geochimica primaria. La lunga storia va suddivisa in grandi periodi o eon e precisamente

Archeano	fino a 2500 Ma
Proterozoico	tra 2500 e 570 Ma
Fanerozoico	da 570 Ma ad ora.

Queste principali suddivisioni sono in parte convenzionali, ma in parte rispondenti a veri, importanti passaggi di situazioni. Per esempio attorno ai 2500 Ma si ha un deciso avvio verso la crescita del rapporto isotopico $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ nell'acqua marina, come si può dedurre dai sedimenti. Ciò indica una crescente influenza dell'erosione di continenti già stabilizzati. A 570 Ma, inizio del fanerozoico, appaiono i primi fossili con parti scheletriche dure e conservabili.

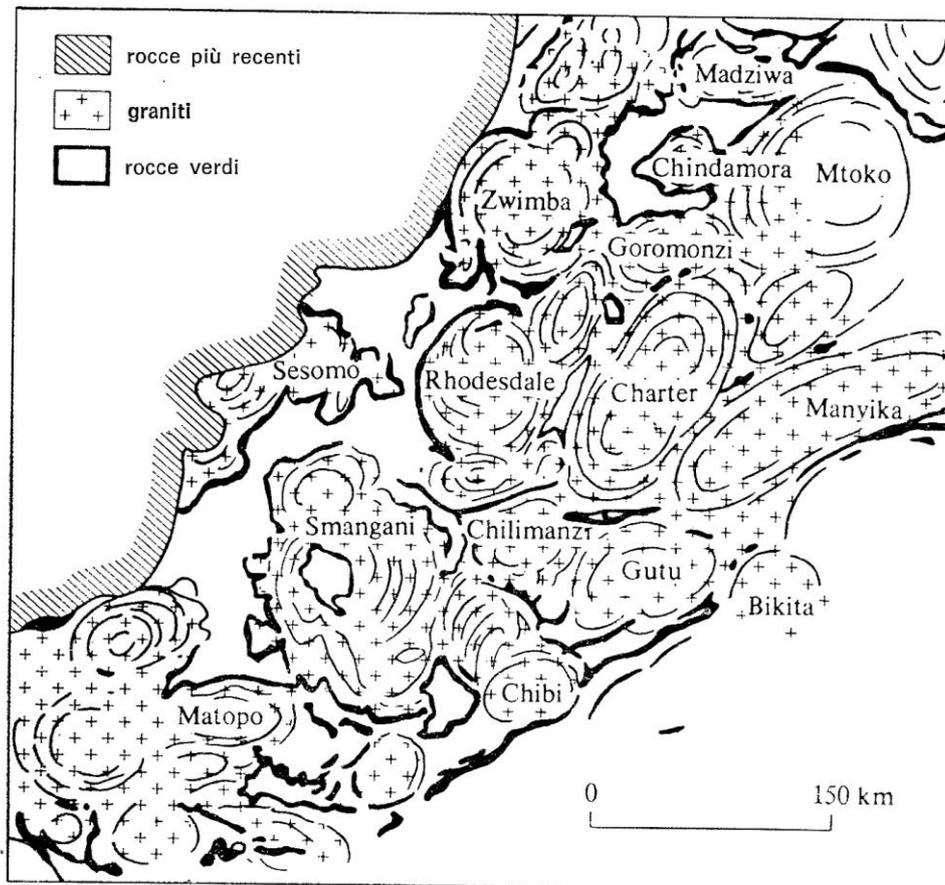
6) L'archeano

Nell'archeano abbiamo un punto di riferimento nelle più vecchie rocce datate radiometricamente, che sono gli gneiss granitoidi di Amitsoq in Groenlandia, con età di 3750-3800 Ma. Questi gneiss contengono inclusi di altre rocce cristalline, che testimoniano una precedente evoluzione, simile a quella successiva fino a 2500 Ma.

Non sappiamo però nulla del primissimo periodo di evoluzione della crosta, diciamo da 4.600 a 4.000 Ma. Forse un modello lunare può essere applicato? Questo comporta la formazione di una crosta anortositico-gabbriaca (terre alte lunari) perforata ad opera di planetesimali e grandi meteoriti. Tale perforazione sollecita risalite magmatiche che riempiono di rocce basaltiche le depressioni (maria). Si è molto incerti se un tale modello sia utilizzabile. Si resta così nella più vaga proposta di una crosta sottile, instabile, frammentata e più volte riassorbita dal mantello. Solo a partire da circa 3800 Ma porzioni di crosta divennero sufficientemente ampie e spesse da stabilizzarsi e rimanere galleggianti sul mantello.

I complessi archeani formano una parte relativamente piccola dell'attuale crosta continentale affiorante e si trovano negli scudi

Fig. 7 - Schizzo del cratone dello Zimbabwe (da Mc Gregor).



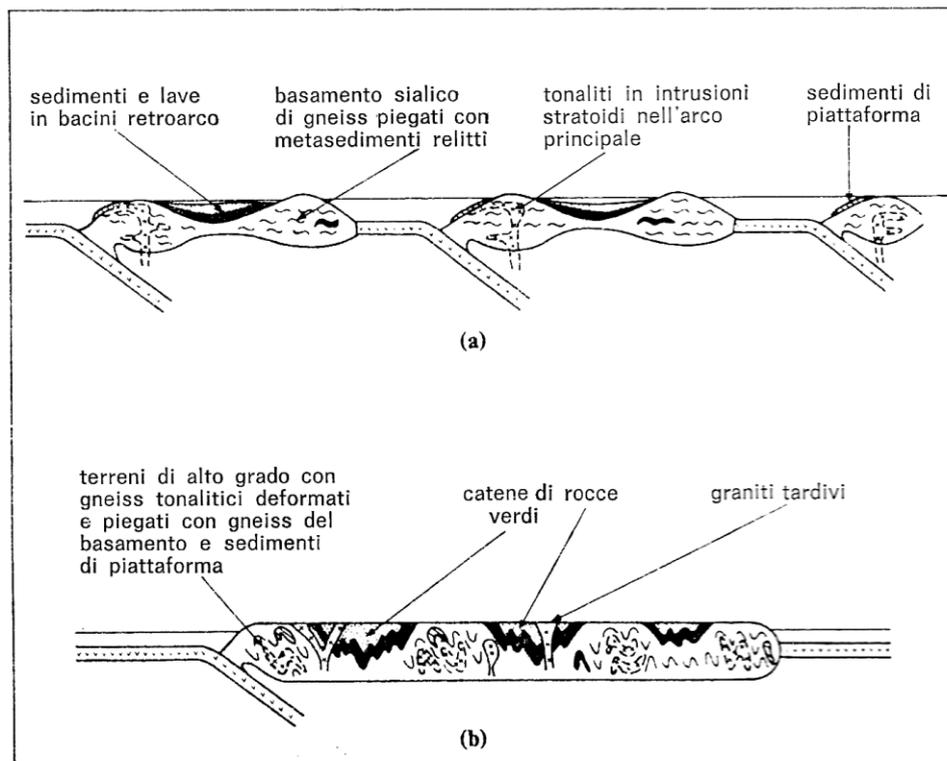


Fig. 8 - Modello di microcontinenti archeani in stadio di sviluppo (a) e in stadio di aggregazione continentale per collisione (b) (da Windley).

baltico, siberiano, canadese, brasiliano, africano, australiano. Ovunque essi sono caratterizzati da associazioni petrografiche e da strutture alla macroscale molto caratteristiche, che non si ritrovano più nei tempi successivi (v. fig. 7): aree ellissoidali o subcircolari (con raggi di qualche decina di Km fino a poco più di 100 Km) di gneiss tonalitici, granodioritici e granitici (in breve: gneiss granitoidi) accompagnati da altre rocce metamorfiche di alto grado, sono separate da catene di rocce verdi scistose e deformate, di basso grado metamorfico e di origine vulcanico-sedimentaria.

Il flusso di calore della litosfera archeana doveva essere molto più alto dell'attuale (fig. 6 a): qualcuno calcola addirittura un gradiente di circa 100°C/Km rispetto ai 10-30°C/Km attuali. Su questa base si interpreta la litosfera archeana come sottile 10-15 Km, delimitata verso il basso dall'isoterma di 1200°C, che all'incirca divide la litosfera rigida dall'astenosfera plastica. Con questo alto regime termico è in accordo la presenza di speciali basalti molto ricchi di Mg (komatiiti) che richiedono una temperatura di ca. 1700°C per

esistere come magmi. Nei successivi tempi non si ha traccia di komatiiti proprio per l'abbassarsi del regime termico del mantello superiore.

Tuttavia la presenza, accanto alle komatiiti, di normali basalti, che richiedono circa 1200-1300°C per formarsi, suggerisce che la distribuzione della temperatura fosse in realtà variabile e non sempre così alta.

La presenza inoltre di rocce metamorfiche di alta pressione (7-10 Kb) e di granuliti suggerisce che lo spessore della crosta continentale, almeno in alcune parti, dovette raggiungere come minimo i 30-35 Km. Ciò poté avvenire naturalmente nelle regioni a regime geotermico molto più basso dei 100°C/Km.

Si ha, da questi dati in apparenza contraddittori, il quadro articolato di una eterogenea distribuzione del calore e correlativamente dello spessore della crosta continentale. In tutti i casi è certamente da ammettere una maggiore produzione di calore e una più vigorosa e fitta convezione nel mantello archeano rispetto all'attuale.

L'interpretazione più accettata dell'evoluzione crostale archeana è rappresentata in fig. 8. In un primo tempo si individuano microcontinenti di crosta sialica granitoidi e discretamente ispessita, separati da bacini con crosta assottigliata e con apporti vulcanici di komatiiti e basalti in un primo tempo, e poi anche di andesiti-daciti. Sedimenti sono associati alle vulcaniti. Gran parte di tutto l'insieme doveva essere sott'acqua, salvo le parti più ispessite dei microcontinenti, che emergevano venendo erose. Fascie di subduzione piuttosto ravvicinate (compatibili con la forte convezione nel mantello archeano, che è generalmente ammessa) sono legate all'intrusione di plutoniti tonalitico-granodioritiche, i cui magmi derivano dal mantello. Le subduzioni portano gradualmente alla collisione dei microcontinenti, che si aggregano, con forte deformazione interna e metamorfismo, in una placca continentale molto più estesa. All'interno di questa i domi gneissici e le catene di rocce verde (fig. 7) sono l'eredità del precedente periodo dei microcontinenti separati.

Naturalmente in questa storia fortemente riassunta sono raccolti moltissimi problemi ancora sotto studio. Non si può nemmeno tacere che un diverso modello evolutivo viene presentato: quello della tettonica «hot spot». Esso è caratterizzato da scarsi movimenti orizzontali e più forti movimenti verticali.

La distribuzione dei dati geocronologici delle rocce granitoidi (ora gneissiche) rivela concentrazioni di misure nei periodi 3800-3500 Ma e 2900-2600 Ma. Ciò porta ad arguire che la accrezione di nuova crosta continentale è stata periodica piuttosto che continua, almeno per gli accrescimenti più significativi.

I dati di geochimica isotopica indicano per le rocce granitoidi una provenienza dei fusi dal mantello. Solo in molto minor misura si hanno dati che suggeriscono un riciclaggio magmatico intracrostale.

In un simile contesto di evoluzione crostale qual'era l'atmosfera archeana? L'atmosfera deriva essenzialmente dalla degassazione vulcanica; l'atmosfera primaria si è evoluta verso l'atmosfera attuale sia con la formazione dei bacini marini che, ad uno stadio molto primordiale del raffreddamento terrestre, accumularono l'acqua; questa sciolse CO_2 , SO_2 , Cl ecc. sotto forma di sali. Un'altra

evoluzione fondamentale, l'arricchimento di ossigeno libero, avvenne più lentamente e gradualmente. Non c'è dubbio che l'atmosfera archeana era assai povera di ossigeno.

La massima parte dell'attuale contenuto atmosferico di ossigeno fu liberato dalla fotosintesi, ma è assai probabile che nella prima storia della terra abbia funzionato in modo importante un altro processo di liberazione dell'ossigeno, precisamente la fotodissociazione dell'acqua ad opera dei raggi ultravioletti del sole. L'idrogeno liberato dalla fotodissociazione dell'acqua tese a sfuggire alla gravità terrestre, ma lo ossigeno venne massivamente trattenuto. In questo processo si generò anche una parte di ozono, che si raccolse nell'alta atmosfera creando uno stato protettivo ai raggi ultravioletti. Si creò così un sistema autoregolato, perché i raggi ultravioletti producono ossigeno e ozono, ma lo strato ozonosferico protegge dai raggi ultravioletti e impedisce alla fine che il processo di fotodissociazione prosegua. A questo punto interviene, come processo decisivo per la produzione di ossigeno, la fotosintesi attraverso le piante verdi.

La povertà di ossigeno nell'atmosfera archeana si connette a generali condizioni riducenti alla superficie terrestre. Nei sedimenti archeani troviamo indicazioni di queste condizioni: per esempio la presenza di pirite e uraninite come minerali detritici; la mancanza di depositi di solfati, esistenti solo dopo i 2500 Ma; i depositi ferriferi a bande, che testimoniano un diffuso trasporto del ferro in soluzione nelle acque. Ciò può avvenire solo se il ferro è allo stato ridotto (Fe^{2+}), perché il ferro ossidato (Fe^{3+}) precipita subito dalle acque. Il ferro, (proveniente dall'alterazione di rocce continentali e da esalazioni vulcaniche) una volta portato e concentrato nei bacini di sedimentazione, in parte si depositò allo stato bivalente in silicati o siderite, in parte si ossidò per azione biogenica di organismi primitivi dando luogo a ematite e magnetite.

Di simili microrganismi primitivi, unicellulari (procarioti) si trova traccia in qualche sedimento siliceo. Per la presenza di ossigeno e le conseguenti intense radiazioni ultraviolette, è probabile che le primissime forme di vita potessero esistere solo in acque profonde. Successivamente lo sviluppo

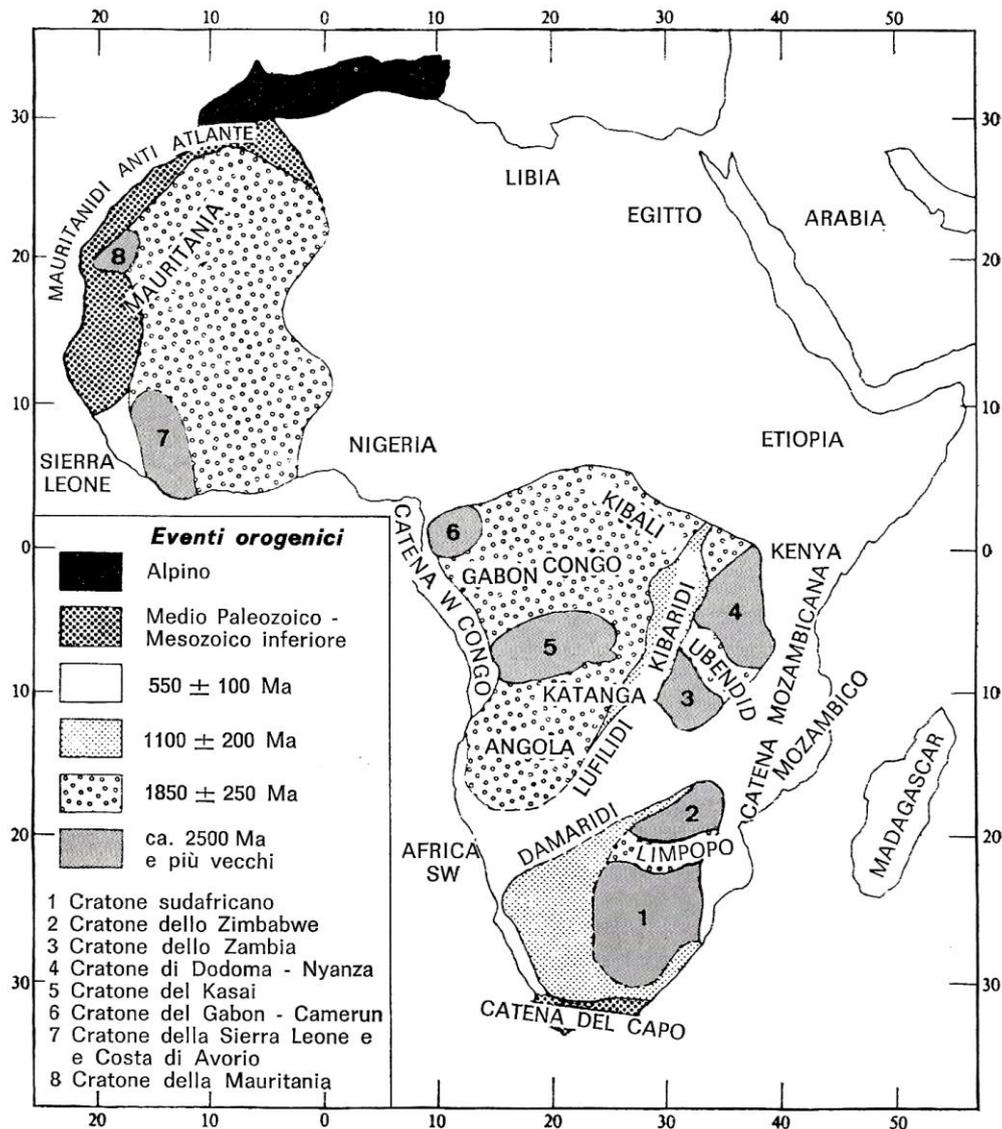


Fig. 9 - Schema dei cratoni archeani e dei cratoni e delle catene lineari proterozoici in Africa (da Clifford).

di una prima fascia ozonosferica permise la vita di alghe verdi-blu anche in acque più superficiali e a questo punto iniziò il processo fotosintetico di produzione dell'ossigeno atmosferico. Resti fossili vecchi di 3500 Ma nello Swaziland (Sud-Africa) testimoniano che almeno da questo tempo dovette iniziare il processo di fotosintesi.

7) Il proterozoico

Nel proterozoico non si sviluppano più le aree subcircolari gneissiche circondate da catene di rocce verdi vulcanico-sedimentarie ti-

piche dell'archeano. Queste aree si ritrovano già stabilizzate, «cratonizzate», a formare scudi continentali. I complessi archeani stabilizzati sono formati in gran quantità da rocce metamorfiche e tra queste da granuliti, che si generano ad alta temperatura e notevole profondità. La loro presenza testimonia una crosta continentale già matura, spessa e stabile. Su buona parte di questa crosta si stendono sequenze di piattaforma continentale, ricche in particolare di rocce carbonatiche e arenarie. Il proterozoico affiora all'attuale su-

perficie terrestre per più ampio spazio dell'archeano, ma attorno ai complessi archeani (fig. 9).

Sui bordi dei cratoni archeani si ebbe un enorme sviluppo, tra 2600 e 1800 Ma, di sedimenti ferriferi a bande, sul tipo di quelli già accennati per l'archeano, ma con sviluppo quantitativo ed estensione enormemente maggiore. Si calcola da qualcuno che queste formazioni ferrifere a bande costituiscano il 15% di tutte le sequenze sedimentarie della prima parte del proterozoico.

Si tratta di masse gigantesche che formano i maggiori giacimenti di ferro, come attuale sfruttamento e come riserve.

Lo sviluppo dei sedimenti ferriferi indica ancora condizioni riducenti nella fase del ferro in soluzione, ma l'inizio di condizioni ossidanti, pur biogenicamente guidate, nei bacini di deposito. Condizioni di più decisa ossidazione superficiale sono rivelate dai «red-beds», arenarie ossidate già nei loro granuli durante il trasporto (cotiche di limonite e ematite attorno ai granuli) che iniziano a comparire all'inizio del proterozoico, ma vanno sempre più sviluppandosi nei tempi successivi.

Entro i continenti vi è grande sviluppo di apporti magmatici di età proterozoica. Soprattutto filoni basici e plutoni basici stratificati; complessi intrusivi alcalini, soprattutto granitici; complessi anortositici; kimberliti.

Filoni e plutoni basici sono particolarmente concentrati nel periodo 2500-1800 Ma e sembrano rappresentare un lungo periodo

tensionale della crosta proterozoica, che poté portare anche a aperture di oceani; attorno ai 2000 Ma tuttavia vi furono importanti eventi orogenici e di costruzione di nuova crosta continentale.

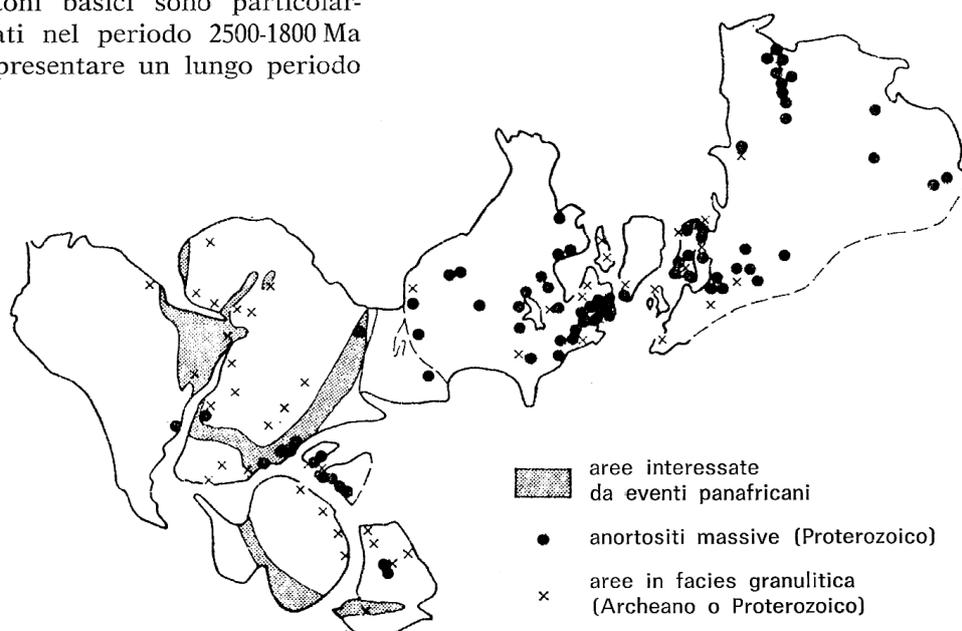
Grandi complessi granitici alcalini anorogenici si sono sviluppati in quantità mai più ripetute nei tempi successivi. Caratteristica diffusione tra questi hano i graniti rapakiwi a grandi K-feldspati tondeggianti e bordati da oligoclasio.

Mentre kimberliti, rocce basiche e graniti alcalini si sono formate anche in altri tempi geologici, le anortositi si trovano in grandi complessi solo nella crosta proterozoica. Vi è un frequente legame spazio-temporale tra anortositi e graniti alcalini, che rappresenta uno dei tanti problemi aperti della evoluzione crostale; come pure rappresenta un problema, dal punto di vista attualistico, la presenza di grandi complessi anortositici solo nel proterozoico.

In tutti i casi esistono pochi dubbi che tutti questi complessi abbiano provenienza, diretta o indiretta, da magmi mantellici. Solo i graniti alcalini sono in parte in discussione.

Catene allungate di sedimenti di fossa — soprattutto sequenze arenaceo-argillose — con spessori fino a oltre 10 Km sono cono-

Fig. 10 - Ipotetico supercontinente proterozoico (da Windley).



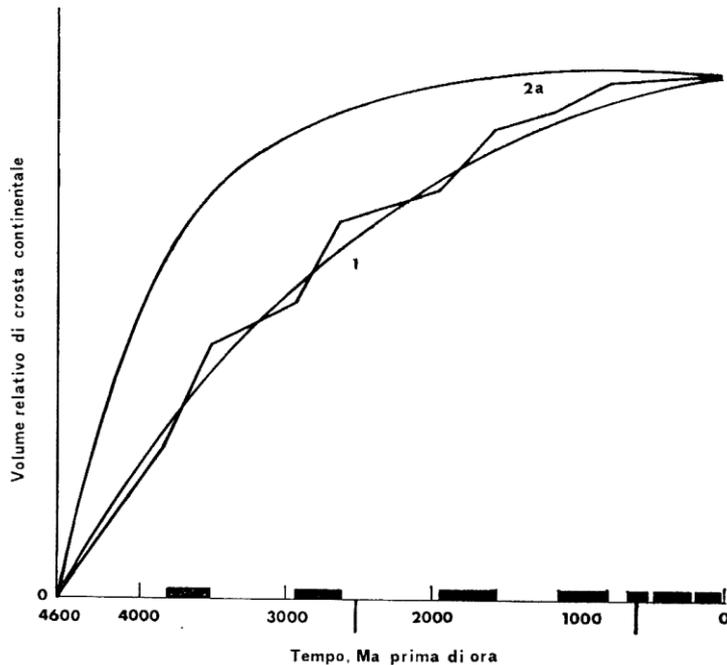


Fig. 11 - Ipotetico accrescimento crostale discontinuo, come variante di fig. 6.

sciuti in Canada, Australia, Africa (fig. 9). Queste grandi strutture vengono per lo più interpretate in termini attualistici come catene mobili del tipo degli attuali margini continentali convergenti per chiusura di un preesistente oceano. Esistono infatti significative indicazioni in favore di una interpretazione attualistica: ofioliti, masse vulcaniche e intrusive calcaline, coerenti strutture geologiche a varia scala. Anche lo sviluppo di catene metamorfiche proterozoiche rafforzano lo stesso quadro evolutivo.

Vi è qualche indicazione soprattutto paleomagnetica abbastanza consistente, però non convincente per tutti, dell'esistenza di un supercontinente proterozoico all'incirca tra 2000 e 1000 Ma (fig. 10). L'eventuale supercontinente non esisteva però a partire da ca 1000 Ma, quando si sviluppò l'orogenesi grenvilliana e soprattutto quando ci si avviò al grande evento panafricano, che interessò tutta l'Africa ma anche America meridionale, Australia e Antartide, le cui parti archeane proterozoiche dovevano allora essere unite in un unico continente. L'evento panafricano portò a giganteschi sviluppi di metamorfismo, deformazione crostale e magmatismo di margine continentale.

In tutti i casi le indicazioni dello sviluppo di catene deformate lungo margini continen-

tali a lato di nuclei cratonici divengono più numerose e chiare nel proterozoico superiore. In tutti questi eventi si formò una crosta continentale attraverso il magmatismo calcalino, nel quale i valori isotopici testimoniano sia nuovi apporti dal mantello (accrescimento della crosta continentale) sia riciclaggio di precedenti materiali crostali.

Il diverso sviluppo del proterozoico rispetto all'archeano è legato alla variazione dello stato termico della terra. Infatti al diminuire della produzione di calore del mantello, le celle di convezione entro lo stesso mantello diventano più ampie e le zone di importante generazione di magmi vengono a trovarsi a maggiori distanze tra di loro. Tutto ciò stabilizza continenti anche di grandi dimensioni, che non si frammentano nemmeno nelle condizioni tensionali rivelate dalle intrusioni basiche (filoni e masse), anortositiche e alcaligranitiche. Di qui un carattere fondamentale di diversità tra archeano e proterozoico, che è la differente dimensione dei continenti per uno e forse anche due ordini di grandezza.

Le datazioni radiometriche nell'eon proterozoico, che rivelano «eventi termici» costruttori di nuova crosta, hanno una certa concentrazione attorno a 1900-1600 Ma, a 1200-800 Ma e all'estremo limite dell'eon, a partire

da 600 Ma. Questa ulteriore conferma della periodicità e non continuità della costruzione della crosta continentale porta a poter ipotizzare una variazione della curva di accrescimento crostale della fig. 5 nella curva a zig-zag della fig. 11.

L'atmosfera proterozoica si andò gradualmente arricchendo di ossigeno, sia ancora eventualmente nei primi tempi, per via fotodissociativa (finché lo strato di ozono nell'alta atmosfera assorbì in modo sufficiente le radiazioni ultraviolette), sia soprattutto per via fotosintetica.

La grande diffusione delle formazioni ferrifere a bande ai bordi dei cratoni archeani nel primo proterozoico (2600-1800 Ma) è testimonianza di questa transizione nel contenuto di ossigeno nell'atmosfera ancora povero nei primi tempi, ma gradualmente crescente. Oltre un certo limite di arricchimento scompare la possibilità di un trasporto massivo del ferro in soluzione nelle acque fino ai bacini, ma diviene attiva una dispersa precipitazione per via inorganica del ferro ossidato: ciò è testimoniato dai «red-beds», arenarie rosse.

Con lo sviluppo di una fascia protettiva di ozono nella atmosfera, la vita poté svilupparsi anche in acque poco profonde, perché gli

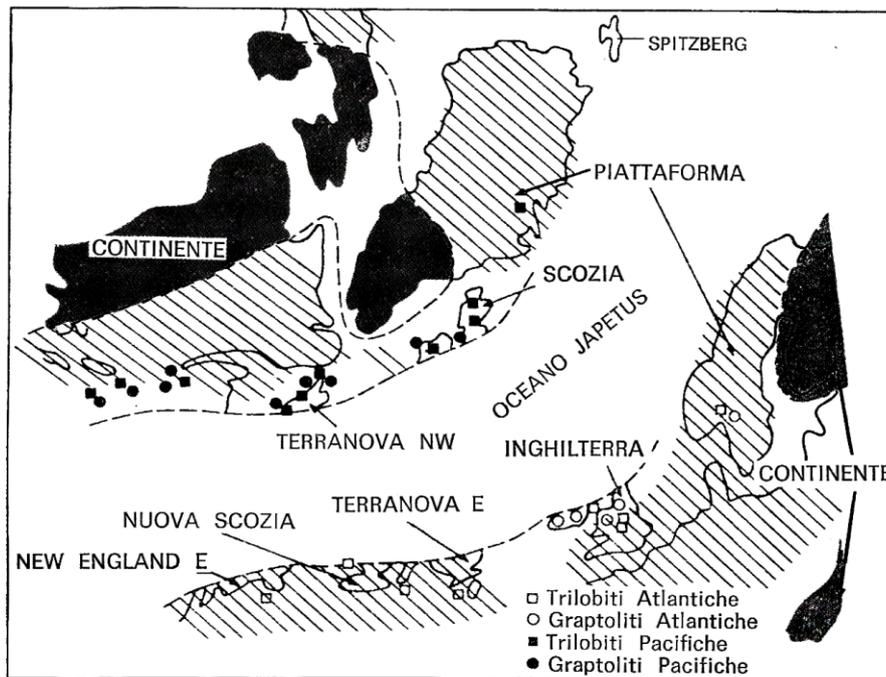
organismi non subivano più danni dalle radiazioni ultraviolette. Gradualmente si svilupparono organismi a respirazione di ossigeno e verso la fine del proterozoico si hanno tracce di organismi multicellulari, metazoi.

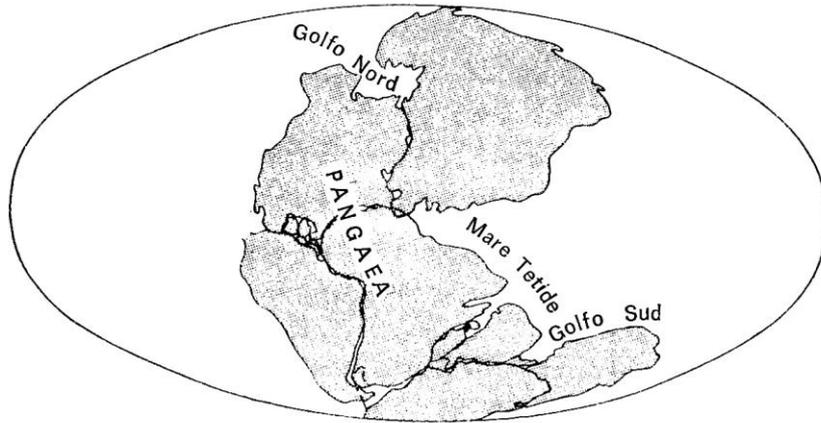
8) Il Fanerozoico

Con il fanerozoico le nostre conoscenze e le nostre possibilità di interpretazione e di classificazione degli eventi aumentano di molto. Come succede di solito, più cose si fanno, più problemi nuovi nascono e il quadro che veniamo ad avere della realtà geologica è formidabilmente complesso, articolato e problematico. Buona parte delle cose di geologia che si studiano, o si leggono nei testi divulgativi, si riferiscono a questo periodo. Anche per questa ampia possibilità di riferimento, oltre che per limiti ragionevoli di spazio, ci limitiamo qui a toccare alcuni aspetti fondamentali soltanto.

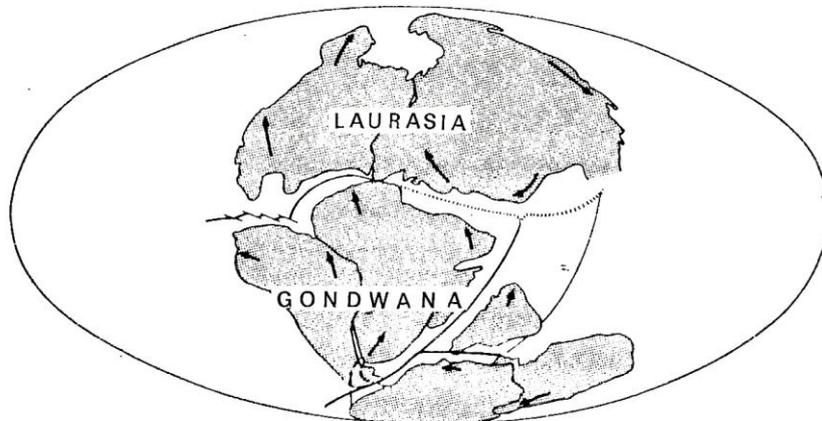
A cavallo tra proterozoico e cambriano si ha un importante intervallo di orogenesi e di

Fig. 12 - Oceano ordoviciano Japetus (Proto-Atlantico), per chiusura del quale si sono prodotte le catene orogeniche caledoniane di Scozia-Irlanda e degli Appalachi (da Windley).





(a)



(b)

Fig. 13 - (a) La Pangea susseguente alle orogenesi erciniche, a circa 200 Ma. (b) L'inizio di separazione degli attuali continenti a circa 200-180 Ma (da Brown-Musset).

accrescimento crostale (sistema assintico-cadomiano) attorno a 550-600 Ma, che si ricorda al grande evento panafricano. Nel paleozoico inferiore delle regioni nord-atlantiche vi sono evidenze paleontologiche, stratigrafiche, petrografico-associazionali, dell'esistenza di un oceano protoatlantico chiamato Japetus (fig. 12). Questo oceano andò chiudendosi per subduzione e nel periodo 500-400 Ma si sviluppò, per eliminazione dell'oceano e collisione continentale, il sistema orogenico appalachiano-caledoniano. Sequenze ofiolitiche (Terranova, Scozia, Galles) sono residui di antica crosta oceanica o di bacini marginali nelle zone di sutura. Nei basamenti formati da masse proterozoiche e nelle pile sedimentarie implicate in quest'opera di chiusura oceanica si sviluppò un metamorfismo (molto classico per i petrografi) che defini-

nisce un variabile riscaldamento crostale, a volte relativamente modesto. Un ricco magmatismo calcalalino, più plutonico che vulcanico, rappresenta un ulteriore incremento di crosta continentale, ma anche in parte un notevole riciclaggio magmatico di una crosta continentale preesistente nelle parti di crosta più fortemente riscaldate.

Con l'orogenesi caledoniana, ma per qualche indizio già con le orogenesi tardo-proterozoiche, vi sono importanti indicatori di una variazione anche nel generale regime geodinamico. La presenza di metamorfiti di alta pressione e bassa temperatura (scisti

blu, eclogiti alpine) nelle fasce di sutura, lungo i margini dei continenti in collisione, come pure la crescente deformazione delle fasce orogeniche suggeriscono che il movimento delle placche continentali è diventato più potente rispetto ai periodi precedenti, probabilmente in rapporto all'ispessimento delle placche litosferiche che reagiscono ai movimenti convettivi nel mantello astenosferico. Questa tendenza pare avere una stasi nell'orogenesi ercinica, ma raggiungerà il suo massimo durante l'orogenesi mesozoico-cenozoica (eo-alpina).

Al termine dell'orogenesi caledoniana, prima dei 400 Ma, vi fu l'unificazione continentale del continente settentrionale europeo-americano (riferito alle posizioni attuali). Un successivo periodo orogenico, chiamato ercinico o variscico, si sviluppò all'incirca tra 350 e 270 Ma creando le catene uraliche ed erciniche europee, nordafricane e americane. Si giunse a questo punto ad un supercontinente unico, la Pangea (fig. 13), che raggruppava tutta la crosta continentale. Anche nel tempo ercinico metamorfismo e magmatismo ebbero grande sviluppo. Tuttavia l'accrescimento della crosta fu forse meno importante che in altri periodi; infatti sono assai frequenti in questo intervallo le indicazioni isotopiche che il riciclaggio magmatico di materiale crostale è divenuto molto diffuso, anche se non esaurisce in sé la gran parte degli eventi magmatici.

La Pangea si frammentò nei primi tempi mesozoici e si divise per ampliamento del golfo della Tetide (fig. 13) prima in Laurasia, continente settentrionale, e Gondwana, continente meridionale. Quest'ultimo si frammentò ulteriormente nei continenti indiano, antartico, australiano, africano e sudamericano.

Nello stesso tempo anche il continente settentrionale si frammentava attraverso l'apertura dell'Atlantico, che separava Europa da America settentrionale, come pure, nella parte meridionale, Africa da Sud-America. Si definì allora l'oceano Atlantico attuale con la sua crosta oceanica più giovane di 200 Ma.

Per converso si instaurò il processo di subduzione tra placca pacifica e placca americana, che portò alle catene andine e ovest-americane. Si sviluppò la chiusura della Tetide che portò infine allo scontro continentale tra placca africano-arabica e placca eu-

ropea (catene alpine) e tra placca indiana e placca asiatica (catena himalaiana).

Si instaura così il regime tettonico attuale, regolato dal movimento delle placche litosferiche e che, per quanto riguarda lo sviluppo della crosta continentale, avviene secondo tre schemi fondamentali.

Il primo regime è la subduzione di litosfera oceanica sotto un margine pure oceanico (eventualmente in presenza di una porzione minore di crosta continentale). È il caso degli archi insulari pacifici, dove si sviluppa un forte accrescimento di crosta continentale per opera del magmatismo (soprattutto vulcanesimo) andesitico calcocalino di provenienza mantellica. Il magmatismo è importantissimo, il metamorfismo meno importante.

Il secondo caso è la subduzione di litosfera oceanica sotto un margine continentale (cordigliera), come nella catena Andina, nell'America centrale e, nei tempi mesozoico-cenozoici, anche dell'America settentrionale. Qui si hanno grandi eventi magmatici, sia vulcanici che plutonici, in gran parte di provenienza mantellica e solo in minor misura di provenienza crostale per riciclaggio magmatico. Si ha quindi un notevole accrescimento e ispessimento crostale. Anche in questo regime il magmatismo travalica per importanza il metamorfismo e la deformazione crostale.

Il terzo regime è quello di collisione continentale che si è sviluppato nelle catene alpino-caucasiche, per collisione del continente africano con quello euro-asiatico, e nelle catene himalaiane per collisione di quest'ultimo con il continente indiano. La collisione continentale può avvenire dopo una prima fase di arco insulare o di cordigliera. Quando essa si sviluppa si ha un violentissimo regime deformativo; un forte ispessimento crostale per appilamento di masse crostali preesistenti e di sequenze sedimentarie; un diffusissimo metamorfismo della crosta implicata; un magmatismo meno sviluppato, con limitato apporto di nuova crosta da magmi mantellici e con presenza di un magmatismo anattettico di origine crostale.

Questi tre regimi, tutti tre inquadrabili nella concezione del movimento delle placche hanno portato alla configurazione attuale della crosta terrestre.

L'atmosfera fanerozoica continua l'evoluzione proterozoica nel senso che la quantità di ossigeno aumenta e lo scudo ozonosferico è completato. È probabile che dopo il carbonifero superiore, che vide un enorme sviluppo vegetale (cioè da circa 270-280 Ma), l'atmosfera raggiunse il contenuto attuale di ossigeno, per azione fotosintetica.

Le acque e la superficie della terra erano quindi pronte per l'esplosione della vita, dopo il lungo periodo degli organismi unicellulari e l'inizio di sviluppo dei metazoi. Il limite proterozoico-fanerozoico (cambriano) è caratterizzato proprio dal comparire di organismi con parti dure. A circa 430 Ma abbia-

mo il primo apparire delle piante terrestri, che ebbero il loro massimo sviluppo attorno ai 300 Ma (carbonifero). Nel frattempo, attorno ai 350 Ma (devoniano) apparvero i primi anfibi e di qui tutta l'evoluzione successiva.

A questo punto è però bene lasciare proseguire il paleontologo e il biologo.

L'Autore:

Prof. Claudio D'Amico, Istituto di Mineralogia dell'Università di Bologna.
