

Pianeta Terra



Pianeta Terra

*Struttura, dinamica,
evoluzione e storia*

realizzato dal
Servizio Geologico Sismico e dei Suoli
Regione Emilia-Romagna

Edizione 2003

*Copyright © 2015 - Servizio Geologico Sismico e dei Suoli
Regione Emilia-Romagna*

***Publicato in versione elettronica
marzo 2015***



LICENZA CREATIVE COMMONS 3.0 - ATTRIBUZIONE - NON COMMERCIALE

<http://creativecommons.org/licenses/by-nc/3.0/>

ISBN 978-88-8186-011-1

Progetto e coordinamento

Raffaele Pignone - Responsabile Servizio Geologico, Sismico e dei Suoli, R.E.R.

Luisa Perini - Servizio Geologico, Sismico e dei Suoli, R.E.R.

Supervisione aspetti comunicativi

Giangi Poli - Redattore scientifico di "Super Quark", RAI 1

Supervisione scientifica

Elisabetta Costa - Università di Parma - Dipartimento di Scienze della Terra

Testi e materiale iconografico

Federico Pasquarè - Università degli Studi dell'Insubria (Como) - Cap. 1, 5, 8, 9, 10, 11, 12, 13

Lisetta Giacomelli - Redattrice di testi scientifici divulgativi - Cap. 2, 3, 14

Giorgio Pasquarè - Università di Milano - Dipartimento di Scienze della Terra "Ardito Desio" - Cap. 4

Luisa Perini - Servizio Geologico, Sismico e dei Suoli, R.E.R. - Cap. 6

Giangi Poli - Redattore scientifico di "Super Quark", RAI 1 Approfondimenti - Cap. 1, 2, 3, 5, 9, 10

Giorgio Zanzucchi - Università di Parma - Dipartimento di Scienze della Terra - Cap. 15

Elisabetta Costa - Università di Parma - Dipartimento di Scienze della Terra - Cap. 16

Contributi ai testi e immagini

Leonardo Rosciglione - (cap. 7 - Le rocce e i minerali), **Giulia Fontanesi**, **Paola Grimaldi**

Meta srl

Realizzazione ebook

Madalina Elena Tone, **Michela Grandi**, **Roberto Bertozzi** - Servizio Geologico, Sismico e dei Suoli, R.E.R.

Pianeta Terra

Strutture, dinamica, evoluzione e storia

Queste pagine intendono offrire con un linguaggio semplice e chiaro una panoramica sulla Geologia del nostro Pianeta.

La Terra è, da quattro miliardi e mezzo di anni, teatro di incessanti mutamenti, nascite ed estinzioni di specie, formazione di montagne e oceani, catastrofiche eruzioni e devastanti terremoti.

L'importanza della comprensione dei principali elementi della Geologia non risiede soltanto nella necessità di sapere come è nato, come si è evoluto e come si trasformerà il Pianeta che abitiamo, ma anche nell'esigenza di interpretare correttamente fenomeni che toccano tutti da vicino.

Indice

- [1. L'interno della terra](#)
 - [Approfondimento 1 - Perché la Terra ha una struttura a cipolla?](#)
 - [Approfondimento 2 - Rocce della crosta](#)
 - [Approfondimento 3 - Le onde sismiche](#)
 - [Approfondimento 4 - La dinamica dell'interno della Terra](#)
- [2. Tettonica delle placche](#)
 - [Approfondimento 5 - Prove dei movimenti delle zolle litosferiche e dei continenti](#)
- [3. La formazione delle montagne](#)
 - [Approfondimento 6 - Il cuneo di accrezione](#)
 - [Approfondimento 7 - Le pieghe e le faglie](#)
- [4. I vulcani](#)
 - [Approfondimento 8 - Criterio classificazione magmi](#)
 - [Approfondimento 9 - Risalita magma nel camino vulcanico](#)
 - [Approfondimento 10 - Le eruzioni vulcaniche effusive sottomarine](#)
 - [Approfondimento 11 - Metodi per definire la potenza nelle eruzioni esplosive](#)
 - [Approfondimento 12 - Prodotti vulcanici](#)
 - [Approfondimento 13 - I depositi da collasso della colonna eruttiva](#)
 - [Approfondimento 14 - Tipi di eruzioni esplosive idrovulcaniche](#)
 - [Approfondimento 15 - I geysers](#)
 - [Approfondimento 16 - Le fumarole](#)
 - [Approfondimento 17 - Le sorgenti calde](#)
 - [Approfondimento 18 - I vulcani nella storia](#)
 - [Approfondimento 19 - Le eruzioni vulcaniche degli ultimi 250 anni](#)
 - [Approfondimento 20 - Le eruzioni vulcaniche oggi](#)
 - [Approfondimento 21 - Scheda dei vulcani citati](#)
- [5. I terremoti](#)
 - [Approfondimento 22 - Sismogramma](#)
 - [Approfondimento 23 - Sismicità del territorio italiano](#)
 - [Approfondimento 24 - L'edilizia e i terremoti](#)
- [6. Erosione e pianure](#)
 - [Approfondimento 25 - Processi di trasformazione](#)
 - [Approfondimento 26 - L'erosione costiera](#)
 - [Approfondimento 27 - Il sottosuolo e gli acquiferi della Pianura Padana](#)
 - [Approfondimento 28 - La subsidenza](#)
- [7. Le rocce e i minerali](#)
 - [Approfondimento 29 - I cristalli](#)
 - [Approfondimento 30 - Le rocce sedimentarie](#)
 - [Approfondimento 31 - Le rocce metamorfiche](#)
 - [Approfondimento 32 - Le rocce intrusive](#)
- [8. Il tempo geologico](#)
 - [Approfondimento 33 - Dodici ore dalla nascita della terra](#)
 - [Approfondimento 34 - L'origine dei nomi dei tempi geologici](#)
 - [Approfondimento 35 - Un errore illustre](#)
 - [Approfondimento 36 - Scienziati a confronto](#)
- [9. Il primo paesaggio](#)
 - [Approfondimento 37 - Gli gneiss di Acasta](#)
 - [Approfondimento 38 - La prima atmosfera](#)
 - [Approfondimento 39 - La struttura dell'atmosfera attuale](#)
 - [Approfondimento 40 - Lo scudo dell'ozono](#)
 - [Approfondimento 41 - Oceani primitivi](#)
 - [Approfondimento 42 - Organismi fotosintetici](#)
 - [Approfondimento 43 - La fauna di Ediacara](#)
- [10. L'era Paleozoica](#)
 - [Approfondimento 44 - I fenomeni geologici e la nascita e l'evoluzione delle specie animali e vegetali](#)
 - [Approfondimento 45 - Fossili viventi](#)
 - [Approfondimento 46 - Scorpioni di mare](#)
 - [Approfondimento 47 - La fauna delle Burgess Shales \(scisti di Burgess\)](#)
 - [Approfondimento 48 - La grande estinzione](#)

- 11. L'era Mesozoica
 - Approfondimento 49 – La genesi delle scogliere coralline
 - Approfondimento 50 – Gli ittiosauri
 - Approfondimento 51 – Scipionyx samniticus
 - Approfondimento 52 – La grande estinzione di fine Cretacico
- 12. L'era Cenozoica
 - Approfondimento 53 – La formazione dell'Himalaya
 - Approfondimento 54 – Una grande spaccatura nel continente africano
- 13. Il Quaternario
 - Approfondimento 55 – Il modellamento glaciale
 - Approfondimento 56 – L'evoluzione dell'uomo
- 14. Le orogenesi
- 15. La storia delle Alpi
 - Approfondimento 57 – Le successioni ofiolitiche
 - Approfondimento 58 – Come si ricostruisce l'evoluzione geologica della regione alpina
 - Approfondimento 59 – Evento eoalpino (Cretacico-Paleocene)
 - Approfondimento 60 – Zoccolo e copertura
 - Approfondimento 61 – Le coltri di ricoprimento
 - Approfondimento 62 – Ambienti sedimentari
 - Approfondimento 63 – Sezioni delle alpi
- 16. La storia degli Appennini
 - Approfondimento 64 – Trasgressione e regressione marina
 - Approfondimento 65 – Le sabkhas
 - Approfondimento 66 – I domini appenninici di pertinenza continentale africana
 - Approfondimento 67 – Il complesso ligure nell'appennino meridionale
 - Approfondimento 68 – Discordanza stratigrafica
 - Approfondimento 69 – La successione epiligure
 - Approfondimento 70 – L'arco calabro-peloritano
 - Approfondimento 71 – Il domino austro-alpino
 - Approfondimento 72 – Il flysch numidico

1. L'interno della terra



L'impiego di sistemi di indagine indiretta basati sulla propagazione delle onde sismiche ha permesso di conoscere l'interno del nostro pianeta che è caratterizzato da una struttura ad involucri, o gusci concentrici, costituiti da rocce con proprietà chimiche, fisiche, mineralogiche e reologiche diverse.

Con tutta la sua avanzatissima tecnologia, l'uomo è stato in grado di lanciare sonde alla scoperta del sistema solare, di scendere sulla Luna e di programmare lo sbarco su Marte. Ma si è dovuto arrendere di fronte all'impossibilità di studiare in modo diretto le viscere della Terra, ovvero quelle migliaia e migliaia di chilometri che ci separano dal centro del pianeta.

Lo studio dell'interno del globo svolto in modo diretto, si è dimostrato inefficace: la massima profondità raggiunta dalle perforazioni è di una decina di km (al massimo 14 km nella penisola di Kola in Russia), un nulla rispetto all'entità del raggio terrestre (6350 km). Anche lo studio dei magmi emessi dalle eruzioni vulcaniche e di porzioni di rocce risalite con i magmi stessi, non è in grado, a parte qualche eccezione, di dare risultati apprezzabili.

Se i metodi di osservazione diretta si sono rivelati inefficaci, lo studio per vie indirette è stato invece decisivo per comprendere la struttura interna del nostro pianeta. I metodi della geofisica hanno permesso di gettare luce sulle profondità della Terra tramite lo studio delle **onde sismiche** [approfondimento 3] (fig. 1). Queste onde, generate dai terremoti o da esplosioni artificialmente, si propagano all'interno del globo non in modo omogeneo, ma subiscono delle variazioni di **velocità** in base alle caratteristiche dei materiali rocciosi che incontrano. Come conseguenza delle variazioni di velocità le onde cambiano il loro tracciato; vengono riflesse o rifratte. Quando, per esempio, le onde incontrano una superficie di separazione tra due materiali diversi una parte di esse viene riflessa ("rimbalza") e una parte viene rifratta ("deviata"). Questo comportamento è dovuto alla proprietà che possiedono le onde: la loro velocità cambia in base al mezzo che attraversano. Le onde "percepiscono" le diverse densità e temperature dei materiali e modificano di conseguenza la loro velocità. In genere, le onde aumentano la loro velocità quando aumenta la densità e diminuisce la temperatura del materiale attraversato, cioè quanto più il materiale è denso e freddo. Lo studio delle caratteristiche e del conseguente comportamento delle onde sismiche è stato fondamentale per individuare la struttura disomogenea della Terra. Infatti **il nostro pianeta è suddiviso in vari strati concentrici identificati in base alle diverse caratteristiche chimiche, fisiche, mineralogiche e reologiche delle rocce che lo compongono.**

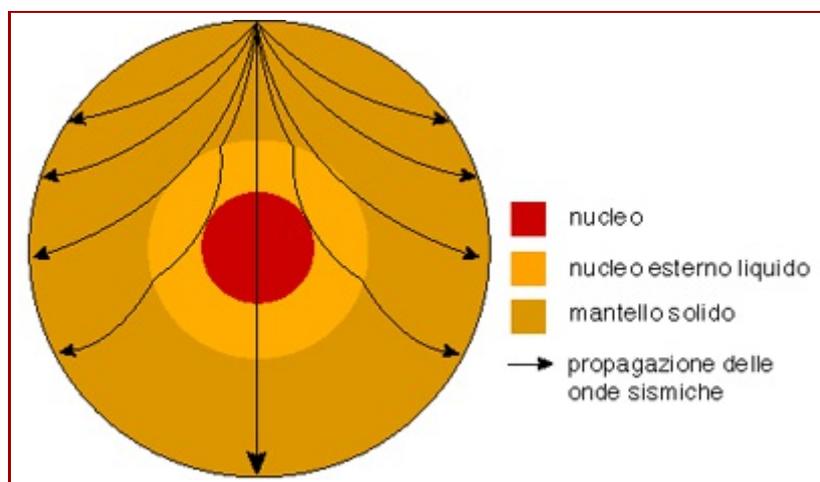


FIG. 1 - ONDE SISMICHE. ANDAMENTO DELLE ONDE SISMICHE DI TIPO DIVERSO ALL'INTERNO DELLA TERRA.

Struttura dell'interno della Terra

Grazie al progredire della ricerca e delle tecnologie usate oggi si può affermare che l'organizzazione interna dei materiali che costituiscono il nostro pianeta prevede una **struttura a involucri o gusci concentrici simili a una cipolla** [approfondimento 1]. Gli involucri sono distinti in base alle diverse composizioni, strutture e stato fisico dei materiali rocciosi che li compongono. Questi gusci concentrici sono delimitati da superfici di discontinuità che rappresentano la separazione tra zone dove i materiali presentano caratteristiche fisiche e chimiche molto differenti (fig. 2).

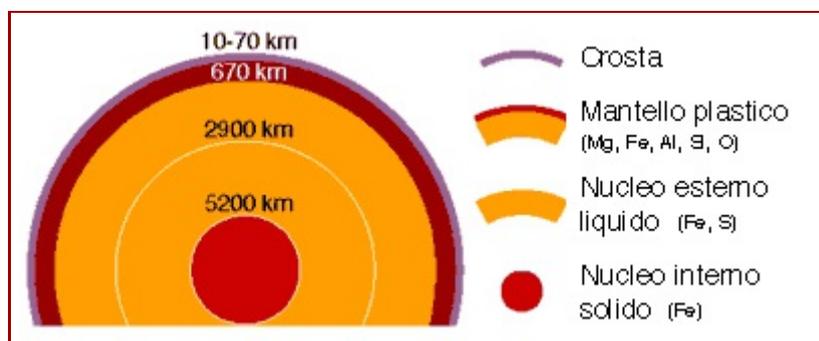


FIG. 2 - INTERNO DELLA TERRA. L'INTERNO DELLA TERRA È COSTITUITO DA INVOLUCRI CONCENTRICI CON CARATTERISTICHE FISICHE E CHIMICHE MOLTO DIVERSE, CHE INIZIANO A PROFONDITÀ BEN DEFINITE.

La **crosta** è l'involucro più esterno sul quale noi camminiamo è sottile e costituita da **rocce** [approfondimento 2] allo stato solido. La crosta presenta caratteristiche differenti in corrispondenza degli oceani e dei continenti. Si può quindi distinguere una crosta continentale ed una crosta oceanica.

La **crosta continentale**, più spessa (35-40 Km, fino ad un massimo di 70 km in corrispondenza della catena Himalayana) e meno densa rispetto a quella oceanica, è costituita da un sottile strato di sedimenti che ricopre uno strato di rocce di tipo granitico, sotto il quale si trova uno strato più profondo di **rocce metamorfiche** [approfondimento 2].

La **crosta oceanica** presenta invece uno spessore inferiore (circa 10 km), è più densa e pesante ed è composta da un notevole spessore di sedimenti nella porzione superiore, da un sottostante strato di lave basaltiche e ancora più in profondità da uno strato di **rocce magmatiche intrusive** [approfondimento 2](fig. 3).

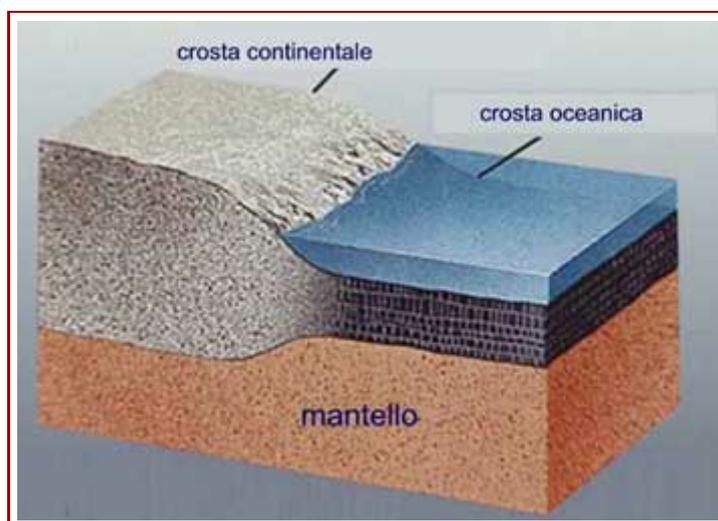


FIG. 3 - CROSTA CONTINENTALE E CROSTA OCEANICA. LA CROSTA CONTINENTALE È CARATTERIZZATA DA UNO SPESSORE MOLTO MAGGIORE (DA 3 A 7 VOLTE) E DA DENSITÀ MINORE RISPETTO ALLA CROSTA OCEANICA.

La crosta è delimitata verso il basso dalla discontinuità di Mohorovicic, che segna il passaggio al sottostante mantello. Questo ulteriore involucro raggiunge una profondità di 2900 km ed è composto da Ferro (Fe), Magnesio (Mg), Alluminio (Al), Silicio (Si), Ossigeno (O) e composti silicatici. All'interno del mantello, la velocità delle onde sismiche aumenta con la profondità, da un minimo di 8 km/sec ad un massimo di 13 km/sec e la temperatura giunge fino ai 3000 °C. Lo studio dell'andamento delle onde sismiche nel mantello ci fornisce un indizio importante sul fatto che i materiali, in questo involucro, si trovano ancora allo stato solido: infatti, oltre alle onde sismiche P si propagano anche quelle S (che, per la loro caratteristica di onde trasversali, non si propagano attraverso i liquidi).

Il **mantello** è delimitato verso il basso dalla discontinuità di Gutenberg, in corrispondenza della quale inizia il nucleo esterno.

Il **nucleo**, composto per la maggior parte da Ferro (Fe) e Nickel (Ni), rappresenta la porzione centrale della Terra. Ha un raggio di 3470 km, è suddiviso in **nucleo esterno** (30,8 % della massa terrestre) e **nucleo interno** (la cui massa è comparabile a quella della Luna) separati dalla discontinuità di Lehmann che si trova ad una profondità di circa 5200 km. La temperatura interna del nucleo è così alta che la sua **porzione esterna** è allo **stato liquido**, come testimoniato dal fatto che le onde S non possono passarvi. Il **nucleo interno** invece è allo **stato solido** in quanto sottoposto a pressioni enormi. Qui sia le onde S che quelle P possono passare.

Una volta stabilita con ragionevole certezza la suddivisione del globo in involucri concentrici, gli studiosi hanno rivolto la loro attenzione alla porzione più esterna della Terra, perché è qui che si generano i fenomeni detti endogeni quali vulcanismo, terremoti e orogenesi (formazione delle montagne) che interessano la superficie terrestre. La suddivisione degli involucri esterni della Terra in crosta e mantello è in relazione a caratteristiche chimico- mineralogiche. Un altro modo di considerare la parte più esterna del nostro pianeta è in base alle caratteristiche reologiche delle rocce (la reologia è quella parte della fisica che studia il comportamento elastico, plastico e viscoso dei corpi sottoposti a forze esterne). Questo modello permette di fare le seguenti suddivisioni:

- la **litosfera**, che comprende la crosta e una sottile parte superiore del mantello, è costituita da rocce a comportamento prevalentemente rigido e risulta suddivisa in un certo numero di zolle (capitolo 2. La tettonica delle placche). Il suo limite inferiore arriva a profondità variabili a seconda del diverso spessore della crosta: sotto gli oceani raggiunge al massimo una settantina di km, mentre in corrispondenza dei continenti lo spessore in media è di 100 km;

- sotto la litosfera si trova l'**astenosfera**, le cui rocce non hanno un comportamento strettamente rigido e, se sottoposte a sforzi lentissimi e prolungati possono fluire in modo duttile. L'astenosfera è detta anche "orizzonte a bassa velocità", in quanto in questa regione le onde sismiche subiscono un brusco rallentamento. La diminuzione di velocità è causata dalla presenza di materiale allo stato parzialmente fuso. Questo materiale faciliterebbe un comportamento di tipo plastico e spiegherebbe l'anomalia sismica (fig. 4).

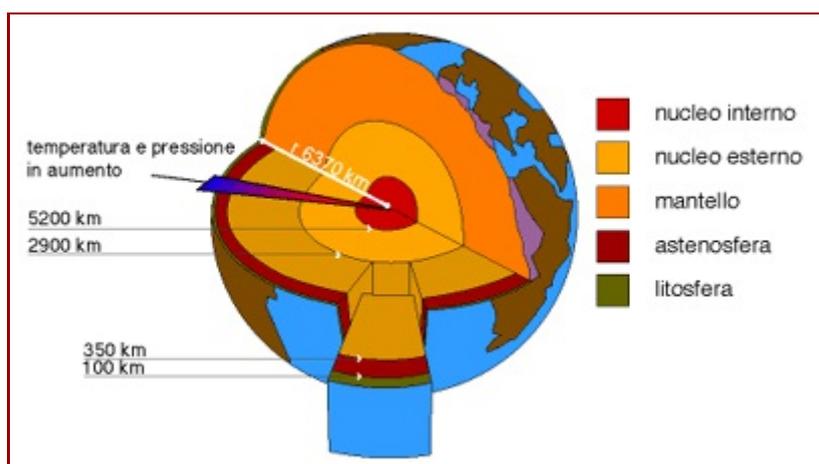


FIG. 4 - LITOSFERA E ASTENOSFERA. LA PARTE PIÙ ESTERNA DELLA TERRA È CARATTERIZZATA DA DUE ZONE CON COMPORTAMENTO FISICO DELLE ROCCE DIVERSO: RIGIDO NELLA LITOSFERA, CHE COSTITUISCE LA PARTE ESTERNA, E PIÙ PLASTICO NELL'ASTENOSFERA.

La scoperta di questo orizzonte "plastico" è stata fondamentale per l'affermazione della teoria della tettonica a placche: gli scienziati ritengono infatti che le placche litosferiche siano trascinate dai movimenti originatisi nella sottostante astenosfera originando tutti i meccanismi responsabili della tettonica globale.

Al di sotto di questo orizzonte le rocce tornano a comportarsi come solide all' impulso sismico.

Al di sotto dell'astenosfera, il mantello continua fino a 2900 Km di profondità, dove la discontinuità di Gutenberg indica l'inizio del nucleo esterno.

Il nostro Pianeta non è statico e immobile ma attivo e dinamico grazie alla presenza di calore interno [[approfondimento 4](#)].

Approfondimento 1 - Perché la Terra ha una struttura a cipolla?

Lo studio dell'interno della Terra con l'aiuto delle onde sismiche ha definito i confini di una struttura a involucri, o gusci, concentrici che era stata già ipotizzata. E' una struttura a cipolla simile a quella che caratterizza tutti gli altri pianeti del Sistema solare e per capire il meccanismo di formazione bisogna proprio rifarsi alla nascita della Terra e all'origine dell'intero Sistema solare.

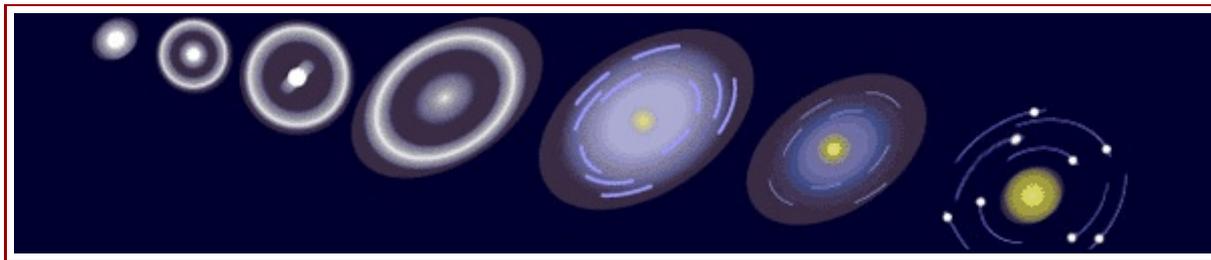


FIG. 1 - FASI DI FORMAZIONE DEL SISTEMA SOLARE.

Circa 5 miliardi e mezzo di anni fa una nube cosmica avrebbe cominciato a concentrarsi ruotando lentamente su se stessa. 5 miliardi di anni fa la contrazione avrebbe acceso il Sole provocando un violento "vento solare" che sarebbe passato come un uragano fra gli atomi, le molecole e le particelle della polvere della nube cosmica facendo restare più vicino al Sole le parti più pesanti e spingendo le più leggere molto lontano. Si sarebbe quindi formato una specie di disco con fasce di materiali a densità decrescente verso l'esterno.

Un disco, detto protoplanetario, simile a quelli che le recenti tecnologie di esplorazione all'infrarosso hanno rilevato attorno a un certo numero, finora assai limitato, di stelle (fig. 2).

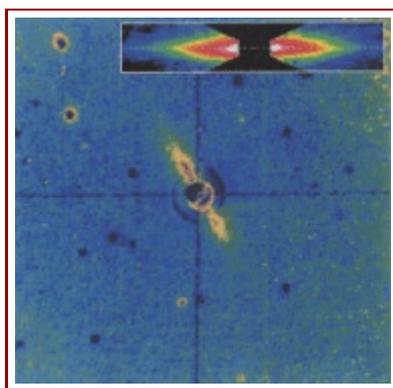


FIG. 2 - POSSIBILE DISCO PROTOPLANETARIO ATTORNO ALLA STELLA BETA PICTORIS.

I frammenti di massa simile avrebbero cominciato ad attrarsi fra loro (fig. 3) e ad attirare altri frammenti man mano che la loro massa totale cresceva, formando anelli sempre più densi. Da questi anelli avrebbero avuto origine i primi abbozzi di pianeta: i **protopianeti**.

Ruotando attorno al Sole i protopianeti avrebbero svolto la funzione di "scope cosmiche" raccogliendo sempre più blocchi, anche di enormi dimensioni, accrescendosi a loro spese. A quegli enormi blocchi di materiale abbiamo dato il nome di **meteoriti**.



FIG. 3 - URTO FRA PROTOPIANETI.

Questa straordinaria azione di pulizia spaziale sarebbe durata da circa 4 miliardi e 200 milioni di anni fa a circa 3 miliardi e 800 milioni di anni fa. Oggi è rimasto poco di grosso da raccogliere lungo l'orbita della Terra e quindi i meteoriti sono rari, ma l'intensissimo bombardamento durato tutte quelle centinaia di milioni d'anni è ormai generalmente ritenuto responsabile sia della struttura a cipolla della Terra, sia dell'enorme calore che tenne semifuso il pianeta nei primi tempi della sua vita, sia dell'attuale calore dell'interno della Terra.

L'enorme calore provocato da quegli urti giganteschi avrebbe infatti fuso completamente, o in gran parte, la Terra

primitiva e avrebbe permesso ai materiali di diversa densità in arrivo, o già presenti, di distribuirsi liberamente all'interno del pianeta secondo la loro densità.

In altre parole i più pesanti verso il fondo (e quindi verso il centro) e i più leggeri verso la superficie. Così i materiali ferrosi arrivati dallo spazio sarebbero andati a costituire il nucleo, i silicati più pesanti, contenenti il ferro e il magnesio, a formare il mantello e i silicati più leggeri a costituire gran parte della crosta formando, globalmente, una serie di involucri o, appunto, gusci concentrici.

Perché l'interno della Terra è ancora così caldo?

Una parte del calore iniziale della Terra, oltre a provenire dall'urto di grandi meteoriti o addirittura di asteroidi (si pensi come si scalda un chiodo battuto da un martello) sarebbe stato causato anche dalla trasformazione in energia cinetica (e quindi in calore) dell'energia potenziale delle enormi masse meteoritiche durante la loro lenta discesa verso le parti profonde della Terra.

Fino a qualche tempo fa si pensava che la Terra si stesse gradualmente raffreddando perdendo il suo calore nello spazio. Oggi si pensa che appena il 10% di quel calore originario sia presente, concentrato essenzialmente nel nucleo (dove il suo mantenimento è favorito dalla enorme pressione) e che il resto dipenda, in buona parte, dalla presenza di materiali radioattivi (portati sempre dai meteoriti nel corso del grande bombardamento iniziale) presenti a diversa profondità.

I nuclei degli atomi degli elementi chimici radioattivi sono instabili e tendono a trasformarsi nei nuclei di elementi più stabili e lo fanno con emissione di particelle alfa, beta e raggi gamma e con produzione di calore, proprio di quel calore che è presente nel mantello della Terra, dove questi elementi di sarebbero concentrati (e in maniera maggiore nella parte superiore della litosfera composta da silicati di alluminio).

Torna a: [[capitolo 1. L'interno della terra](#)]

Approfondimento 2 - Rocce della crosta

Le **rocce sedimentarie** si formano dall'accumulo e dalla cementazione di granuli di minerali e di rocce preesistenti trasportati e depositati in determinati ambienti per opera del vento, di acque correnti, di ghiacciai o precipitati chimicamente nel sito di deposizione (fig. 1).



FIG. 1 - ROCCE SEDIMENTARIE.

Le **rocce metamorfiche** derivano da rocce preesistenti trasformate (metamorfosate) a causa del calore e della pressione nella loro struttura mineralogica (fig. 2).



FIG. 2 - ROCCE METAMORFICHE.

Le **rocce magmatiche effusive** derivano dalla solidificazione rapida della lava che fuoriesce dalla crosta terrestre durante eruzioni vulcaniche (fig. 3).



FIG. 3 - ROCCE MAGMATICHE EFFUSIVE.

Le **magmatiche intrusive** derivano invece dalla lenta solidificazione di magmi nelle profondità della crosta (fig. 4).

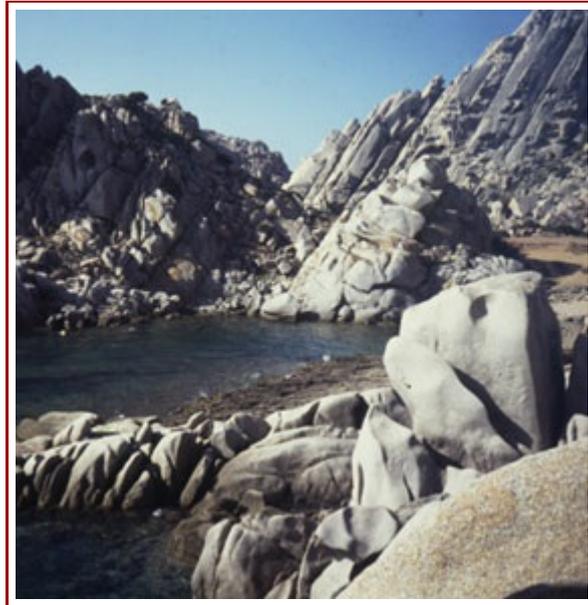


FIG. 4 - ROCCE MAGMATICHE INTRUSIVE.

Torna a: [[capitolo 1. L'interno della terra](#)]

Approfondimento 3 - Le onde sismiche

I geologi sono potuti risalire ai tipi di materiali che costituiscono l'interno della Terra grazie allo studio della propagazione delle onde sismiche generate dai terremoti naturalmente e dalle esplosioni. Si sfrutta una importante caratteristica delle onde: la loro **velocità di propagazione cambia in base alla densità e alla natura fisica del mezzo che attraversano**. Lo studio di questo comportamento indica che il nostro pianeta non è omogeneo ma distinto in strati concentrici. Gli involucri sono separati tra loro da superfici, dette discontinuità, in corrispondenza delle quali le onde mutano la loro velocità.

Le onde sismiche, onde elastiche, si distinguono in **onde P**, primarie ed **onde S**, secondarie.

Le onde P, che si generano in corrispondenza dell'ipocentro di un terremoto, si propagano attraverso rocce solide e fluide ad una velocità maggiore (circa 5 Km/s) rispetto alle altre onde e giungono in superficie per prime. Le rocce attraversate da queste onde subiscono rapide variazioni di volume, comprimendosi e dilatandosi alternativamente.

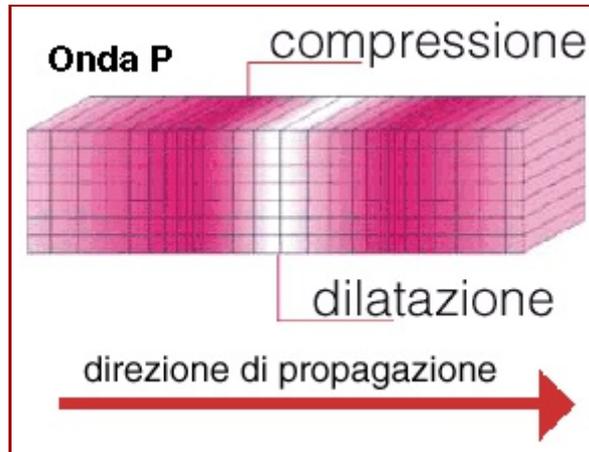


FIG. 1 - PROPAGAZIONE DELL'ONDA DI COMPRESSIONE ONDE P.

Anche le onde S si generano nell'ipocentro dei terremoti. Le particelle delle rocce colpite dalle onde S compiono oscillazioni perpendicolari alla direzione di propagazione. Per questo motivo esse sono meno veloci (circa la metà) e giungono in superficie dopo le onde P ed inoltre non si propagano attraverso i fluidi. Non possono perciò attraversare il nucleo esterno che si trova allo stato fluido.



FIG. 2 - PROPAGAZIONE DELL'ONDA TRASVERSALE ONDA S.

Torna a: [[capitolo 1. L'interno della terra](#)]

Approfondimento 4 - La dinamica dell'interno della Terra

Man mano che si scende verso il centro della Terra si assiste ad un aumento della temperatura. In questa situazione (simile, per molti versi, a quella che si riscontra in una pentola sul fuoco nella quale si crea un movimento circolare prodotto dall'acqua più calda che sale e dall'acqua più fredda che scende) si generano movimenti ascendenti e discendenti che, almeno nel mantello, sono tanto lenti da farlo comportare come solido all'attraversamento istantaneo delle onde sismiche.

Non si tratta però di un circuito unico che partendo, per esempio, dalla superficie del nucleo solido arriva alla crosta, ma vi sono circuiti tenuti separati dalle discontinuità maggiori, o da altre minori, che dividono l'interno della Terra come una cipolla.

La parte esterna del nucleo è estremamente fluida, addirittura con una viscosità che non sembra molto diversa da quella dell'acqua (capitolo 2. Tettonica delle placche).

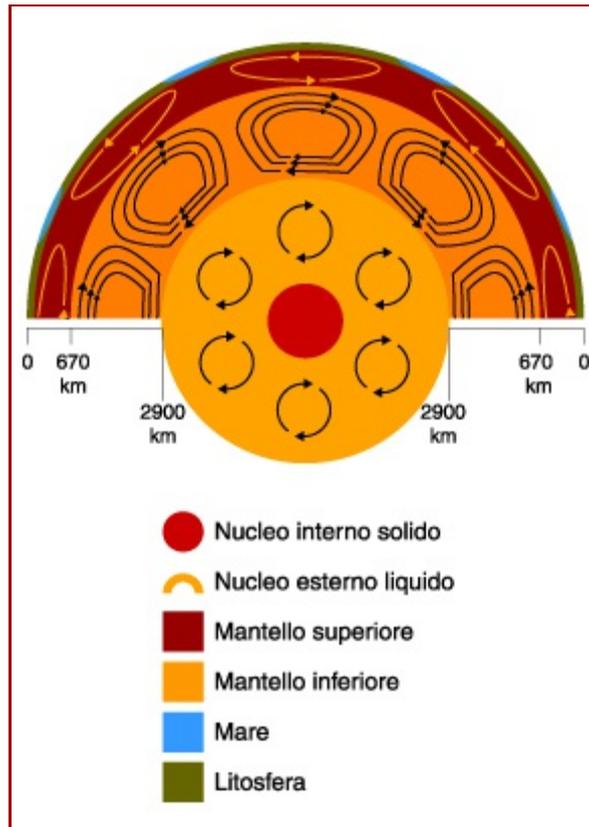


FIG. 1 - NEI DIVERSI INVOLUCRI DELLA TERRA SI INNESCANO MOVIMENTI CIRCOLARI CHE PORTANO VERSO LA SUPERFICIE I MATERIALI PIÙ CALDI ED IN PROFONDITÀ QUELLI RAFFREDDATI.

In questo nucleo esterno estremamente fluido e conduttivo (è composto essenzialmente di ferro) i movimenti circolari di convezione, combinati con i movimenti di rotazione terrestre, creerebbero un effetto "dinamo autoeccitante" che produrrebbe il campo magnetico terrestre rilevato dalle **bussole** [[approfondimento 5](#)].

La presenza delle correnti ascendenti calde e delle discendenti fredde (specialmente quelle del mantello) è un'altra rivelazione dovuta alle onde sismiche che le attraversano con modalità differenti e che permettono di visualizzarle nella rielaborazione dei dati al computer.

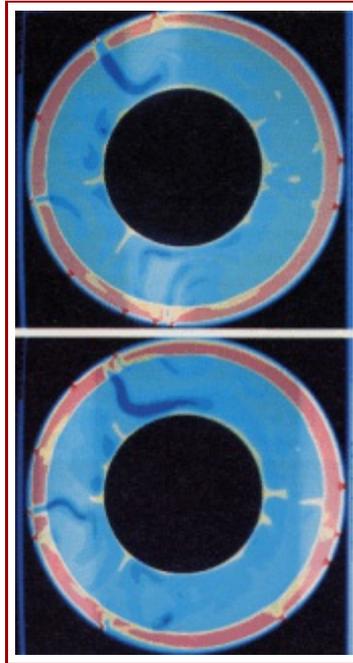
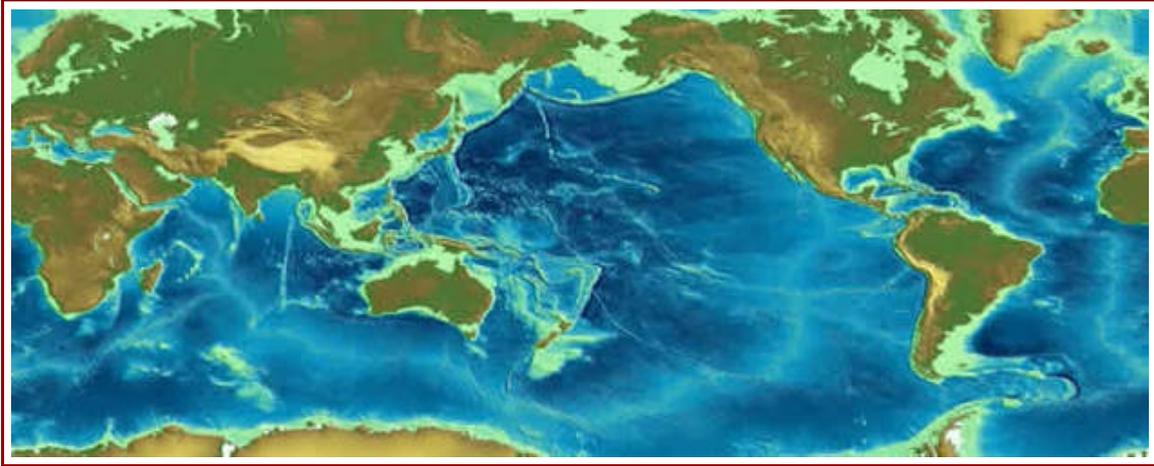


FIG. 2 - LE CORRENTI FREDDHE DISCENDENTI DALLA CROSTA SONO IN BLU, QUELLE ASCENDENTI IN GIALLO. IN NERO IL NUCLEO.

Torna a: [[capitolo 1. L'interno della terra](#)]

2. Tettonica delle placche



La parte più esterna del globo, la **litosfera**, è fratturata in grandi pezzi, chiamati **placche** o **zolle**, costituite in parte da crosta continentale ed in parte da crosta oceanica, e che si muovono costantemente su un substrato plastico detto **astenosfera**.

La parte più esterna del globo, la **litosfera**, formata dalla crosta e dalla parte superiore del mantello, è fratturata in grandi pezzi, chiamati **placche** o **zolle** (fig. 1), che **si muovono** sopra e solidali con il guscio sottostante, detto **astenosfera**. Le zolle litosferiche principali sono sette, con dimensioni di migliaia di chilometri quadrati e comprendono aree con crosta continentale o oceanica o di entrambi i tipi. Numerose sono le zolle secondarie, talvolta anche molto piccole (fig. 1).



FIG. 1 - DIVISIONE DELLA LITOSFERA IN ZOLLE.

La ricostruzione dei movimenti delle zolle litosferiche ha preso l'avvio dopo la formulazione della teoria della tettonica a zolle. Il termine tettonica è di origine greca e significa costruzione. In geologia indica tutti i lenti processi della parte più esterna del globo come quelli, ad esempio, che portano alla formazione delle catene montuose.

La tettonica delle placche nasce sulle basi di un'altra teoria, quella della **deriva dei continenti**, formulata nel 1912 dal geofisico tedesco Alfred Wegener.

Osservando i margini dell'America meridionale e dell'Africa, Wegener pensò che questi due continenti un tempo fossero stati uniti. In base a questa e ad altre osservazioni, ipotizzò che i continenti attuali si fossero formati dallo smembramento di un unico supercontinente che chiamò Pangea (fig. 2).

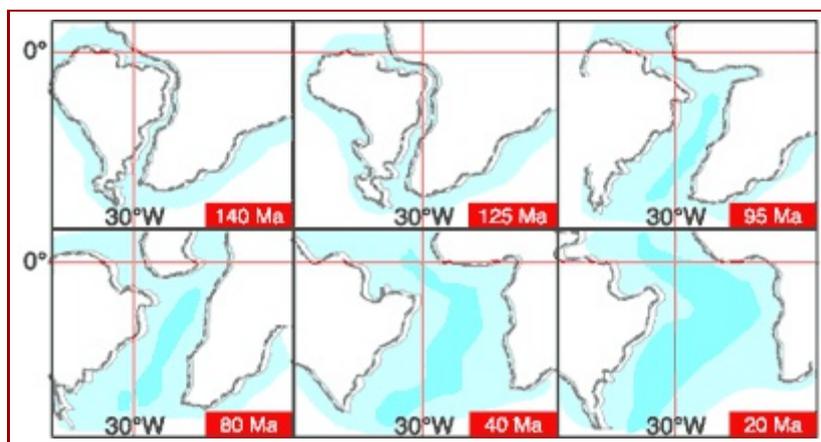


FIG. 2 - DERIVA DEI CONTINENTI.

L'intuizione non era molto lontana da quanto venne confermato da una lunga serie di scoperte successive, ma rimase ignorata dal mondo scientifico per quasi 50 anni. Le prime conferme alle ipotesi di Wegener si ebbero con la scoperta delle **dorsali** e delle **fosse oceaniche**.

Le **dorsali oceaniche** sono strutture geologiche formate da lunghe catene di vulcani sottomarini dai quali avvengono continue eruzioni.

Le dorsali sono formate dall'allineamento di vulcani alti 1500-2000 metri rispetto al fondo del mare, dai quali vengono emesse le lava che ricoprono il fondo oceanico. La cresta dei rilievi si trova mediamente a profondità tra 2000 e 3000 metri sotto il livello del mare. In alcuni casi la dorsale è percorsa nel centro da una valle che può essere larga 25-30 km e profonda 1-2000 m. Il sistema di dorsali presente negli oceani è lungo circa 60.000 km (fig. 3).

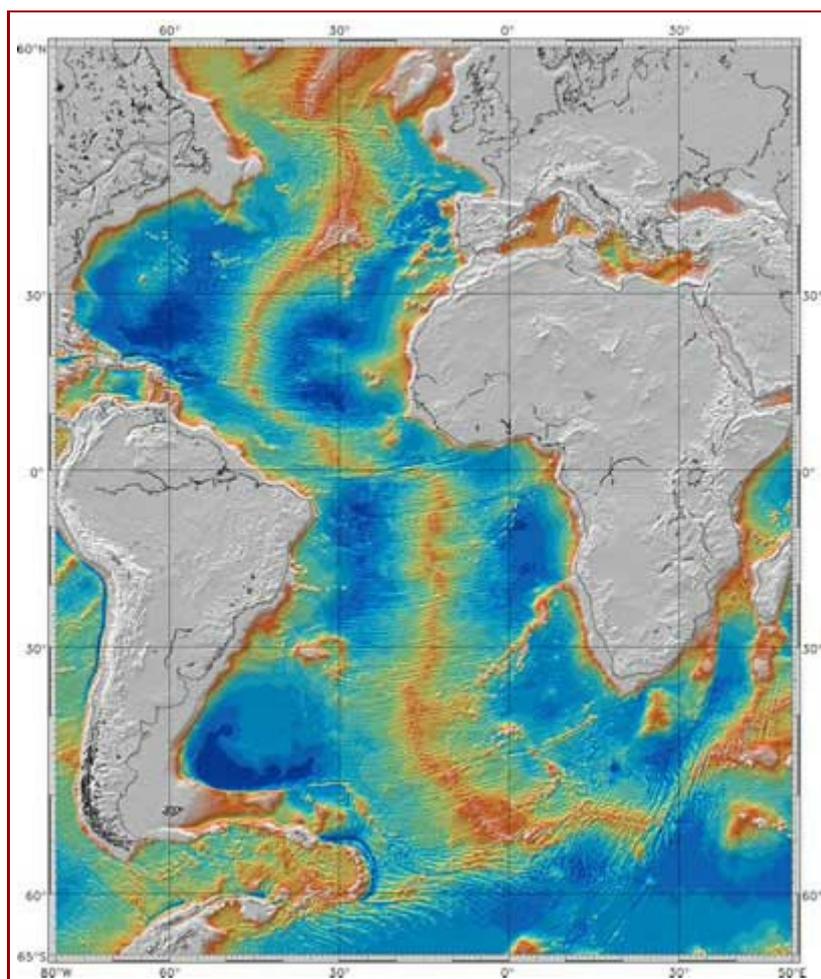


FIG. 3 - DORSALI OCEANICHE.

La lava emessa si accumula ai piedi della dorsale e costituisce la parte più giovane della crosta oceanica che spinge lateralmente la precedente. Con la distanza, la lava diventa fredda, più densa e pesante di quella vicina alla dorsale, anche perché sopra di essa si accumulano i sedimenti che sono sempre più abbondanti andando verso i continenti. Questo

appesantimento spinge la crosta oceanica progressivamente verso il basso (subsidenza) e favorisce il meccanismo di subduzione.

La formazione di una dorsale, con i suoi margini in allontanamento, si può originare in seguito al rigonfiamento di un'area molto ampia di crosta continentale nella zona della futura dorsale.

Questo rigonfiamento è causato da una anomala concentrazione di calore che risale dal mantello (fig. 4). Il movimento convettivo divergente provoca lo stiramento della litosfera soprastante che si frattura assottigliandosi (rifting). In queste aree depresse (graben) è frequente l'attività vulcanica e flusso di calore. Se la risalita di materiale caldo non si arresta e le celle convettive continuano a funzionare la crosta continentale continua ad assottigliarsi. Questo lento processo di distensione incide sempre di più sul fondo del graben.

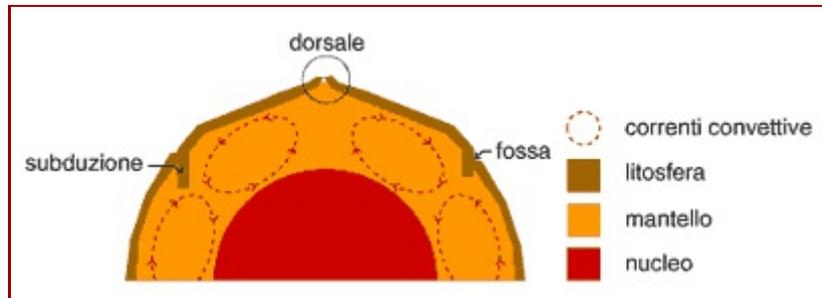


FIG. 4 - CORRENTI CONVETTIVE.

Con il progressivo allargamento e approfondimento, le acque marine che circondavano il continente cominciano ad invadere il graben che si frattura. Dalla frattura (dorsale) fuoriesce lava che solidificandosi forma nuova crosta oceanica.

I due originari continenti si trovano così separati da un nuovo oceano.

Il processo di rifting ha agito sul supercontinente Pangea (fig. 5) circa 250 milioni di anni fa fratturandolo in continenti più piccoli. La deriva dei continenti agì allora, lo fece ancor prima ed è in atto ancora adesso. Infatti, per esempio, il continente nordamericano e il continente europeo si stanno allontanando grazie alla presenza della dorsale atlantica che produce crosta oceanica.

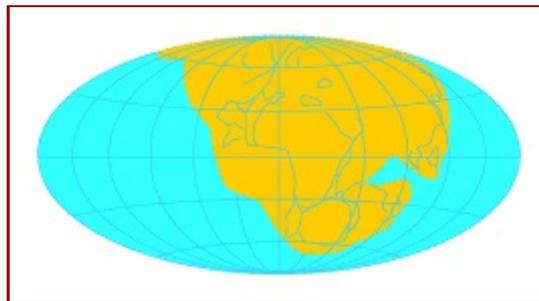


FIG. 5 - PANGEA.

Le **fosse** sono le depressioni più profonde conosciute sulla croste terrestri; la fossa della Marianne raggiunge gli 11.000 metri di profondità. In corrispondenza di esse la crosta oceanica sprofonda e viene riassorbita nel mantello (**subduzione**).

Per spiegare la formazione delle dorsali e delle fosse ed il movimento stesso delle zolle si ipotizza la presenza nel mantello terrestre di correnti ascensionali legate al gradiente geotermico. Il materiale caldo risale in superficie al di sotto delle dorsali. Qui scorre al di sotto delle zolle, spostandole lateralmente rispetto alla dorsale. Quando è sufficientemente denso, a causa del raffreddamento, sprofonda nel mantello in corrispondenza delle fosse.

Vi sono molte **prove dei movimenti delle zolle litosferiche e dei continenti** [[approfondimento 5](#)].

Da queste e altre scoperte è nata l'ipotesi che i continenti possano essere allontanati uno dall'altro da oceani che si allargano per la continua formazione di nuova crosta oceanica che spinge lateralmente la precedente.

I margini delle zolle

Le zolle sono delimitate da **margini** lungo i quali si trovano gran parte dei vulcani attivi del mondo. A seconda di come si muove una zolla rispetto all'altra, i margini possono avere un movimento **divergente**, **convergente** o **trasforme** (fig. 6).

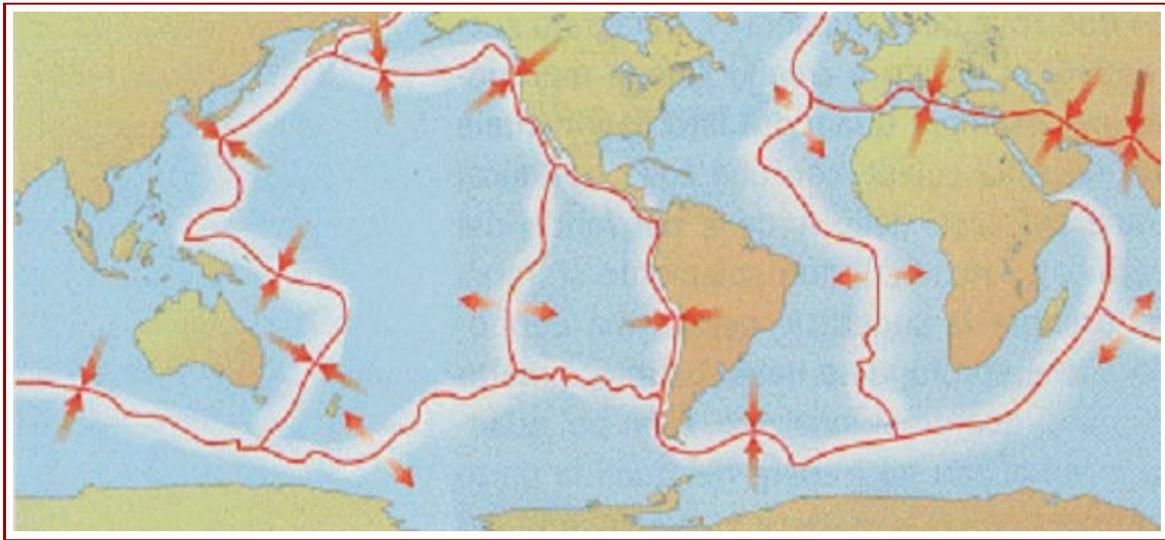


FIG. 6 - MOVIMENTI RELATIVI TRA PLACCHE.

Da queste e altre scoperte è nata l'ipotesi che i continenti possano essere allontanati uno dall'altro da oceani che si allargano per la continua formazione di nuova crosta oceanica che spinge lateralmente la precedente.

I margini **divergenti** o passivi (fig. 7), delimitano due zolle che si **allontanano** una dall'altra. Le zolle implicate in questo tipo di movimento possono avere crosta oceanica o crosta continentale, anche se gran parte dei margini divergenti attuali si trovano in corrispondenza delle dorsali oceaniche. I margini dei continenti che si stanno allontanando portati da due zolle divergenti prendono il nome di margini passivi.

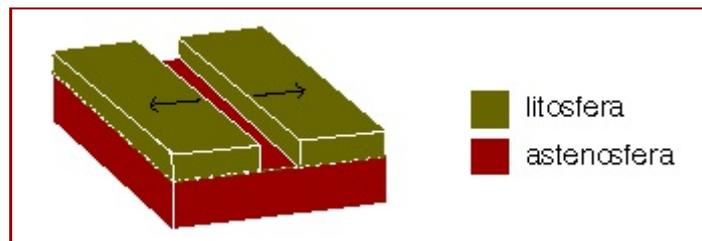


FIG. 7 - MARGINI DIVERGENTI.

Da queste e altre scoperte è nata l'ipotesi che i continenti possano essere allontanati uno dall'altro da oceani che si allargano per la continua formazione di nuova crosta oceanica che spinge lateralmente la precedente.

I margini **convergenti**, o attivi, sono quelli che delimitano due placche litosferiche che si **avvicinano** una all'altra. Le zolle in convergenza possono avere crosta oceanica o crosta continentale. Quando sono a contatto, una delle due zolle si incunea sotto l'altra e sprofonda verso il mantello. Questo fenomeno è detto **subduzione** (fig. 8). In genere, se una zolla con crosta oceanica è spinta verso una di crosta continentale, essendo più densa e sottile, sprofonda più facilmente. Le zone di subduzione sono aree interessate sia da terremoti sia da eruzioni. La presenza di un lungo allineamento di vulcani che circonda gran parte dell'oceano Pacifico, detto "Anello di fuoco", è causata dalla convergenza e dalla subduzione di zolle.

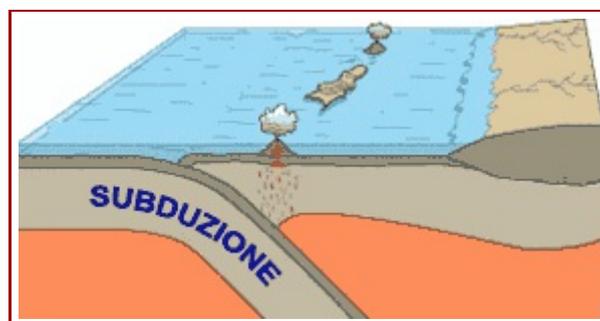


FIG. 8 - SUBDUZIONE.

In base al tipo di crosta che entra in contatto si possono avere principalmente margini convergenti di tre tipi. Se crosta oceanica scende sotto un crosta continentale si ha la collisione **oceano-continente** e si formeranno catene montuose come quella delle Ande. Se entrambe le croste sono di tipo oceanico si ha una collisione **oceano-oceano** e il risultato è l'evoluzione di isole vulcaniche come quelle che formano gli archi vulcanici che bordano il margine pacifico del

continente asiatico. Se entrambe le zolle in collisione hanno crosta di tipo continentale si ha una collisione **continente-continente** e questo tipo di convergenza origina spesso catene montuose come le Alpi e l'Himalaya.

I margini **trasformi** (fig. 9) delimitano due zolle che scorrono orizzontalmente una accanto all'altra parallelamente senza che si abbia consumo o formazione di crosta.

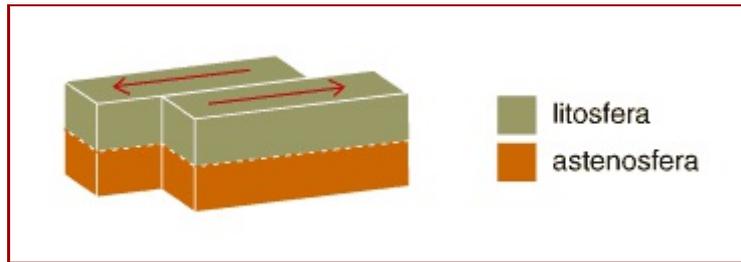


FIG. 9 - MARGINI TRASFORMI.

Un esempio di **margini trasformi** che interessa milioni di persone è quello che genera la faglia di S. Andreas in California (fig. 10) frattura nella crosta lunga centinaia di Km, con un rigetto (spostamento delle due parti) di varie decine di km. La faglia, che dà periodicamente origine a terremoti anche molto intensi, è responsabile dello spostamento verso Nord dell'intera penisola della California rispetto al continente nord americano.



FIG. 10 - FAGLIA DI S. ANDREAS.

Prove geografiche, geologiche e paleontologiche

Osservando un mappamondo si nota immediatamente come l'andamento, per esempio, della costa del Brasile corrisponda a quello della costa occidentale dell'Africa. Inoltre, catene montuose in Argentina e nel Brasile del Sud appaiono con le stesse caratteristiche geologiche, paleontologiche e mineralogiche in Sud Africa e in Angola. Questo dimostra che in passato i continenti erano uniti. I resti fossili di Mesosaurus, un rettile del Paleozoico superiore, si trovano in America Meridionale e in Africa e in nessun'altra parte del mondo. Visto che questo animale non era in grado di nuotare si può giustamente supporre che i due continenti fossero allora uniti. Si osservano sulla Terra resti di organismi fossili, vissuti in condizioni climatiche totalmente diverse dalle attuali, che testimoniano, dato che non esistono prove di cambiamenti climatici globali così radicali, lo spostamento delle zolle che li ospitano. Ne sono esempio i depositi di carbone che si trovano oggi nel clima rigido delle isole Svalbard (a Nord dell'Inghilterra) e che derivano da piante vissute in climi sicuramente tropicali. Alla latitudine del deserto del Sahara non sono mai esistite condizioni climatiche per la presenza di ghiacciai, ma in quel deserto africano vi sono affioramenti di rocce da ghiacciai e depositi glaciali evidentemente formati quando quella parte della zolla africana era localizzata verso il Polo Sud.



FIG. 1 - LA PERFETTA SOMIGLIANZA GEOLOGICA TRA IL MARGINE ORIENTALE DEL SUD AMERICA E QUELLO OCCIDENTALE DELL'AFRICA.

Triangolazione

Attraverso la triangolazione si possono dimostrare i movimenti delle zolle: per esempio l'attuale spostamento dell'America del Nord dall'Europa meridionale è di circa 1,8 cm all'anno. Non si possono certamente utilizzare i teodoliti dei geometri, ma si usano i satelliti e anche i quasar, gli oggetti quasi-stellari lontanissimi nel cosmo.

Due osservatori, per esempio quello di Haystack, vicino a Boston, e quello di Matera, vicino a Potenza, posti in collegamento, captano nello stesso momento le emissioni radio di un quasar. Semplificando al massimo si può dire che la stessa onda elettromagnetica arriva, per esempio, in tempi successivi ai due osservatori che, conoscendo il ritardo e paragonando al ritardo rilevato in un precedente collegamento, possono calcolare di quanto i due osservatori si sono allontanati uno dall'altro e con loro le relative zolle litosferiche (fig. 2).

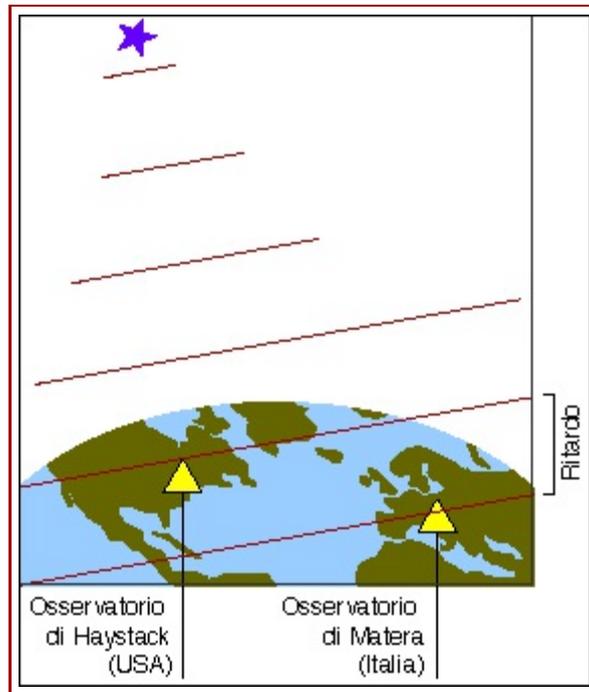


FIG. 2 - LE EMISSIONI RADIO DI UN QUASAR CAPTATE DA DUE OSSERVATORI UBICATI SU PLACCHE DIVERSE PERMETTONO, SULLA BASE DEL RITARDO IN RICEZIONE, DI CALCOLARE IL MOVIMENTO RELATIVO TRA I DUE PUNTI.

Paleomagnetismo

La Terra, come ogni altro corpo, è circondata da un campo gravitazionale che attrae altri corpi. Il campo magnetico terrestre non fa solamente posizionare verso il Nord l'ago delle bussole, ma anche certi componenti minerali, contenenti ferro, che circolano, più o meno liberi, in un magma emesso da un vulcano. Quando il magma solidifica quei componenti si bloccano in direzione Nord-Sud.

Analizzando la situazione in lave solidificate nel lontano passato si è scoperto che, talvolta, i loro componenti ferrosi indicano direzioni anche molto diverse dall'attuale Polo Nord magnetico, deviazioni tali da non poter essere in alcun modo giustificate dagli spostamenti del Polo Nord magnetico nel passato. E' quindi l'intera roccia che li ospita e la sottostante zolla litosferica che si debbono essere spostate.

Apertura degli oceani e inversione del campo magnetico nel passato

Un'altra curiosa situazione del passato aiuta a dimostrare lo spostamento dei continenti. Proprio l'analisi del paleomagnetismo delle rocce ha rilevato che la direzione del campo magnetico terrestre si è ripetutamente invertita e che cioè il Polo Nord magnetico è diventato più volte il Polo Sud magnetico e viceversa (fig. 3).

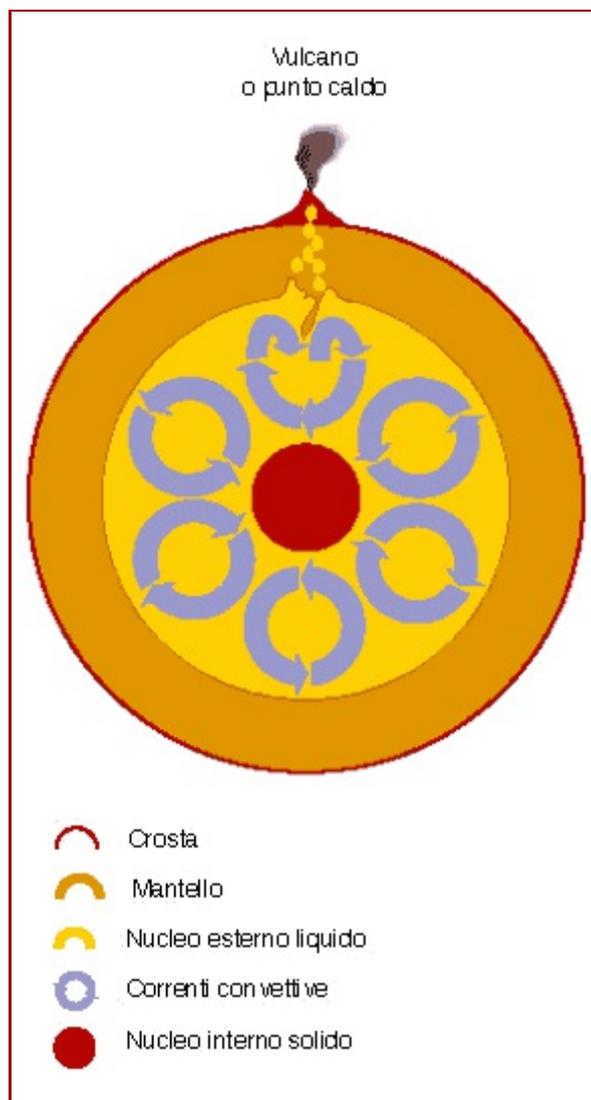


FIG. 3 - L'INTRUSIONE DI MATERIALE PIÙ FREDDO DEL MANTELLO NEL NUCLEO FUSO PRODURREBBE UN'INVERSIONE DELLE CELLE DI CONVEZIONE INFLUENZANDO LA DIREZIONE DEL CAMPO MAGNETICO TERRESTRE.

Il campo magnetico delle lave che indicano il campo magnetico attuale si dice normale e ha una direzione. Il campo magnetico delle lave che si sono invece solidificate in un periodo diverso indica una direzione opposta e viene detto inverso.

L'origine di questo "va e vieni" è ancora molto discussa. Un'ipotesi interessante sembra essere quella proposta da Olson e Merrill, l'uno dell'Università Johns Hopkins di Baltimora, l'altro dell'Università di Washington. Secondo Olson e Merrill, l'inversione sarebbe dovuta a "bolle" di materiale fuso del nucleo esterno, liquido, che salirebbero, più o meno repentinamente, nel mantello e specialmente al materiale più freddo, del mantello, che ne occuperebbe lo spazio penetrando nel nucleo fuso. Questa intrusione perturberebbe l'andamento delle celle di convezione che darebbero origine, interagendo con la rotazione terrestre, al campo magnetico terrestre.

Le prove dell'inversione del campo magnetico terrestre trovate nelle lave hanno aiutato decisamente a spiegare il fenomeno dell'apertura degli oceani e l'allontanamento dei continenti provocati dalle spinte delle lave emesse dalle dorsali oceaniche.

Queste fasce di rocce laviche, parallele e a magnetismo alternativamente normale e inverso, dimostrano di essere derivate da eruzioni lineari successive, avvenute in periodi, anche molto distanti fra loro, con magnetismo normale e inverso. La loro simmetria è la prova non solamente del loro allontanamento progressivo dalla dorsale mediana, ma anche della formazione di nuovo fondale oceanico dovuto all'apertura dell'oceano (e quindi dell'allontanamento dei continenti interessati).

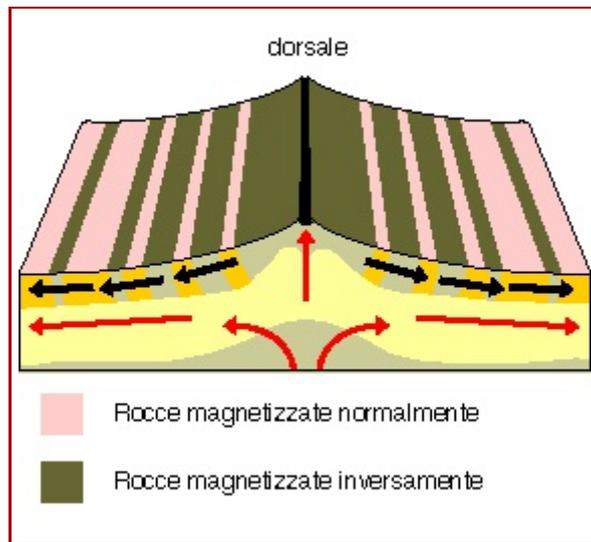


FIG. 4 - ESEMPIO DELLA DISTRIBUZIONE DELLE FASCE DI MAGNETIZZAZIONE NORMALE ED INVERSA NELLE ROCCE DEI FONDI OCEANICI.

Campagne di perforazioni dei fondali dell'Oceano Atlantico hanno rilevato, per esempio, la presenza di rocce laviche, in fasce parallele di magnetizzazione alternativamente normale e inversa, disposte in modo speculare, simmetrico, cioè esattamente corrispondente, ai due lati della catena sottomarina atlantica (che corre in direzione Nord-Sud).

I vulcani da punti caldi (hot spots)

Dal mantello possono salire masse di magma, a forma più o meno colonnare, che "perforano" la sovrastante zolla litosferica dando origine a un vulcano. Questa colonna di magma rimane praticamente fissa perché è creata da un punto più caldo del mantello profondo. È la zolla sovrastante che si muove e scorrendo sopra al punto caldo e fa apparire una serie di vulcani più o meno allineati (fig. 5).

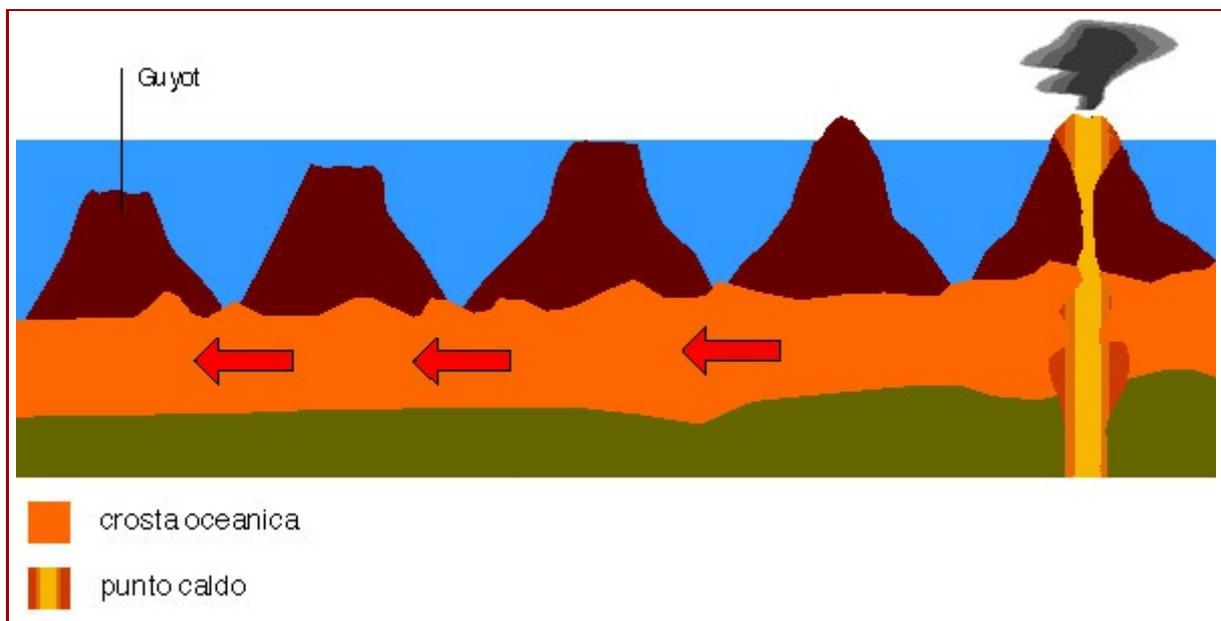


FIG. 5 - I PUNTI CALDI PRODOTTI DALLA RISALITA DI MATERIALE DAL MANTELLO POSSONO ALIMENTARE UNA SUCCESSIONE DI VULCANI, MAN MANO CHE LA LITOSFERA SI SPOSTA.

È un fenomeno che si nota chiaramente, per esempio, nel Pacifico, partendo dalle Isole Hawaii che sono proprio sopra un attuale punto caldo, come dimostrato dal loro vulcanismo e in particolare dal tipo delle lave prodotte. Basta osservare una mappa geologica del Pacifico (fig.6) per notare che lo stesso punto caldo ha dato origine, in passato, a una lunghissima serie di vulcani, più o meno allineati, diventati oggi spenti e sottomarini, che si estende, ben oltre le isole Midway, fin quasi alle isole Aleutine.

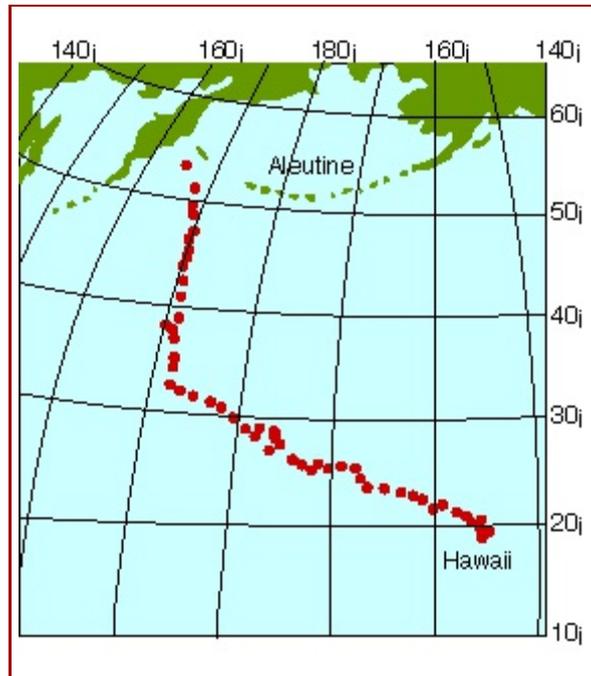
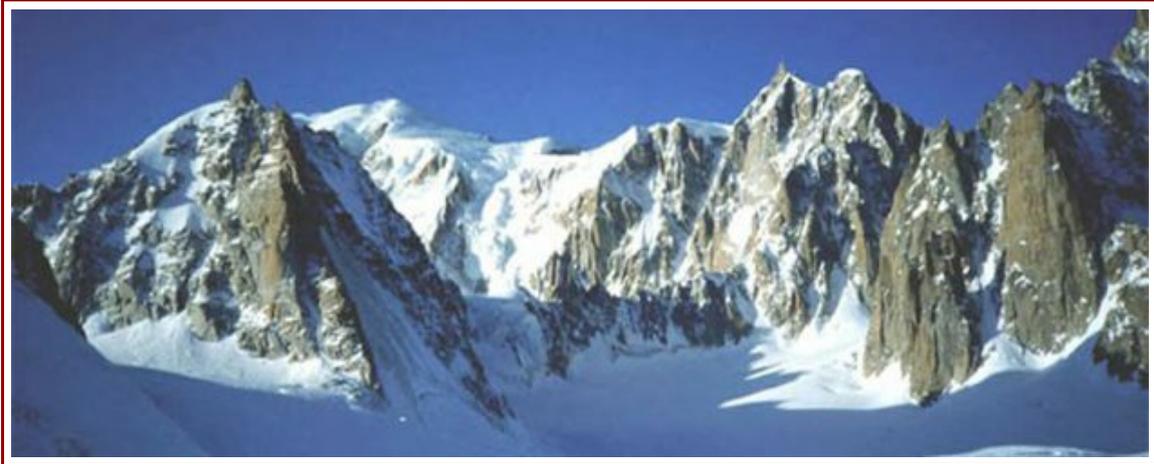


FIG. 6 - LOCALIZZAZIONE DEI VULCANI GENERATI, NEL TEMPO, DALLO STESSO PUNTO CALDO UBICATO NEL PACIFICO.

Torna a: [[capitolo 2. Tettonica delle placche](#)]

3. La formazione delle montagne



Nelle aree in cui due placche convergono si sviluppano una serie di processi geologici, definiti *orogenesi*, che portano alla formazione e al sollevamento delle catene montuose. A questi processi sono associate deformazioni delle masse rocciose e spesso attività vulcanica e sismica.

Il termine **orogenesi** designa l'insieme dei fenomeni geologici che portano alla formazione e al sollevamento di catene montuose per piegamento e deformazione di masse rocciose, spesso accompagnati da attività vulcanica e sismica. La formazione di una catena montuosa è l'esempio più evidente dei **movimenti** della crosta terrestre. Infatti le montagne si sviluppano lungo i margini di placca convergenti. Le placche spinte dalle forze compressive entrano in collisione e causano una contrazione crostale e un ispessimento della crosta stessa.

In base ai tipi di margini implicati nella collisione le strutture che ne derivano possono essere diverse (fig. 1 a,b,c).

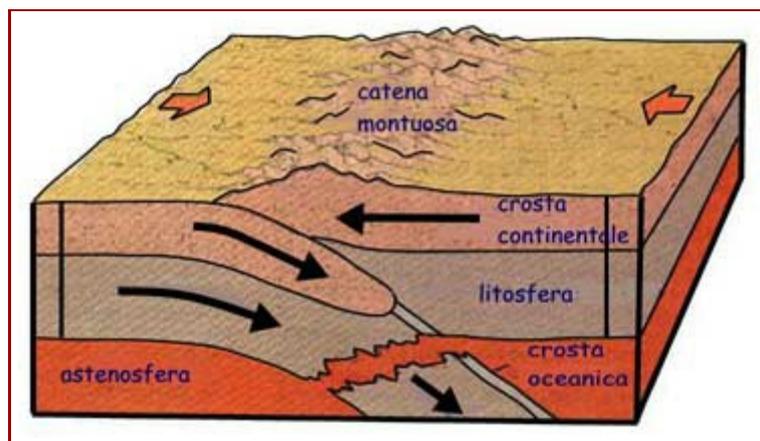


FIG. 1.A - TIPO DI COLLISIONE CONTINENTE - CONTINENTE.

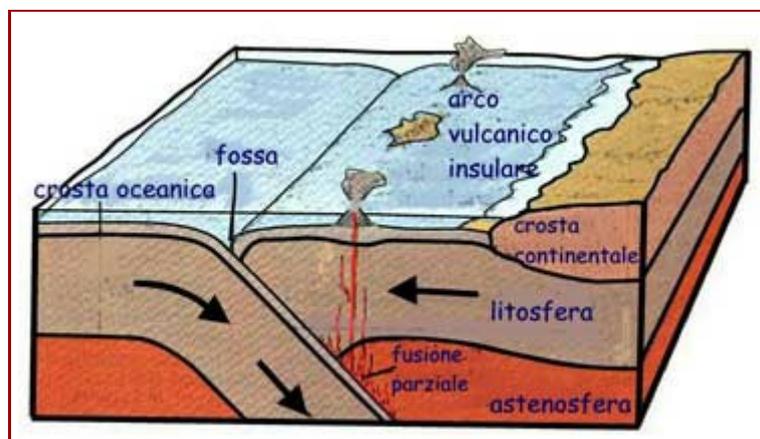


FIG. 1.B - TIPO DI COLLISIONE OCEANO - OCEANO.

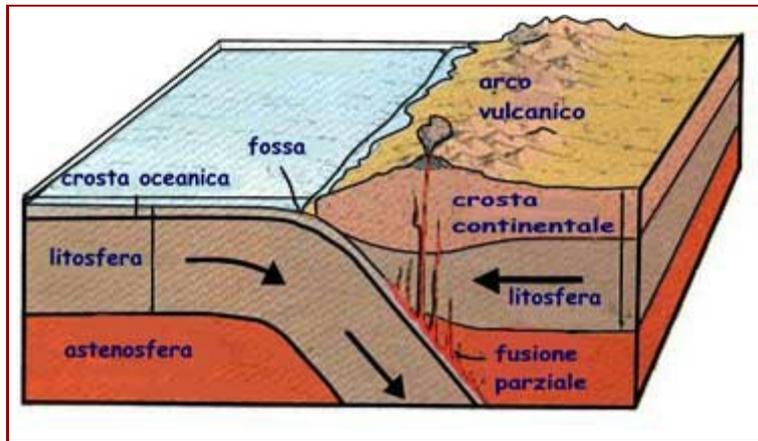


FIG. 1.C - TIPO DI COLLISIONE OCEANO - CONTINENTE.

Quando due placche oceaniche, dense e sottili, entrano in collisione una delle due sprofonda sotto l'altra attraverso il processo di subduzione. Il materiale che subduce si riscalda via via che scende in profondità, fino a fondere. Le masse rocciose fondendo si trasformano in magma che, più leggero, in parte risale verso la crosta fino a fuoriuscire dal fondo oceanico. Le continue eruzioni vulcaniche possono edificare archi di isole vulcaniche come le Aleutine, le Filippine, le isole delle Indie Occidentali (fig. 2).

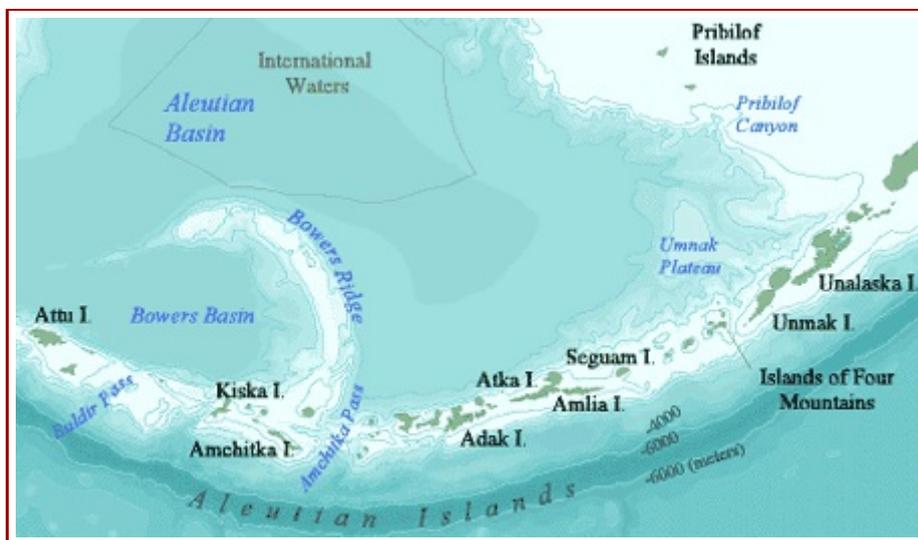


FIG. 2 - ISOLE VULCANICHE ALEUTINE. LE CATENA DI VULCANI ATTIVI CHE COSTITUISCE L'ARCIPELAGO DELLE ISOLE ALEUTINE È UN TIPICO ESEMPIO DI ARCO VULCANICO ASSOCIATO ALLA SUBDUZIONE DELLA PLACCA PACIFICA LUNGO LA FOSSA DELLE ALEUTINE.

Quando una placca oceanica incontra una placca che trasporta un continente sul proprio margine scivola sotto di essa essendo più densa e pesante. Sul margine del continente si viene a creare una fascia montuosa formata sia dai materiali fusi provenienti dalla placca oceanica in subduzione sia dalle masse rocciose continentali contratte e accavallate. Le Ande sono il risultato della collisione della placca di Nazca, oceanica, contro la placca Sudamericana, continentale. Questo sistema montuoso è ricco di attività magmatica e sismica (fig. 3).



FIG. 3 - ANDE. LE ANDE COSTITUISCONO UN ESEMPIO DI CATENA MONTUOSA FORMATA LUNGO IL MARGINE DI SUBDUZIONE TRA UNA PLACCA OCEANICA ED UNA CONTINENTALE.

Quando la collisione avviene tra due placche che trasportano continenti è necessario che venga consumata la crosta oceanica interposta tra loro. Quando i due continenti entrano in collisione, dopo la chiusura del bacino oceanico, formano una catena montuosa che è costituita da masse rocciose compresse e deformate, da resti della crosta oceanica sfuggiti alla subduzione e dai suoi sedimenti. Nelle catene montuose che si formano con queste modalità si hanno grandi quantità di rocce sedimentarie che a causa delle forze tettoniche assumono una caratteristica struttura a "cuneo" [approfondimento 6] (con cuneo di accrezione) che permette l'accumulo e lo spostamento delle massa rocciose stesse. Le catene montuose come le Alpi, gli Appennini, l'Himalaya si sono formate grazie alla collisione di placche continentali (fig. 4).

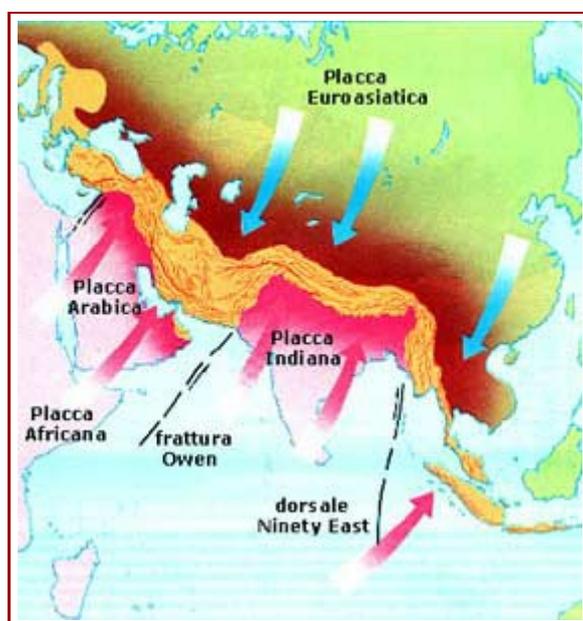


FIG. 4 - COLLISIONE TRA PLACCHE CONTINENTALI. LA CATENA DELL'HIMALAYA È IL PRODOTTO DELLA COLLISIONE TRA LE PLACCHE CONTINENTALI EUROASIATICA ED INDIANA, CONTINUATA DOPO L'ESAURIMENTO PER SUBDUZIONE DELLA CROSTA OCEANICA INTERPOSTA.

Per gli uomini, che vivono brevemente sul nostro pianeta, il concetto di tempo geologico è difficile da accettare a causa della sproporzione tra i tempi umani e i tempi estremamente lunghi dei fenomeni geologici. Le forme del paesaggio, le montagne, la dimensione degli oceani ci sembrano strutture statiche, immobili invece hanno una nascita, una vita, una morte ed un'età. La storia di una catena montuosa ha molti milioni di anni e inizia con la formazione delle rocce che la costituiscono, con il loro sollevamento e la loro deformazione e con l'erosione che incide sui suoi rilievi fino a conferirgli

l'aspetto attuale.

È sufficiente fare un giro in montagna per notare che le masse rocciose che costituiscono i rilievi sono deformate, fratturate e sovrapposte le une alle altre. Le strutture che osserviamo sono la testimonianza delle immense e prolungate forze tettoniche che hanno agito sulla crosta terrestre. Le pieghe e le faglie sono le forme più comuni di deformazione delle rocce. Il comportamento **fragile** o **duttile** è legato alla temperatura, alla pressione dell'ambiente in cui avviene la deformazione e anche al tipo di roccia e allo spessore dello strato. Le rocce più resistenti e disposte in strati di grosso spessore si fratturano prima di quelle sottilmente stratificate che, a parità di sforzo, possono continuare a piegarsi. Alcune rocce che in superficie hanno un comportamento fragile e si fagliano facilmente, possono assumere in profondità un comportamento duttile a causa dell'aumento della temperatura e della pressione.

Una **piega** [[approfondimento 7](#)] è il risultato della deformazione lentissima di una superficie originariamente piana sottoposta a compressione (fig. 5). Le pieghe sono l'espressione di una deformazione di tipo duttile che determina cambiamenti gradualmente sia nella giacitura, sia nella struttura interna di uno strato di roccia. Col progredire della deformazione, anche il piegamento può portare alla rottura, cioè a una faglia.



FIG. 5 - PIEGA. ESEMPIO DI ROCCIA STRATIFICATA ED INTENSAMENTE PIEGATA.

Le **faglie** [[approfondimento 7](#)] sono generalmente conseguenza di una deformazione fragile che produce rottura (fig. 6).

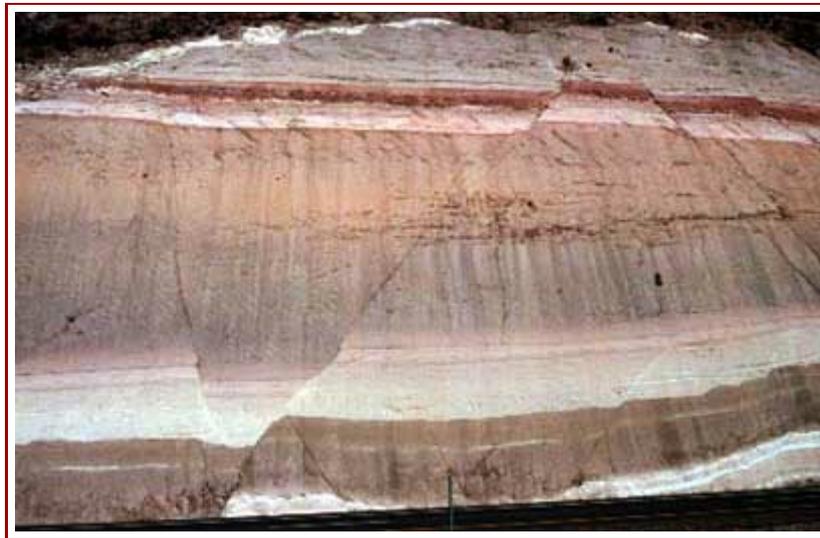


FIG. 6 - FAGLIA. ESEMPIO DI UN AMMASSO ROCCIOSO STRATIFICATO E DEFORMATO DALLA PRESENZA DI ALCUNE FAGLIE.

Approfondimento 6 - Il cuneo di accrezione

Negli ultimi 15 anni i geologi di tutto il mondo hanno sviluppato il concetto del cuneo di accrezione per indagare in modo sempre più approfondito sulla dinamica della formazione delle catene montuose. Lungo la zona di fossa, regione dove si hanno due zolle in avvicinamento e una delle due va in subduzione, il materiale roccioso accumulato assume una tipica forma a cuneo (fig. 1).

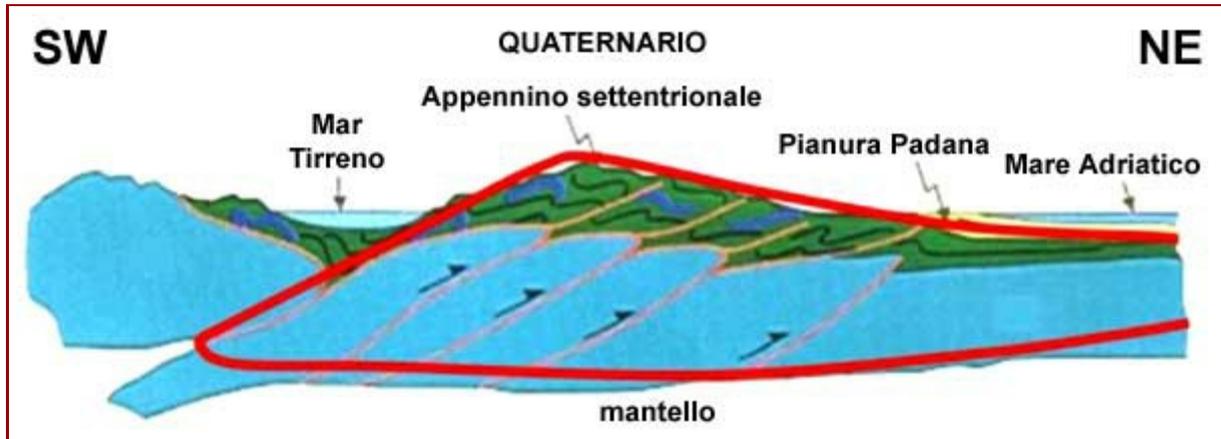


FIG. 1 - SCHEMATIZZAZIONE DEL CUNEO DI ACCREZIONE CHE HA ORIGINATO L'APPENNINO SETTENTRIONALE.

Questa forma agevola l'accumulo e lo spostamento delle masse rocciose perché la forza che si oppone è minore a quella che agisce nel verso del movimento (fig. 2).

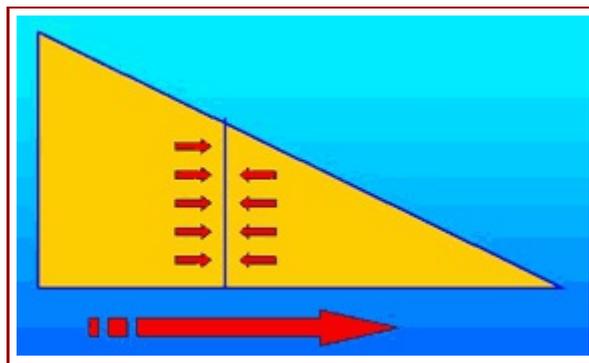


FIG. 2 - LA FORMA A CUNEO AGEVOLA LO SPOSTAMENTO DELLE MASSE ROCCIOSE. QUESTA FORMA PERMETTE L'ACCUMULO E LO SPOSTAMENTO DEL MATERIALE PERCHÉ LA FORZA CHE SI OPPONE È MINORE DI QUELLA CHE AGISCE NEL VERSO DEL MOVIMENTO.

Il cuneo può scorrere se l'attrito interno al cuneo stesso A, cioè tra le rocce che lo compongono, è maggiore dell'attrito basale B, cioè tra il cuneo e la crosta sottostante (fig. 3). Questo è possibile perché esiste un livello di scollamento preferenziale. Questo è un livello al di sotto del quale la deformazione è nulla e al di sopra del quale si ha raccorciamento massimo.



FIG. 3 - ANGOLO DEL CUNEO; A = ANGOLO DELLA PARTE EMERSA DEL CUNEO; B = ANGOLO DELLA PARTE CHE SI IMMERGE (TRASCURABILE POICHÉ È MOLTO PICCOLO); L'AMPIEZZA DELL'ANGOLO A CAMBIA IN BASE ALL'ATTRITO BASALE.

Nel sistema naturale è un orizzonte litologicamente debole (peliti, evaporiti) o indebolito dalla pressione dei fluidi e può cambiare nel tempo. Questo cambiamento provoca una variazione nell'ampiezza dell'angolo apicale del cuneo, da cui dipende l'attitudine della catena ad avanzare, scorrendo sul suo livello di scollamento basale: maggiore è l'angolo, maggiore è l'attitudine del cuneo a vincere forti frizioni basali. Nel tempo ogni catena (cuneo) tende ad assumere e mantenere una

sua forma tipica che dipende dai fattori sopra elencati.

Se da uno scollamento debole si passa ad uno scollamento forte la struttura si alza e si ispessisce. Se da un livello di scollamento forte si passa ad uno debole il cuneo si abbassa e si assottiglia (fig. 4).

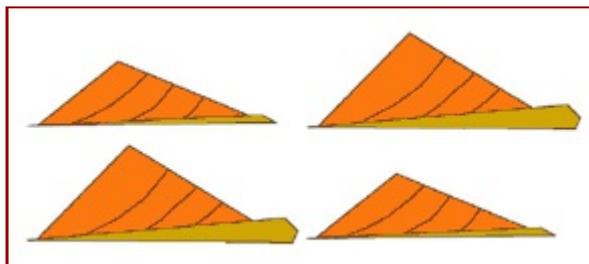


FIG. 4 - SE DA UNO SCOLLAMENTO DEBOLE SI PASSA AD UNO SCOLLAMENTO FORTE LA STRUTTURA SI ALZA E SI ISPESSISCE. SE DA UN LIVELLO DI SCOLLAMENTO FORTE SI PASSA AD UNO DEBOLE IL CUNEO SI ABBASSA E SI ASSOTTIGLIA.

Torna a: [[capitolo 3. La formazione delle montagne](#)]

Le pieghe

Le rocce possono piegarsi in più modi in risposta alle forze di compressione e a seconda delle proprietà delle rocce stesse e della temperatura e pressione alle quali erano sottoposte durante la deformazione. Le diverse modalità originano forme diverse ma per spiegare le caratteristiche generali di una piega (fig. 1) si usa una terminologia geologica specifica. Le pieghe convesse verso l'alto sono dette **anticlinali**, mentre quelle convesse verso il basso sono dette **sinclinali** (fig. 2). Le sinclinali hanno verso il nucleo rocce più recenti e le anticlinali rocce più antiche. Le linee di maggiore flessione della piega formano le **cerniere**. I piani inclinati che uniscono le **cerniere** sono i **fianchi**, mentre il piano che unisce le cerniere di tutti gli strati che formano una piega è detto **piano assiale**.



FIG. 1 - ESEMPIO DI PIEGA NELLA FORMAZIONE DELLE ARGILLE VARICOLORI.

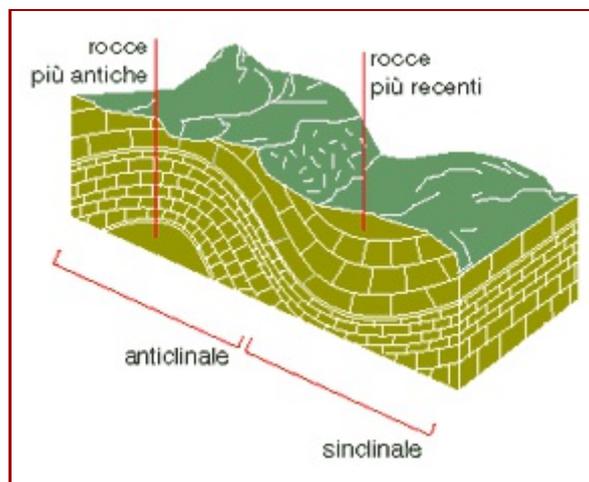


FIG. 2 - IN BASE ALLA CONCAVITÀ, VERSO IL BASSO O VERSO L'ALTO, LE PIEGHE VENGONO DEFINITE ANTICLINALI O SINCLINALI.

L'**asse** della piega è l'intersezione del piano assiale con la superficie di ogni strato. La **direzione** dell'asse è anche la direzione della piega. L'angolo più piccolo formato dai fianchi è detto **apertura** della piega e riflette l'entità della deformazione (fig. 3). L'altezza e la lunghezza d'onda indicano le **dimensioni** della piega. La lunghezza si può misurare come distanza fra due cerniere anticlinali o sinclinali contigue e, se non sono visibili, si misura la mezza lunghezza d'onda, cioè la distanza fra i punti di flesso. L'altezza si misura considerando la distanza tra la cerniera e il centro della linea che unisce i due punti di flesso.

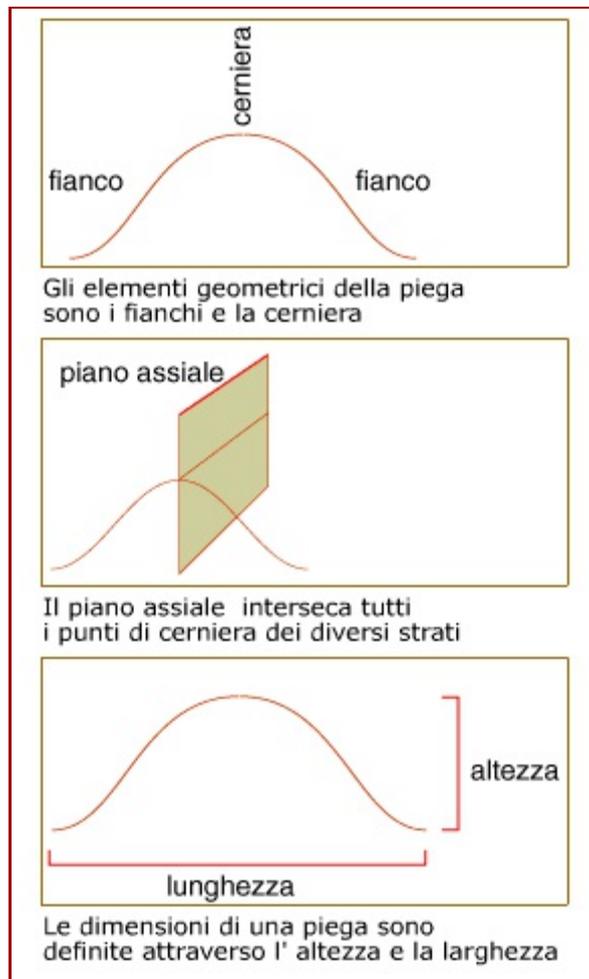


FIG. 3 - ELEMENTI DESCRITTIVI DI UNA PIEGA.

Le pieghe possono essere classificate in base a tre caratteristiche principali:

1 - direzione di chiusura e polarità: si chiamano **antiformi** se i fianchi immergono divergendo dalla cerniera, **sinformi** se i fianchi immergono verso la cerniera, neutre se chiudono lateralmente. Pieghe **sinformi** con al nucleo rocce più recenti sono dette **sinclinali** e **anticlinali** quando al nucleo hanno rocce più antiche;

2 - giacitura del piano assiale: con piano assiale verticale, o quasi, sono dette **diritte**, con piano assiale moderatamente inclinato sono dette **inclinate** e con piano assiale sub-orizzontale sono dette **coricate**. Le pieghe inclinate che presentano un fianco rovesciato sono dette **rovesciate**. Nelle pieghe inclinate i punti più alti e più bassi di solito non corrispondono con la cerniera e con il flesso e si preferisce usare i termini **cresta** e **solco** (fig. 4);

3 - angolo di chiusura della piega: il valore dell'angolo di chiusura di una piega dà indicazioni sull'entità della compressione che ha provocato la deformazione. In base all'apertura, una piega può essere definita **debole**, **aperta**, **chiusa**, **stretta**, fino a **isoclinale** quando l'apertura è intorno a 0° . Le pieghe deboli sono dette anche **flessure** (fig. 5).

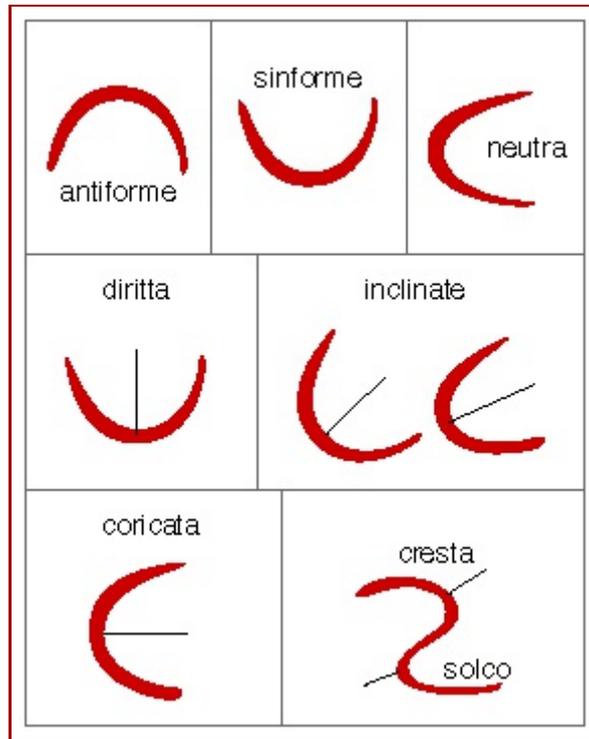


FIG. 4 - CLASSIFICAZIONE DELLA PIEGA: SOPRA, IN BASE ALLA DIREZIONE DELLA CONCAVITÀ SOTTO, IN BASE ALLA GIACITURA DEL PIANO ASSIALE.

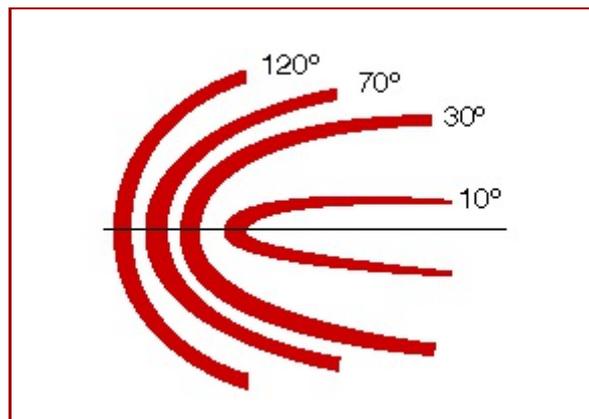


FIG. 5 - CLASSIFICAZIONE IN BASE ALL'ANGOLO DI APERTURA DEGLI STRATI.

Il **profilo** di una piega è la forma dello strato piegato, osservata nel piano normale all'asse della piega (fig. 6). Il tipo più semplice è la piega **parallela**, dove le superfici piegate che limitano gli strati sono parallele e, pertanto, lo spessore dello strato è costante. Un tipo particolare di piega parallela è quella **concentrica**, in cui le superfici piegate adiacenti sono archi di cerchio con centro comune, detto centro di curvatura della piega.

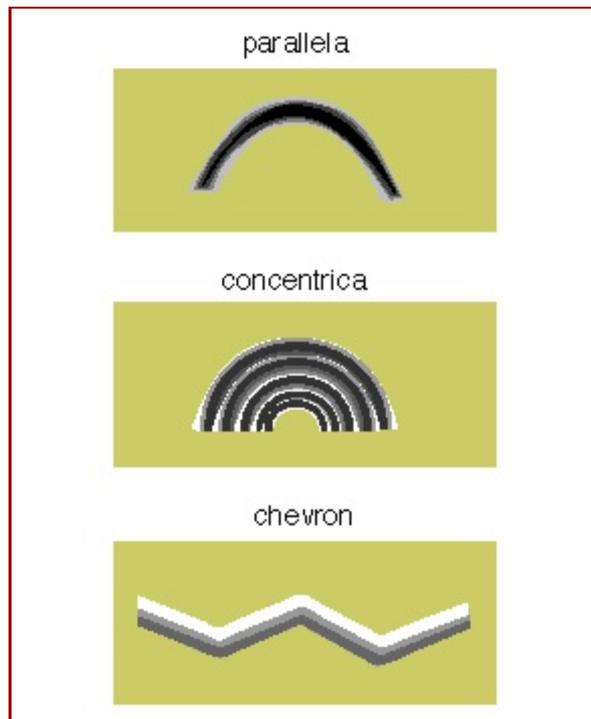


FIG. 6 - TRE DIVERSI TIPI DI PROFILO DI UNA PIEGA.

Le pieghe **simili** sono formate da strati inspessiti in cerniera e assottigliati lungo i fianchi (fig. 7). Lo spessore di ogni strato cambia con regolarità tale che lo spessore misurato parallelamente alla superficie assiale resta costante.



FIG. 7 - ESEMPIO DI PIEGHE SIMILI CON PIANO ASSIALE SUB-ORIZZONTALE.

In una piega simile, la forma delle curve adiacenti deve corrispondere perfettamente e consente a questo tipo di piega di conservare la sua forma indefinitamente attraverso strati successivi. Pieghe con fianchi piatti e cerniere ad angolo acuto sono dette a **chevron** o a fisarmonica (fig. 8).



FIG. 8- ESEMPIO DI PIEGHE CHEVRON.

Se la piega a chevron è asimmetrica, i fianchi brevi sovrapposti sono detti **kink-bands**. Le pieghe concentriche o parallele non possono svilupparsi oltre una certa profondità, in quanto lo spessore degli strati rimane costante. Al contrario, le pieghe simili possono svilupparsi verso il basso per distanze indefinite, perché cambia lo spessore. Il kinking mantiene lo spessore ma, data la geometria della cerniera, può svilupparsi anche in profondità.

La simmetria di una piega indica fianchi di lunghezza quasi uguale, senza **vergenza**. Con vergenza si intende che un fianco è più sviluppato dell'altro.

Fratture e faglie

Le fratture sono zone presenti all'interno dei corpi rocciosi dove viene a mancare la coesione del materiale. Possono essere considerate superfici di discontinuità, cioè zone di debolezza della roccia. Se esiste uno spostamento misurabile tra le parti del corpo roccioso fratturato, la frattura si chiama **faglia** (fig. 9) Se non esiste uno spostamento misurabile, si chiama semplicemente frattura o **giunto**.

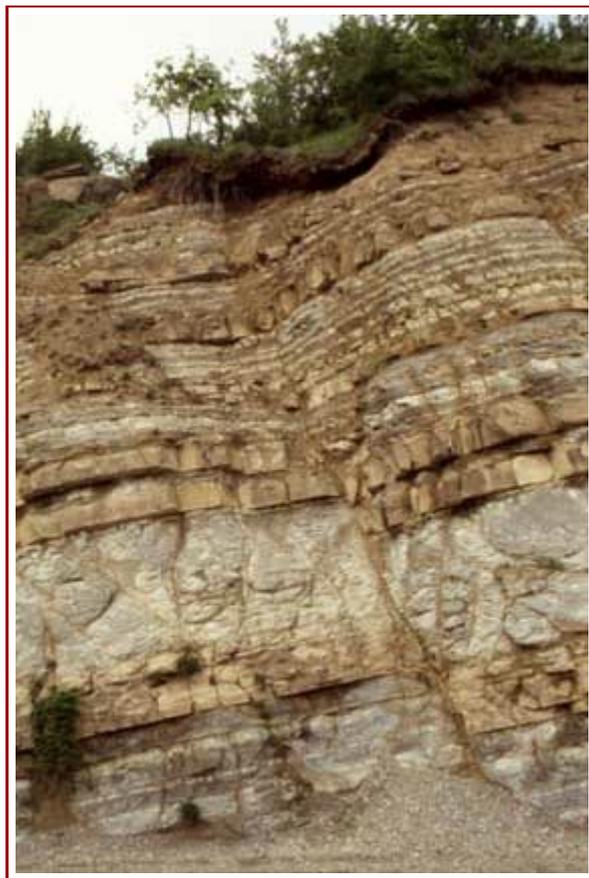


FIG. 9 - STRATI DISLOCATI DA UNA FAGLIA NELLA FORMAZIONE MARNOSO ARENACEA.

La superficie di una faglia può avere una forma planare o anche un andamento complesso, concavo o a gradinate, che viene comunque semplificato col termine **superficie di faglia** della quale si può indicare la giacitura come per uno strato, misurandone l'immersione o la direzione e inclinazione. La **linea di faglia** è l'intersezione del piano di faglia con la superficie topografica (fig. 10).

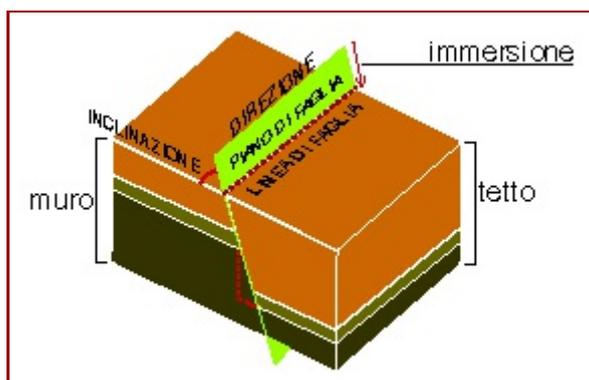


FIG. 10 - NOMENCLATURA DELLE PARTI COINVOLTE CON LA PRESENZA DI UNA FAGLIA.

L'**inclinazione** del piano di faglia è in genere misurata come l'angolo che esso forma con l'orizzontale oppure come l'angolo tra il piano di faglia e la verticale (scarto della verticale).

I blocchi di roccia separati da una faglia possono spostarsi uno rispetto all'altro muovendosi lungo il piano di faglia in qualsiasi direzione. Se lo spostamento è parallelo alla direzione, la faglia si chiama **di direzione** e se è parallelo all'immersione del piano di faglia, la faglia si chiama **di immersione**. Se il piano di faglia non è verticale, il blocco sopra di esso è detto **tetto** e quello sotto **muro**. Quando il blocco tetto è abbassato rispetto a quello muro, la faglia si chiama **normale** o **diretta**, mentre si chiama **inversa** (fig. 11) quando avviene il contrario.

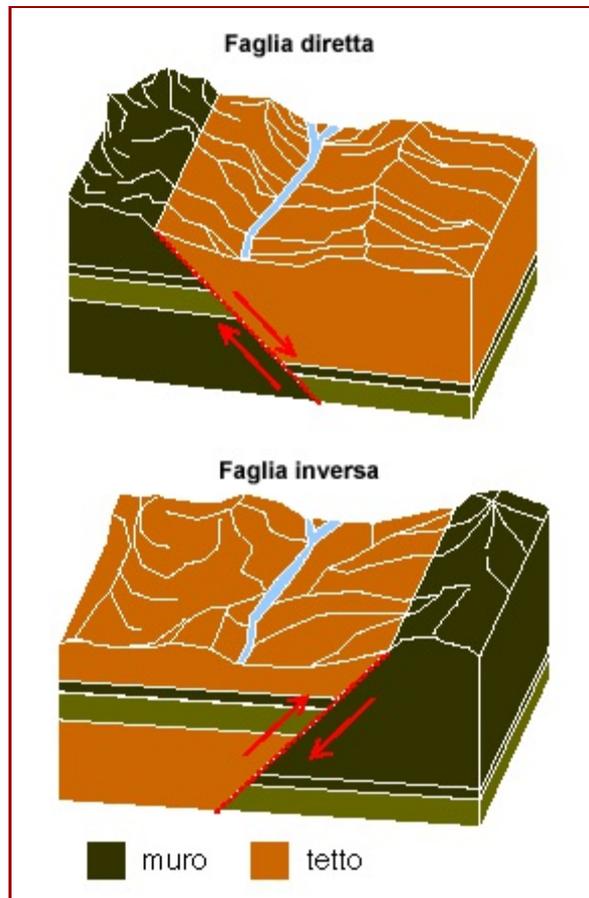


FIG. 11 - LA FAGLIA DIRETTA PROVOCA UN ABBASSAMENTO DEL TETTO RISPETTO AL MURO; LA FAGLIA INVERSA PROVOCA UN SOLLEVAMENTO DEL TETTO RISPETTO AL MURO.

Quando la superficie della faglia è verticale o quasi e il movimento avviene principalmente lungo la direzione del piano di faglia, la faglia direzionale si chiama **trascorrente** (fig. 12).

Le faglie trascorrenti possono essere **destre** o **sinistre**. Il senso del movimento si osserva ponendoci su un lato della faglia e rilevando che il punto di riferimento posto sull'altro blocco si sia spostato verso destra o verso sinistra.

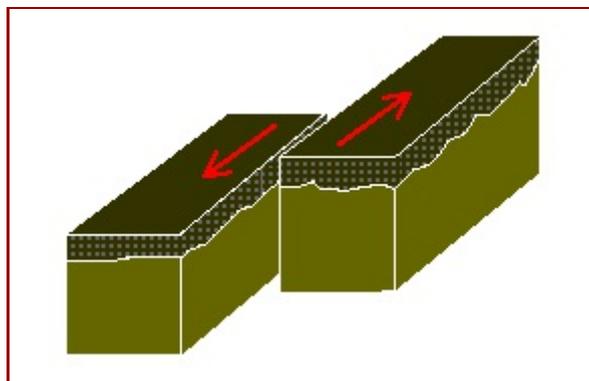


FIG. 12 - LA FAGLIA TRASCORRENTE O TRASFORME FA TRASLARE I DUE BLOCCHI SUL PIANO ORIZZONTALE.

La misura dello spostamento relativo dei due blocchi di roccia viene detto **rigetto** e si calcola misurando la dislocazione di due punti originariamente vicini. Nella realtà questo non è sempre possibile. Il rigetto di una faglia è evidenziato quando vi sono strati orizzontali dislocati, anche se la misura totale del rigetto può essere alterata dall'erosione (fig. 13). La direzione del movimento può essere riconosciuta sul terreno dalle striature che lo spostamento dei blocchi di roccia produce sulla superficie di faglia e dalla presenza di fibre di calcite orientate secondo la direzione del movimento.

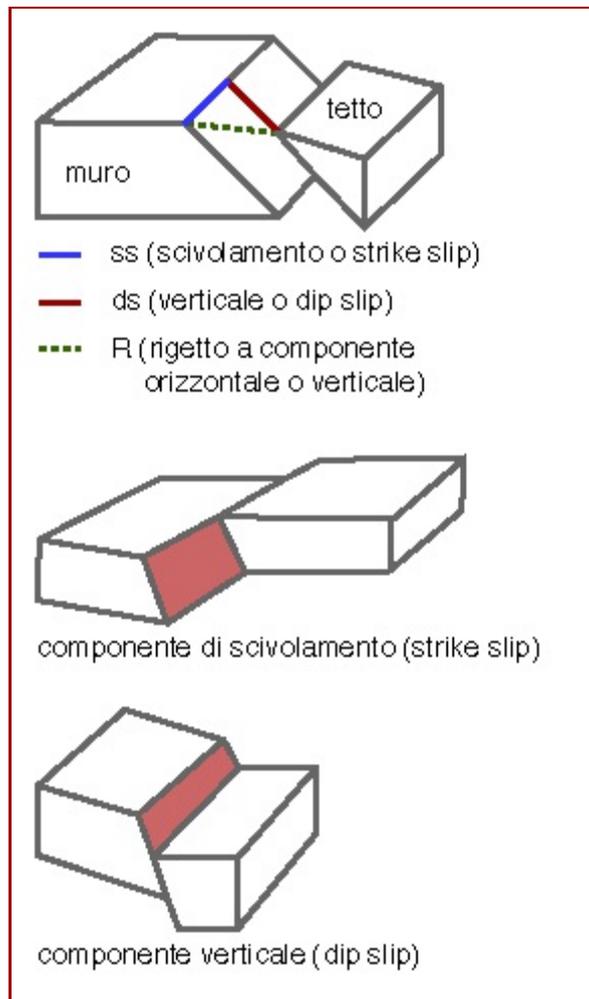


FIG. 13 - COMPONENTI FISICHE DI UNA FAGLIA E COMPONENTI DI RIGETTO (SCIVOLAMENTO). IL RIGETTO SI SCOMPONE IN DUE VETTORI, UNO ORIZZONTALE, DI SCIVOLAMENTO ED UNO VERTICALE.

Le faglie con una superficie marcatamente arcuata sono dette **listriche**. Le normali listriche hanno in superficie un andamento quasi verticale e diminuiscono l'inclinazione in profondità, fino a diventare quasi orizzontali. Si tratta di strutture molto grandi attribuite ai fenomeni di **distensione** della crosta terrestre (fig. 14).

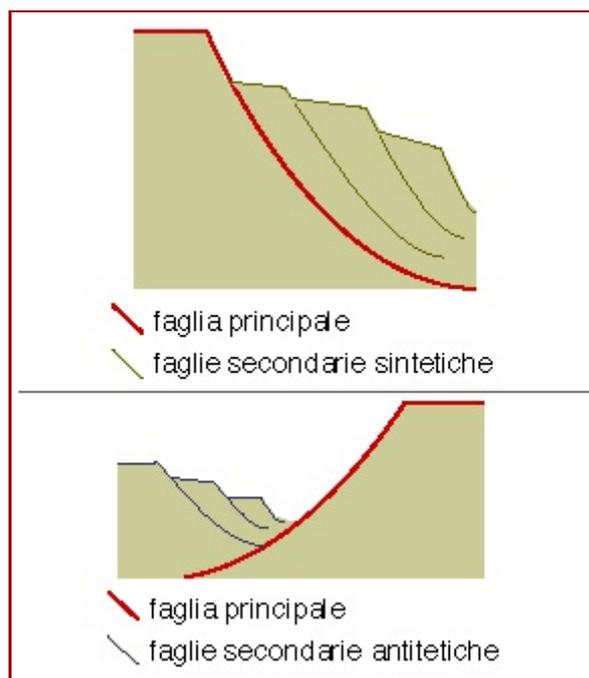


FIG. 14 - UN SISTEMA DI FAGLIE LISTRICHE È CARATTERIZZATO DA UNA FAGLIA PRINCIPALE E DA UNA SERIE DI FAGLIE SECONDARIE: QUELLE CON UGUALE DIREZIONE SONO DETTE SINTETICHE, MENTRE QUELLE CON DIREZIONE OPPOSTA SONO ANTITETICHE.

Al procedere della distensione, la zona fratturata si amplia sempre di più, formando in superficie strutture tipiche denominate a pilastri e a fosse (più note coi termini tedeschi Horst e Graben). Perché le fratture dei corpi rocciosi possano spingersi fino a grandi profondità, si accetta comunemente l'ipotesi che alla base esista un piano di scollamento sul quale la faglia possa scorrere (fig. 15). A grandi profondità le faglie si trasformano in zone di taglio duttile in quanto ad alte temperature la roccia diventa duttile e non si frattura più.

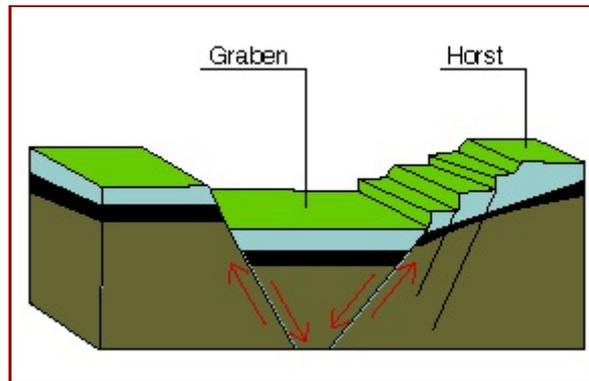


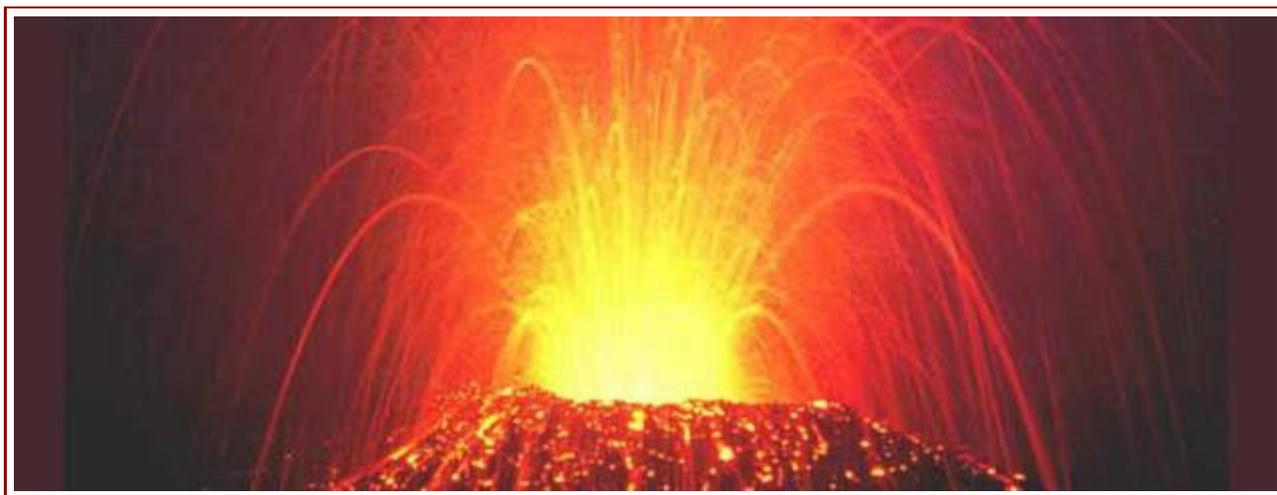
FIG. 15 - NELLE ZONE DI DISTENSIONE LE FAGLIE DELIMITANO BLOCCHI CHE SPROFONDANO DANDO LUOGO A FOSSE TETTONICHE (GRABEN) DELIMITATE DA ZONE RIALZATE (HORST).

Le faglie listriche inverse sono più frequenti nelle zone in cui avviene **compressione**. La formazione di queste faglie dà luogo agli accavallamenti di falde rocciose e si sviluppano con un andamento piatto (flat) negli strati di rocce sedimentarie duttili, come ad esempio le argille, mentre assumono una forma a gradino (ramp) dove la roccia diventa più resistente (il termine geologico corretto è "competente"), come nel caso dei calcari.

I sistemi di faglie possono avere uno sviluppo asimmetrico con formazione di numerose faglie secondarie che terminano contro la faglia principale. Le faglie secondarie si chiamano sintetiche se hanno lo stesso movimento di quella principale e **antitetiche** quando sono a questa opposte.

Torna a: [[capitolo 3. La formazione delle montagne](#)]

4. I vulcani



Le eruzioni vulcaniche sono gli eventi naturali più affascinanti, anche se sono tra i più distruttivi. Esse producono spesso effetti improvvisi e ripercussioni a catena: emissione di frammenti di materiali, colate laviche, emanazioni di gas tossici, effetti sismici. In relazione al tipo di attività ed al fluido emesso si distinguono vulcani effusivi e vulcani esplosivi.

I magmi vulcanici e la loro risalita

Il **magma** che alimenta i vulcani è un fluido complesso, dalla composizione e dalle proprietà fisiche alquanto variabili, composto generalmente di una **fase liquida** ricca di Silice (SiO_2), di una **gassosa** di composizione acquosa e di una **fase solida**, rappresentata da cristalli e da frammenti rocciosi denominati **xenoliti** (fig. 1). La varietà dei magmi vulcanici dipende dalla diversità di situazioni geodinamiche cui si lega la loro origine, alle quali si aggiungono numerose altre variabili acquisite durante la risalita e lo stazionamento del magma nella crosta terrestre.



FIG. 1 - IL MAGMA IN SUPERFICIE.

La superficie della Terra ha subito continue trasformazioni nel corso della sua lunga storia geologica. I continenti hanno subito grandi rotture, smembramenti e spostamenti mentre imponenti catene montuose si sollevavano lungo i loro margini. Anche gli oceani hanno subito alterne vicende, tanto che alcuni di essi sono completamente scomparsi mentre nuovi oceani sono nati e si sono grandemente espansi.

Il motore di questo dinamismo terrestre è alimentato dal calore interno della Terra e si manifesta essenzialmente attraverso gli spostamenti reciproci delle numerose placche (le maggiori sono una ventina), in cui si articola la litosfera terrestre. La mobilità delle rigide placche litosferiche (capitolo 2. La tettonica delle placche) è facilitata dallo stato pastoso e duttile in cui si trova la sottostante e più calda astenosfera, appartenente alla parte superiore del mantello (capitolo 1. L'interno della terra). Le rocce di quest'ultima si trovano a temperature elevatissime, anche superiori ai 1000°C , e sarebbero pressoché totalmente fuse se le enormi pressioni esistenti a quelle profondità (in media tra 100 e 250 Km) non ne ostacolassero la fusione.

La fusione parziale dell'astenosfera costituisce la principale sorgente del magma che alimenta il vulcanismo terrestre.

La causa prevalente di questa fusione risiede nelle condizioni di decompressione in cui la roccia-sorgente si viene a trovare in seguito al sollevamento dell'astenosfera in prossimità dei margini di placche tra loro divergenti.

Un'altra origine dei magmi vulcanici va cercata nelle **modificazioni chimiche** delle rocce astenosferiche e della litosfera inferiore (capitolo 1. L'interno della terra) in seguito all'introduzione di fluidi ricchi in componenti volatili come acqua e biossido di carbonio (CO_2) con silice e alcali in soluzione. La presenza di questi fluidi abbassa il **punto di fusione** delle rocce, ferma restando la pressione vigente. Questa condizione si manifesta soprattutto in prossimità dei margini di placche litosferiche tra loro convergenti (capitolo 2. La tettonica delle placche).

Un ulteriore meccanismo generatore di magmi vulcanici è rappresentato **dall'innalzamento della temperatura** causato da quelle correnti ascendenti calde della parte superiore del mantello chiamate "**pennacchi**", in corrispondenza delle quali i magmi si aprono velocemente la strada all'interno delle placche, anche molto lontano dai loro margini, e si manifestano in superficie come vulcani isolati in mezzo agli oceani od ai continenti, cui si dà il nome di "**punti caldi intraplacca**" (fig. 2).

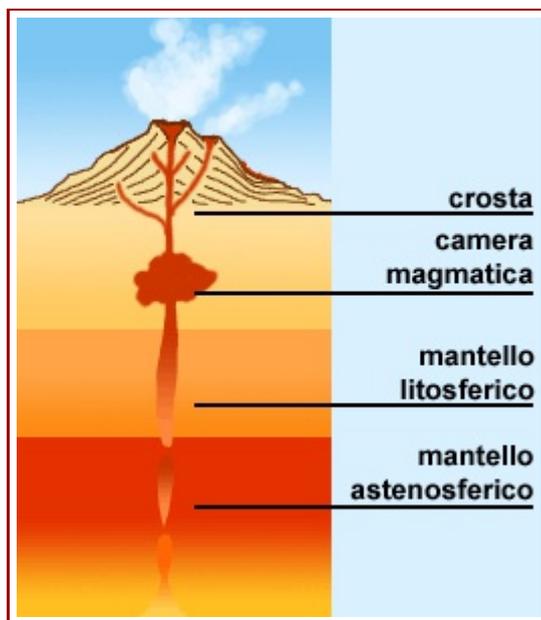


FIG. 2 - PUNTO CALDO INTRAPLACCA.

I vulcanologi studiano le proprietà e la composizione dei magmi osservandoli e campionandoli direttamente nel corso delle eruzioni, ma hanno anche a disposizione quell'ampissimo ed accessibile campionario di **rocce vulcaniche**, rappresentato dai vulcani estinti che le agitate vicende geologiche della Terra hanno sparso in quasi tutti gli angoli del mondo.

Il criterio più semplice e comune per classificare le rocce magmatiche vulcaniche [\[approfondimento 8\]](#) è basato sul **contenuto in silice** (SiO_2), in base al quale si possono distinguere **quattro categorie** di magmi caratterizzati nell'ordine da una percentuale crescente di silice: **ultrabasici** (fino al 45% in silice), **basici** (da 45 a 52% in silice), **intermedi** (da 52 a 63% in silice) e **acidi** (oltre il 62% in silice).

Il magma, generatosi a grande profondità dalla fusione parziale del mantello o della crosta inferiore, sospinto dalla sua minore densità rispetto alle rocce circostanti inizia la lunga marcia che lo porterà ad erompere alla superficie per dar luogo ad una eruzione. Durante il cammino, il magma potrà subire una **sosta** quando la sua densità uguaglierà quella delle rocce circostanti, accumulandosi a formare una specie di serbatoio cui si attribuisce il nome di **camera magmatica** (fig. 3). Quivi il magma potrà modificare ulteriormente la propria composizione sia per arrivo di nuovo magma dal basso sia per assimilazione di porzioni rocciose appartenenti alle pareti della camera magmatica.

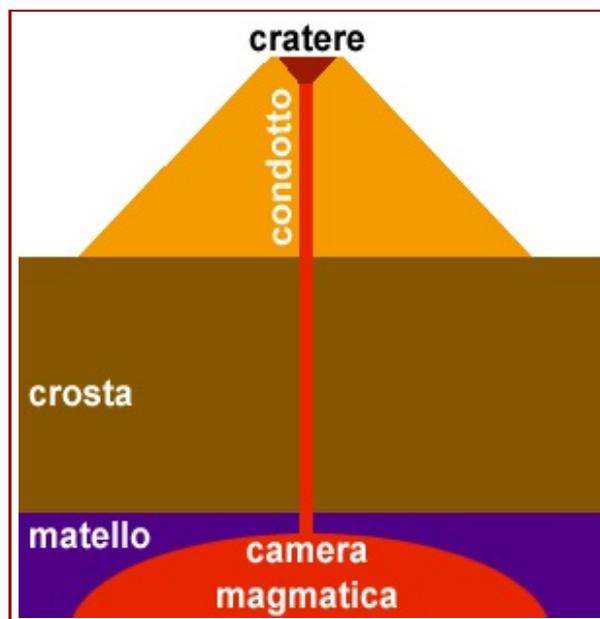


FIG. 3 - STRUTTURA DI UN VULCANO.

Durante il suo stazionamento nella camera magmatica, il magma tenderà lentamente a cristallizzare ed i cristalli così formati tenderanno a precipitare verso il fondo della camera magmatica, determinando un arricchimento delle fasi liquida e gassosa nella parte restante della camera stessa. Il magma riacquisterà quindi nuovamente una densità minore rispetto a quella delle rocce circostanti e si rimetterà **in cammino verso la superficie** [[approfondimento 9](#)].

Prima di addentrarci negli svariati aspetti delle manifestazioni eruttive, dei loro effetti e dei loro prodotti, diamo uno sguardo allo sviluppo delle eruzioni vulcaniche nel tempo (capitolo 9. Il primo paesaggio). Il fenomeno vulcanico è antico quanto la Terra stessa e aggiungiamo che, poiché le sue cause risiedono nella dinamica del pianeta in continua attività, le eruzioni vulcaniche non hanno mai smesso di agitare la superficie dei continenti ed il fondo degli oceani. Naturalmente la vita dei singoli vulcani è geologicamente limitata; anche se può perdurare per alcuni milioni di anni vi sono vulcani di vita breve, che possono esaurire in pochi anni la loro attività eruttiva. A queste grandi differenze di comportamento nella durata di vita dei vulcani si associano forti differenze nella durata delle eruzioni e degli intervalli intercorrenti tra un'eruzione e quella successiva.

Vi sono eruzioni che perdurano lungamente nel tempo, anche per parecchi mesi o qualche anno, ed eruzioni che si esauriscono in pochi minuti, ore o giorni. Il primo caso si verifica solitamente in presenza di vulcani che emettono estese e tranquille colate di lava, poco o punto pericolose per l'uomo, mentre il secondo caratterizza vulcani esplosivi, le cui eruzioni possono provocare immani cataclismi malgrado la loro breve durata. Gli intervalli tra un'eruzione e l'altra, che vengono denominati **periodi di quiescenza dei vulcani**, sono molto importanti per permettere calcoli statistici sulla possibile ripresa dell'attività eruttiva, ma è difficile che essi si ripetano con sufficiente regolarità. Possiamo comunque osservare che i **vulcani effusivi**, che emettono grandi quantità di lave molto fluide, possiedono intervalli generalmente **brevi**, dell'ordine di qualche anno fino ad una decina di anni. I **vulcani esplosivi** possono invece mostrare periodi di quiescenza dell'ordine delle **centinaia di anni** ma alcune eruzioni esplosive di maggiore potenza e distruttività possono essere separate anche da intervalli più lunghi, dell'ordine delle migliaia di anni, aumentando quindi la loro pericolosità.

In questa vasta gamma di comportamenti eruttivi i termini estremi sono, come ricordavamo sopra, le eruzioni effusive e quelle esplosive.

Eruzioni effusive

Le eruzioni effusive sono caratterizzate dalla **tranquilla emissione di colate laviche** (fig. 4) che peraltro si muovono con modalità alquanto differenti tra loro, a seconda delle loro caratteristiche chimiche e fisiche e soprattutto del loro grado di viscosità.



FIG. 4 - COLATA LAVICA.

A. Magmi molto viscosi

Le **lave acide**, ricche di silice come le rioliti e le daciti, presentano una forte resistenza interna allo scorrimento a causa della loro viscosità elevata; le loro colate di conseguenza sono generalmente **corte e tozze** e si presentano in superficie come distese di blocchi poliedrici ad angoli diedri e superfici lisce, cui si dà il nome di "**lave a blocchi**". Le rocce derivanti dal loro raffreddamento presentano spesso una struttura interna a sottili bande di colorazione diversa, fittamente piegate e contorte durante il fluire difficoltoso e lento della lava. Le lave a blocchi sono caratteristiche anche di magmi di viscosità intermedia come quelli andesitici. Spesso le lave molto viscosi o mediamente viscosi non riescono ad allontanarsi dal cratere del vulcano e rimangono al suo interno a formare una cupola lavica cui si dà il nome di **duomo** (fig. 5).

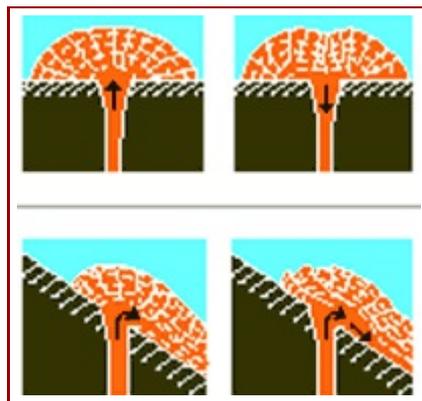


FIG. 5 - DUOMI VULCANICI.

B. Magmi poco viscosi

Le **lave poco viscosi**, di composizione basaltica, possono invece scorrere con facilità lungo i fianchi del vulcano ed allontanarsi anche di parecchi chilometri dal vulcano stesso, formando **grandi distese di rocce nere** dalle forme superficiali alquanto tormentate e di difficile percorribilità, soprattutto quando si sono da poco tempo raffreddate e mantengono ancora intatte le strutture acquisite durante il loro flusso. In questi spettacolari campi di lava riconosciamo essenzialmente due categorie di colate, definite con termini di origine hawaiana.

- Le **colate "aa"** (fig. 6) presentano un livello superiore ed un livello basale entrambi molto vescicolati e di aspetto scoriaceo, che racchiudono uno strato intermedio compatto e poco vescicolato.



FIG. 6 - LAVE "AA".

Le colate "**pahoehoe**" (fig. 7) hanno superfici continue, lisce, con forme ondulate od a lastre e spesso forme che ricordano matasse di corda da cui il termine di "**lave a corda**".



FIG. 7 - LAVE A CORDA.

Le lave di questo tipo hanno origine frequentemente da eruzioni molto abbondanti di lave basaltiche povere di gas, che fuoriescono da grandi fessure accompagnate da getti moderatamente esplosivi di brandelli lavici incandescenti cui si dà il nome di **fontane di lava** (fig. 8). Una parte cospicua della lava di queste eruzioni continua a fluire lungo tunnel che si attivano sotto una sottile crosta solidificata. A questo tipo di attività vulcanica si dà il nome di **eruzioni hawaiane**, a causa della loro frequenza nell'arcipelago omonimo ma diffuse peraltro, sia attualmente sia nei tempi geologici passati, in altre parti del mondo e soprattutto in Islanda.



FIG. 8 - FONTANE DI LAVA.

La contrazione termica derivante dal raffreddamento progressivo e lento delle colate conduce spesso a forme di fessurazione perpendicolare alla superficie delle colate stesse, secondo piani che si intersecano tra di loro a formare **distese di colonne** perfettamente giustapposte ed a sezione esagonale. Questa fessurazione colonnare, caratteristica soprattutto delle colate basaltiche, dà luogo talora a paesaggi di grande attrazione, tra cui quello da secoli celebrato come il "**marciapiede dei giganti**", nella contea di Antrim, in **Irlanda**.

E' opportuno ora ricordare che gran parte delle eruzioni vulcaniche effusive sono **sottomarine** [\[approfondimento 10\]](#) poiché si manifestano lungo quella ininterrotta catena di vulcani che percorre le zone assiali di tutti gli oceani della Terra, per una lunghezza complessiva di circa 60.000 Km. Da questi vulcani fuoriescono i **magmi basaltici** le cui colate, accumulate da centinaia di milioni di anni, tappezzano il fondo di tutti gli oceani con spessori di qualche chilometro, rappresentando così gran parte della crosta oceanica. L'**Islanda** rappresenta uno dei rari punti in cui una dorsale oceanica, crescendo sotto l'effetto di un'alimentazione magmatica particolarmente abbondante, è emersa dalle acque dell'oceano.

Nei tempi geologici passati anche sui continenti si sono verificati giganteschi espandimenti di lave basaltiche cui si dà il nome alquanto significativo di "**basalti di inondazione continentale**". Si tratta delle più grandi eruzioni laviche del passato, tra cui si annoverano singole colate aventi volumi di circa 2.000 Km³, dimensioni incredibili se pensiamo che il più grande vulcano basaltico attivo oggi nel mondo, il **Kilauea** nelle isole Hawaii, necessita di 10 anni di attività per produrre 1 Km³ di lava! Negli ultimi 250 milioni di anni questi grandiosi espandimenti di lave basaltiche si sono ripetuti numerose volte in continenti diversi ed i maggiori tra essi sono avvenuti in India, Brasile, Etiopia, Siberia e Sudafrica. Si sta rinforzando sempre più l'ipotesi che gli sconvolgimenti atmosferici conseguenti a questi catastrofici eventi vulcanici possano essere stati la causa delle numerose estinzioni di massa delle specie viventi (compresa quella dei Dinosauri), verificatesi più volte nel corso della storia della Terra. Tali ipotesi prevedono un severo e brusco raffreddamento climatico dell'intero pianeta causato dagli aerosol carichi di acido solforico immessi nella stratosfera dalle colonne convettive fuoruscite da gigantesche fessure eruttive; altri effetti collaterali risiederebbero in improvvisi cambiamenti nella composizione chimica, nella circolazione e nell'ossigenazione delle acque oceaniche.

Eruzioni esplosive

Le eruzioni esplosive (fig. 9) comportano una varietà di fenomeni e di prodotti molto articolata e complessa, che qui brevemente sintetizziamo. Il principale elemento discriminante tra i vari tipi di eruzioni esplosive è costituito dalla **potenza delle esplosioni** [\[approfondimento 11\]](#).

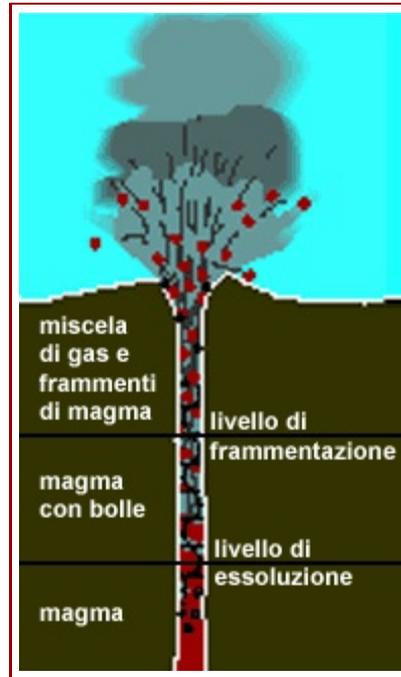


FIG. 9 - ERUZIONE ESPLOSIVA.

Sulla scorta del comportamento eruttivo dei vulcani esplosivi, e quindi anche della natura dei prodotti emessi, si distinguono diverse **categorie di eruzioni**, di cui qui di seguito diamo un breve cenno.

3a. Eruzioni Stromboliane

Le eruzioni esplosive più **moderate** sono le **Eruzioni Stromboliane** (fig. 10), dal vulcano **Stromboli** nelle Isole Eolie, che si trova in questo tipo di attività da circa 2.000 anni, con eruzioni intermittenti a distanza di decine di minuti tra loro. Esse sono prodotte da magmi basaltici o andesitici di viscosità medio-bassa in cui l'essoluzione dei gas provoca la crescita di grosse bolle che si decomprimono in prossimità della bocca esplodendo e lanciando a qualche centinaio di metri di altezza **bombe, blocchi, lapilli, ceneri e scorie** [[approfondimento 12](#)].



FIG. 10 - ESPLOSIONE DELLO STROMBOLI.

3b. Eruzioni Vulcaniane

Le **eruzioni vulcaniane** sono invece caratterizzate da esplosioni di **più alta energia**, in grado di proiettare blocchi e bombe di grandi dimensioni a notevoli distanze dalla bocca eruttiva, insieme all'emissione di alte e nere nubi di ceneri e di gas. Generalmente le esplosioni si susseguono ad **intervalli ravvicinati** e ciò si ritiene dovuto a risalite della pressione magmatica ogni qualvolta il condotto viene ostruito da una massa di lava solidificata. Il nome di questa tipologia eruttiva deriva dall'eruzione avvenuta nel 1888-90 al cratere della Fossa nell'**Isola di Vulcano**. Alcuni studiosi ritengono che nelle eruzioni vulcaniane, la frammentazione esplosiva del magma sia almeno in parte dovuta al contatto di quest'ultimo con acqua del sottosuolo che istantaneamente vaporizza. In tal caso le eruzioni vulcaniane sarebbero una varietà di eruzioni freatomagmatiche, di cui tratteremo in seguito.

3c. Eruzioni Pliniane

Le esplosioni vulcaniche raggiungono la loro **massima potenza** con le **eruzioni pliniane** (fig. 11), tra cui si annoverano le più violente e catastrofiche eruzioni esplosive della storia, come quella avvenuta al **Vesuvio** nel 79 d.C., che distrusse **Pompei**, **Ercolano** e **Stabia** e la cui denominazione è stata scelta in onore di **Plinio il Giovane** che lasciò una dettagliata cronaca dell'eruzione riportata da Tacito.

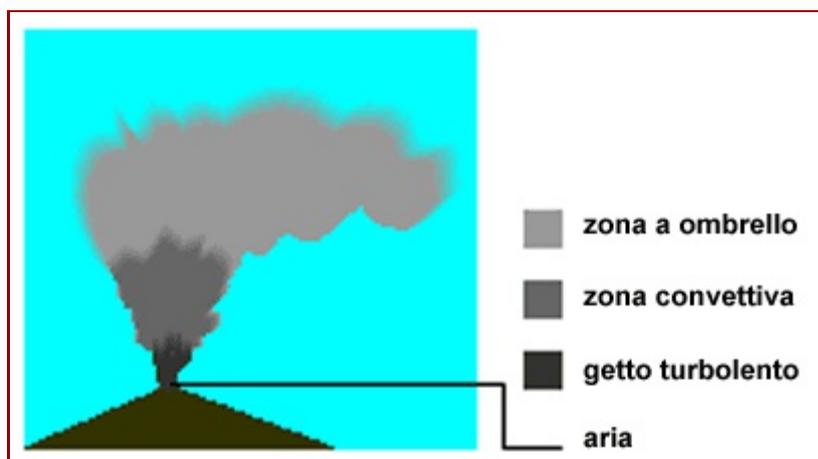


FIG. 11 - ERUZIONE PLINIANA.

I **magmi** responsabili delle eruzioni pliniane sono **molto viscosi** e a causa di questa caratteristica la coalescenza e la separazione verso l'alto delle vescicole gassose è impedita. La parte superiore della colonna magmatica si trasforma in un'**emulsione gas-fluido** con drastica caduta della densità ed aumento di volume anche di dieci volte rispetto a quello originario. La porzione emulsionata del magma viene proiettata a velocità supersonica dalla bocca vulcanica mentre nel magma sottostante si produce una reazione a catena che determina lo svuotamento della camera magmatica nell'arco di poche ore o di alcuni giorni.

Dal vulcano si eleva una colonna incandescente di gas e ceneri con dispersi brandelli lavici e frammenti rocciosi che sale di diverse decine di chilometri a causa della minore densità rispetto all'atmosfera ed in alcuni casi può raggiungere la stratosfera. La parte superiore della colonna si allarga quindi a forma di ombrello, da cui cade una fitta pioggia di ceneri, lapilli e pomice. Prima di risalire a formare l'ombrello, la porzione più densa della colonna può collassare a formare una colata di gas, brandelli lavici e polveri che discende caldissima, con **temperature** anche **superiori ai 500°** ed a **grande velocità** dai fianchi del vulcano con potenza distruttiva; essa può percorrere distanze di oltre cento chilometri prima di arrestarsi e consolidarsi. La **pomice** rappresenta il costituente più caratteristico di queste eruzioni, presente sia nei depositi di ricaduta aerea provenienti dall'ombrello, sia nelle **nubi ardenti** provocate dal collasso della colonna eruttiva. Essa si presenta come un **deposito** [[approfondimento 13](#)] di frammenti spugnosi, molto leggeri, solitamente di colore bianco o grigio, formati da vetro vulcanico frammisto a cristalli che costituisce le pareti di innumerevoli bolle di gas sfuggito durante l'eruzione.

3d. Eruzioni Peleane

Una variante delle eruzioni **altamente esplosive** è costituita dalle **eruzioni peleane**, che hanno luogo con **magmi viscosi** di composizione intermedia o acida come andesiti, daciti o rioliti. Le eruzioni di questo tipo sono precedute dal ristagno di un **duomo** o cupola lavica nella parte alta del condotto vulcanico e nel cratere. Quando la pressione interna dei gas magmatici supera quella di contenimento del duomo quest'ultimo viene parzialmente distrutto, dando luogo ad una frana o valanga di blocchi e ceneri incandescenti che scende a velocità relativamente modeste lungo i fianchi del vulcano. In alcune eruzioni peleane il duomo viene totalmente distrutto ed in tal caso la sua **esplosione** genera una **nube ardente** che si propaga ad altissima velocità radialmente attorno al vulcano oppure direzionalmente seguendo un tracciato preferenziale. In quest'ultimo caso si parla di esplosioni direzionali che sono altamente distruttive per la velocità con cui si propaga la nube ardente; un'eruzione di questo tipo è quella della **Montagna Pelée** nell'isola di Martinica (dalla quale prende il nome questo tipo di evento eruttivo), che distrusse interamente la città di Saint Pierre.

3e. Eruzioni Idrovulcaniche

Una tipologia molto diffusa di eruzioni esplosive è quella innescata dall'**interazione tra acqua e magma**, cui si dà il nome di attività **idrovulcanica**; in essa l'acqua può appartenere a falde idriche sotterranee oppure a bacini superficiali. La causa immediata delle eruzioni consiste in surriscaldamento, ebollizione, volatilizzazione, aumento della pressione di gas nell'acqua ed **espansione esplosiva del gas** così prodotto. L'energia calorifica del magma viene trasformata in energia meccanica che provoca l'**esplosione** [[approfondimento 14](#)].

I **prodotti** delle eruzioni idrovulcaniche si depositano comunemente a formare anelli poco rilevati di prodotti esplosivi

che circondano un fondo piatto, solitamente occupato da una conca lacustre, conosciuto con il termine germanico di "**maar**" poiché queste forme vulcaniche sono molto diffuse nella regione dell'Eifel (fig. 12). Laddove le eruzioni siano più consistenti e continue, come nel caso di quelle freatomagmatiche, si possono formare più alti rilievi tronco-conici, cui si dà il nome di "**coni di tufo**".

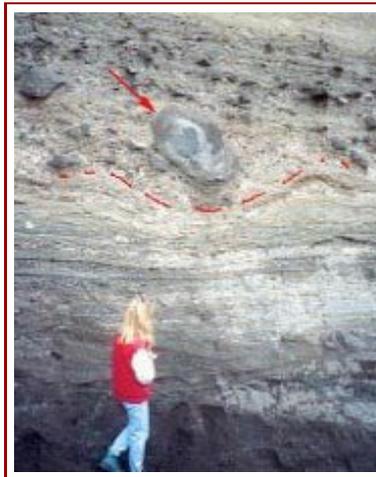


FIG. 12 - "MAAR" DELL'EIFEL.

Fenomeni connessi al vulcanismo

Ricordiamo infine come le eruzioni non siano le uniche manifestazioni attive del vulcanismo: nelle aree in cui l'attività vulcanica si è estinta in tempi recenti o nei vulcani quiescenti ormai da lungo tempo le manifestazioni del **termalismo vulcanico** possono essere numerose e diverse, come i **geyser** [[approfondimento 15](#)], le **fumarole** [[approfondimento 16](#)] e le **sorgenti calde** [[approfondimento 17](#)].

Manifestazioni di termalismo vulcanico sono state osservate anche sul **fondo degli oceani** ed in particolare nelle dorsali medio-oceaniche dove danno luogo a colonne di fluidi che, grazie alla loro abbondanza ed all'elevata temperatura, riescono a risalire vistosamente tra le fredde acque degli abissi; si tratta di manifestazioni cui si dà il nome di "**fumatori neri**".

I VULCANI NELLA STORIA [[approfondimento 18](#)]

LE ERUZIONI VULCANICHE OGGI [[approfondimento 20](#)]

Approfondimento 8 - Classificazione magmi

Un **criterio più preciso** ed ampiamente diffuso utilizza l'abbondanza congiunta di silice (SiO_2) e di alcali (Na_2O e K_2O) e viene espresso attraverso il diagramma chiamato **TAS (Total Alkali-Silice)**. La composizione chimica di ogni roccia di questo diagramma dipende essenzialmente dai minerali in essa prevalenti, ognuno dei quali apporta ad essa differenti percentuali di silice ed alcali nonché di altri elementi fondamentali come ferro, magnesio, calcio, alluminio, fosforo, titanio. I minerali più diffusi nelle rocce vulcaniche sono: plagioclasio, feldspato potassico, pirosseno, olivina, anfibolo, nefelina, quarzo e biotite.

Le rocce vulcaniche contenute nel diagramma TAS possono inoltre essere raggruppate in associazioni o "**serie magmatiche**", ognuna delle quali indicativa di un particolare **ambiente geodinamico** responsabile della produzione e della fuoruscita del magma stesso. Si riconoscono.

- 1. la serie calcoalcalina:** caratteristica di margini di **placche convergenti**;
- 2. la serie tholeitica:** caratteristica di margini di placche divergenti in ambiente oceanico (**dorsali oceaniche**);
- 3. la serie alcalina:** caratteristica di margini di placche divergenti in ambiente continentale (**rift continentali**) e di **punto caldo intraplacca**;
- 4. la serie potassica:** associata generalmente a **margini convergenti in stadio evolutivo progredito**.

Attraverso la loro composizione chimica e mineralogica le rocce vulcaniche esibiscono quindi una "**firma**" che ci permette di risalire alla **loro origine profonda** ed al loro legame con le vicende della dinamica endogena terrestre che ne ha permesso la risalita e l'eruzione.

Torna a: [[capitolo 4. I vulcani](#)]

Approfondimento 9 - Risalita magma nel camino vulcanico

Durante le **fasi finali** di questa lunga marcia del magma verso la superficie terrestre la diminuzione della pressione confinante diverrà alquanto sensibile e ciò provocherà nel magma la separazione della fase gassosa da quella liquida, fenomeno che chiamiamo **essoluzione**. Le modalità con cui si manifesta l'essoluzione determineranno lo stile dell'eruzione e la tipologia dei prodotti emessi. Il **parametro** determinante nella separazione della fase gassosa sarà la **viscosità del magma**.

- **Un magma poco viscoso** provocherà la **tranquilla separazione** di innumerevoli vescicole gassose, che tenderanno a fuoriuscire tranquillamente dal liquido magmatico che, così degassato, si espanderà all'esterno, sotto forma di fluide colate laviche.

- **Un magma molto viscoso ostacolerà l'omogenea diffusione** delle vescicole stesse, che, ostacolate nella risalita, tenderanno ad espandersi ed a rompere le pellicole liquide che le separano, frammentando la compagine magmatica; questa frammentazione diverrà viepiù efficace approssimandosi alla superficie e l'eruzione del magma così frammentato acquisterà modalità più o meno fortemente esplosive.

In realtà i due casi descritti si complicano per l'intervento di altre variabili che risiedono nelle complesse relazioni tra processi geologici, chimici, termici e fluido-dinamici e, di conseguenza, le modalità eruttive sono molto numerose tanto che **ogni vulcano possiede un suo peculiare comportamento eruttivo**.

Torna a: [[capitolo 4. I vulcani](#)]

Approfondimento 10 – Le eruzioni vulcaniche effusive sottomarine

Lo scorrimento delle colate basaltiche sul fondo degli oceani è ostacolato dall'enorme peso della colonna d'acqua sovrastante e dall'espansione esplosiva dell'acqua al contatto con la lava incandescente.

Il primo dei due ostacoli provoca la frammentazione delle colate basaltiche sottomarine in innumerevoli corpi tondeggianti od ellissoidali accatastati quando ancora erano caldi, quindi plasticamente modellati gli uni agli altri, cui si dà il nome di "lave a cuscini" (fig. 1).



FIG. 1 - IN UNA ERUZIONE BASALTICA SOTTOMARINA SI FORMANO LAVE A CUSCINO (PILLOWS).

Il primo dei due ostacoli provoca la frammentazione delle colate basaltiche sottomarine in innumerevoli corpi tondeggianti od ellissoidali accatastati quando ancora erano caldi, quindi plasticamente modellati gli uni agli altri, cui si dà il nome di "lave a cuscini" (fig. 1).

Il contatto esplosivo magma-acqua porta in altri casi alla trasformazione istantanea della lava in ammassi di granuli vetrosi che racchiudono, qua e là, resti di frammenti lavici ridotti a scaglie, blocchi ed anche porzioni di "cuscini". I depositi vulcanici sottomarini di questo tipo sono conosciuti come **jaloclastiti** (fig. 2).

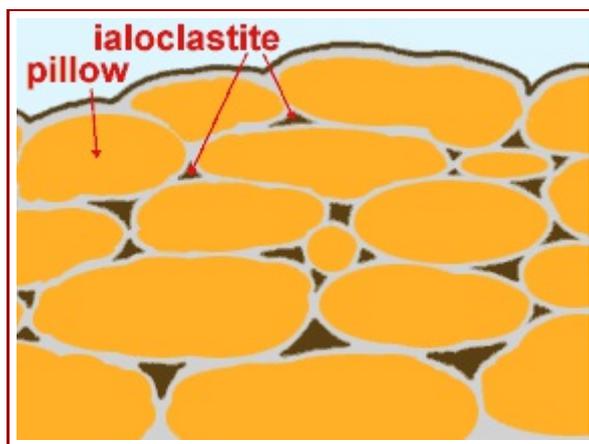


FIG. 2 - IL MATERIALE BRECCIATO INTERPOSTO TRA I CUSCINI È DETTO "JALOCLASTITE".

Una situazione molto simile a quella delle eruzioni laviche sottomarine si verifica per quelle eruzioni che avvengono **al disotto di calotte glaciali**, che esercitano analoga funzione di ostacolo alla libera effusione delle colate laviche.

L'esempio più interessante di eruzioni subglaciali in atto ai nostri giorni sono quelle che periodicamente si manifestano sotto la coltre glaciale del **Vatnajökull** in **Islanda**, ai piedi della quale il calore liberato dal magma sottostante provoca disastrose alluvioni fangose.

Per capire ciò che sta succedendo sotto la calotta glaciale del Vatnajökull possiamo rivolgerci, sempre in Islanda, ad un vulcano subglaciale ormai estinto e liberato dalla coltre glaciale che lo ricopriva, il **Monte Herdubreid**. Questo vulcano, silente da almeno 10.000 anni, si presenta come un rilievo tabulare, alto circa 1700 metri, composto da un grande ammasso di "lave a cuscini" nella parte inferiore, ricoperto superiormente da una coltre altrettanto spessa di jaloclastiti. Le "lave a cuscini" si sono formate nella prima fase di attività del vulcano, quando la fuoruscita della lava veniva contrastata dalla sovrastante calotta di ghiaccio. Le successive eruzioni fondevano la calotta stessa e la lava, reagendo con l'acqua di fusione, si trasformava in quell'aggregato di schegge e granuli vetrosi che abbiamo già conosciuto nelle eruzioni sottomarine col nome di jaloclastite.

Torna a: [[capitolo 4. I vulcani](#)]

Approfondimento 11 – Metodi per definire la potenza nelle eruzioni esplosive

La potenza delle eruzioni è definita scientificamente come **Indice di Esplosività Vulcanica (VEI)**, molto simile, nella metodologia adottata, alla scala Richter usata per la definizione della magnitudo dei terremoti. Esso classifica i vulcani con un **valore di esplosività** delle loro eruzioni che è racchiuso in una **scala da 1 a 8**; ognuno di questi numeri rappresenta un aumento dell'esplosività secondo un fattore di circa dieci.

Nel **calcolo** di questo valore i vulcanologi utilizzano **fattori differenti** tra cui il volume dei prodotti esplosivi eiettati, l'altezza della colonna eruttiva, la durata dell'eruzione in ore.

Per avere un termine di riferimento sul significato del VEI ricordiamo che la **maggiore eruzione esplosiva del secolo XX**, avvenuta nel **Monte Pinatubo** (Filippine) nel 1991, ha emesso 10 Km³ di materiali con un **VEI tra 5 e 6**. L'eruzione del **Monte St. Helens** avvenuta negli USA nel 1980, famosa perché ha fornito ai vulcanologi preziose indicazioni per interpretare meglio i meccanismi delle grandi eruzioni esplosive, ha emesso 1 Km³ di materiali con **VEI 5**. Eruzioni esplosive con **VEI più elevati**, fino ad 8, sono avvenute fortunatamente **molto lontano nel tempo**; tra esse ricordiamo le grandi eruzioni dei **Campi Flegrei** avvenute 36.000 e 14.000 anni fa, che hanno emesso rispettivamente 130 e 25 Km³ di materiali frammentari e, sempre nell'area mediterranea, l'eruzione che ha sventrato l'**isola di Santorini** nell'Egeo meridionale e che ha emesso circa 30 km³ di prodotti esplosivi. Nel lontano passato geologico vi sono state eruzioni esplosive ancor più terrificanti, come quella avvenuta circa 760.000 anni fa nella Caldera Long Valley in California, con emissione di un volume di ben 600 Km³ di materiali.

Torna a: [[capitolo 4. I vulcani](#)]

Approfondimento 12 – Prodotti vulcanici

I più comuni **prodotti esplosivi** che si depositano dopo un viaggio aereo, la cui traiettoria dipende dalla potenza dell'esplosione, e ricadono per gravità nelle aree circostanti sono i seguenti.

Le **bombe** sono frammenti di lava incandescenti, di diametro **superiore a 64 mm**, che durante il loro percorso aereo acquistano **forme aerodinamiche**, solitamente a fuso.

I **blocchi** (fig. 1), anch'essi aventi dimensioni **superiori ai 64 mm**, sono invece frammenti di **rocce più antiche**, strappate dalla forza delle esplosioni dalle pareti del condotto vulcanico.



FIG. 1 - BLOCCHI DI LAVA SOLIDIFICATI IN ARIA E PROIETTATI A TERRA.

I **lapilli** (fig. 2) sono frammenti esplosivi di dimensioni minori, comprese tra **2 e 64 mm**.



FIG. 2 - LAPILLI DI POMICE.

Le **ceneri** (fig. 3) hanno dimensioni dei singoli frammenti **inferiori a 2 mm**.

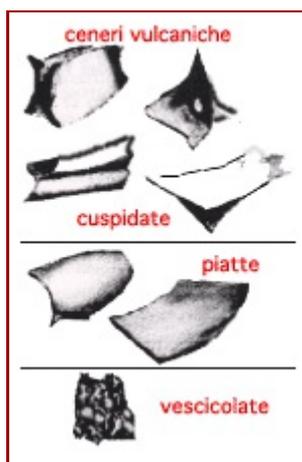


FIG. 3 - CARATTERISTICHE FORME DELLE PARTICELLE COSTITUENTI LE CENERI VULCANICHE.

Le **scorie** rappresentano frammenti di lava molto vescicolata, di aspetto **spugnoso** escoriaceo, a causa della sfuggita dei gas vulcanici durante l'eruzione esplosiva; le scorie presentano comunemente dimensioni che vanno **da quelle delle bombe a quelle dei lapilli**.

Torna a: [[capitolo 4. I vulcani](#)]

Approfondimento 13 – I depositi da collasso della colonna eruttiva

Ai depositi vulcanici di questo tipo si dà il nome di **colate piroclastiche**; i frammenti che formano queste colate, cioè **ceneri, pomici, frammenti rocciosi** di varie dimensioni ed anche tronchi d'albero carbonizzati, possono rinsaldarsi a causa delle elevate temperature e dello stesso peso del deposito e formare **corpi stratiformi** (fig. 1), tabulari, molto caratteristici del paesaggio che rimane a testimoniare l'eruzione anche dopo migliaia o milioni di anni dopo l'eruzione stessa. Ricordiamo, tra i più spettacolari paesaggi di questo tipo quelli della **Cappadocia** in Turchia, testimoni di colossali eruzioni pliniane avvenute ripetutamente **da 8 a 2 milioni di anni fa**.



FIG. 1 - GLI STRATI DI UN DEPOSITO PIROCLASTICO SEGUONO IL PROFILO DEL TERRENO SU CUI SI DEPOSITANO.

Torna a: [[capitolo 4. I vulcani](#)]

Approfondimento 14 – Tipi di eruzioni esplosive idrovulcaniche

a) **Eruzione freatica:** avviene nel caso in cui l'acqua sotterranea è surriscaldata dal calore trasmesso per conduzione attraverso le rocce, da una **massa magmatica sottostante**; l'acqua si trasforma in vapore, provocando l'**espulsione esplosiva** (fig. 1) dei frammenti più o meno polverizzati delle rocce che contengono l'acqua stessa.

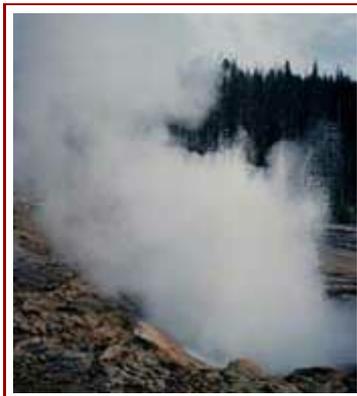


FIG. 1 - ESEMPIO DI EMISSIONE DI VAPORE ACQUEO PRODOTTO DAL RISCALDAMENTO DELLA FALDA PER EFFETTO DEL MAGMA.

b) **Eruzione freatomagmatica:** avviene quando il **magma** in movimento verso la superficie entra **direttamente in contatto con l'acqua sotterranea**, l'eruzione conduce all'espulsione esplosiva di frammenti magmatici unitamente a frammenti polverizzati delle rocce preesistenti; l'eruzione può essere accompagnata da una colonna eruttiva di dimensioni moderate che generalmente crolla per dare luogo a colate di ceneri saturate di vapore acqueo viaggianti radialmente raso-terra attorno alla base della colonna eruttiva, secondo un flusso molto turbolento. A queste colate si assegna il nome di "**base-surges**" (fig. 2) per analogia con quanto osservato alla base della colonna esplosiva nel corso di un esperimento nucleare tenutosi nel 1946 nell'atollo di Bikini.



FIG. 2 - DEPOSITI DA BASE SURGE.

Torna a: [[capitolo 4. I vulcani](#)]

Approfondimento 15 – I geysers

I **geyser** sono spettacolari getti di acqua vaporizzata mista a frammenti rocciosi derivanti dall'entrata in ebollizione di acqua contenuta in cavità sotterranee, che possono raggiungere **qualche centinaio di metri di altezza**; la nuova risalita di acqua fredda innesca una nuova ricarica del fenomeno che acquista così una cadenza ciclica, come nel caso del "**Old Faithful Geyser**", oggi attivo nel parco nazionale di Yellowstone negli USA, dove l'eruzione avviene ogni 65 minuti circa. Altri bellissimi esempi di geysers si possono visitare anche in Islanda.

Torna a: [[capitolo 4. I vulcani](#)]

Approfondimento 16 – Le fumarole

Le **fumarole** sono emanazioni di vapore e altri gas vulcanici che fuoriescono non solo in prossimità dei crateri o dei fianchi dei vulcani attivi, ma anche in aree dove i centri vulcanici sono stati disattivati da tempo. Essendo particolarmente **ricche di idrogeno solforato** (H_2S) questo composto si ossida dando luogo ad acido solforico che provoca una **profonda alterazione chimica del suolo circostante** che acquista cromatismi vivaci tra cui spiccano le chiazze di color giallo citrino dello zolfo nativo.

Torna a: [[capitolo 4. I vulcani](#)]

Approfondimento 17 – Le sorgenti calde

Le **sorgenti calde** sono manifestazioni molto diffuse laddove il calore magmatico proveniente dal profondo riscalda l'**acqua delle falde sotterranee** che poi, attraverso una rete di fratture, si apre la strada verso l'alto fino a raggiungere la superficie.

Torna a: [[capitolo 4. I vulcani](#)]

I vulcani hanno sempre colpito l'immaginazione popolare tanto che, sin dai tempi più remoti e nelle più diverse civiltà e culture, essi sono stati oggetto di numerosissimi **miti, leggende e cerimonie rituali** che ancor oggi, almeno in parte, rimangono.

Testimonianze dall'antica Grecia

Se vogliamo cercare le **prime testimonianze storiche** del vulcanismo dobbiamo rivolgerci ai filosofi, poeti e matematici **greci** dei primi sei secoli a.C., come **Talete, Eschilo, Pindaro, Empedocle, Platone** e **Strabone** che riferivano prevalentemente alle loro osservazioni sulle attività eruttive del **Monte Etna**, da cui traevano lo spunto per elaborare interpretazioni e teorie sull'origine dell'attività vulcanica. Conviene inoltre ricordare che **Platone** ci racconta dell'improvvisa scomparsa di un intero continente e di tutti i suoi abitanti, gli Atlanti, inghiottiti dal mare insieme alle loro città. Oggi sono numerosi gli studiosi che ricollegano la scomparsa di **Atlantide** con il cataclisma vulcanico che, all'incirca nel 1620 a.C., fece inabissare nel Mediterraneo gran parte dell'isola greca di Santorino in seguito ad una rapida successione di esplosioni ritenute le più violente tra quelle avvenute negli ultimi tremila anni.

Testimonianze romane

Nel primo secolo a.C. anche i poeti e studiosi **romani** come **Virgilio, Ovidio** e **Vitruvio** ci lasciano cronache precise e meno fantasiose di quelle dei greci sulle eruzioni dell'**Etna**.

La **prima descrizione** di un'eruzione vulcanica redatta con precisione e veridicità **scientifica** si deve a **Plinio il Giovane** (61-114 d.C.) ed è contenuta in due lettere inviate allo storico romano Tacito nelle quali viene illustrata la gigantesca **eruzione vesuviana del 79 d.C.** che distrusse Pompei, Ercolano e Stabia. Nella sua descrizione Plinio il Giovane tratta con sorprendente chiarezza i principali fenomeni che caratterizzano quel tipo di eruzione altamente esplosiva: le scosse sismiche premonitrici, l'elevarsi della gigantesca colonna eruttiva sopra il vulcano ed il suo aprirsi verso l'alto in forma di pino italoico, la fitta ricaduta di ceneri e pomici, il flusso impetuoso delle nubi ardenti, le esalazioni gassose e le onde di maremoto.

Dalla caduta dell'Impero romano all'Illuminismo

Con il declino dell'Impero Romano si ridusse fortemente anche l'interesse per i vulcani, e le notizie storiche sulla loro attività divengono documenti rari e preziosi; si dovrà attendere fino al **secolo XVIII** per riavere una sistematica descrizione dei più importanti avvenimenti naturali tra cui quelli vulcanici. Per i **vulcani italiani** ci rimangono comunque testimonianze di grandi eruzioni avvenute al **Vesuvio** ed all'**Etna** nonché della **nascita di un nuovo vulcano nei Campi Flegrei**.

- **Vesuvio.** Il Vesuvio ha fatto registrare nel 472 un'eruzione esplosiva di tipologia e potenza pari a quella del 79 d.C.; un'altra poderosa eruzione pliniana del Vesuvio, è avvenuta nel 1631 con effetti disastrosi che condussero alla morte di circa 4000 persone.

- **Etna.** Per l'Etna abbiamo notizia di numerose eruzioni laviche di forte intensità e persistenza ed anche di qualche episodio esplosivo di potenza moderata; ricordiamo tra queste eruzioni quella avvenuta nel 1669 quando, sul fianco meridionale del vulcano presso Nicolosi, si aperse una grande frattura da cui sgorgò un flusso lavico che abbattè le mura di Catania e devastò parte della città, dopo aver ricoperto una superficie di 37 Km².

- **Nascita del Monte Nuovo.** La nascita del Monte Nuovo prese origine all'una di notte del giorno 29 Settembre 1538 presso l'abitato di Tripergole, sulle rive del Lago d'Averno; in pochi giorni le eruzioni, provocate dall'interazione tra il magma e l'acqua superficiale, portarono alla costruzione di un cono di ceneri e pomici, alto circa 130 metri.

In altri paesi le notizie storiche sull'attività dei vulcani prima del '700 sono ancora più scarse e generalmente limitate ad eruzioni di grande potenza, responsabili di grandi distruzioni e stragi. Ricordiamo tra esse l'eruzione del vulcano **Misti** in Perù di cui venne tramandata oralmente per 150 anni, prima di venire trascritta, una terrificante sequenza di terremoti e di esplosioni che in un momento imprecisato **tra il 1440 ed il 1470** distrusse la città di Arequipa con tutti i suoi abitanti; la colata piroclastica discesa dal vulcano **Merapi** nel centro dell'Isola di Giava in Indonesia che, nel **1672**, uccise 3000 persone; una grande eruzione pliniana avvenuta nel **1663** in corrispondenza del vulcano **Usu** nell'isola di Hokkaido in Giappone; numerose eruzioni pliniane e vulcaniane originate dal vulcano **Guagua Pichincha** in Ecuador tra i **secoli XVI e XVII**, una delle quali, avvenuta nel 1660, ha arrecato gravi danni alla capitale Quito; varie segnalazioni storiche di eruzioni di **vulcani del Messico e dell'America Centrale** lasciatoci dai conquistatori spagnoli nel secolo XVI; varie cronache storiche di eruzioni esplosive di **vulcani giapponesi** tra cui quella avvenuta nel 553 d.C. nella caldera di Aso, la prima di una serie ininterrotta di eruzioni protrattesi fino ai nostri giorni, che inducono a considerare questo vulcano come uno dei più attivi e pericolosi del Giappone.

Dall'Illuminismo ad oggi

Alla ripresa della ricerca scientifica, coincisa con l'epoca dell'Illuminismo, fiorirono anche le ricerche vulcanologiche, trascinate da una grande contesa che divideva il mondo degli studiosi di Geologia in due opposte fazioni: quelle dei **Nettunisti** e dei **Plutonisti**. I primi affermavano che la Terra fosse stata a lungo ricoperta da un unico oceano primordiale sul cui fondo si sarebbero depositate tutte le rocce che noi conosciamo, ivi comprese quelle che oggi consideriamo come rocce magmatiche. I vulcani sarebbero stati accidenti secondari la cui esistenza si deve a fenomeni di combustione del carbone con fusione delle rocce circostanti. I Plutonisti pensavano invece che la dinamica terrestre fosse innescata dal suo calore interno e che i vulcani ne fossero la migliore documentazione. Vinse la seconda delle due fazioni quando, verso la fine del '700 numerosi Nettunisti si sparsero per il mondo alla ricerca di prove per la loro teoria e molti di essi tornarono delusi e pentiti, passando alla fazione nemica. Tra questi vi erano studiosi di grande prestigio come il naturalista **Von Humgrassetot** che visitò e descrisse numerosi vulcani del Nuovo Mondo e **Von Buch**, suo amico e geologo alquanto rinomato, che reinterpretò il Vesuvio, i vulcani spenti dell'Alvernia in Francia e quelli della Scozia e delle Canarie come prodotti dal calore profondo della Terra e non, come egli stesso aveva prima affermato da nettunista, come oggetti di origine acqua.

Con l'affermarsi del metodo scientifico anche nel campo della vulcanologia il Vesuvio riprese l'interesse che meritava ad opera di **Lord William Hamilton** (1730-1803) ambasciatore d'Inghilterra nel regno di Napoli, personaggio eclettico, amante della musica, della danza, dell'archeologia e dei vulcani. Oltre all'osservazione diretta delle eruzioni del Vesuvio ed alla loro interpretazione Hamilton si rivolse allo studio delle sue colate più antiche, allo scopo di ricostruire la storia e l'evoluzione del vulcano; giunse così alla conclusione che l'eruzione pliniana del 79 d.C. non fu provocata dal Vesuvio ma da un più antico vulcano che lo racchiude a semicerchio verso nord, il **Monte Somma**.

Nel 1831 **Charles Darwin** si imbarcò per un viaggio di esplorazione naturalistica nel Sudamerica e nelle isole del Pacifico, spingendosi fino alla Nuova Zelanda; in questo viaggio osservò e descrisse numerosi vulcani ma la sua attenzione si rivolse soprattutto a quelli delle Isole Hawaii, il **Mauna Loa** ed il **Kilauea**, che a tutt'oggi sono considerati un laboratorio vulcanologico molto pregevole. Col viaggio di Darwin si può considerare conclusa l'epoca della vulcanologia esplorativa e romantica e si apre quella dello studio sistematico e analitico dei vulcani, anche attraverso l'installazione di osservatori attrezzati per il monitoraggio continuo e lo studio della loro attività.

Questi progressi della vulcanologia ci hanno messo a disposizione descrizioni molto accurate delle numerose grandi eruzioni avvenute in tutti i continenti nel corso **degli ultimi 250 anni** [[approfondimento 19](#)].

Torna a: [[capitolo 4. I vulcani](#)]

1783-1785 Laki (Islanda)

Si tratta della più devastante catastrofe vulcanica avvenuta in Islanda.

Dopo moderate esplosioni di tipo stromboliano, si riversarono sul territorio circostante ben 12 Km³ di magma sotto forma di colate basaltiche che ricoprirono un'area di circa 600 Km². Le esalazioni gassose emanate nei mesi successivi dalle lave in via di solidificazione avvelenarono l'atmosfera dell'isola, provocando la morte di gran parte del bestiame e danneggiando gravemente le colture ed i pascoli; la carestia che ne conseguì condusse alla morte oltre 9300 abitanti.

1792 Unzen (Giappone)

È uno strato-vulcano molto complesso, caratterizzato da tre centri di attività ognuno dei quali costituito da numerosi duomi di lava molto viscosa, mescolati a tufi prodotti da violente esplosioni pliniane. In epoca storica il vulcano ha fatto registrare poche eruzioni una delle quali, nel 1792, emise una lunga colata dopo una sequenza di esplosioni freatiche verificatesi presso la sommità del vulcano. Tre mesi dopo, quando ormai sembrava che l'eruzione si fosse esaurita, una terribile sequenza di terremoti annunciò il crollo di uno dei duomi, denominato Mayu-yama, che crollò a valle per una distanza di quasi sette chilometri. Il fenomeno causò un bilancio complessivo di circa 14.500 vittime dovute in parte alle scosse sismiche ed in parte al franamento del duomo.

1815 Tambora (Indonesia)

È un grande strato-vulcano dell'arcipelago indonesiano, che il 10 Aprile 1815 ha generato la più violenta e disastrosa eruzione mai registrata storicamente. Il vulcano giaceva silente da almeno dieci secoli quando, dopo segni premonitori durati circa un anno, entrò in una fase parossistica pliniana durata 24 ore. L'eruzione ha provocato la risalita di una colonna eruttiva di circa 40 Km di altezza il cui collasso, accompagnato da enormi colate piroclastiche provocò la morte di 10.000 persone. A ciò si aggiunsero le onde di maremoto provocate dal collasso della colonna nel mare che raggiunsero i villaggi rivieraschi e anche la vicina isola di Lombok. Le ceneri e le polveri più fini, tenute in sospensione per alcuni giorni, precipitarono a parecchie centinaia di chilometri dal vulcano, provocando la distruzione delle colture e del bestiame cui seguì la morte, per fame e malattie, di altre 80.000 persone. Si calcola inoltre che l'eruzione immise nella stratosfera oltre 200 milioni di tonnellate di idrogeno solforato che ridusse drasticamente il valore della radiazione solare in tutto l'emisfero settentrionale, interruppe in India la stagione dei monsoni e provocò devastanti inondazioni in Cina. Negli Stati Uniti l'anno successivo, il 1816, fu ricordato come "l'anno senza estate", poiché la neve caduta in tarda primavera era ancora gelata nel mese di Luglio.

1883 Krakatoa (Indonesia)

Era un gruppo di isole vulcaniche smembrate da un'antichissima esplosione in tempi preistorici, situate tra Giava e Sumatra. Il 20 Maggio 1883 iniziarono (nell'isola più grande) una serie di esplosioni di moderata intensità che si protrassero fino al 26 Agosto quando prese inizio l'eruzione parossistica che raggiunse il suo culmine il giorno successivo. L'eruzione proiettò all'esterno 20 Km³ di ceneri e pomice svuotando la camera magmatica sottostante l'isola che sprofondò quasi interamente nell'Oceano; i boati delle esplosioni si sentirono anche in Australia, a quasi 5000 Km di distanza; onde gigantesche, alte fino a 40 metri, si abbattono sui villaggi costieri, scagliando su di essi blocchi di scogliere coralline del peso di 600 tonnellate; le polveri vulcaniche fecero per tre volte il giro del mondo nell'alta atmosfera dove rimasero per almeno tre anni, raffreddando sensibilmente il clima della Terra. Il bilancio finale del cataclisma fu di 36.417 vittime.

1902 Monte Pelée (Martinica)

Sorge nell'isola di Martinica, una delle numerose isole vulcaniche che compongono il grande arcipelago delle Piccole Antille. Dopo un periodo di quiescenza durato qualche centinaia di anni, il vulcano Pelée si risvegliò nel mese di Gennaio 1902 con tremori e lancio di materiali piroclastici sempre più abbondanti fino a produrre una disastrosa colata di fango e blocchi che, il 2 Maggio dello stesso anno, fece 400 vittime. Il giorno 8 Maggio un duomo lavico a forma di grossa spina venne polverizzato da una poderosa esplosione alla quale seguì la fuoruscita di una nube ardente che si precipitò, muovendosi raso-terra ad una velocità di oltre 150 Km all'ora, sulla città di Saint Pierre annientando tutti i suoi 28.000 abitanti.

1912 Katmai (Alaska)

L'eruzione del vulcano Novarupta nella zona di Katmai iniziò nel Giugno 1912 con violenti terremoti che scossero

ininterrottamente, per una settimana, questa zona. Seguì una terribile esplosione pliniana, le cui ceneri e pomici inondarono di colate incandescenti l'area circostante per un'estensione di oltre 60 Km² che rimase avvolta da una nera foschia per più giorni, in cui si mescolavano esalazioni gassose e piogge fortemente acide che raggiunsero anche la lontana città di Vancouver. La spessa coltre piroclastica ancora calda veniva perforata da innumerevoli piccoli crateri di esplosione ad opera dell'acqua del sottosuolo surriscaldata e vaporizzata, da cui l'area ricevette il nome di "Válle dei centomila fumi".

1956 Bezymianny (Kamchatka)

È la più violenta manifestazione peleana dei tempi storici, nettamente superiore a quella della stessa Montagna Pelée. Una prolungata sequenza di eruzioni vulcaniane di grande intensità, con nubi di ceneri e gas, che si elevavano fino ad altezze di 8 Km, accompagnarono la lenta risalita di un grosso duomo lavico all'interno del cratere. Il 30 Marzo 1956 il duomo esplose e con esso franò l'intero versante meridionale del vulcano mentre una nube eruttiva pliniana si elevava fino a 40 Km di altezza. La colata piroclastica che seguì prese un deciso percorso direzionale che coincideva con la depressione a ferro di cavallo lasciata dal franamento del fianco meridionale del vulcano; il convogliamento della colata verso un'unica direzione aumentò la potenza distruttiva della colata stessa, che devastò interamente un'area di 500 Km².

1963 Surtsey (Islanda)

Tra il 14 ed il 15 Novembre 1963 una nuova isola vulcanica è sorta dalle acque dell'Atlantico, al largo della costa meridionale dell'Islanda. La nuova costruzione si sviluppò sul fondo marino con l'emissione di abbondanti colate di lave basaltiche a cuscini che, dopo circa tre mesi iniziarono ad emergere alla superficie dell'Oceano. L'interazione tra l'acqua marina ed il magma produceva enormi colonne di vapore misto a ceneri, brandelli lavici e bombe. Questi depositi piroclastici proteggevano le bocche eruttive dall'accesso dell'acqua marina, così che il vulcano riuscì a crescere fino ad un'altezza di circa 200 metri con emissioni di colate laviche e fontane di lava. L'isola raggiunse, dopo circa quattro anni di attività, un'estensione di oltre 2,5 Km² e la sua eruzione viene considerata tuttora un modello di sviluppo di un'isola sorta dal mare, cui si dà per l'appunto il nome di eruzione surtseyana.

1980 St. Helens (USA)

Il vulcano St. Helens appartiene ad una catena di vulcani recenti ed in parte attivi, situata presso il margine pacifico degli Stati Uniti. Prima dell'eruzione il vulcano si elevava tranquillo e maestoso fino a circa 3000 metri di altezza, ricoperto da una bella corona di ghiacciai e non si avevano altre informazioni di eruzioni, tranne quelle tramandate dalle tribù indiane. Il 18 Maggio 1980 un violento terremoto innescò il franamento del fianco settentrionale del vulcano, seguito immediatamente dall'esplosione di un grosso duomo lavico che stava progressivamente installandosi sotto la regione craterica. Il franamento del fianco del vulcano venne accompagnato da una nube incandescente di gas e di frammenti lavici proiettata con moto radente ed a velocità supersonica nella stessa direzione del franamento; ad essa seguì la risalita di una colonna eruttiva pliniana fino a 20 Km di altezza con conseguenti flussi piroclastici e colate di fango e blocchi la cui fronte ha raggiunto una distanza di circa 8 km dal cratere.

1991 Pinatubo (Filippine)

Fra i numerosi vulcani delle Filippine il Pinatubo era, fino a qualche anno fa, uno dei meno conosciuti sia perché la sua forma non era tipica da vulcano sia perché era quiescente da almeno quattrocento anni. In realtà sotto un insieme di duomi lavici poco appariscenti e coperti di una fitta foresta tropicale si nascondeva un vulcano molto pericoloso, che nel Giugno 1991 avrebbe provocato una delle più violente eruzioni del secolo XX. L'eruzione fu preceduta, nei due mesi precedenti, da intensa attività sismica e si manifestò con una colonna pliniana di oltre 40 Km di altezza che fece calare una pioggia di ceneri e pomici su una superficie di 300.000 Km² mentre poderose colate piroclastiche devastavano tutte le valli che radialmente si dipartivano dalla cima del vulcano. I 300 metri superiori del vulcano crollarono ed al loro posto si formò una depressione a caldera del diametro di due chilometri. L'enorme quantità di ceneri e pomici sciolte depositate dall'eruzione venne rimossa in movimento per diversi anni dalle intense piogge tropicali e trasformata in disastrose colate di fango che distrussero tutte le infrastrutture viarie, i villaggi e le colture in un'area densamente popolata dove oltre mezzo milioni di persone rimasero senza casa e senza lavoro.

Torna a: [[capitolo 4. I vulcani](#)]

Approfondimento 20 – Le eruzioni vulcaniche oggi

Le **sorgenti calde** sono manifestazioni molto diffuse laddove il calore magmatico proveniente dal profondo riscalda l'**acqua delle falde sotterranee** che poi, attraverso una rete di fratture, si apre la strada verso l'alto fino a raggiungere la superficie.

Le eruzioni vulcaniche sono eventi naturali che colpiscono l'immaginario collettivo, non solo per la spettacolarità delle loro manifestazioni ma perché sembrano essere fenomeni molto rari. I mezzi di comunicazione danno notizie sporadiche ed occasionali di eruzioni, che non corrispondono affatto alla loro **reale frequenza**. E' invece lecito affermare che non passi giorno in cui in qualche parte del mondo qualche vulcano non si trovi in attività eruttiva. Allo scopo di illustrare il decorso "normale" dell'attività vulcanica in corso attualmente sulla Terra, prendiamo nota di quanto è successo nell'arco di un mese qualsiasi di un anno qualsivoglia. Scegliamo in proposito il mese di **Ottobre 2002**, non perché sia stato particolarmente ricco di manifestazioni eruttive ma perché in esso si è verificato anche uno dei frequenti risvegli del più grande vulcano attivo d'Europa, il Monte Etna.

L'attività vulcanica del mese-campione prescelto si riferirà solamente ai **vulcani attivi sulla superficie delle terre emerse** e non considererà quella dei vulcani sottomarini, che peraltro sono molto più numerosi ed in larga parte ancora sconosciuti, rispetto a quelli subaerei. Nell'illustrare l'attività dei vulcani suddetti converrà suddividerla in tre raggruppamenti.

Vulcani la cui attività eruttiva prosegue da mesi od anni

Nel mese di Ottobre 2002 le eruzioni più importanti sono state quelle del **Kilauea** nelle Isole Hawaii, del vulcano **Soufriere Hill** nelle Antille e del vulcano **Colima** in Messico. Altri vulcani in attività persistente da molti anni hanno dato luogo ad attività eruttive considerate "normali"; si tratta del vulcano **Stromboli**, nell'omonima isola dell'arcipelago eoliano, del vulcano **Villarica** nelle Ande e del **Veniaminof** in Alaska.

Vulcani la cui attività eruttiva, quiescente da un certo intervallo di tempo, manifesta una significativa ripresa

Sono quelli che hanno destato maggiore impressione ed interesse per le attività eruttive manifestate nel mese prescelto e tra essi citiamo, per l'intensità e la durata delle eruzioni stesse, il Monte **Etna**, il **Tungurahua** in Ecuador, il **Nyragongo** nel Congo e lo **Shiveluch** nella penisola di Kamchatka. Altre eruzioni di questo gruppo sono state quelle dei vulcani **Lewotobi**, **Karangetang**, **Ruang** e **Tangkubanparahu** in Indonesia, dei vulcani **Rabaul** e **Manam** a Papua e del **Guagua Pichincha** in Ecuador.

Vulcani quiescenti che, nel mese considerato, manifestano segni indiretti di un prossimo possibile risveglio eruttivo

Hanno dato segni premonitori di future eruzioni il **Mauna Loa** nell'Isola di Hawaii, il vulcano **Pago** a Papua, il **Popocatepelt** in Messico, il **Tongkoko** in Indonesia ed il **Mayon** nelle Filippine.>

SCHEDA DEI VULCANI CITATI [[approfondimento 21](#)]

Torna a: [[capitolo 4. I vulcani](#)]

Vulcani la cui attività prosegue da mesi o anni

Kilauea, Isole Hawaii

Attività continua: da Gennaio 1983.

Ottobre 2002: una grande quantità di lava è giunta al mare tramite 2 "delta lavici", trasportata in cavità sotterranee.

Soufriere Hills, Isola di Montserrat (Piccole Antille)

Attività continua: da molti mesi.

Ottobre 2002: fuoruscita di piccole colate piroclastiche, frane di blocchi incandescenti ed intense cadute di ceneri sui centri abitati, rendendo necessaria l'evacuazione della popolazione.

Colima, Messico

Attività continua: da Novembre 1998.

Ottobre 2002: una colonna di cenere si è alzata per oltre 5 Km di altezza dalla sommità del vulcano.

Stromboli, Arcipelago delle Eolie (Italia)

Attività continua: da circa 2.000 anni, attività di lancio intermittente di scorie e lapilli.

Villarica, Ande meridionali (Cile)

Attività continua: da almeno cinque secoli perennemente in eruzione con effusioni laviche, emissioni di fontane di lava e più sporadiche esplosioni freatomagmatiche.

Ottobre 2002: persistente attività di lancio di tipo stromboliano.

Veniaminof, Alaska

Attività continua: da molti anni.

Ottobre 2002: riprese satellitari hanno rivelato la presenza di un'eruzione.

Vulcani la cui attività eruttiva, quiescente da un certo intervallo di tempo, manifesta una significativa ripresa

Etna, Italia

Ripresa dell'attività: 27 Ottobre.

Effetti: il vulcano ha emesso una grande nube eruttiva carica di cenere, sollevatasi fino oltre 14 Km di altezza.

Tungurahua, Ecuador

Ripresa dell'attività: 2 Ottobre 2002.

Effetti: una grande eruzione, preceduta da uno sciame di 200 piccoli terremoti registrato il giorno precedente.

Nyragongo, Repubblica del Congo

Ripresa dell'attività: tra metà Settembre e fine ottobre 2002

Effetti: eruzioni stromboliane particolarmente intense, durante le quali si è verificato il parziale collasso delle pareti interne del cratere centrale.

Shiveluch, Penisola di Kamchatka

Ripresa attività: fine di Settembre 2002.

Effetti: forti esplosioni di ceneri e gas i cui prodotti hanno raggiunto altezze di 4,5 Km e sono state accompagnate da intensi terremoti, continui per il mese di Ottobre 2002.

Lewotobi, Isola di Flores (Indonesia)

Ripresa dell'attività: 12 Ottobre 2002.

Effetti: forte esplosione con ricadute di ceneri fino a 5 Km di distanza, in seguito alla quale è stato decretato lo stato di massima allerta per la popolazione.

Karangetang, Isola di Siau (Indonesia)

Ripresa dell'attività: Settembre 2002.

Effetti: forte attività eruttiva che è perdurata fino al 21 Ottobre.

Ruang, Isole Sangihe (Indonesia)

Ripresa attività: 21 al 27 Ottobre 2002.

Effetti: alte colonne di cenere, che, rimesse in movimento dalle piogge, hanno formato colate di fango.

Tangkubanparahu, Isola di Giava (Indonesia)

Ripresa dell'attività: Dal 9 Settembre al 6 Ottobre 2002.

Effetti: numerose esplosioni con emissione di nubi cineritiche.

Caldera di Rabaul, Papua Nuova Guinea

Ripresa dell'attività: 20 Ottobre 2002.

Effetti: uno dei due coni piroclastici di cui è formato ha prodotto una forte eruzione esplosiva con una densa e scura colonna di cenere che ha superato i 3 Km di altezza; altre piccole esplosioni si sono verificate nei giorni successivi e, per misura precauzionale, è stato chiuso l'aeroporto di Tokua.

Manam, Papua Nuova Guinea

Ripresa dell'attività: 31 Ottobre 2002.

Effetti: un pilota civile ha visto alzarsi fino a tre Km di altezza una nube eruttiva carica di cenere.

Guagua Pichincha, Ecuador

Ripresa dell'attività: 11 Ottobre 2002.

Effetti: forte esplosione accompagnata da terremoti fino al 17 Ottobre.

Vulcani quiescenti che, nel mese considerato, manifestano segni indiretti di un prossimo possibile risveglio eruttivo

Mauna Loa, Isole Hawaii

Quando: 7 Ottobre 2002.

Manifestazioni: piccolo terremoto, seguito da tremori vulcanici durati parecchi minuti.

Pago, Papua Nuova Guinea

Quando: Ottobre 2002.

Manifestazioni: gli strumenti misuravano un sensibile rigonfiamento del cono del vulcano, consigliando l'evacuazione di circa 15.000 residenti.

Popocatepetl, Messico

Quando: 22 Ottobre 2002.

Manifestazioni: numerose emissioni di gas e vapori.

Tongkoko, Isola di Sulawesi (Indonesia)

Quando: il 7 ed il 14 Ottobre 2002.

Manifestazioni: numerosi terremoti di origine profonda.

Mayon, Isola di Luzon (Filippine)

Quando: 2002.

Manifestazioni: aumento nella sismicità e nelle emissioni gassose che, in data 29 Ottobre, hanno fatto registrare il picco considerevole di 2.670 tonn/giorno di anidride solforica, riconfermando il divieto di accesso alla zona di pericolo già in vigore dall'inizio dell'anno.

Torna a: [[capitolo 4. I vulcani](#)]

5. I terremoti



I terremoti sono di gran lunga gli eventi naturali che mietono più vittime al mondo. Di questi fenomeni si conosce l'origine, tuttavia sono ancora imprevedibili. Gli strumenti oggi a disposizione permettono però di conoscere la sismicità di un'area e di valutare il grado di rischio sismico.

I terremoti sono fenomeni naturali e ricorrenti, legati allo stato dinamico ed ai processi evolutivi del nostro pianeta. Ma cosa sono i terremoti?

I terremoti (dal latino terrae motu, ossia movimento della terra) sono vibrazioni del suolo prodotte dal brusco rilascio di energia meccanica. Questa energia viene accumulata nel tempo nelle profondità del nostro pianeta.

Le rocce della crosta terrestre sottoposte ad uno sforzo in un primo tempo accumulano **energia** in modo elastico. Aumentando lo sforzo applicato la roccia continua a deformarsi proporzionalmente all'energia accumulata fino a raggiungere il limite di **rottura** che dipende dalla natura e dalle condizioni fisiche di temperatura, pressione, presenza o meno di fluidi, etc. in cui si trova la roccia. A quel punto la massa rocciosa si rompe creando una frattura nella crosta terrestre (faglia) in corrispondenza della quale si verifica un movimento relativo dei due blocchi di roccia e si ha la liberazione di energia.

Una parte di energia si dissipa sotto forma di calore prodotto dall'attrito lungo la superficie della faglia all'interno degli ammassi rocciosi, mentre un'altra si trasmette come onde sismiche che dall'**ipocentro** si propagano in tutte le direzioni. La proiezione dell'ipocentro sulla superficie terrestre è detta **epicentro**. Le onde sismiche emesse dall'ipocentro si propagano in tutte le direzioni attraverso la Terra (fig. 1).

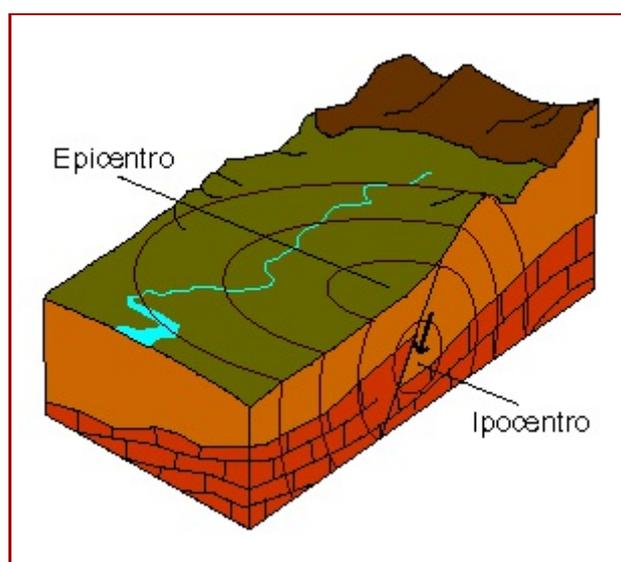


FIG. 1 - IPOCENTRO, EPICENTRO.

Le onde sismiche che partono dall'ipocentro sono di due tipi:

Le Onde P, dette primarie perché sono le più veloci (4-8 km/s), sono dette anche longitudinali o di compressione perché

fanno oscillare le particelle di roccia che attraversano parallelamente alla loro direzione di propagazione, facendo comprimere e dilatare l'ammasso roccioso. Esse si propagano come le onde sonore nell'aria. Questo tipo di onde si propaga sia nei mezzi solidi che nei liquidi.

Le Onde S, dette secondarie perché viaggiano più lentamente delle P (2,3-4,6 km/s), sono dette anche trasversali o di taglio poiché l'oscillazione delle particelle di roccia che attraversano avviene trasversalmente rispetto alla loro direzione di propagazione, non provocando variazioni di volume al loro passaggio. Questo tipo di onde si propaga attraverso i mezzi solidi ma viene assorbito dai liquidi (fig. 2).

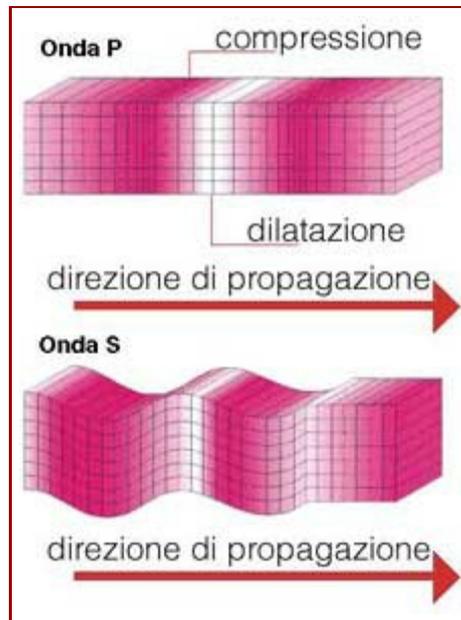


FIG. 2 - ONDE P E ONDE S.

L'assenza di rilevazione di onde S permette quindi di individuare la presenza di corpi fluidi nel sottosuolo ed è grazie a questa scoperta che gli scienziati hanno potuto individuare gli strati fluidi che compongono l'interno del nostro pianeta (capitolo 1. L'interno della Terra).

Quando le Onde P e le Onde S (dette anche onde di volume) **raggiungono la superficie terrestre** si producono altre onde sismiche, che cominciano a propagarsi in modo concentrico sulla superficie terrestre e che per questo vengono chiamate onde superficiali. Vi sono due tipi di onde superficiali: le **onde di Rayleigh** sono più lente delle onde P ed S ed assomigliano a quelle che si propagano quando un sasso viene lanciato in uno stagno. Esse fanno vibrare il terreno secondo orbite ellittiche e retrograde rispetto alla direzione di propagazione dell'onda. Le **onde di Love** fanno vibrare il terreno sul piano orizzontale (fig. 3).



FIG. 3 - ONDE SUPERFICIALI.

Il movimento delle particelle attraversate da queste onde è trasversale e orizzontale rispetto alla direzione di propagazione delle onde. Le onde superficiali sono più lunghe di quelle di volume e si muovono più lentamente (2,7 -3

km/s) ma possono percorrere lunghissime distanze prima di estinguersi (le onde vengono progressivamente assorbite dai materiali che attraversano). Le onde più distruttive sono le onde S, in quanto fanno oscillare gli edifici. Tuttavia, la distruttività di un terremoto dipende da più fattori, in specifico dall'energia liberata e dalla profondità dell'ipocentro. Entrambi questi parametri possono essere misurati in modo indiretto attraverso i **sismogrammi** [[approfondimento 22](#)] che riproducono in scala le oscillazioni subite dal suolo.

QUAL'È LA CAUSA PRIMA CHE DETERMINA L'ACCUMULO DELL'ENERGIA NELLE ROCCE DELLA CROSTA TERRESTRE E CHE DETERMINA LO SCATENARSI DI UN TERREMOTO?

L'energia si accumula nelle rocce che sono maggiormente sottoposte a sforzi. Le condizioni di massimo sforzo si hanno in zone dove le forze tettoniche agiscono di più: lungo i **margini delle placche**. Secondo la teoria della tettonica delle placche (capitolo 2. La tettonica delle placche) la parte più esterna della Terra, la litosfera, è suddivisa in placche che si muovono le une rispetto alle altre. Esse sono state individuate proprio grazie all'analisi della distribuzione spaziale dei terremoti che risultano allineati secondo **fasce** ben definite geograficamente (fig. 4). Infatti la maggior parte dell'attività sismica e vulcanica è concentrata ai confini delle placche dove troviamo regimi tettonici differenti.

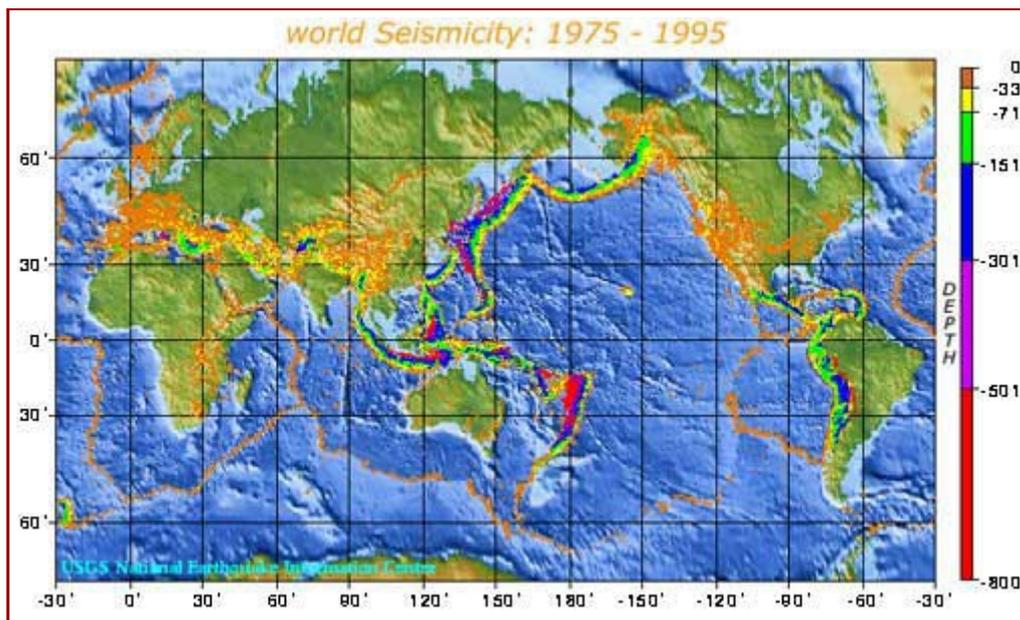


FIG. 4 - DISTRIBUZIONE MONDIALE DEI TERREMOTI.

Diversi tipi di margini danno come risultato diversi tipi di sismicità. Lungo le dorsali oceaniche, per esempio, nelle quali avviene la risalita del magma e la produzione di nuova crosta oceanica, la sismicità è di modesta entità con ipocentri compresi entro i primi 10-15 km di spessore della crosta.

Invece lungo le fosse oceaniche, per esempio come nell'anello circumpacifico detto "cintura di fuoco", la sismicità è associata alla subduzione di una placca sotto l'altra e gli ipocentri possono raggiungere profondità anche di 700 km. In questo caso i terremoti sono forti, legati principalmente alle faglie nel margine della placca sovrastante provocate dal violento attrito con la placca in subduzione. Nei margini di collisione tra due placche continentali, che hanno dato luogo alle catene orogenetiche recenti come quella Alpina e Himalayana, le spinte tettoniche, se non ancora esaurite, continuano a dar luogo ad accumulo di energia lungo le numerose faglie e quindi allo scatenarsi di terremoti di forza variabile, da piccola a grande, a seconda del contesto.

MISURAZIONE DELL'ENTITÀ DI UN TERREMOTO

Quando si verifica un terremoto l'attenzione dell'uomo è immediatamente rivolta all'"effetto distruttivo" di questo sul territorio in cui vive (fig. 5). L'effetto distruttivo di un terremoto può essere misurato. Il primo dato che viene comunicato solitamente dai mass media alla popolazione è quello relativo alla grandezza di un terremoto, espressa come **magnitudo** (entità) o come **intensità**. Questi due parametri, che spesso vengono confusi o utilizzati in modo improprio, descrivono due grandezze del tutto diverse e non direttamente confrontabili; è importante capirne il perché.



FIG. 5 - DISTRUZIONE DA TERREMOTO.

La **magnitudo** è una misura dell'energia sprigionata da un terremoto nel punto in cui esso si è originato (ipocentro), cioè l'ampiezza della **vibrazione** del **suolo**. La magnitudo, introdotta nel 1935 dal sismologo C. F. Richter (da cui il nome alla relativa scala), è una grandezza che mette a confronto l'ampiezza massima (A) delle onde di un terremoto con l'ampiezza massima (A₀) delle onde di un terremoto standard (il cui sismogramma posto a 100 km di distanza ha misurato un'oscillazione massima di 0,001 mm).

La formula è la seguente: $M = \log_{10} A/A_0$.

La scala Richter non ha dei limiti teorici in quanto può ammettere valori sia infinitamente piccoli che infinitamente grandi, ma nell'ultimo secolo i valori registrati a scala mondiale sono compresi tra 0 e 9. La scala è logaritmica per evitare numeri troppo grandi: un aumento di una unità nella magnitudo corrisponde a un aumento di un fattore 10 nell'ampiezza del movimento del terreno e a una liberazione di energia circa 30 volte maggiore. Ciò significa che quando si viene a conoscenza di un terremoto di magnitudo, per esempio 7, non è un po' più "energetico" di uno di magnitudo 6, ma di 10 volte di più, 100 volte di più di uno magnitudo 5 e 1000 volte più "energetico" di uno di magnitudo 4. La magnitudo però non descrive necessariamente il potere distruttivo di un terremoto poiché un terremoto di magnitudo 8 a grande distanza da una città potrebbe non provocare alcun danno, mentre un terremoto di magnitudo più bassa a ridosso di una zona urbana potrebbe causare gravi danni.

Per misurare l'intensità di un sisma in base agli effetti sulle persone e sulle strutture si usa un'altra misura della "forza" di un terremoto: l'**intensità** macrosismica (I) (misurata in Europa e in America tramite la scala Mercalli Cancani Sieberg, MCS). L'**intensità** è una misura degli effetti che il terremoto ha prodotto sulle persone, sugli edifici e sull'ambiente. Per fissare il valore preciso d'intensità è necessario attendere la raccolta dei dati oggettivi sui danni prodotti dal terremoto. **Le due scale perciò non sono equivalenti!**

LA SCALA MERCALLI - Scala sismica che serve per valutare l'intensità di una scossa sismica su basi empiriche, cioè tenendo conto dei suoi effetti sulle persone e sugli edifici. (Dal Dizionario di scienze della terra, Rizzoli, Milano 1984)

GRADO	DENOMINAZIONE DELLA SCOSSA	EFFETTI
1°	Strumentale	Avvertita solo dagli strumenti sismici
2°	Leggerissima	Avvertita solo da qualche persona ipersensibile o in particolari condizioni
3°	Leggera	Avvertita da poche persone
4°	Mediocre	Avvertita da molte persone nelle abitazioni; oscillazioni di oggetti sospesi
5°	Forte	Avvertita da persone ferme o in moto e anche addormentate; caduta di oggetti
6°	Molto forte	Avvertita da tutti; leggere lesioni in alcuni edifici
7°	Fortissima	Caduta di fumaioli, lesioni negli edifici, suono di campane
8°	Rovinoso	Distruzione parziale di qualche edificio; qualche vittima
9°	Disastrosa	Distruzione totale di alcuni edifici, gravi lesioni in altri; vittime non numerose
10°	Distruttrice	Distruzione di molti edifici; molte vittime umane; spaccature nel suolo

11°	Catastrofica	Distruzione di centri abitati; moltissime vittime; crepacci e frane nel suolo
12°	Ultracatastrofica	Distruzione di ogni manufatto; pochi superstiti; sconvolgimento del suolo

SI POSSONO PREVEDERE I TERREMOTI?

Gli scienziati non sono ancora in grado di prevedere i terremoti con la precisione necessaria per preavvisare la popolazione con ore o giorni di anticipo; si può però conoscere la sismicità di un'area e comprenderne il grado di rischio studiando l'intensità e la frequenza dei terremoti avvenuti in passato sia su vasta scala (macrozonazione) sia in zone più ristrette (**microzonazione** [\[approfondimento 24\]](#)). Si possono evitare danni e vittime puntando sulla previsione ma soprattutto sulla prevenzione agendo con i sofisticati sistemi della moderna ingegneria antisismica nella fase di costruzione di **edifici e infrastrutture** [\[approfondimento 24\]](#).

La nostra penisola è sismica e il terremoto di Messina e Reggio Calabria del 1908, di magnitudo 7,1 della scala Richter e di grado XI della Mercalli è forse la prova più tragica della sismicità del territorio italiano [\[approfondimento 23\]](#).

Approfondimento 22 – Sismogramma

I sismografi (fig. 1) sono gli strumenti che permettono di registrare le onde sismiche prodotte da un terremoto e di trasformare il movimento del suolo in un sismogramma (fig. 2) attraverso una registrazione permanente.

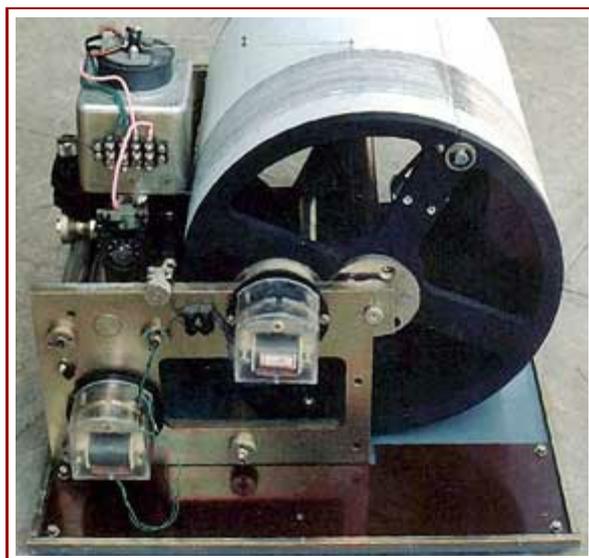


FIG. 1 - ONDE SUPERFICIALI.

I sismografi si basano sull'inerzia di una massa sospesa a un filo che rimane immobile anche nel momento in cui la base che la sostiene si muove insieme al suolo. E' un po' quanto accade quando un autobus parte di scatto e noi, tendendo a rimanere fermi per inerzia, veniamo sbattuti indietro. Se qualcuno filmasse il nostro movimento in relazione a quello delle pareti del bus potrebbe facilmente determinare l'entità della partenza a scatto così come i pennini dei sismografi, sospesi (il passeggero dell'autobus) registrano l'entità del terremoto che fa muovere il resto del sismografo (l'autobus). Infatti la registrazione dei movimenti avviene per mezzo di un pennino scrivente, solidale con la massa, che lascia una traccia su un rullo di carta solidale con il suolo.

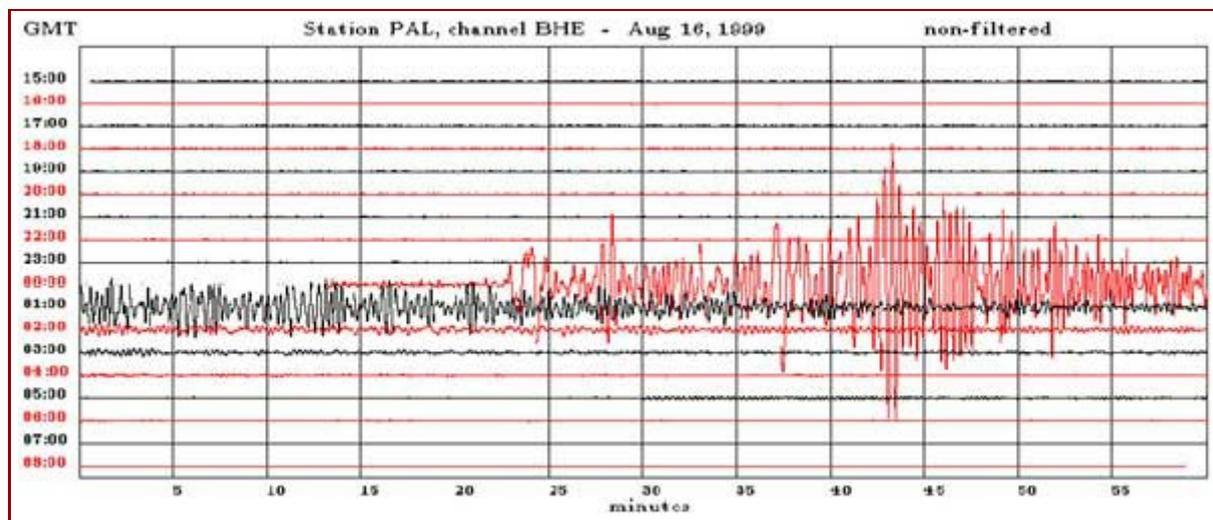


FIG. 2 - SISMOGRAMMA: REGISTRAZIONE DELLE ONDE PROPAGATE DURANTE UN SISMA.

In ogni stazione sismica sono sempre in funzione contemporaneamente tre sismografi, ognuno dei quali registra separatamente una delle tre componenti del movimento: quelle sul piano orizzontale e quella verticale. Ma come si decifra un sismogramma? Come abbiamo precedentemente detto nell'area molto prossima all'epicentro, a causa della brevità del cammino, arrivano contemporaneamente onde diverse con il risultato che il sismogramma appare confuso e complicato da decifrare. Inoltre l'ampiezza delle oscillazioni, ancora poco smorzate, può far saltare i pennini mandando fuori scala lo strumento.

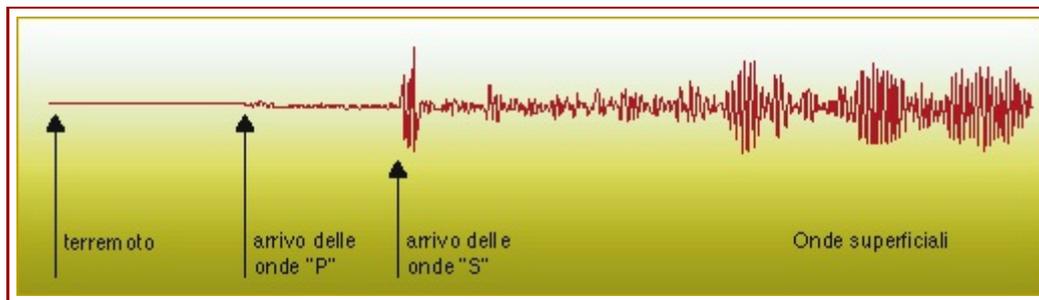


FIG. 3 - LA PRIMA PARTE DELLE OSCILLAZIONI CORRISPONDE ALL'ARRIVO DELLE ONDE P, NELLA PARTE CENTRALE AD ESSE SI SOVRAPPONE QUELLO DELLE ONDE S, NELL'ULTIMA PARTE COMPAGNONO PREVALENTEMENTE LE ONDE SUPERFICIALI, PIÙ LENTE E PIÙ AMPIE.

Man mano che ci si allontana dall'epicentro i gruppi di onda cominciano a separarsi a causa delle loro diverse velocità e quindi il sismogramma acquista una struttura fondamentale che risulta decifrabile (fig. 3): la prima parte delle oscillazioni corrisponde all'arrivo delle onde P; nella parte centrale ad esse si sovrappone quello delle onde S; nell'ultima parte compaiono prevalentemente le onde superficiali, più lente e più ampie. Dalla lettura di un sismogramma possono essere ricavate informazioni di diverso tipo, confrontando tra loro le differenti strutture fondamentali di numerosi sismogrammi. La profondità dell'ipocentro e l'energia emessa, come premesso, sono due tra i parametri che possiamo ricavare dai sismogrammi.

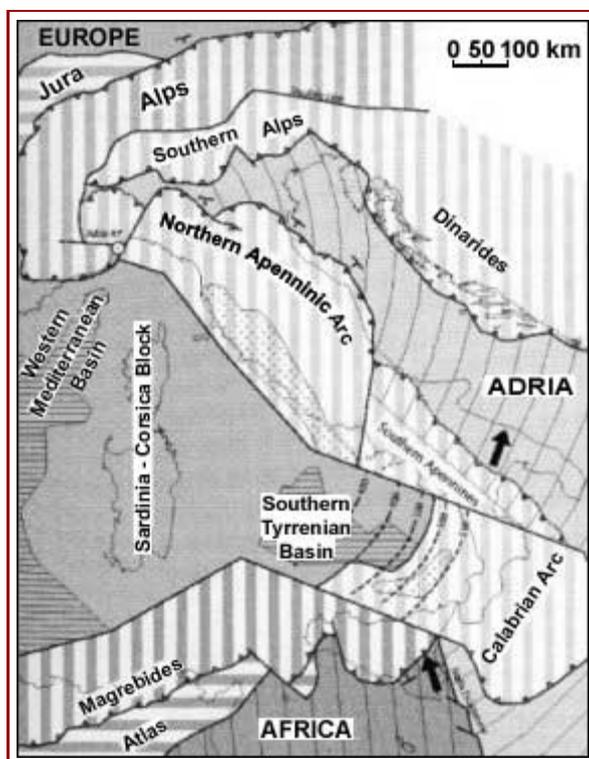
Ma è possibile determinare anche la posizione dell'epicentro, la direzione e l'ampiezza del movimento lungo la faglia e l'orientamento e l'estensione della faglia stessa. E' inoltre attraverso la lettura dei sismogrammi che è stato possibile conoscere la struttura interna della Terra, individuando i diversi strati concentrici in cui è suddivisa, dal nucleo, al mantello, alla crosta (capitolo 1. L'interno della Terra).

Torna a: [[capitolo 5. I terremoti](#)]

Approfondimento 23 – Sismicità del territorio italiano

Gran parte della penisola italiana, come tutto il bacino del Mediterraneo, è interessata da un'intensa attività sismica causata dal fatto che il nostro paese si trova lungo dei margini di placca nei quali esistono complicati equilibri. Il territorio mediterraneo è suddiviso tra la placca africana (Africa), la placca europea (Europa) e la microplacca adriatica (Adria) che si muovono tra di loro. Si hanno movimenti di **convergenza** continente - continente tra la microplacca Adria e quella europea (Alpi e Dinaridi). Si ha il fenomeno della **subduzione** (margine interno dell'Adria lungo l'arco appenninico settentrionale e l'arco calabro), di **divergenza** tra Europa e Adria (con apertura del Tirreno e sviluppo di processi di distensione lungo l'asse della catena appenninica) e di divergenza tra Africa e Adria (scarpata Ibleo-Maltese). La situazione italiana in realtà è ancora più complessa a causa degli effetti combinati dei movimenti suddetti e di altri fenomeni tettonici ancora in via di studio.

I terremoti verificatesi sul territorio italiano negli ultimi 2000 anni, cioè da quando si hanno a disposizione le fonti storiche, sono stati migliaia ed hanno raggiunto intensità anche pari o superiore al grado XII MCS. In particolare si ha una notevole attività sismica nell'Italia centro-meridionale: lungo la catena appenninica, l'arco calabro e la Sicilia Orientale si concentra il 50% degli eventi sismici. Il terremoto più distruttivo in Italia è stato quello di Messina e Reggio Calabria del 1908. Ebbe una magnitudo pari a 7.1, causando circa 65.000 vittime nella sola Messina e probabilmente tra le 80.000 e le 100.000 vittime a Reggio Calabria. Altre zone ad elevata sismicità sono le Alpi Orientali (il terremoto del Friuli del 1976 ha raggiunto una intensità pari al grado X MCS e causato più di 1000 vittime), ed in misura minore l'Appennino settentrionale ed il promontorio del Gargano. Le zone che mostrano una sismicità bassa o nulla sono poche: alcune aree delle Alpi Centrali e della Pianura Padana, parte della costa toscana, il Salento e la Sardegna.



SCHEMA STRUTTURALE - CINEMATICO DELL'ITALIA IN CUI SONO MOSTRATE LE TRACCE DEI VETTORI DI ROTAZIONE DELLA PLACCA AFRICANA RISPETTO A QUELLA EUROPEA E DELLA MICROPLACCA ADRIATICA (DA MELETTI ET AL, 2000).

Torna a: [[capitolo 5. I terremoti](#)].

Approfondimento 24 – L'edilizia e i terremoti

Le vittime e i danni provocati da un terremoto potrebbero essere drasticamente ridotti, e si potrebbe restare tranquilli nelle proprie case durante il passaggio anche di un violento terremoto, se si applicassero capillarmente sui nuovi e sui vecchi edifici le regole dell'ingegneria antisismica che dispone di una tecnologia ormai estremamente collaudata, perfezionata e affidabile.



FIG. 1 - ESEMPIO DEGLI EFFETTI DI UN FORTE TERREMOTO IN GIAPPONE, DOVE GLI EDIFICI SONO COSTRUITI CON RIGIDE NORME ANTISISMICHE.

È ovvio che questa affermazione vale per i Paesi economicamente sviluppati e cioè per quei Paesi che si possono permettere l'aumento dei costi, d'altra parte non eccezionale se paragonato ai vantaggi, che l'applicazione di questa tecnologia comporta. Infatti più il Paese è povero, e quindi meno regole antisismiche ha potuto imporre, più elevato è numero delle vittime. Si può dire, alla luce del confronto fra terremoti avvenuti in diverse parti del mondo, che in presenza di sismi di pari energia la quantità di vittime e di danni dipende dalle condizioni economiche dei vari Paesi colpiti.



FIG. 2 - IMMAGINE DELL'IRPINIA POCHE GIORNI DOPO IL TERREMOTO.

Tre terremoti, tutti di magnitudo 6, sostengono in particolare questa osservazione; quello del 1994 che colpì Los Angeles provocò pochissime vittime, quello dell'Irpinia, qui in Italia, che, nel 1980, costò 2630 morti e quello del 1998 che in Armenia arrivò a 30 mila vittime.

A Los Angeles gli edifici, anche altissimi, ma costruiti secondo le rigide norme antisismiche imposte dalle autorità, resistettero quasi tutti. In Armenia le case, costruite spesso con mattoni crudi o con ciottoli di fiume tenuti insieme da malte e da fango secco, crollarono quasi tutte.

È una lezione che insegna quanto si possa fare per prevenire i danni e le vittime di questo fenomeno naturale con il quale si potrebbe forse arrivare a convivere più che con qualunque altro violento fenomeno della natura.

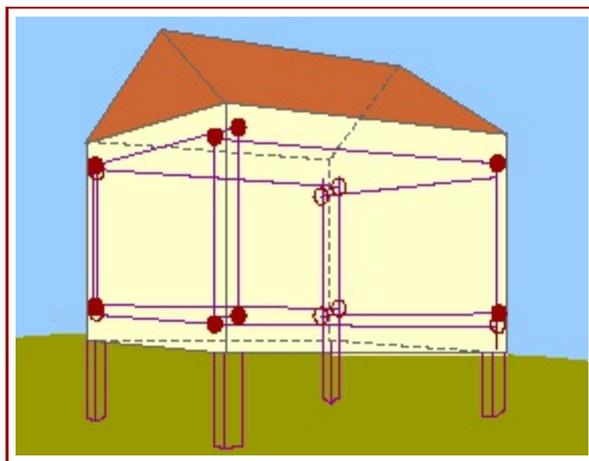


FIG. 3 - SCHEMA DEI POSSIBILI INTERVENTI ANTISISMICI DA APPLICARE ALLE VECCHIE COSTRUZIONI.

La tecnica antisismica impone negli edifici più antichi cordoli di collegamento in cemento armato, tiranti da parete a parete, reti metalliche, collegate fra loro, applicate alle pareti esterne e interne ecc. e negli edifici nuovi cemento armato ben legato, fondazioni profonde, assenza di balconi e cornicioni che potrebbero cadere sui passanti ecc.

Ma allora come mai si vedono in televisione, dopo ogni terremoto, edifici in cemento armato letteralmente appiattiti su sé stessi e squadre di soccorritori che con i martelli pneumatici tentano di salvare i sepolti scavando fra enormi travi di calcestruzzo spezzate? Un fallimento nell'applicazione delle regole di ingegneria antisismica così vivamente consigliate o imposte? Certamente no.

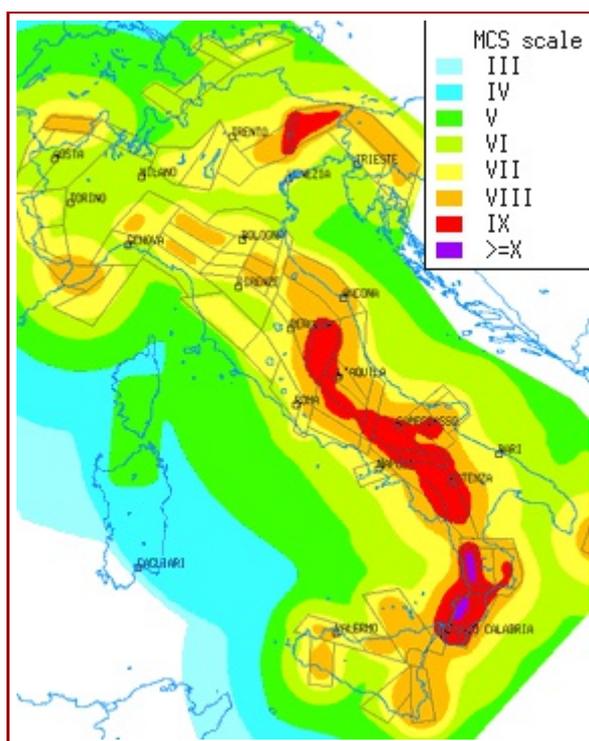


FIG. 4 - CARTA DELLA PERICOLOSITÀ SISMICA NAZIONALE, BASATA SULL'INTENSITÀ MACROSISMICA. PRODOTTA DAL GRUPPO NAZIONALE PER LA DIFESA DAI TERREMOTI.

A un qualsiasi ingegnere che esamini da vicino quelle rovine in cemento armato appaiono subito chiare le truffe dei costruttori nella fornitura del materiale edilizio utilizzato e nella esecuzione dei lavori. È inutile progettare correttamente un edificio antisismico quando poi, a terremoto avvenuto, i resti di quell'edificio mostrano discontinuità fra i pilastri verticali e i cordoli di collegamento orizzontali, calcestruzzo scadente, giunti vuoti o mal legati, ancoraggi inesistenti.

In questi casi le vittime non sono più dovute al terremoto, ma alla negligenza criminale dei costruttori e degli eventuali controllori.

Ma è evidente che è impossibile, e anche inutile, applicare le stesse norme antisismiche a tutti gli edifici dello stesso paese, proprio perché, anche se è situato nelle zone sismiche che coincidono con le aree di scontro delle grandi zolle della crosta terrestre (capitolo 2. la tettonica delle placche), vi esistono aree più o meno storicamente sismiche per le quali vanno previsti interventi differenziati.

Ecco perché, per esempio in Italia, è consultabile la Carta della Pericolosità Sismica, redatta dal Gruppo Nazionale per

la Difesa dei Terremoti del CNR (GNDT) sulla quale sono segnate le aree a rischio decrescente riunite in zone di prima, seconda e terza categoria.

Inoltre è in corso una accurata ricerca per suddividere le zone in zone ancora più piccole eseguendo una vera e propria **microzonazione** (fig. 5) con l'intento di stabilire le misure di sicurezza più adatte da applicare agli edifici da costruire, o a quelli di vecchia data, secondo, per esempio, i diversi tipi di terreno interessati.

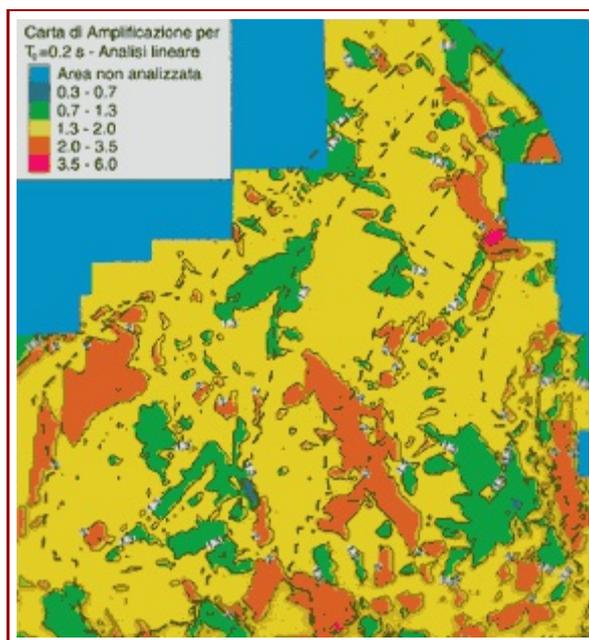


FIG. 5 - QUESTA MAPPA È UN ESEMPIO DI MICROZONAZIONE SISMICA EFFETTUATA DALLA REGIONE EMILIA-ROMAGNA PER I COMUNI DI GATTEO, SAVIGNANO E SAN MARCO PASCOLI (FORLÌ). OGNI PICCOLO SETTORE HA UNA SISMICITÀ PARTICOLARE.

Le onde sismiche si propagano, infatti, diversamente a seconda dei terreni attraversati. L'obiettivo della microzonazione è la mappa particolareggiata del territorio, addirittura la suddivisione in aree comprendenti poche case. Inoltre il grande sviluppo delle simulazioni al computer può addirittura suggerire quale sia l'altezza adatta di un singolo edificio in una singola microzona.

L'Ufficio Geologico dell'Amministrazione della Regione Emilia-Romagna, per esempio, sta procedendo alla microzonazione anche dei paesi di pianura, che, costruiti su terreni sedimentari poggianti a loro volta su rilievi e ondulazioni rocciose più o meno profonde, possono essere colpiti da terremoti quanto quelli delle zone collinari o montane. Questo ente utilizza la Banca Dati Geognostici della Regione, i profili sismici a riflessione usati per la ricerca petrolifera dall'AGIP e i pozzi praticati appositamente o per la stima delle risorse idriche.

È una microzonazione fondamentale per frenare lo spreco di denaro inevitabile nell'applicazione di regole sismiche generalizzate che si inserisce perfettamente nella più estesa azione di contenimento degli elevatissimi danni economici causati al nostro Paese dai terremoti da attuare con una più attenta prevenzione.

Un confronto ci sembra, a questo punto, quanto mai opportuno. Nel 1985, in una valutazione del Gruppo Nazionale Difesa Terremoti, il finanziamento a carico dello Stato (relativo alla prevenzione dei danni da terremoto nella sola prima zona a rischio) che sarebbe stato totale per la messa in sicurezza di scuole, ospedali e altri edifici pubblici, al 50% per gli alberghi e le strutture pubbliche, al 30% per le abitazioni private, venne previsto in **1800 miliardi all'anno** per un quinquennio.

D'altra parte è stato calcolato che per riparare i danni del terremoto di Tuscania (1971), Ancona (1972/74), Irpinia (1980), Umbria e Marche (1998) lo Stato ha speso, e sta ancora spendendo, dai **4 ai 5 mila miliardi all'anno**, più dei **doppio** del denaro necessario alla prevenzione di quegli stessi danni.

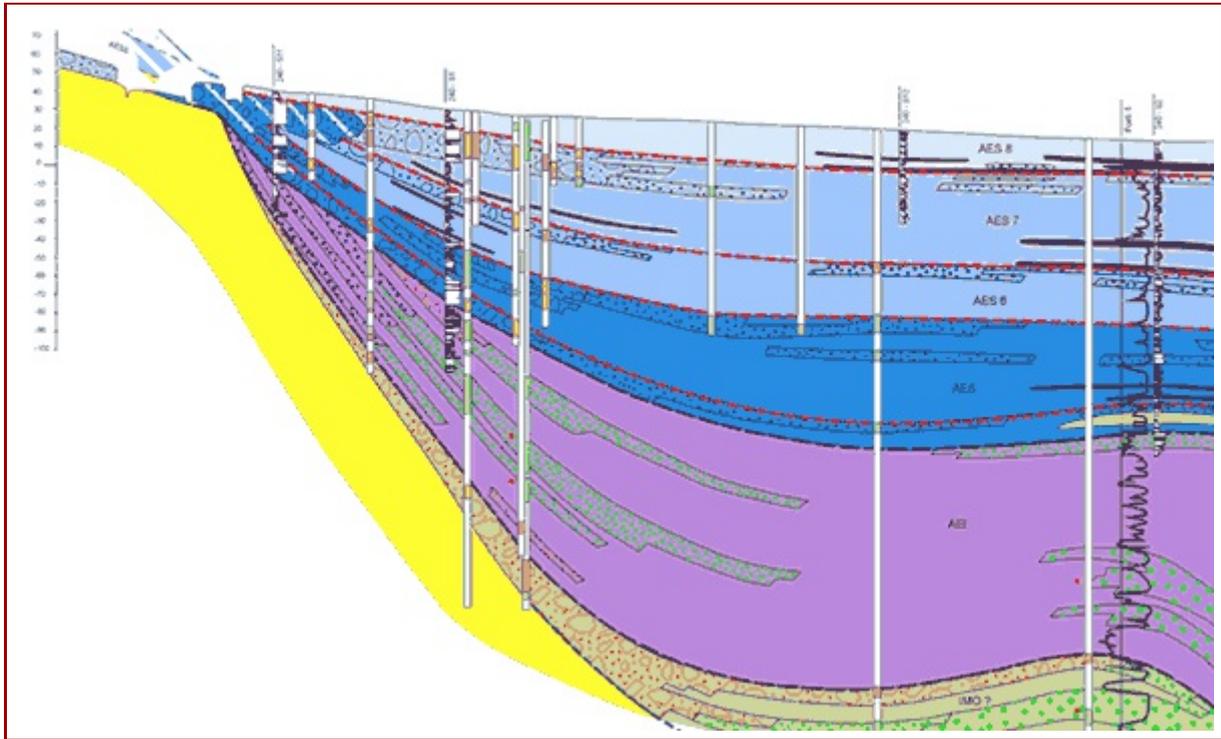
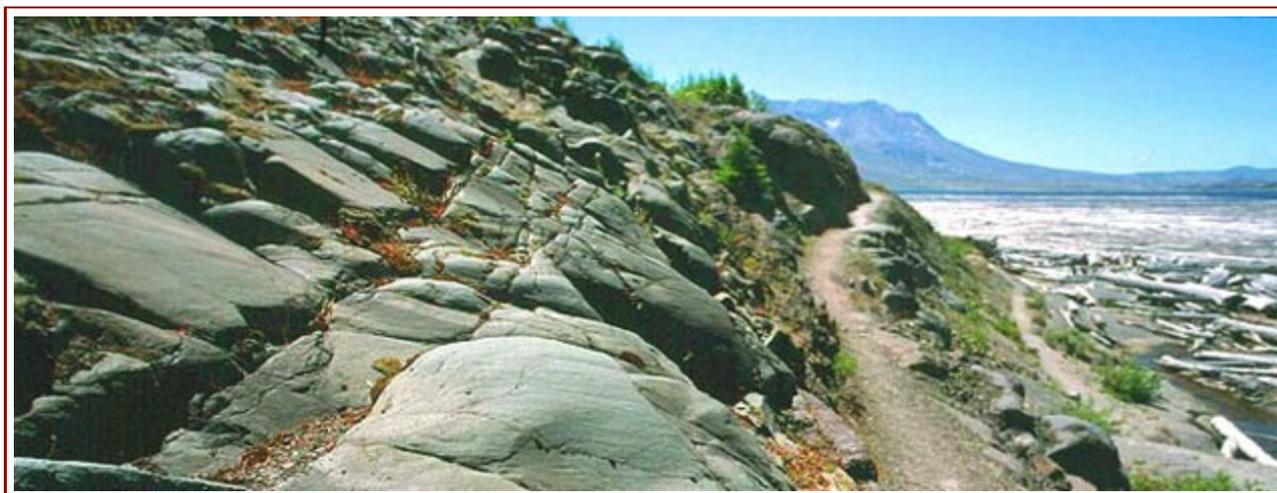


FIG. 6 - SEZIONE GEOLOGICA DEL SOTTOSUOLO DELLA PIANURA FORLIVESE, PRODOTTA INTEGRANDO I DATI DI SUPERFICIE E LE STRATIGRAFIE DELLE INDAGINI GEOGNOSTICHE, PROFILI SISMICI E POZZI AGIP.

Torna a: [[capitolo 5. I terremoti](#)].

6. Erosione e pianure



Il paesaggio terrestre, caratterizzato da valli, pianure e rilievi è costantemente sottoposto a modificazioni causate sia da processi che agiscono a livello di litosfera, sia da fenomeni superficiali ove dominano l'erosione e la sedimentazione.

Le forme caratteristiche del paesaggio, valli, pianure e rilievi, derivano dall'interazione tra due tipi di **processi di trasformazione** [[approfondimento 25](#)], quelli che operano a livello di litosfera (detti **endogeni**), e quelli che agiscono sulla superficie terrestre e che tendono a livellare il paesaggio modificandone l'aspetto (processi **esogeni**), ove dominano l'erosione e la sedimentazione. E' al continuo equilibrio tra erosione e sedimentazione che va attribuita la formazione delle pianure (fig. 1).

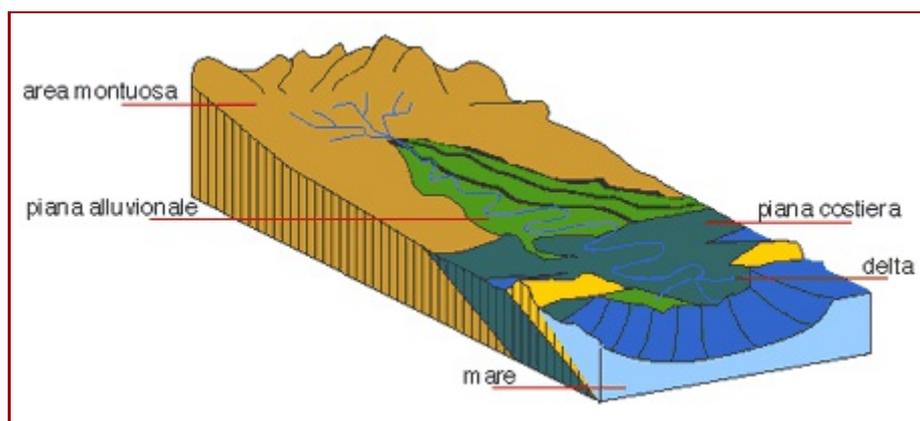


FIG. 1 - RILIEVI, PIANURE.

L'EROSIONE

L'erosione è l'insieme dei processi di prelievo e di incisione della superficie terrestre che portano ad un progressivo abbassamento del rilievo (fig. 2). Il fenomeno è governato da agenti diversi, quali la **gravità**, l'**acqua**, il **vento** o ancora dalla combinazione di alcuni di essi, e dal tipo di roccia o sedimento in cui si sviluppa. E' pertanto possibile differenziare diversi tipi di erosione.



FIG. 2 - EROSIONE.

L'**erosione di versante** o **degradazione** avviene quando la **gravità** ha il sopravvento sui terreni che costituiscono i suoli o le rocce fortemente alterate. Essi perciò precipitano o scivolano a valle lungo un pendio sotto forma di frana. Questo tipo di fenomeno dà luogo a cambiamenti di morfologia anche molto repentini, che portano al denudamento dell'area in cui il materiale viene asportato ed al deposito dello stesso nelle aree vallive sotto forma di accumulo caotico (fig. 3).



FIG. 3 - ESEMPIO DI FRANA.

L'**erosione glaciale**, prodotta dal lento spostamento dei ghiacciai, è uno dei più efficaci meccanismi di modellamento della superficie terrestre poiché è in grado di cancellare ogni traccia di rilievo preesistente, erodendo profondamente ed asportando enormi quantità di detriti (fig. 4).



FIG. 4 - EROSIONE GLACIALE.

Nell' **erosione fluviale** l'acqua del fiume svolge un'azione di prelievo e di trasporto del materiale detritico dal fondo e dalle sponde. Perché questo avvenga l'energia della corrente deve superare le forze di gravità e di attrazione delle particelle, per questo è per lo più nei ruscelli e nei torrenti montani che avviene l'azione demolitrice e di trasporto, mentre, nei fiumi di pianura, avviene piuttosto la sedimentazione (fig. 5).

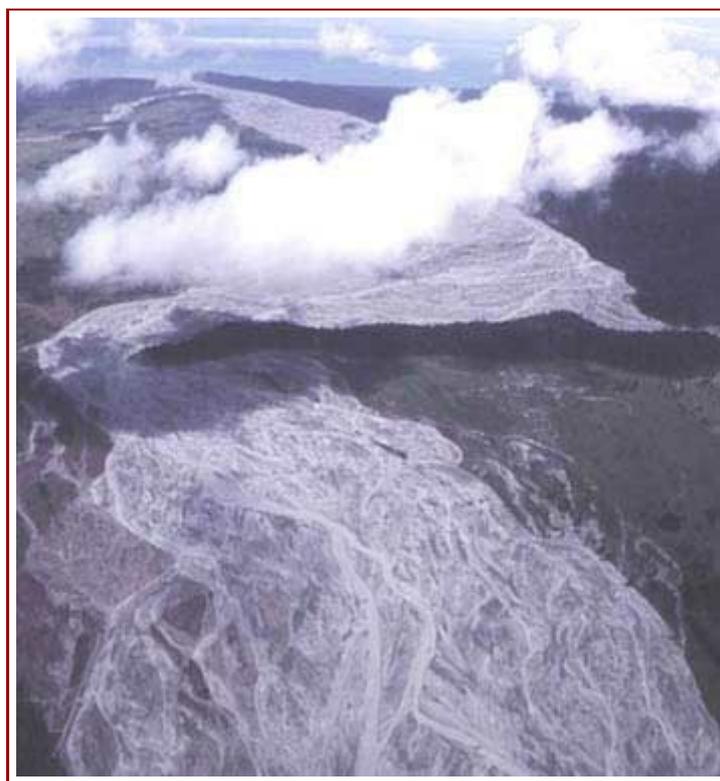


FIG. 5 - EROSIONE FLUVIALE.

L'**erosione marina** [[approfondimento 26](#)] è legata all'azione di diversi agenti tra i quali dominano le onde, le correnti marine ed il vento, anche se, nel caso di coste costituite da scarpate rocciose (falesie), hanno notevole importanza la gravità ed i processi di degradazione chimica legati alla presenza delle acque marine (fig. 6).



FIG. 6 - EROSIONE MARINA.

FISIOGRAFIA DELLE PIANURE

Le **pianure** sono aree di bassa quota, pianeggianti o lievemente ondulate e poco inclinate ($<2^\circ$). Queste morfologie sono prodotte dall'accumulo, protratto nei millenni, di sedimenti fluviali nelle zone depresse, oppure determinate dai processi erosivi di fiumi o ghiacciai. In Italia le pianure occupano circa 56400 km² e si differenziano in pianure alluvionali, pianure costiere e pianure intermontane (fig. 7).



FIG. 7 - PIANURE ITALIANE.

Le pianure alluvionali

Sono pianure prodotte dall'accumulo dei sedimenti trasportati dai **fiumi** (alluvium) nel loro percorso verso il mare, ed in cui la fase erosiva è praticamente esaurita. Durante le alluvioni, le pianure ricevono nuovi sedimenti, quelli più grossolani sono abbandonati nel corso d'acqua e vicino ad esso (alveo ed argini), mentre quelli più fini possono essere depositati a distanze molto grandi, determinando il progressivo innalzamento del letto del fiume e delle aree adiacenti (fig.

8). Questo fa sì che il letto del fiume, ad un certo punto, superi la quota della pianura circostante, ed il fiume diventi così "pensile", determinando la tipica morfologia di pianura alluvionale con zone rialzate (canali ed argini) e zone depresse (le aree tra i fiumi, note come bacini interfluviali).

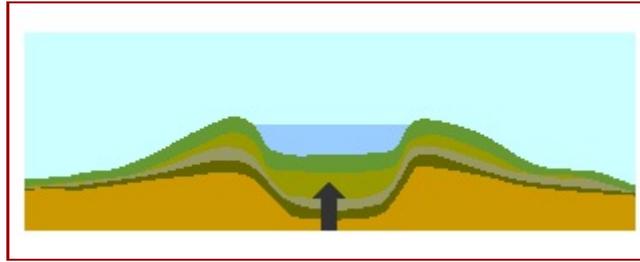


FIG. 8 - EVOLUZIONE FLUVIALE.

I fiumi sono tipicamente caratterizzati da una forma sinusoidale (fig. 9) con anse a curvatura più o meno stretta (i meandri), che, se non confinati da arginature artificiali, tendono a divagare in modo continuo, grazie all'azione costante di sedimentazione, sul lato interno dei meandri ed erosione su quello esterno.



FIG. 9 - I MEANDRI.

Un esempio tipico di pianura alluvionale è la Pianura Padana (fig. 10), in cui scorrono il fiume Po ed i suoi affluenti, e che, con i suoi 3000 km² di superficie costituisce la più grande piana alluvionale dell'Europa occidentale. La parte sepolta (**sottosuolo** [[approfondimento 27](#)]) della pianura è caratterizzata dall'ingente accumulo di depositi alluvionali sovrapposti a sedimenti marini riferibili all'inizio del Quaternario. I depositi alluvionali sono sede di consistenti serbatoi d'acqua (**acquiferi**), ampiamente sfruttati sia ad uso civile che industriale. Ove l'estrazione di acqua è più intensa, i sedimenti si compattano e la superficie del suolo tende ad abbassarsi, generando così il fenomeno della **subsidenza** [[approfondimento 28](#)].



FIG. 10 - PIANURA PADANA.

Le piane costiere

Le piane costiere sono zone di bassa quota, interposte tra il mare e le prime colline, oppure, come nel caso della Pianura Padana, costituiscono la prosecuzione verso mare della piana alluvionale (fig. 11) dove i sedimenti registrano l'azione congiunta di fiume e di mare.



FIG. 11 - PIANA COSTIERA ZONA FOCE RENO.

Se si osserva la successione dei terreni accumulati nelle piane costiere, infatti, sono caratterizzati dall'alternanza di depositi alluvionali (sabbie e limi), di laguna e palude costiera (argille e torbe), di spiaggia (sabbie) e di mare (sabbie e fanghi marini) (fig. 12).

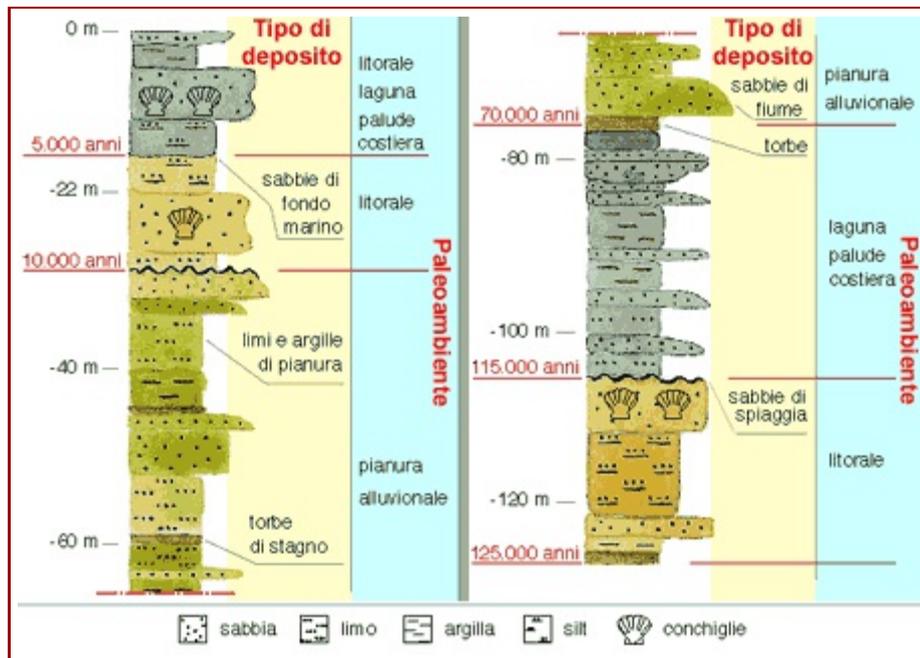


FIG. 12 - DEPOSITI COSTIERI.

L'area costiera padana, mostra il tipico panorama del delta del Po, con canali distributori tra i quali si interpongono baie, generalmente allagate, dove le acque del fiume si mescolano a quelle del Mare Adriatico. Sia a sud sia a nord del delta ci sono vaste spiagge sabbiose che in passato erano dotate di sistemi di dune che fornivano anche una valida protezione alle ingressioni marine durante gli episodi di tempesta. Sfortunatamente queste non sono più visibili al giorno d'oggi perché sono state spianate per far posto a strade e stazioni climatiche

L'ampliamento delle piane costiere è favorito dall'apporto di sabbie dai fiumi, che avviene quando questi sono conservati in condizioni naturali, diversamente è il mare ad avere il sopravvento determinando il fenomeno dell' **erosione costiera** [[approfondimento 26](#)].

Le pianure intermontane

Sono depressioni circondate dai rilievi, caratterizzate da riempimento alluvionale e/o lacustre. Alcune di esse sono impostate su depressioni tettoniche, graben (vedi cap. 3), colmate parzialmente con sedimenti erosi dai rilievi circostanti (fig. 13).



FIG. 13 - PIANA INTERMONTANA.

I processi endogeni

I processi endogeni dipendono dalle forze che si sviluppano all'interno della Terra e sono: l'**attività vulcanica** [capitolo 4. I vulcani] e **sismica** [capitolo 5. I terremoti], l'**attività orogenetica**, ossia l'insieme di fenomeni legati alla formazione delle montagne (capitolo 3. La formazione delle montagne), e l'**attività epirogenetica**, ossia i movimenti verticali della superficie terrestre, legati per esempio al sollevamento di vaste aree in seguito allo scioglimento dei ghiacciai, oppure ad abbassamenti del suolo connessi con fenomeni di subsidenza che interessano intensamente le nostre aree di pianura. L'insieme di tutti questi processi avviene in modo continuo e lento nel tempo.

I processi esogeni

I processi esogeni dipendono fortemente dal **clima**, che varia ciclicamente nel tempo determinando l'alternanza di periodi freddi, nei quali si verifica un abbassamento del livello marino, e periodi caldi, nei quali si ha innalzamento. Durante i periodi freddi le zone costiere sono maggiormente soggette ad erosione, mentre le aree interne sono caratterizzate da un aumento della produzione di materiale detritico e da un alluvionamento del fondovalle. Durante i periodi caldi, al contrario, nelle aree costiere sono favoriti i processi deposizionali, mentre nelle zone lontane dal mare si verifica un aumento della capacità erosiva dei corsi d'acqua e una concomitante diminuzione della produzione dei materiali detritici, tale da determinare l'incisione dei depositi lasciati dalla fase di accumulo precedente.

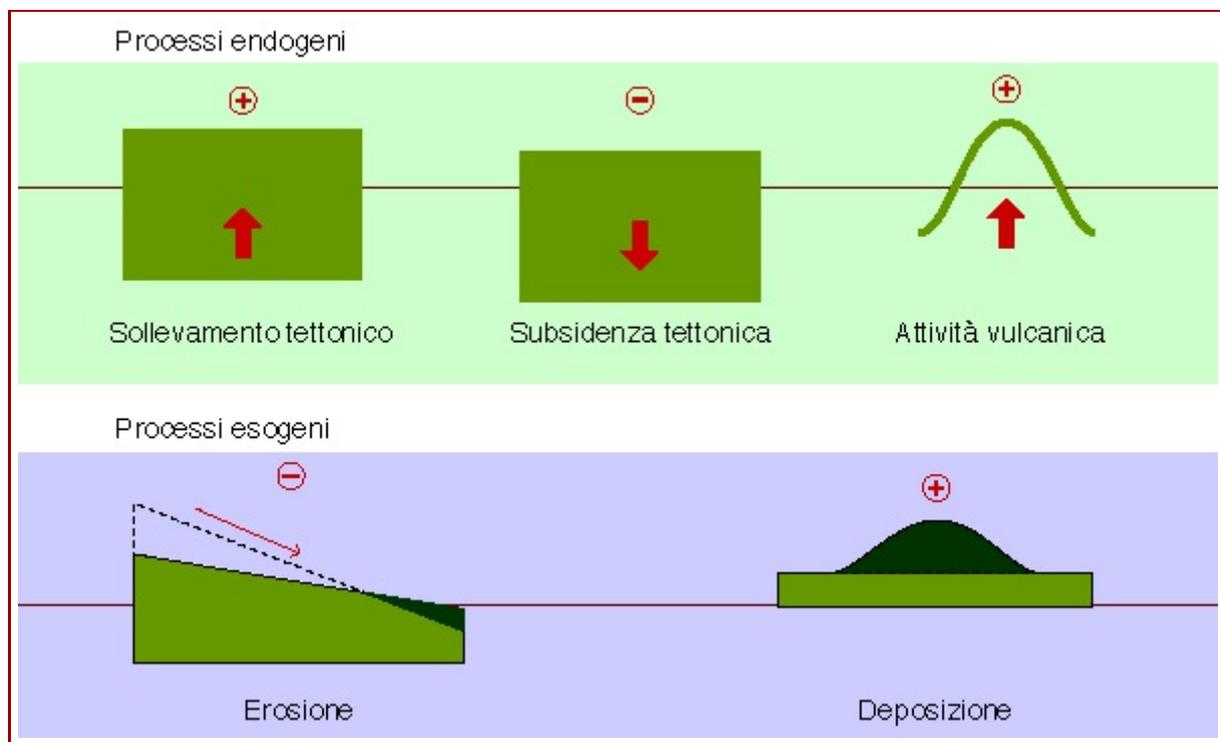


FIG. 1 - I PROCESSI ENDOGENI ED ESOGENI TENDONO A MODIFICARE L'ALTITUDINE DI UN PUNTO SULLA SUPERFICIE TERRESTRE, RISPETTO AD UN SISTEMA DI RIFERIMENTO, RAPPRESENTATO GENERALMENTE DAL LIVELLO DEL MARE. LO SCHEMA INDICA LA TENDENZA AL SOLLEVAMENTO (+) O ALL'ABBASSAMENTO (-) PER I DIVERSI FENOMENI.

Torna a: [[capitolo 6. Erosione e pianure](#)]

Approfondimento 26 – L'erosione costiera

L'erosione costiera è un fenomeno di importanza globale, soprattutto perché queste aree sono sempre più intensamente popolate. I fattori che le rendono vulnerabili sono la subsidenza, la forte urbanizzazione, la drastica riduzione degli apporti di sabbia da parte dei fiumi e l'innalzamento globale del livello del mare. Il trasporto verso mare dei sedimenti è infatti ostacolato dall'intensa escavazione degli alvei fluviali, dalla realizzazione di dighe e di sbarramenti, nonché dalla cementazione del letto di alcuni corsi d'acqua per cui il materiale che viene asportato ad opera delle onde e delle correnti costiere non è compensato da quello riversato a mare dai fiumi. La costruzione di lunghe dighe foranee per i porti, e di barriere artificiali per la protezione delle spiagge, hanno spesso accentuato il fenomeno, perché impediscono il naturale trasferimento di materiale lungo costa.



FIG. 1 - ESEMPIO DI EROSIONE DI UNA SPIAGGIA SUL LITORALE ROMAGNOLO.

Torna a: [[capitolo 6. Erosione e pianure](#)]

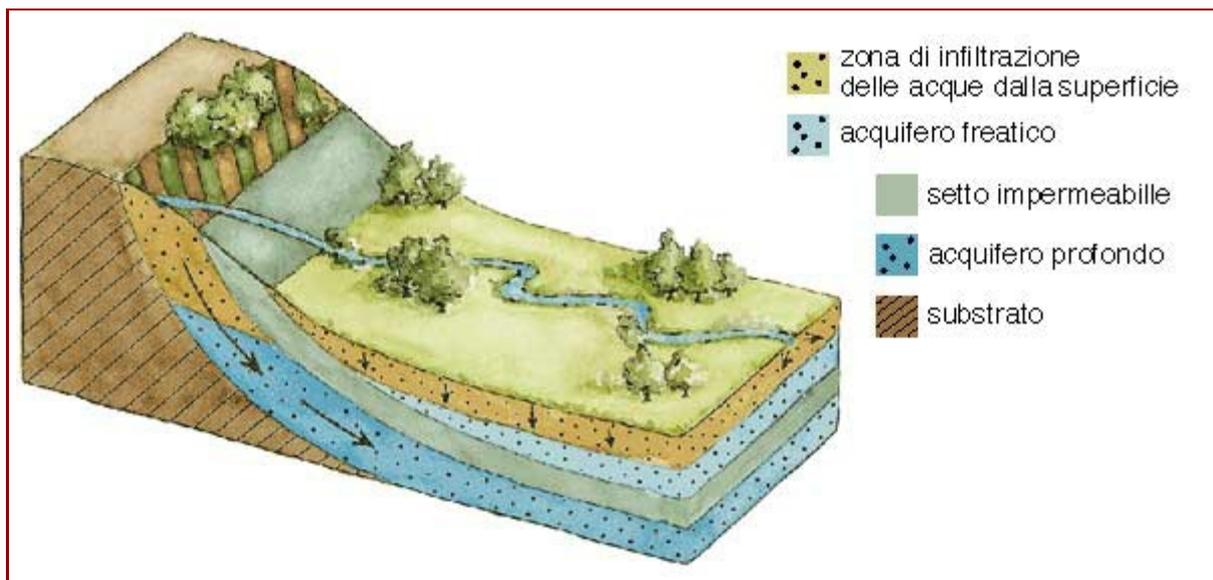


FIG. 1 - GLI ACQUIFERI OCCUPANO GLI STRATI POROSI DEI SEDIMENTI, MENTRE LE ARGILLE, IMPERMEABILI, SIGILLANO GLI ACQUIFERI.

Dal punto di vista geologico, i materiali nel primo sottosuolo della piana del Po sono formati da alcune centinaia di metri di sedimenti alluvionali accumulati dal trasporto del fiume Po e dei suoi affluenti in poco più di un milione di anni. Essi registrano la fase finale del riempimento di un ampio bacino (avanfossa) interposto tra le Alpi e gli Appennini, che iniziò a formarsi molti milioni di anni fa. L'area dove si trova ora la Pianura Padana era infatti coperta da un mare profondo poche centinaia di metri, in continuo abbassamento per cause tettoniche, in cui si depositavano sabbie ed argille marine, che attualmente costituiscono il substrato deformato dei depositi alluvionali.

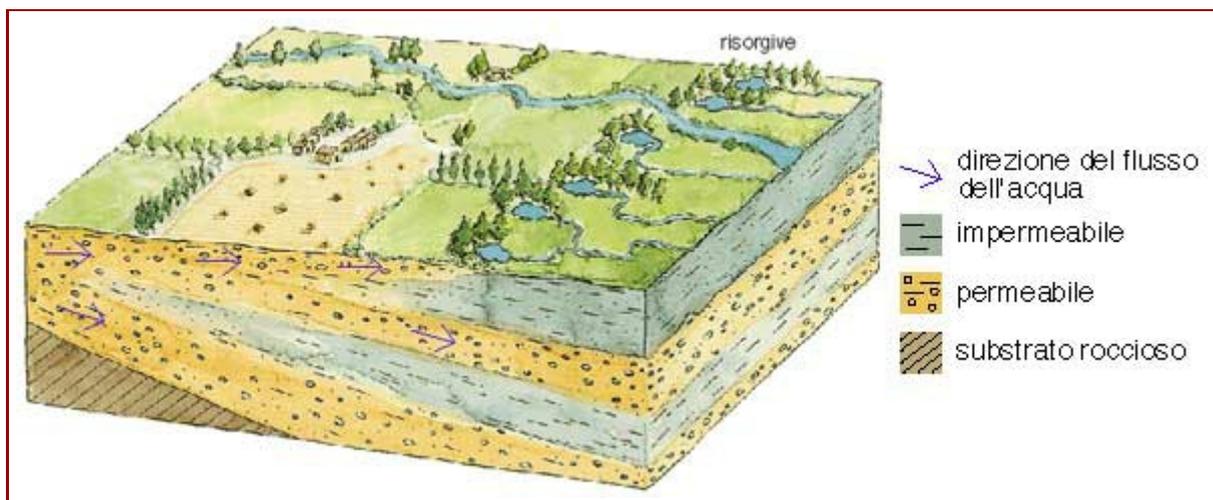


FIG. 2 - QUANDO UNO STRATO IMPERMEABILE INTERSECA LA SUPERFICIE DELLA PIANURA, COSTRINGE L'ACQUIFERO SOTTOSTANTE AD EMERGERE SOTTO FORMA DI RISORGIVE, CHE IN PIANURA PRENDE IL NOME DI RISORGIVA O FONTANILE.

Gli strati porosi dei depositi alluvionali, formati da sabbia e ghiaia, costituiscono un'immensa riserva di acqua: gli **acquiferi**. Questa riserva viene largamente usata a scopo potabile o per altri usi dalla popolazione della Pianura Padana. I diversi acquiferi sono separati tra loro da strati impermeabili (argille) che ne impediscono lo scambio. L'acquifero superficiale, detto anche freatico, è limitato in superficie dal suolo attraverso il quale si ricarica durante le precipitazioni. Talora avviene una fuoriuscita spontanea di acque dolci dal sottosuolo, lungo allineamenti noti come linea delle risorgive, causati dalla presenza di strati impermeabili che interrompono la continuità di uno strato poroso raccordandosi con la superficie.

Torna a: [capitolo 6. Erosione e pianure](#)

Approfondimento 28 – La subsidenza

L'evoluzione naturale delle pianure è influenzata dall'abbassamento del suolo dovuto alla compattazione dei sedimenti.

In molte parti della Pianura Padana il processo di subsidenza è ancora attivo ed è abbastanza comune trovare resti di epoca Romana (ville e città) vecchie di 2.000 anni, sepolte sotto parecchi metri di sedimento alluvionale.

La subsidenza è particolarmente forte nella parte orientale della pianura Padana dove alle cause naturali si aggiungono quelle antropiche rappresentate dall'estrazione di acque sia dolci sia metanifere. Nei primi 60 anni del XX secolo sono avvenuti abbassamenti superiori fino a 45 cm dovuti prevalentemente a cause naturali.

Il fenomeno si è notevolmente accentuato con l'industrializzazione e lo sviluppo agricolo tanto da causare negli anni '60/'80 abbassamenti fino a 2,5 m a Bologna e Ravenna (fig. 1).



FIG. 1 - LIVELLI DI ABBASSAMENTO DEL SUOLO DELLA PIANURA PADANA ORIENTALE NEGLI ANNI 1960-1980.

Torna a: [[capitolo 6. Erosione e pianure](#)]

7. Le rocce e i minerali



I minerali e le rocce sono i materiali di cui è costituito il nostro pianeta. I primi sono caratterizzati da composizione chimica specifica e proprietà fisiche omogenee. Le rocce invece sono aggregati naturali formati da più minerali (raramente da uno solo) e talvolta anche da sostanze non cristalline.

I minerali

I minerali sono sostanze solide cristalline naturali, generalmente inorganiche con una composizione chimica specifica. I minerali sono caratterizzati da - proprietà fisiche omogenee, - da una composizione chimica caratteristica e, soprattutto, dal fatto di possedere - un'impalcatura di atomi (reticolo cristallino) che rimane fissa per ciascun minerale. Una delle eccezioni più note è rappresentata dal mercurio il quale, pur comparando in natura allo stato liquido, è considerato un minerale.

L'espressione esterna della disposizione degli atomi costituenti il minerale, cioè del reticolo cristallino, si definisce "**cristallo**" [[approfondimento 29](#)]. Esso non è altro che una forma poliedrica, con particolare disposizione delle facce, degli spigoli e dei vertici tale da rispettare il più possibile l'equilibrio interno degli atomi. I tipi di cristalli possibili nel mondo minerale sono abbastanza limitati. Questo perché le distribuzioni atomiche possibili non sono infinite e le regole con le quali da un reticolo elementare si ottiene per accrescimenti successivi un cristallo visibile sono relativamente semplici. Se, vedendo una collezione mineralogica, può sembrare che le forme dei minerali siano tante e complicate, questo è dovuto al fatto che le poche forme fondamentali si combinano in vario modo, assumendo sviluppi irregolari.

In una sostanza cristallina gli atomi sono disposti in strutture tridimensionali ordinate, all'interno delle quali è possibile individuare un insieme di reticoli incastrati, ognuno dei quali ha ai propri vertici (nodi) atomi di uno stesso elemento. In questo incastro può essere individuata un'unità minima (cella elementare) la cui ripetizione nello spazio origina l'intera struttura cristallina caratteristica della sostanza solida (fig. 1).

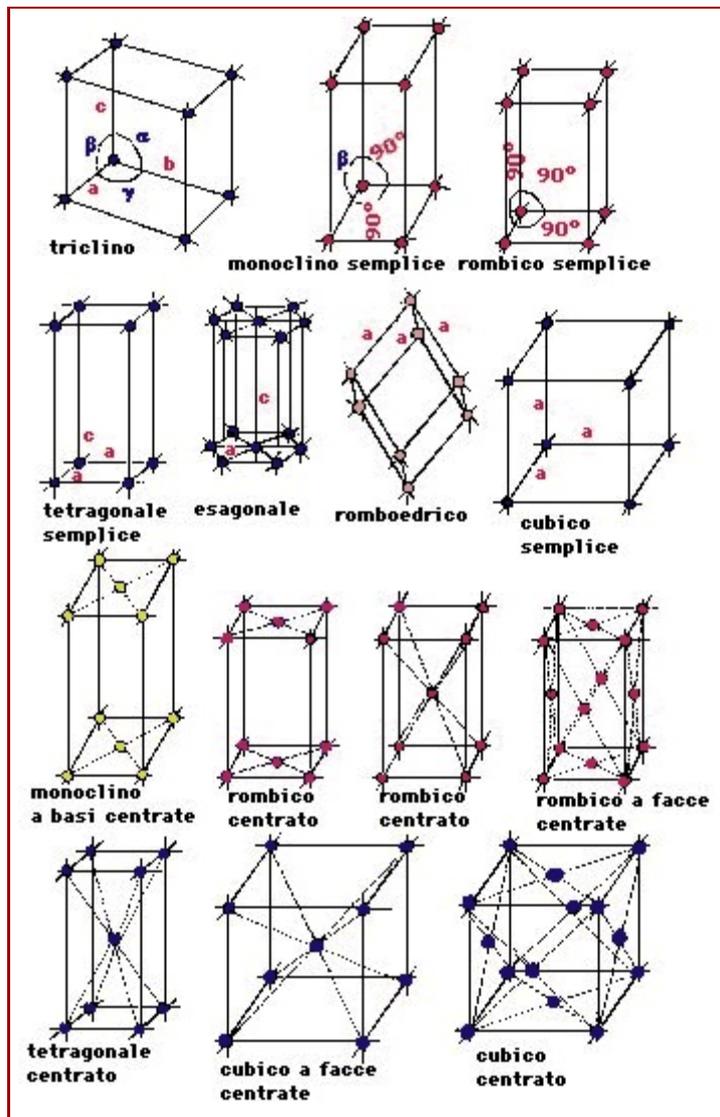


FIG. 1 - RETICOLI DI BRAVAIS.

Le sostanze solide non cristalline sono vetrose. Le sostanze vetrose hanno gli atomi distribuiti in modo disordinato e sono paragonabili a dei liquidi sopraraffreddati. Esempi naturali sono i vetri vulcanici (pomici, scorie, ossidiane).

Essendo i cristalli corpi visibili, la prima osservazione che si può fare è quella sulla loro forma, sia a occhio nudo che con vari tipi di microscopio. Osservazioni più specifiche per il riconoscimento vengono fatte con raggi X e con le analisi chimiche. La prima regola fondamentale della cristallografia, enunciata nel 1667 da Niels Stensen, medico alla corte dei Medici col nome di Nicola Stenone, stabilisce che **"in tutti i cristalli di una certa sostanza, a parità di pressione e temperatura, gli angoli diedri che le stesse facce fanno tra loro sono uguali"**. Questo significa che nei cristalli non hanno valore le dimensioni relative delle singole facce, ma solamente gli **angoli** che esse formano tra loro. Quindi, un cristallo di quarzo di un metro avrà le stesse misure angolari di un cristallo, sempre di quarzo, di un millimetro ma diverse da quelle dei cristalli di ogni altro minerale.

Il **cristallo** di un minerale si forma quando esistono condizioni tali per cui, attraverso una serie di reazioni chimico - fisiche, partendo da atomi disordinati si arriva a pezzi di materia rigorosamente organizzati in modo periodico e omogeneo. Ogni cambiamento (variazioni di temperatura e pressione, ad esempio) può interrompere la crescita dei cristalli o modificarne la struttura.

L'ossigeno (O_2) e il silicio (Si) sono gli elementi più abbondanti nella crosta terrestre e nel sottostante mantello e, pertanto, molti dei minerali che conosciamo sono costituiti da questi elementi detti silicati. La loro varietà deriva dal modo in cui si uniscono questi due elementi. Tutti i silicati presentano gruppi formati da un atomo di silicio e quattro di ossigeno (SiO_4), disposti con una geometria a tetraedro, al cui centro vi è il silicio e ai vertici l'ossigeno (fig. 2).

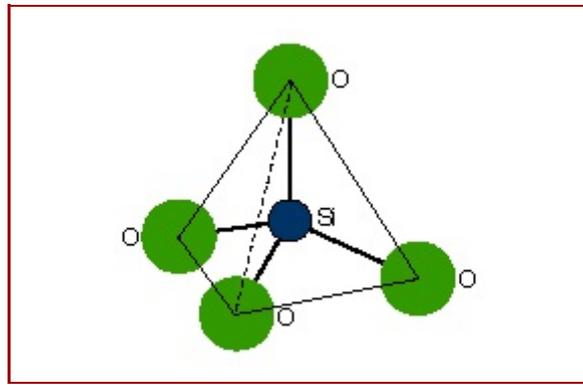


FIG. 2 - GRUPPO FONDAMENTALE SiO

Le varie strutture dei silicati derivano dai diversi modi con cui questi tetraedri si associano (fig. 3A-F).

tetraedro singolo

SiO_4
Esempio: granato

FIG. 3A - STRUTTURE CRISTALLINE DEI SILICATI: NESOSILICATI.

tetraedro doppio

Si_2O_7
Esempio: epidoto

FIG. 3B - STRUTTURE CRISTALLINE DEI SILICATI: SOROSILICATI.

anello

Si_6O_{18}
Esempio: tormalina

FIG. 3C - STRUTTURE CRISTALLINE DEI SILICATI: CICLOSILICATI.

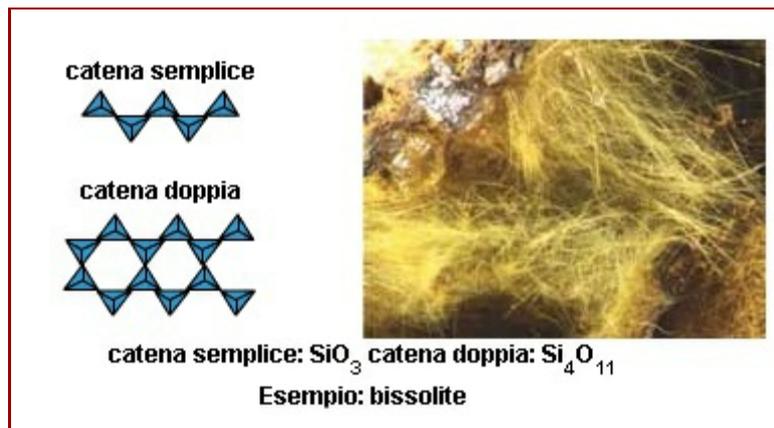


FIG. 3D - STRUTTURE CRISTALLINE DEI SILICATI: INOSILICATI.

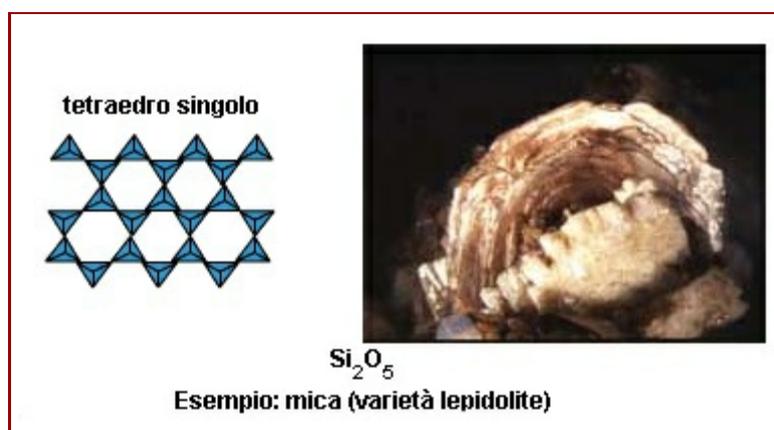


FIG. 3E - STRUTTURE CRISTALLINE DEI SILICATI: FILLOSILICATI.

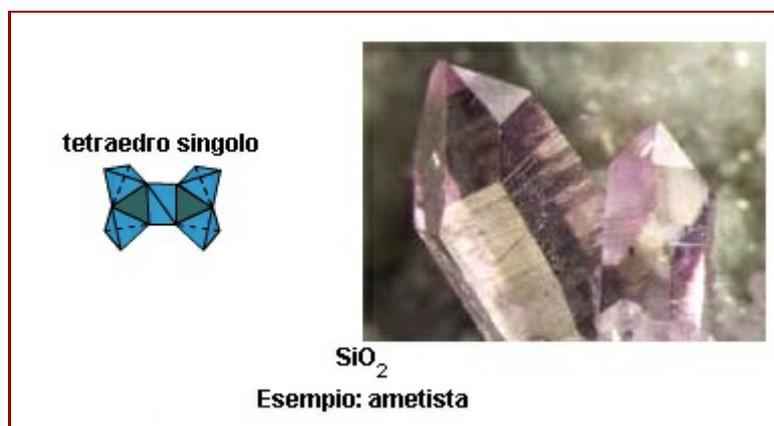


FIG. 3F - STRUTTURE CRISTALLINE DEI SILICATI: TETOSILICATI.

Le rocce

Le rocce non sono solo "pietre" senza significato ma raccontano la storia della Terra, sono la testimonianza dei fenomeni geologici avvenuti nel tempo.

Le rocce sono aggregati naturali formati da più minerali (raramente da uno solo), talvolta anche da sostanze non cristalline, che vengono formate in differenti condizioni ambientali da differenti processi geologici e quindi sono una guida per comprendere i processi stessi che le hanno prodotte e gli ambienti in cui si sono formate. Le rocce vengono distinte in tre grandi gruppi :

- 1 - rocce sedimentarie
- 2 - rocce metamorfiche
- 3 - rocce magmatiche

Le rocce sedimentarie

Le rocce sedimentarie si formano per **accumulo** e **compattazione** di minerali e granelli detritici di varia natura derivati da rocce preesistenti (**rocce sedimentarie clastiche** [[approfondimento 30](#)]), per **precipitazione chimica** nell'acqua (**rocce sedimentarie chimiche** [[approfondimento 30](#)]), per **attività biochimica** di organismi (**rocce sedimentarie biochimiche** [[approfondimento 30](#)]) (fig. 4).



FIG. 4 - ROCCE SEDIMENTARIE.

Pur essendo quantitativamente le meno abbondanti dell'intera crosta terrestre, sono quelle che formano l'80% della sottile copertura esterna e quindi sono le più visibili sulla superficie terrestre. Le rocce sedimentarie rivestono grande importanza sia per aspetti pratici ed economici (depositi di petrolio, gas naturali, carbone, uranio, ferro e molti altri elementi indispensabili per lo sviluppo della società industriale sono legati alla presenza di rocce sedimentarie) sia nello sviluppo del pensiero scientifico che, partendo dall'osservazione dei fossili in esse contenuti, ha ricostruito le tappe biologiche e geologiche dell'evoluzione della Terra.

I **sedimenti**, qualunque origine e natura abbiano, tendono a depositarsi a strati. Ogni **strato** di sedimento che si **depone** viene nel tempo sepolto da altri strati e subisce una lunga serie di modifiche che lo trasformano in una roccia solida. La trasformazione in roccia avviene in parte come risposta alla **compattazione**, con la quale le particelle vengono più strettamente impaccate le une alle altre sotto il peso dei sedimenti sovrastanti. Il volume viene notevolmente ridotto per espulsione dell'acqua interstiziale che occupa gli spazi tra le particelle. Allo stesso tempo i granuli possono essere ulteriormente consolidati fra loro dalla deposizione negli interstizi di sostanze minerali, processo denominato **cementazione**. Fenomeni di soluzione e ricristallizzazione possono provocare una più forte adesione delle particelle fra loro. Tutti i processi che agiscono su di un sedimento depositato e che portano alla formazione di una roccia compatta sono noti con il termine di **diagenesi**.

Le rocce metamorfiche

Le rocce metamorfiche si formano per riorganizzazione mineralogica e strutturale di preesistenti rocce (sedimentarie, magmatiche o metamorfiche) sottoposte a condizioni di **pressione** e/o **temperatura** diverse da quelle esistenti al momento della loro formazione (fig. 5). L'intervallo di temperatura a cui avviene il fenomeno è compreso tra i 200° e i 1000°, a seconda delle rocce coinvolte. Tali processi avvengono sempre allo stato solido e la composizione chimica complessiva della roccia viene mantenuta.



FIG. 5 - ROCCE METAMORFICHE.

Una roccia formata attraverso i processi di metamorfismo viene definita metamorfica di basso, medio o alto grado, a seconda che sia stata interessata da fenomeni di variazione di pressione o temperatura da poco a molto intensi.

Si distinguono due tipi principali di **metamorfismo** [approfondimento 31] quello **regionale**, che avviene su vaste aree ed è associato alla formazione delle montagne e quello di **contatto**, che è legato a zone relativamente vicine a sorgenti magmatiche.

Le rocce magmatiche

Le rocce magmatiche o ignee (fig. 6) si formano dalla **solidificazione** di un **magma** e costituiscono circa l'80% della massa totale della crosta terrestre. Il magma è una sostanza naturale ad alta temperatura (700 - 1200°C), composta prevalentemente da materiale roccioso fuso e da quantità variabili di gas e di solidi (pezzi di roccia o cristalli).

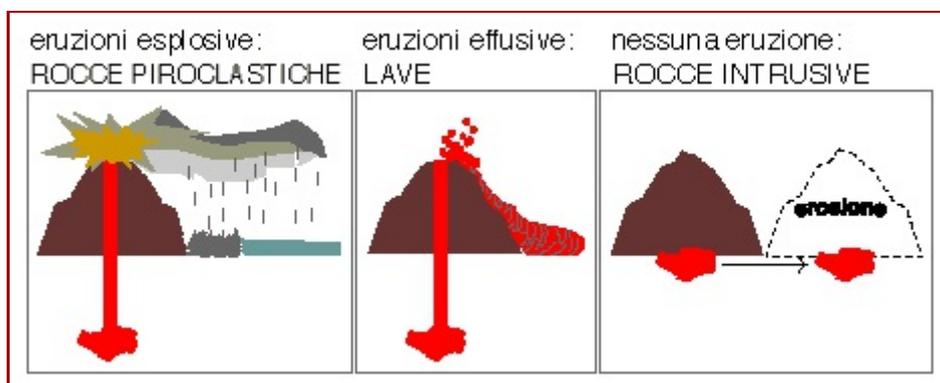


FIG. 6 - ROCCE MAGMATICHE.

Le rocce ignee si distinguono in base alla loro struttura e alle modalità di raffreddamento in:
rocce **intrusive** [approfondimento 32] a grana cristallina grossa prodotte da un lento raffreddamento del magma nella profondità della crosta;

rocce **effusive** a grana cristallina fine prodotte dal raffreddamento rapido del magma che raggiunge la superficie attraverso un apparato vulcanico (capitolo 4. I vulcani).

Le rocce ignee vengono anche classificate sulla base dei minerali da cui sono costituite in una serie che va da rocce ricche in silice, come i graniti (intrusiva), spesso di colore chiaro, a rocce povere di silice, come i basalti (effusiva), in genere di colore scuro.

Le rocce vulcaniche **effusive** possono essere molto diverse una dall'altra e della loro classificazione si occupa in particolare la vulcanologia (capitolo 4. I vulcani). Possono essere suddivise tra quelle derivanti dalla solidificazione di colate di **lava** (fig. 7) emesse durante le eruzioni effusive (prevalentemente basalti ma anche porfidi) e quelle formate dall'accumulo di particelle solidificate (piroclasti) derivate da frammenti di magma emessi durante le eruzione esplosive.



FIG. 7 - ROCCIA VULCANICA.

I piroclasti sono in prevalenza ceneri e pomici che possono compattarsi e saldarsi fino a formare le **rocce piroclastiche** (fig. 8) (tufi vulcanici).



FIG. 8 - DEPOSITI PIROCLASTICI.

Approfondimento 29 – I cristalli

Il regno inorganico è popolato da alcune migliaia di individui, dalle caratteristiche chimico-fisiche ben definite: i **minerali**, che nacquero all'epoca di formazione e di consolidamento della crosta terrestre, dai magmi e dalle soluzioni primordiali, e si formano tuttora durante i processi endogeni ed esogeni legati al vulcanesimo, alla tettonica, ai fenomeni geotermici. Ognuno di essi, inteso come specie mineralogica, è quindi identificato da una composizione chimica e da una struttura fisica peculiari, che si rispecchiano nelle sue proprietà e nelle forme che assume. L'approccio allo studio e alla conoscenza dei minerali è di solito effettuato dal punto di vista chimico-fisico e dal punto di vista morfologico; possiamo quindi classificare le specie mineralogiche sia dalla loro composizione chimica, sia dalle forme che assumono i loro cristalli, osservandone le combinazioni e le simmetrie, dovute alla disposizione nello spazio degli atomi e delle molecole loro costituenti. Dal punto di vista chimico, i minerali sono di solito così classificati:

ELEMENTI NATIVI: corrispondenti agli elementi descritti dalla chimica, costituiti da atomi tutti della stessa specie (ad esempio: oro, argento, rame, mercurio, zolfo); sono relativamente rari, per lo più poco reattivi con l'ambiente che li ospita;

SOLFURI: composti non ossigenati, costituiti dall'unione dello zolfo con uno o più metalli, sono caratterizzati da aspetto e proprietà semi metalliche; da essi si ricavano la maggior parte dei metalli non ferrosi;

ALOGENURI: gruppo costituito dall'unione degli elementi alogeni (ad esempio cloro, bromo) con i metalli; rappresentano una famiglia poco numerosa, nella quale è comunque notissimo il salgemma (sale da cucina);

OSSIDI e IDROSSIDI: composti formati per l'azione ossidante dell'atmosfera e dell'acqua a costituire un gruppo ove l'ossigeno si combina con uno o più elementi, per lo più a carattere metallico;

CARBONATI, nitrati, borati: i carbonati sono componenti essenziali di molte rocce sedimentarie e metamorfiche; sono il risultato dell'unione dello ione carbonato (CO_2) in prevalenza con i metalli, dei quali sono spesso fonte di estrazione;

SOLFATI: costituiscono un numeroso gruppo, le cui specie derivano per lo più dall'alterazione dei solfuri metallici; compresi in questo gruppo, sono molto più rari i cromati, i molibdati, i wolframati;

FOSFATI, arseniati, vanadati: gruppo che comprende specie formatesi per alterazione di minerali metallici dall'unione rispettivamente con fosforo, arsenico, vanadio; spesso costituiscono specie miste;

SILICATI: costituiscono il gruppo più numeroso e diffuso, le cui specie costituiscono la crosta terrestre, essenzialmente composta da silicio e ossigeno. Rappresentano i mattoni fondamentali della quasi totalità delle rocce. È importante per il loro studio la suddivisione in classi della loro struttura molecolare. Tale suddivisione è basata sul gruppo SiO_2 , (geometricamente assimilabile a un tetraedro che porta il silicio al centro e i quattro atomi di ossigeno ai vertici), e dal diverso suo modo di concatenarsi nello spazio, insieme ad atomi di altra natura che determinano le varie specie di silicati. Strutturalmente, i modi di organizzazione dei tetraedri SiO_2 portano alla seguente suddivisione dei silicati:

- **Nesosilicati**: i tetraedri SiO_2 sono isolati tra di loro;
- **Sorosilicati**: i tetraedri SiO_2 sono riuniti in gruppi isolati di due, uniti per un vertice;
- **Ciclosilicati**: i tetraedri SiO_2 sono riuniti in anelli isolati di tre, quattro o sei tetraedri, uniti ai vertici;
- **Inosilicati**: i tetraedri SiO_2 si legano a formare catene allungate in una direzione prevalente, che può essere semplice, o doppia, determinando strutture allungate, fino a filiformi come nell'amianto;
- **Fillosilicati**: i gruppi tetraedrici SiO_2 sono qui riuniti in due dimensioni a riempire il piano, in maglie esagonali, determinando quindi strutture a netta sfaldatura lamellare, come nella mica;
- **Tectosilicati**: i tetraedri SiO_2 sono qui tutti collegati per i vertici, a formare una struttura molto compatta che determina una elevata durezza ai minerali di questo tipo, come il quarzo.

COMPOSTI ORGANICI: vengono qui comprese le sostanze minerali di origine animale o vegetale, rintracciabile ai giorni nostri attraverso i processi di fossilizzazione (ad esempio l'ambra) e di accumulo (idrocarburi).

Abbiamo visto che la diversa composizione chimica che caratterizza le diverse specie mineralogiche determina, attraverso la disposizione ripetitiva nello spazio degli atomi e delle molecole costituenti la materia, una "impalcatura" che presenta caratteristiche peculiari di simmetria geometrica. Lo studio di tali caratteristiche fu effettuato in maniera approfondita fin dal 17° secolo, e portò nel 1667 Nicola Stenone a definire la "Legge di costanza dell'angolo diedro" cioè gli angoli tra due facce corrispondenti, in cristalli di una stessa specie, sono sempre uguali.

Successivamente René-Just Haüy, mineralogista francese (1743 -1822), approfondì lo studio di questa disciplina, gettando le basi della moderna cristallografia, o studio morfologico dei cristalli: essa studia tutte le possibilità di ordinamento spaziale degli atomi, dettate dalla loro dimensione reciproca e dalle loro cariche.

Si individuano così i cosiddetti reticoli cristallini riconducibili strutturalmente a un numero limitato di "celle fondamentali", note come Reticoli di Bravais dal nome dell'ideatore, che, ripetute nelle tre direzioni dello spazio, ricoprono tutte le possibilità di ordinamento geometrico della materia inorganica.

Un' altra regola fondamentale di tale ordinamento, è quella relativa agli angoli individuati dai piani reticolari: tali piani possono formare tra di loro soltanto determinati angoli, caratteristici per ogni specie mineralogica. Questo infatti è un criterio di indagine analitica per il riconoscimento di un minerale.

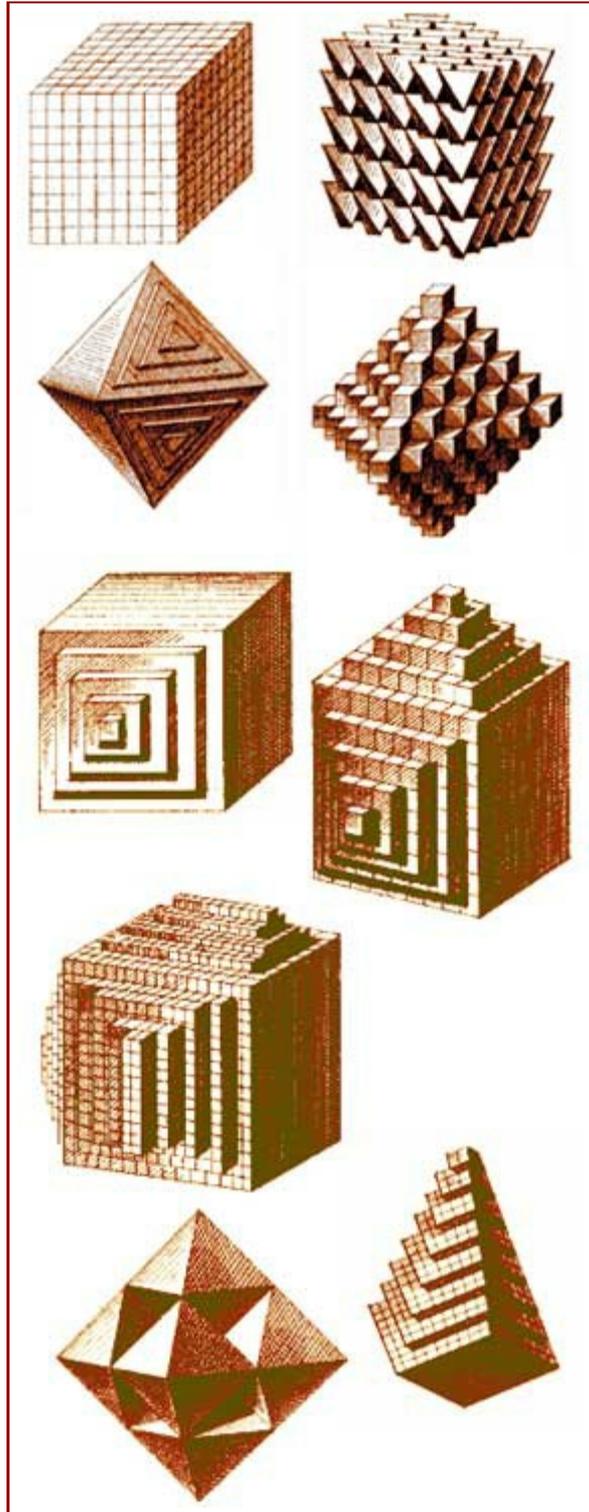


FIG. 1 - MODELLI CRISTALLOGRAFICI UTILIZZATI NEL 19° SECOLO PER EVIDENZIARE COME LA DIVERSA RIPETIZIONE NELLO SPAZIO DELLA STESSA "CELLA ELEMENTARE" DETERMINI DIFFERENTI FORME CRISTALLINE.

I sette sistemi cristallini sono i seguenti, ordinati per contenuto di simmetria decrescente:

1. Cubico, a più elevata simmetria, che determina una profusione di forme possibili, semplici e composite;



FIG. 2 - ESEMPIO DI MINERALE DEL SISTEMA CUBICO: LA GALENA.

2. Tetragonale, le cui forme fondamentali sono il prisma e la piramide a base quadrata;

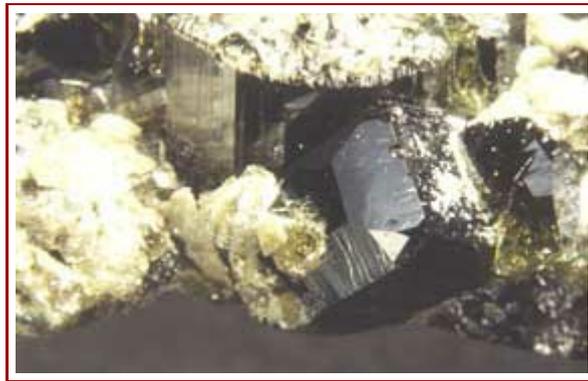


FIG. 3 - ESEMPIO DI MINERALE DEL SISTEMA TETRAGONALE: LA VESUVIANITE.

3. Trigonale, la cui forma fondamentale è il romboedro, insieme al prisma a base triangolare;



FIG. 4 - ESEMPIO DI MINERALE DEL SISTEMA TRIGONALE: LA RODOCROSITE.

4. Esagonale, con forme principali prismatiche e piramidali a base esagonale;



FIG. 5 - ESEMPIO DI MINERALE DEL SISTEMA ESAGONALE: LA VANADINITE.

5. Rombico, con prismi a varia angolatura e le piramidi corrispondenti come forme principali;



FIG. 6 - ESEMPIO DI MINERALE DEL SISTEMA ROMBICO: LO ZOLFO.

6. Monoclino, le cui forme sono essenzialmente determinate da prismi a ridotta simmetria, e che raccoglie la maggior parte delle specie mineralogiche;



FIG. 7 - ESEMPIO DI MINERALE DEL SISTEMA MONOCLINO: IL GESSO.

7. Triclino, che presenta come unico elemento di simmetria il centro.



FIG. 8 - ESEMPIO DI MINERALE DEL SISTEMA TRICLINO: AXINITE.

Il riempimento dello spazio da parte della materia inorganica, e la sua intima natura strutturale, sono completamente e totalmente riconducibili a tale ordinamento classificativo, e alle leggi di simmetria che ne derivano; tali leggi determinano la natura e le forme dei cristalli dei minerali, che da millenni stupiscono e affascinano la sensibilità estetica dell'uomo, e il cui studio e utilizzazione hanno reso possibile lo sviluppo della civiltà.

Torna a: [[capitolo 7. Le rocce e i minerali](#)]

Approfondimento 30 – Le rocce sedimentarie

Le **rocce sedimentarie clastiche** derivano da materiale sciolto asportato da rocce preesistenti e accumulato sulla superficie terrestre, sia sui continenti sia nel fondo dei mari. Le particelle che compongono queste rocce possono essere di qualsiasi natura. Questo dipende se l'erosione ha agito su rocce preesistenti di tipo metamorfico, igneo o sedimentario.

Tutte le rocce sono soggette a degradazione e ad **erosione**. Questi processi sono in gran parte legati agli agenti atmosferici e, col tempo, le rocce vengono rotte in pezzi di varie dimensioni. Il materiale incoerente, che si viene così a formare, viene portato lontano dalla roccia madre dall'azione delle acque dilavanti, dai fiumi, dal vento e dai ghiacciai. Quando questi agenti di **trasporto** non sono più capaci di trascinare oltre il loro carico, i materiali trasportati si sedimentano, cioè si **depositano**. L'acqua è il più importante agente di trasporto e di deposizione. Gran parte del materiale eroso dalla superficie terrestre raggiunge il mare, dove viene ulteriormente trasportato dal moto ondoso, dalle maree e dalle correnti.



FIG. 1 - I CALANCHI SONO UN ESEMPIO TIPICO DI EROSIONE DELLE FORMAZIONI ARGILLOSE.

Il detrito sedimentario prodotto da degradazione ed erosione, è composto da frammenti di roccia, granuli di minerali e particelle argillose. Durante il trasporto, soprattutto quando avviene in acque correnti, le varie componenti del detrito tendono a separarsi formando frazioni di diversa granulometria, cioè originando gruppi di frammenti con dimensioni e/o pesi simili. Ciascuna frazione si deposita non appena viene a mancare l'energia per un suo trasporto ulteriore.

Le rocce sedimentarie clastiche vengono classificate in base alle dimensioni dei granuli (o clasti) che le originano e che le compongono.

Se le dimensioni dei clasti del sedimento sono superiori a 2mm si hanno le **ghiaie** che compattate costituiscono i **conglomerati** e le **brecce**. I conglomerati (fig. 2) sono formati da ciottoli ben arrotondati mentre le brecce sono formate da frammenti angolosi.



FIG. 2 - ESEMPIO DI CONGLOMERATO.

Il materiale con granuli di dimensioni comprese tra i 2mm e i 1/16mm è conosciuto come sabbia. La **sabbia** forma dopo la litificazione l'**arenaria**. (fig. 3).



FIG. 3 - LE STRUTTURE CHE SI OSSERVANO ALL'INTERNO DELLO STRATO DI ARENARIA PERMETTONO DI CAPIRE I PROCESSI SEDIMENTARI CHE L'HANNO PRODOTTA.

Le particelle di **limo**, con diametro variabile da 1/16 a 1/256 di mm, formano le **siltiti**. I minerali delle **argille** sono particelle piccolissime, meno di 1/256 mm, che si depositano per formare le **argilliti** e le **marne** (fig. 4).

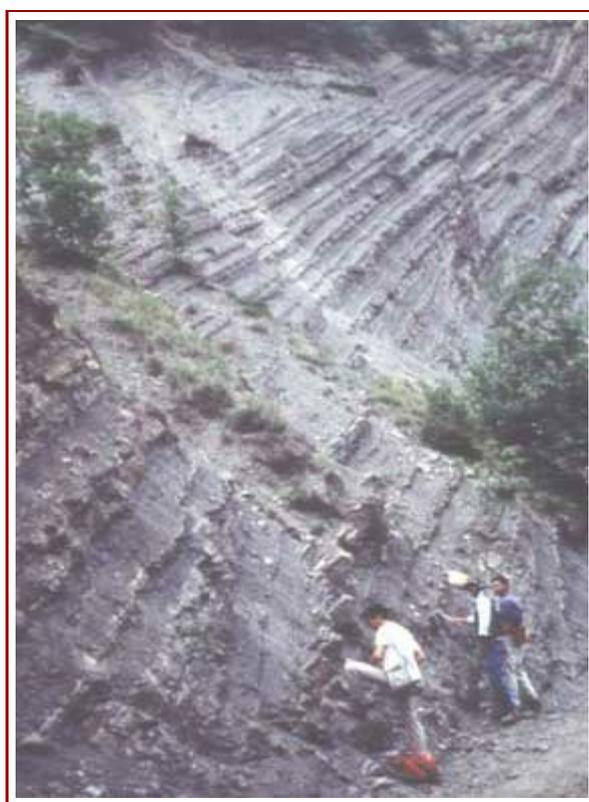


FIG. 4 - ROCCE SEDIMENTARIE FORMATE DA PREVALENTI STRATI PELITICI (MAGGIORMENTE EROSI) ED ARENACEI.

Le **rocce sedimentarie chimiche e biochimiche** derivano dalla precipitazione chimica di sostanze presenti in soluzione nell'acqua. La sedimentazione chimica avviene prevalentemente nei mari dove sostanze disciolte come il cloro, il sodio, il calcio, il potassio, il carbonato e la silice si legano tra loro in minerali che precipitano fino a depositarsi sui fondali. Un esempio di roccia sedimentaria chimica è il **salgemma** (NaCl) che con il gesso e altri sali costituisce le **evaporiti**. Queste rocce derivano dalla progressiva evaporazione di bacini salati e successiva precipitazione e accumulo di questi minerali.

Alcuni materiali in soluzione nell'acqua vengono anche utilizzati dagli organismi viventi per costruire le loro conchiglie o scheletri. Dopo la morte i resti di questi animali si possono accumulare e sedimentare sui fondali di bacini. Le rocce biochimiche più comuni formatesi in questo modo sono i **calcari** composti da calcite (carbonato di calcio).

Ambienti di formazione

Le caratteristiche delle rocce sedimentarie permettono di risalire all'ambiente in cui si sono formate, cioè al tipo di paesaggio e di condizioni in cui si sono accumulati i sedimenti che le compongono. Tra le fasi di **erosione**, **trasporto**,

deposizione delle particelle e i processi di **litificazione** (o pietrificazione) che portano al risultato finale, possono intercorrere anche vari milioni di anni, nel corso dei quali la crosta terrestre è continuamente interessata da grandi movimenti tettonici. Pertanto, l'ambiente e il luogo di formazione delle rocce non sempre coincidono con quelli in cui si trovano attualmente. Uno degli scopi della geologia e, in particolare, della sedimentologia e della petrografia è quello di risalire, attraverso le caratteristiche di una roccia, all'ambiente di formazione.

ambiente di formazione	tipi di rocce	esempi
	detritiche di tipo alluvionale	-breccia -conglomerato -arenaria -travertino
	detritiche, chimiche e organogene di tipo lacustre	-marna -arcosa -argillite -travertino
	detritiche, chimiche e organogene di tipo marino	-diaspro -calcare -dolomia -selce
	prevalentemente chimiche e organogene di tipo lacustre	-gesso -anidrite -calcare -torba
	chimiche residuali di tipo carsico	-travertino
	detritiche di tipo morenico (dep. glaciali e fluvioglaciali)	-puddinga -torba

Torna a: [[capitolo 7. Le rocce e i minerali](#)]

Approfondimento 31 – Le rocce metamorfiche

Una roccia può subire notevoli cambiamenti quando si modificano le condizioni dell'ambiente in cui si trova. I processi di formazione delle rocce metamorfiche avvengono tutti in profondità e quindi in condizioni non "visibili", essi infatti avvengono in condizioni di pressione e/o temperature che si riscontrano almeno ad oltre 10 km di profondità.

Esistono due fondamentali tipi di metamorfismo dovuti a differenti processi di trasformazione causati dal calore e dalla pressione.

Metamorfismo regionale: ampie zone della crosta terrestre possono essere interessate dal metamorfismo regionale, come ad esempio le radici delle catene montuose. In questo caso l'**effetto termico** dovuto alla profondità si combina con quello della **pressione**, essendo le rocce gravate da pesanti falde rocciose soprastanti. Queste zone sono spesso sede di intensi movimenti crostali e, insieme ai processi metamorfici, le rocce sono anche soggette a fratture e deformazioni (fig. 1, 2, 3).

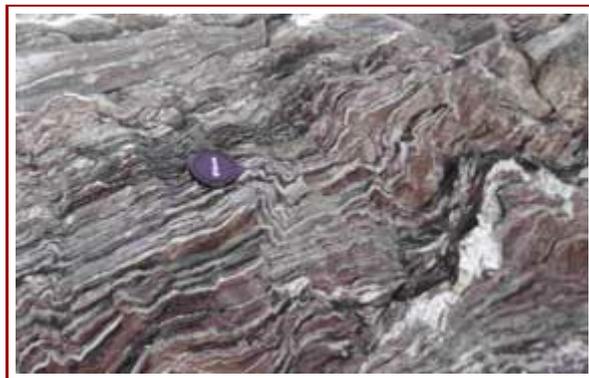


FIG. 1 - ROCCIA METAMORFICA REGIONALE: ESEMPIO DI FILLADE.



FIG. 2 - ROCCIA METAMORFICA REGIONALE: ESEMPIO DI ORTOGNEISS.



FIG. 3 - ROCCIA METAMORFICA REGIONALE: ESEMPIO DI ECLOGITE.

Metamorfismo di contatto: questo tipo di metamorfismo, detto di contatto, è il risultato di un'**alterazione termica** che interessa le rocce che si trovano a contatto con un'intrusione magmatica. Il grado di trasformazione dipende dalla temperatura del magma, dalle dimensioni e dalla forma dell'intrusione. L'effetto termico prodotto dal corpo intrusivo sulle rocce che lo circondano diminuisce con la distanza dal contatto e attorno all'intrusione si forma un'aureola metamorfica di ampiezza variabile, con grado di metamorfismo decrescente verso l'esterno (fig. 4).



FIG. 4 - ROCCIA METAMORFICA DA CONTATTO: ESEMPIO DI MARMO CON INCLUSIONI DI SELCE.

Tutti i tipi di metamorfismo conferiscono nuove strutture alle rocce che modificano. La struttura di una roccia metamorfica è determinata dalla dimensione, dalla forma e dalla disposizione dei suoi cristalli. Una caratteristica che viene usata per la classificazione delle rocce metamorfiche è la **scistosità**, proprietà dovuta alla disposizione dei minerali che compongono la roccia su piani paralleli. Le rocce metamorfiche vengono suddivise in due classi strutturali principali: le **rocce scistose** e le **rocce non scistose** a seconda che presentino un aspetto lamellare o meno.

Le rocce scistose vengono poi classificate secondo la natura della scistosità, le dimensioni dei cristalli, il grado di separazione dei minerali in bande chiare e scure ed il grado di metamorfismo. Per esempio le **argille** sottoposte a metamorfismo regionale, a condizioni di temperatura e pressione basse, vengono prevalentemente trasformate in (ardesie), tipiche rocce con basso grado di metamorfismo.

Le rocce non scistose invece rientrano in due gruppi: quelle che si formano per metamorfismo regionale e quelle per metamorfismo di contatto. Per esempio, il **marmo** è un prodotto del metamorfismo regionale (calore e pressione) su calcari e dolomie.

Torna a: [[capitolo 7. Le rocce e i minerali](#)]

Approfondimento 32 – Le rocce intrusive

Le rocce ignee intrusive si formano nel sottosuolo, anche a diversi chilometri di profondità, per lenta perdita di calore del magma stesso. La perdita di calore permette la formazione di cristalli, più o meno sviluppati a seconda della velocità di raffreddamento. La caratteristica più evidente delle rocce intrusive è lo sviluppo dei cristalli (fig. 1). Queste rocce arrivano poi in superficie grazie ai processi tettonici e, successivamente erosivi che asportano la copertura, in genere formata da rocce sedimentarie sollevate e deformate dalla stessa intrusione, e mettono a nudo i corpi rocciosi granitici. Le rocce intrusive possono presentarsi sotto forma di strutture geologiche particolari: i **dicchi** e i **filoni**. Sono intrusioni di piccole dimensioni che si dipartono da una massa magmatica più estesa. Sono stati spinti nelle rocce circostanti, dette rocce incassanti, quando la massa di magma si stava facendo strada tra le rocce della crosta.

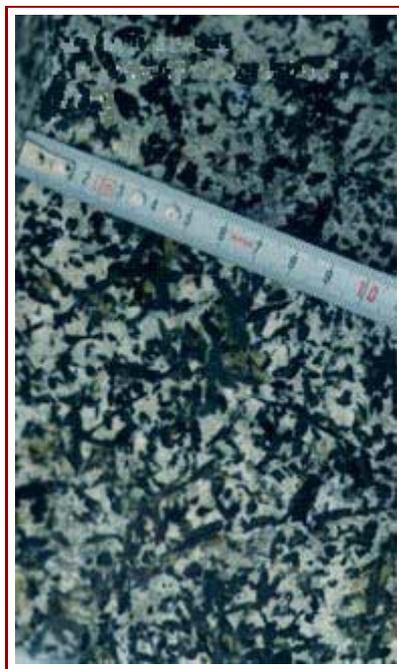


FIG. 1 - ROCCIA INTRUSIVA CON CRISTALLI DI ORNEBLEND (NERI).

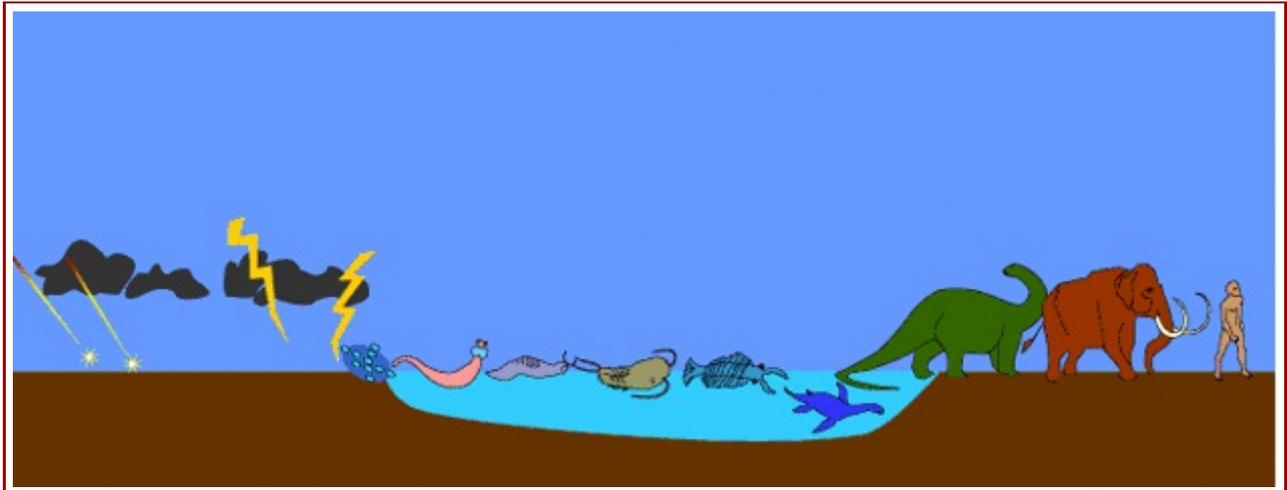
Se le intrusioni sono nettamente discordanti rispetto alle strutture presenti nella roccia in cui si sono fatte strada, vengono dette **dicchi** (fig. 2). I dicchi, in generale hanno andamento verticale o molto inclinato e quando si intrudono in corpi rocciosi sedimentari con una stratificazione ad andamento orizzontale, tagliano nettamente gli strati. Al contrario, i **filoni**, o **filoni-strato**, derivano da intrusioni parallele alla stratificazione. E' probabile che proprio la discontinuità tra uno strato e l'altro abbia favorito e favorisca il movimento laterale di queste limitate porzioni di magma.



FIG. 2 - ESEMPIO DI UN DICCO INTRUSO IN UNA SUCCESSIONE SEDIMENTARIA.

Torna a: [\[capitolo 7. Le rocce e i minerali\]](#)

8. Il tempo geologico



Le rocce che formano la crosta terrestre contengono la "registrazione" dei 4,6 miliardi di anni di storia della Terra. Questo intervallo di tempo è quello che gli studiosi chiamano "tempo geologico".

Le rocce che formano la crosta terrestre contengono la "registrazione" dei 4,6 miliardi di anni di storia della Terra. È difficile immaginare la vastità di questo intervallo di tempo, detto dagli studiosi "tempo geologico", se ci si limita a considerare concetti familiari quali giorni, mesi, anni (fig. 1).

ERA	PERIODO	EPOCA	MILIONI di anni fa
CENOZOICO	QUATERNARIO	OLOCENE	0,01
		PLEISTOCENE	1,8
	TERZIARIO	PLIOCENE	5
		MIOCENE	26
		OLIGOCENE	37
		EOCENE	53
		PALEOCENE	65
MESOZOICO	CRETACEO		144
	GIURASSICO		213
	TRIASSICO		260
PALEOZOICO	PERMIANO		286
	CARBONIFERO		360
	DEVONIANO		408
	SILURIANO		438
	ORDOVICIANO		505
	CAMBRIANO		540
	PROTEROZOICO		
ARCHEANO			4600

FIG. 1 - SCALA DEL TEMPO GEOLOGICO.

È necessario invece abituarsi all'idea che sono i milioni e le decine di milioni di anni che devono essere utilizzati per descrivere fenomeni come la nascita di una catena montuosa, la chiusura di un oceano, l'erosione di una montagna, la formazione di un deserto. La nostra vita è troppo breve per osservare un fenomeno geologico nella sua totalità, anche se terremoti ed eruzioni vulcaniche ci ricordano che siamo su un pianeta "vivo".

DODICI ORE DALLA NASCITA DELLA TERRA [approfondimento 33]

Lo sviluppo delle conoscenze sulla reale età della Terra fu ostacolato inizialmente dal fatto che i primi studiosi del '600, strettamente legati alle interpretazioni bibliche, non andavano oltre le poche migliaia o decine di migliaia di anni; famoso è il caso dell'Arcivescovo irlandese Ussher che, nel 1664, attribuì con assoluta certezza la nascita della Terra all'anno 4004 a.C., giorno 26 ottobre, ore 9,00 di mattina (fig. 2).



FIG. 2 - L'ARCIVESCOVO IRLANDESE USSHER.

Nicola Stenone, grande scienziato del XVII secolo, fu il primo ad enunciare due principi fondamentali per la geologia:

- gli strati rocciosi che oggi vediamo, si sono depositi orizzontalmente;
- gli strati più vecchi vengono ricoperti da strati sempre più recenti, mano a mano che ci si sposta dal basso verso l'alto.

Il tutto a condizione che la successione di strati non sia stata capovolta da eventi geologici successivi (fig. 3).

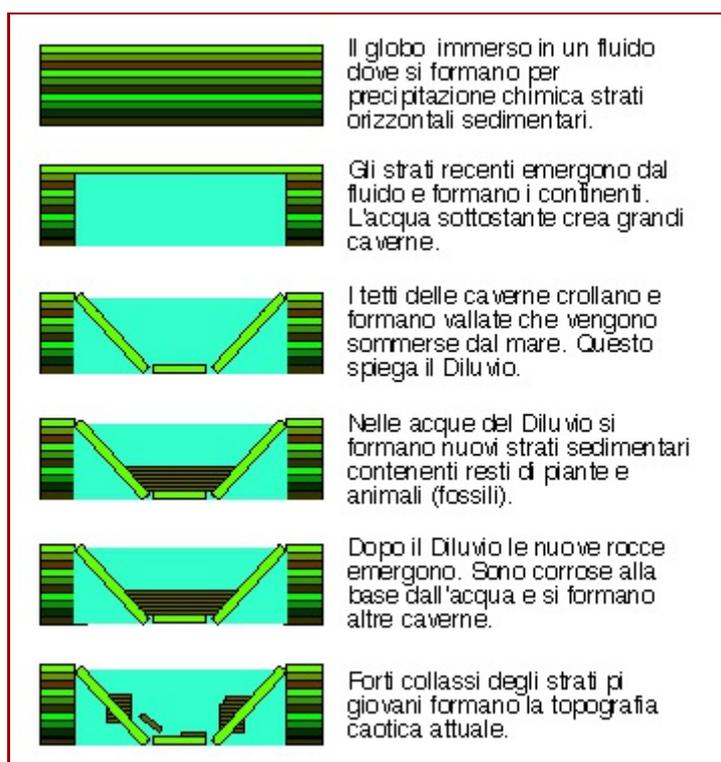


FIG. 3 - IPOTESI DI STENONE.

Sulla base del lavoro di Stenone, furono poi i primi "pionieri" della geologia, vissuti tra il Settecento e l'Ottocento, a dare un fortissimo impulso alla descrizione dettagliata della storia della Terra, iniziando a decifrare le pagine contenute nel grande "libro delle rocce".

James Hutton (fig. 4), un geologo scozzese della fine del '700, elaborò poi il concetto di "tempo geologico", per il quale ciascun livello di roccia rappresenta un lasso di tempo ben definito: si trattò di una scoperta che consentì di compiere un grande passo in avanti, ponendo le basi per una prima cronologia della storia terrestre. I primi studiosi si accorsero però che era impossibile attribuire ad ogni singolo strato una precisa quantità di tempo geologico, perché non è calcolabile con certezza quanto tempo è stato necessario affinché lo strato si deponesse.

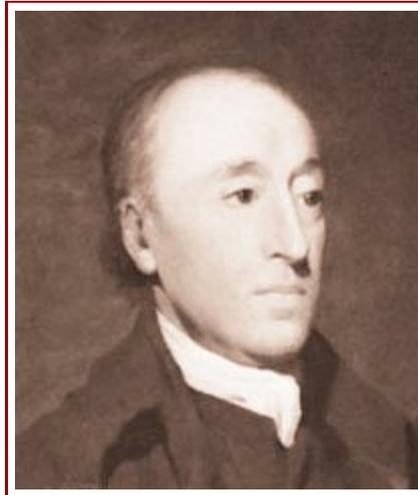


FIG. 4 - IL GEOLOGO SCOZZESE HUTTON.

ORIGINE DEI NOMI DELLE ERE GEOLOGICHE [[approfondimento 34](#)]

L'ingegnere inglese **William Smith** (1769-1839) fu il primo studioso a confermare le ipotesi di Hutton, accorgendosi che i **fossili** erano presenti all'interno delle rocce sedimentarie stratificate, secondo un **ordine** ben definito. Esaminando in sequenza, dal basso verso l'alto, alcune successioni di strati, Smith si accorse infatti che ogni strato roccioso conteneva una certa specie o una ben definita associazione di fossili, non osservabile negli strati sottostanti, e neppure in quelli sovrastanti.

Smith riuscì così a mettere in relazione tra loro affioramenti rocciosi distanti anche centinaia di km gli uni dagli altri, paragonabili in quanto caratterizzati dalla stessa successione verticale di specie fossili (fig. 5).

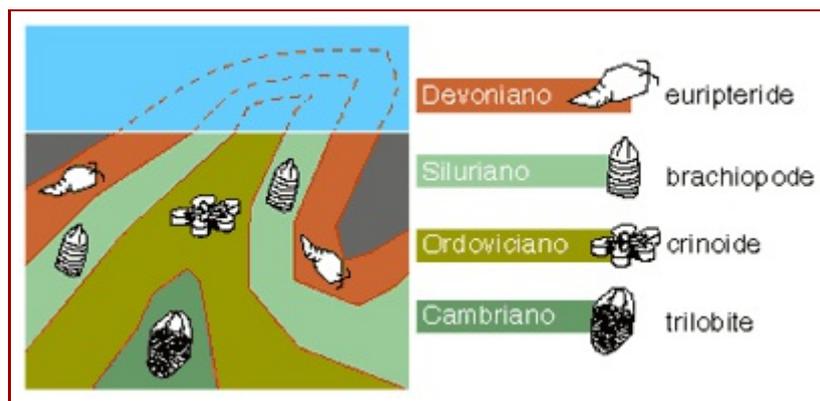


FIG. 5 - SCOPERTA DI SMITH.

Grazie a quanto ottenuto dall'ingegno di questi due "pionieri", si è cominciato a capire che, a causa dell'evoluzione ed estinzione degli esseri viventi, differenti tipi di organismi vissero in intervalli di tempo differenti della storia della Terra. Inoltre un'altra importante osservazione possibile fu che ogni specie fossile aveva una ben determinata "durata di vita", lasciando il posto ad altre specie, originatesi dalle precedenti o completamente nuove (fig. 6).



FIG. 6 - CONTENUTO FOSSILIFERO.

Si fu in grado così di suddividere il tempo geologico in intervalli, stabilendo una **cronologia relativa** sempre più precisa della storia della Terra, anche se alcuni **errori eclatanti** [[approfondimento 35](#)] sono stati commessi (fig. 7).

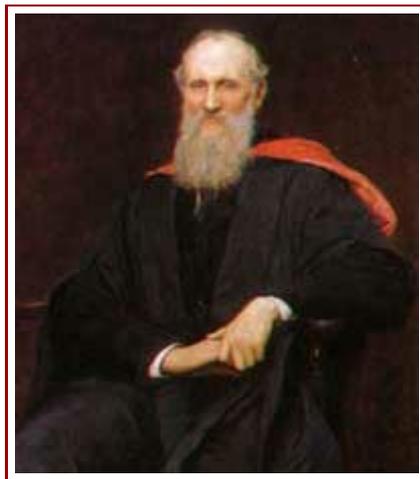


FIG. 7 - IL FISICO E MATEMATICO KELVIN.

Si trattava di una cronologia relativa, e non assoluta: i geologi dell'800, infatti, osservando come al di sopra di un certo livello roccioso in tutte le sequenze rocciose del globo, i fossili di Dinosauri scompaiono e diventano abbondanti i fossili di Mammiferi, erano in grado di stabilire che la scomparsa dei Dinosauri precedette l'inizio del regno dei Mammiferi (fig. 8). Non era possibile però risalire a quante migliaia o milioni di anni fa questo evento ebbe luogo.

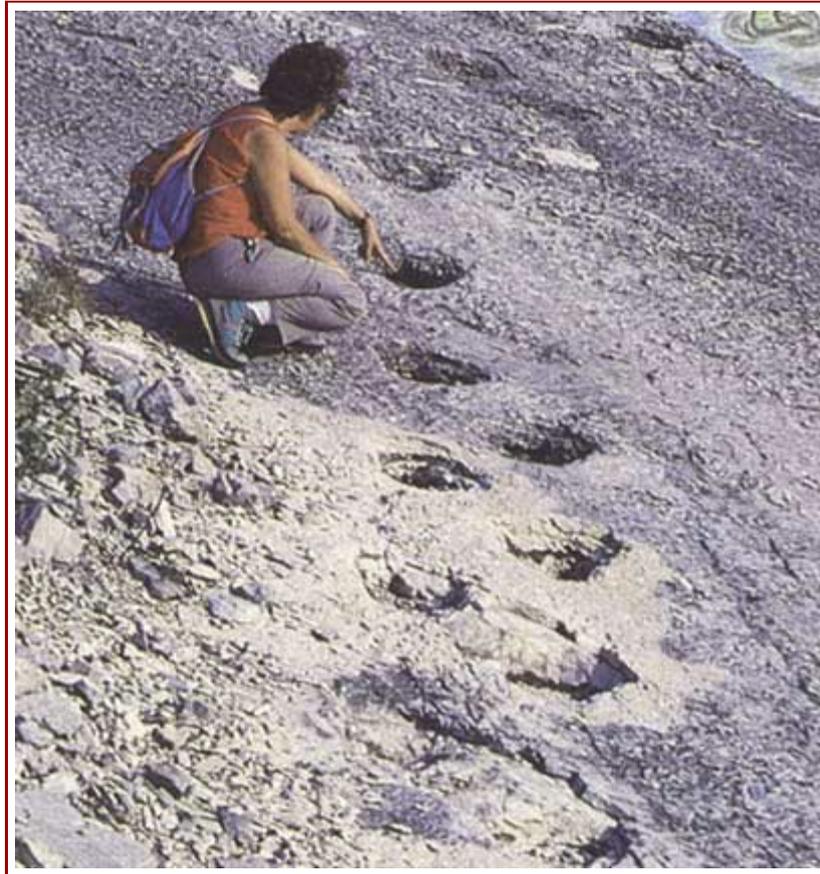


FIG. 8 - IMPRONTE DI DINOSAURI.

La cronologia relativa, ricostruita in base ai fossili, divide il tempo geologico in intervalli di tempo che hanno durata variabile: è come se si dividesse l'età della Terra in cassetti, all'interno dei quali stanno altri cassetti più piccoli, e così via. I più grandi sono gli **Eoni** (fig. 9), che hanno una durata molto lunga; ne sono stati riconosciuti tre:

1. **Archeano**, il più antico, si fa iniziare a 4600 milioni di anni fa e si fa terminare a 2500 milioni di anni fa, per una durata di 2100 milioni di anni.
2. **Proterozoico**, il secondo, inizia a 2500 milioni di anni fa e termina a 540 milioni di anni fa, con una durata di 1960 milioni di anni.
3. **Fanerozoico**, l'ultimo, in cui stiamo vivendo attualmente, che inizia a 540 milioni di anni fa.

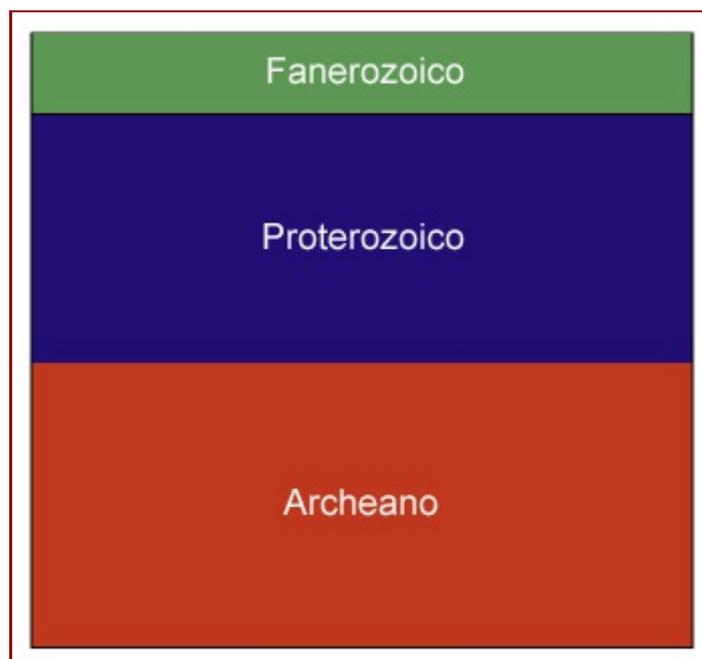


FIG. 9 - PROPORZIONI DEGLI EONI.

All'interno degli Eoni gli studiosi hanno suddiviso il tempo in intervalli più brevi, le Ere, limitati dalla comparsa o

scomparsa di gruppi di organismi (fig. 10).

1. **Nell'Eone Archeano**, le informazioni sono troppo scarse per poter suddividere questo lasso di tempo in intervalli, per cui non sono stati istituiti intervalli di tempo inferiori.
2. **Nell'Eone Proterozoico**, le informazioni sono maggiori, per cui sono state istituite tre Ere, dette semplicemente Proterozoico III, II, I dalla più vecchia alla più giovane.
3. **Nell'Eone Fanerozoico** si riconoscono tre Ere.

a) **L'Era Paleozoica (da 540 a 250 milioni di anni fa)**, iniziata con la comparsa dei primi organismi a guscio solido, si spinse fino alla più grande estinzione della storia della Terra, avvenuta 250 milioni di anni fa, quando scomparve il 90% delle specie viventi.

b) **L'Era Mesozoica (da 250 a 65 milioni di anni fa)** si estese per i successivi 185 milioni di anni, e terminò con l'estinzione dei Dinosauri.

c) **Nell'Era Cenozoica (da 65 milioni di anni fa ad oggi)**, l'inizio coincise con la grande evoluzione dei Mammiferi, che soppiantarono i Dinosauri.

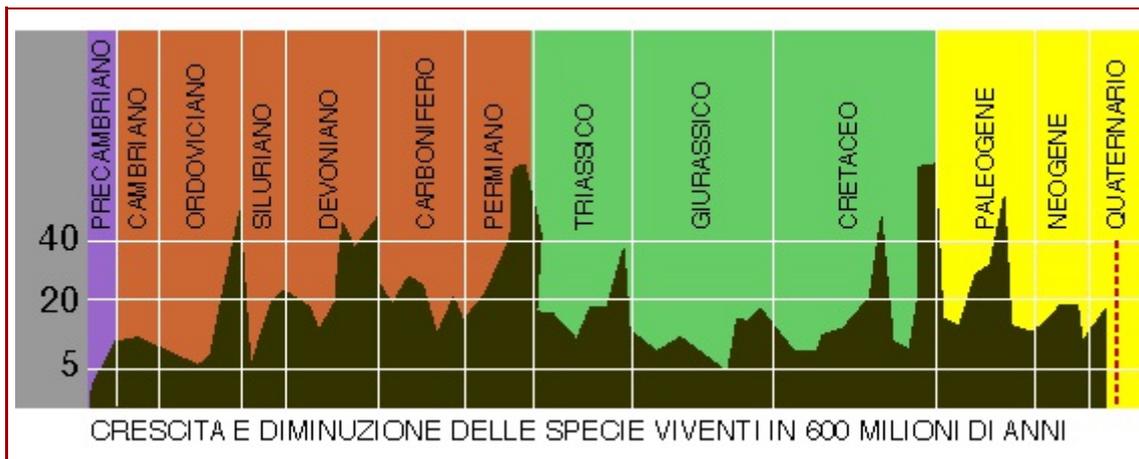


FIG. 10 - *PERIODI E SPECIE VIVENTI.*

La suddivisione delle ere, come sopra indicata, ha inevitabilmente acceso notevoli contrasti ponendo gli **scienziati a confronto** [approfondimento 36] (fig. 11). Le Ere sono suddivise in intervalli di tempo di durata minore, detti **Periodi**; questi sono ulteriormente suddivisi in **Epoche**, e le Epoche in **Età**.

La scala relativa del tempo geologico, fino all'inizio del XX secolo, era ancora quasi del tutto inutile per decifrare la storia terrestre, perché mancava la grandezza fondamentale per ogni tipo di ricostruzione storica: il **tempo**.



FIG. 11 - *IL PROFESSORE DI GEOLOGIA SEDGWICK.*

Anche i nostri libri di storia sarebbero di poca utilità se, accanto alla narrazione delle lotte fra Atene e Sparta, alla descrizione della nascita del Sacro Romano Impero, non vi fossero anni, mesi, giorni, ai quali fare riferimento. Il grande libro della storia terrestre fino ai primi del '900, era privo di valori assoluti di tempo: gli studiosi non erano in grado infatti di calcolare **l'età assoluta** delle rocce.

Ma la grande scoperta della **radioattività naturale** ribaltò il quadro: con l'aiuto di questo potentissimo strumento, a partire dai primi decenni del '900, datazioni radiometriche sulle rocce permisero di stabilire la **vera età** della Terra, ed in seguito di costruire la **scala assoluta del tempo geologico**, che oggi stabilisce la successione degli eventi, dando loro un'età precisa. Oggi si conosce con precisione quasi assoluta, a meno di poche decine di milioni di anni, l'esatta durata delle Ere, Periodi, Epoche ed Età che compongono il **tempo geologico** [[approfondimento 34](#)].

Approfondimento 33 – Dodici ore dalla nascita della terra

E' difficile immaginare l'immensa quantità corrispondente a **4600 milioni di anni**. Si può allora provare a "comprimere" tutto il tempo geologico in **12 ore**: il mezzogiorno coincide con il 2003, mentre la scorsa mezzanotte rappresenta l'anno di nascita della Terra.

All'una della scorsa notte, la neonata Terra era bombardata da meteoriti e comete; un'ora più tardi si è formata la prima **vita unicellulare**, mentre alle 5,20 circa di questa mattina l'ossigeno prodotto dagli organismi fotosintetici ha cominciato a rendere respirabile l'atmosfera terrestre.

Alle ore 11,00, ovvero un'ora fa, si sono sviluppate le **prime grandi foreste**, cui è seguita la comparsa dei **primi animali terrestri**.

Alle 11,10 è stata la volta dei **Rettili** a comparire sulla faccia del Pianeta.

Dodici minuti più tardi sono nati i Dinosauri, estinti 12 minuti fa dopo "averla fatta da padroni" per 26 minuti appena. I **primi ominidi** sono comparsi solo 38 secondi fa, mentre la vita dell'**uomo attuale** è nata da appena 6 secondi, un nulla se lo si confronta con i 43200 secondi passati dalla mezzanotte.

TEMPO REALE milioni di anni fa	TEMPO "FINTO" ore, minuti, secondi	EVENTI
4600	12,00 (mezzanotte)	formazione della Terra
3500	01,00	bombardamento dei meteoriti
circa 3000	02,00	vita unicellulare
circa 2000	05,20	ossigeno in atmosfera
circa 430	11,00	prime piante
circa 300	11,10	primi Rettili
circa 260	11,22	primi Dinosauri
65	11,48	estinzione
circa 5	11,59 e 22	primi Ominidi
circa 1	11,59 e 54	primo
OGGI	12,00 (mezzogiorno)	<i>Homo sapiens</i> Oggi

FIG. 1 - ANCHE SE LE PROPORZIONI NON SONO PERFETTAMENTE RISPETTATE, SI PUÒ VEDERE QUANTO TEMPO CI È VOLUTO PER ARRIVARE FINO AD OGGI. RAPPRESENTANDO L'ETÀ DELLA TERRA IN 12 ORE, LA MEZZANOTTE COINCIDE CON IL MOMENTO DI FORMAZIONE DELLA TERRA. ALLE ORE 11 SI SONO SVILUPPATE LE PRIME GRANDI FORESTE, CUI SONO SEGUITI I PRIMI ANIMALI TERRESTRI E POCO PRIMA DI MEZZOGIORNO COMPAGNONO I PRIMI OMINIDI.

Torna a: [[capitolo 8. Il tempo geologico](#)]

Approfondimento 34 – L'origine dei nomi dei tempi geologici

Dal più antico al più recente, sono stati chiamati:

ERA PALEOZOICA "della vita antica"	Periodo Cambriano	derivante dall'antico nome romano attribuito al Galles (Cambria), dove si trovano le prime rocce attribuite a questo Periodo
	Periodo Ordoviciano	nome che ricorda l'antica tribù gallese degli Ordovici, un tempo assoggettata all'Impero romano
	Periodo Siluriano	denominazione tratta dalla tribù gallese dei Siluri, anticamente sottomessa all'impero romano
	Periodo Devoniano	nome derivante dalla regione del Devonshire (Inghilterra), dove furono studiate le prime rocce devoniane
	Periodo Carbonifero	termine derivante dagli estesi depositi di carbone che si formarono in questo periodo della storia della Terra
	Periodo Permiano	il nome fu stabilito in seguito allo studio di rocce affioranti nella provincia di Perm (Repubblica Russa)
ERA MESOZOICA "della vita di mezzo"	Periodo Triassico	il nome deriva dalla divisione in tre parti (Bunter, Muschelkalk e Keuper) della successione rocciosa affiorante in Germania centro-settentrionale, in base alla quale è stato originariamente individuato il Triassico
	Periodo Giurassico	dal nome della catena montuosa del Giura, localizzata sul confine franco-svizzero, dove alcune rocce appartenenti al Giurassico furono originariamente studiate
	Periodo Cretacico	dal termine francese Terrain Cretace, usato per la prima volta nel 1882 per definire terreni gessosi affioranti in Francia settentrionale
ERA CENOZOICA "della vita recente"	Periodo Terziario	nome utilizzato per la prima volta nel '700 dall'italiano Giovanni Arduino. Il nome fu attribuito a questo periodo della storia della Terra da Charles Lyell, nel 1883
	Periodo Quaternario	nome coniato nel 1829 da Paul A. Desnoyers, che lo associò erroneamente a sedimenti terziari della Valle della Senna. Il nome fu associato alle successioni rocciose corrette nel 1833 da H.P.I. Repoul

Torna a: [[capitolo 8. Il tempo geologico](#)]

Approfondimento 35 – Un errore illustre

William Thomson Kelvin, (1824-1907), fisico e matematico irlandese, cui si deve la "creazione" della scala assoluta delle temperature, stabilì l'età della Terra in **100 milioni di anni**. Egli calcolò questa età, basandosi sul **tasso di raffreddamento del Pianeta**, a partire dallo stato fuso nel quale si trovava ai primordi della sua formazione.

Questo errore non stupisce, se si riflette sul fatto che, al tempo in cui lo scienziato visse, non era ancora stata scoperta la radioattività interna alla Terra, che sprigiona grandi quantità di energia termica, e fa sì che il processo di raffreddamento proceda a velocità diversa da quanto ipotizzato da Kelvin.

Torna a: [[capitolo 8. Il tempo geologico](#)]

Approfondimento 36 – Scienziati a confronto

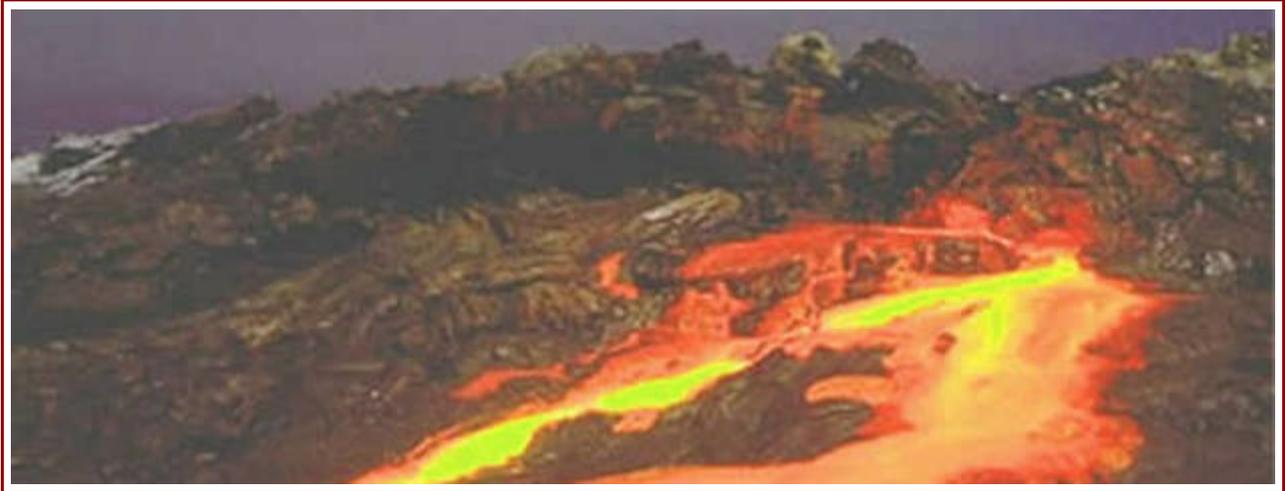
Adam Sedgwick (1785-1873), professore di geologia all'Università di Cambridge e figura rilievo della geologia dell'800, ebbe il merito di avere individuato il primo periodo dell'Era Paleozoica, al quale diede il nome di **Cambriano** [[approfondimento 34](#)]. Sedgwick dovette però presto confrontarsi con Roderick Murchison che, dopo avere esaminato alcuni fossili di trilobiti e brachiopodi presenti in alcuni affioramenti di rocce gallesi, giunse a distinguere un nuovo periodo appena successivo al Cambriano, che denominò **Siluriano** [[approfondimento 34](#)].

La miccia del confronto scientifico venne accesa quando Murchison affermò che il Cambriano non avesse "dignità" di periodo a sé stante, dovendo invece essere incorporato nel "suo" Siluriano.

Sedgwick non si diede per vinto, difendendo per anni l'onore scientifico di scopritore degli strati rocciosi che registrano la prima, vera fioritura della vita sulla Terra. Oggi, come suggerito nel 1879 da Charles Lapworth (collega di Sedgwick), i geologi utilizzano entrambi i periodi, con il **Periodo Ordoviciano** [[approfondimento 34](#)] a fare "da cuscinetto" fra i due periodi più controversi della storia della Terra.

Torna a: [[capitolo 8. Il tempo geologico](#)]

9. Il primo paesaggio



Nessun essere vivente sarebbe sopravvissuto sulla terra dei primordi: eruzioni vulcaniche, bombardamenti di meteoriti, impatti di comete gigantesche, ma soprattutto un'aria irrespirabile, una vera e propria miscela tossica e letale.

Da quando negli spazi interstellari la Terra e gli altri pianeti nascevano per aggregazioni e condensazioni dalla nebulosa (in cui poco prima si era acceso il Sole) sono passati circa quattro miliardi e mezzo di anni. Allora la Terra era una sfera delle dimensioni attuali, surriscaldata nella sua fase di accrescimento per l'attrito dei materiali che l'avevano formata nonché per l'energia liberata dagli innumerevoli impatti dei planetesimi (o protopianeti) (capitolo 1. L'interno della Terra [[approfondimento 1](#)]) che erano sfuggiti all'aggregazione planetaria. Allora il nucleo doveva essere totalmente fuso e circondato da un mantello pastoso la cui superficie era probabilmente fusa, come un gigantesco spazio oceanico di magma su cui cadevano piogge di meteoriti e di comete (fig. 1).



FIG. 1. PAESAGGIO PRIMORDIALE.

La Terra era, quindi, un unico, gigantesco vulcano di forma sferica, dal cui raffreddamento nacque una primitiva crosta di composizione basaltica (capitolo 7. Le rocce e i minerali). Ben presto si manifestarono estesi movimenti convettivi (capitolo 2. La tettonica delle placche) nel sottostante mantello (capitolo 1. L'interno della Terra) che portavano a **lacerazioni**, **innalzamenti** e **sprofondamenti** della crosta neonata. Le poderose degassazioni del materiale semifuso proveniente dalle braccia ascendenti delle celle convettive immettevano sopra la superficie terrestre i vapori che ne avrebbero formato l'atmosfera primitiva. La parziale condensazione di questi vapori avrebbe invece generato la primitiva idrosfera del nostro pianeta.

Le comete e le meteoriti che cadevano sulla Terra in questi tempi del **Grande Bombardamento** contenevano cospicue quantità di minerali idrati che a loro volta contribuivano ad incrementare il volume dell'idrosfera, tanto da dare origine ai primi mari.

Il paesaggio che caratterizzava la superficie terrestre, circa quattro miliardi di anni fa, doveva quindi essere dominato da sconfinite distese di lave basaltiche in parte solidificate ed in parte in **attività eruttiva** e di emanazione gassosa nonché da mari ampi ma poco profondi, da cui emergevano isole vulcaniche.

Purtroppo, del quadro descritto sopra, non abbiamo prove geologiche dirette perché le vestigia della primitiva crosta

(capitolo 1. L'interno della Terra) basaltica sono state interamente cancellate dal tormentato e tumultuoso dinamismo della nostra **Prototerra**. Le più antiche testimonianze dirette della crosta terrestre risalgono a poco meno di quattro miliardi di anni (più precisamente **3962 milioni di anni**) e sono state ritrovate in prossimità del Gran Lago degli Orsi in Canada (**Gneiss di Acasta** [[approfondimento 37](#)]). Esse sono rappresentate da ammassi rocciosi costituiti da prodotti dalla trasformazione, in condizioni di alte temperature e pressioni, di più antichi sedimenti o di rocce magmatiche granitiche (capitolo 7. Le rocce e i minerali), una composizione molto simile a quella che costituisce i continenti attuali. Tracce molto interessanti di una crosta continentale primordiale sono presenti in Groenlandia, Australia e Sudafrica dove, in una successione di rocce risalenti a 3.500 milioni di anni fa, si rinvengono lave basaltiche molto simili a quelle che oggi caratterizzano la crosta oceanica. Questa osservazione ha aperto accese discussioni tra gli studiosi, nonché divergenti interpretazioni, tra cui la più accreditata propone che questa antichissima dinamica terrestre avesse già innescato i meccanismi propri della moderna Tettonica delle placche (capitolo 2. La tettonica delle placche).

Gli eventi che abbiamo descritto si riferiscono a quell'intervallo di tempo compreso tra 4.000 e 2.500 milioni di anni fa, in cui la Terra ha gradualmente assunto una configurazione simile a quella attuale, intervallo designato dai Geologi come Eone Archeano. Nei tempi successivi, designati geologicamente come Eone Proterozoico ed Eone Fanerozoico, l'evoluzione della Terra ha seguito meccanismi molto simili a quelli vigenti attualmente.

EONE ARCHEANO (4600-2500 milioni di anni fa)

L'**Eone Archeano** (fig. 2) è il primo intervallo di tempo individuato dai geologi. Essi hanno stabilito che questa prima fase della storia della Terra, così povera di indizi, fosse separata dalle successive, di cui si conoscono maggiori informazioni.

EONI	MILIONI di anni fa
PROTEROZOICO	540
ARCHEANO	2500
	4600

FIG. 2 - SCHEMA DEGLI EONI PRECAMBRIANI.

Purtroppo, quasi tutti gli affioramenti di roccia su cui gli studiosi intendevano investigare sono stati distrutti dall'erosione (capitolo 6. Erosione e pianura) o alterati dal fenomeno noto come metamorfismo (capitolo 7. Le rocce e i minerali), centinaia di milioni di anni or sono. Ci sono però alcuni nuclei rocciosi archeani, che formano estese zone piatte dette dai geologi, per la loro particolare conformazione, "**scudi**". Gli scudi meglio conservati sono localizzati in Sud America, Canada, Africa, India e Australia, costituiti principalmente da rocce di tipo magmatico (capitolo 7. Le rocce e i minerali), formate in seguito alla consolidazione di grandi volumi di magma risalito dal mantello sottostante, e di tipo metamorfico come gli gneiss. Gli scudi erano i "nuclei di partenza" per la costruzione dei continenti (fig. 3).

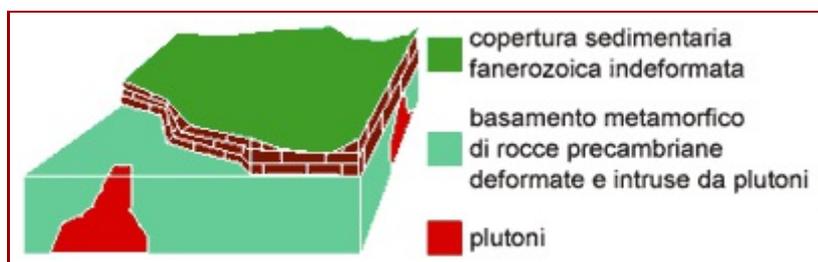


FIG. 3 - PIATTAFORME CRATONICHE.

Infatti, sulla crosta continentale appena formatasi, si sovrapposero rocce derivate dalle lave emesse dai vulcani, insieme a una enorme quantità di gas che continuavano a formare un'**atmosfera primitiva** [[approfondimento 38](#)]. Queste rocce formano le cosiddette "cinture di rocce verdi" (dette in inglese **Greenstone Belts**) (fig. 4), aree costellate da un gran numero di centri vulcanici e rocce vulcaniche, poi sottoposte a **metamorfismo**, che ha conferito loro il caratteristico colore **verde**.

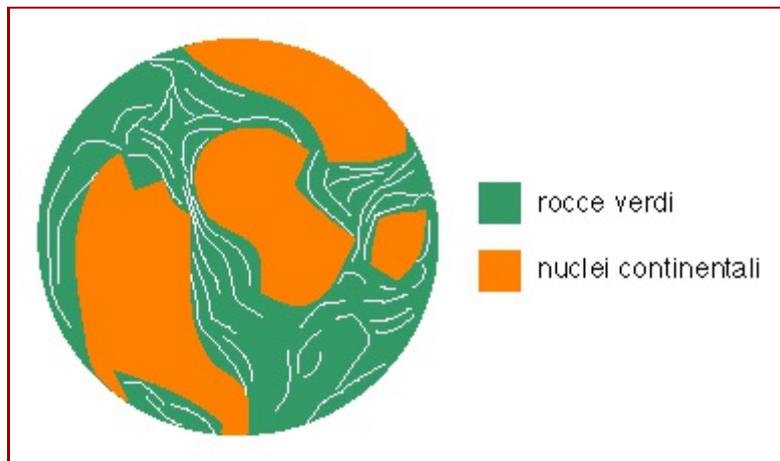


FIG. 4 - ROCCE VERDI.

Dopo la stabilizzazione degli scudi, molte loro parti sprofondarono e furono ricoperte dagli **oceani primitivi** [approfondimento 41] e servirono come "pavimento" per la deposizione di sabbie e altri materiali contenuti nell'acqua e derivate dall'erosione. Questi depositi diedero poi luogo a estese coperture di rocce sedimentarie che, impilandosi strato dopo strato durante le Ere successive hanno raggiunto spessori dagli 1 ai 3 km.

L'Archeano è un'Eone caratterizzato dal calore sprigionato con violenza dall'interno della Terra, nel quale gran parte dei blocchi di crosta appena formata si inabissavano nel mantello (capitolo 1. L'interno della Terra); tuttavia, alcuni dei nuclei rocciosi originari furono preservati fino a 2,5 miliardi di anni fa. Questo fenomeno, dovuto ad eventi metamorfici, portò l'unione dei microcontinenti presenti, in zone più ampie, dette "**cratoni**" (dal greco krátos - forte, robusto) (fig. 5).

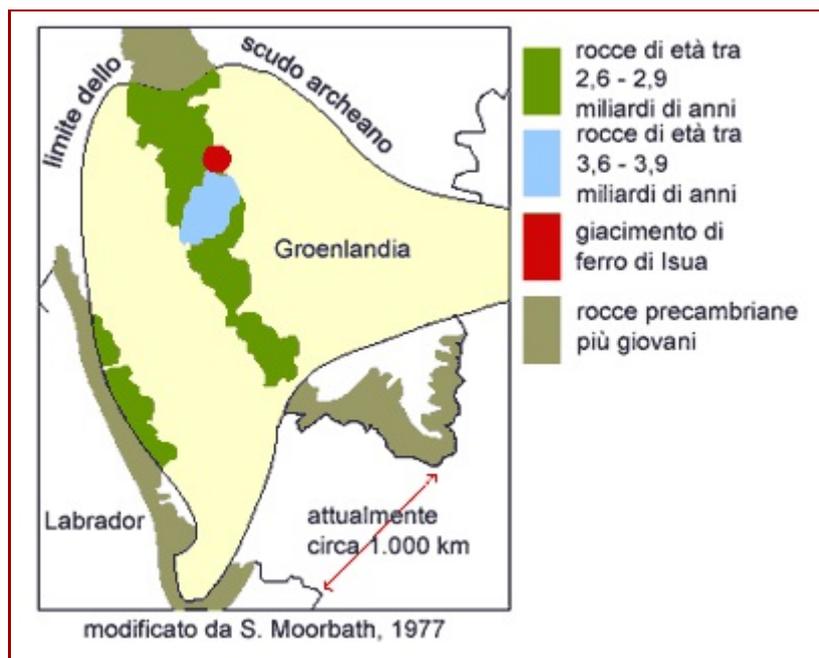


FIG. 5 - SCUDO GROENLANDESE.

EONE PROTEROZOICO (2500-540 milioni di anni fa)

Il secondo Eone, in cui è stata suddivisa la storia della Terra, è l'**Eone Proterozoico**, intervallo di tempo che va dalla fine dell'Archeano all'inizio dell'Era Paleozoica, e comprende circa **2 miliardi di storia** del nostro Pianeta. Durante questo Eone, la Terra è passata dal "caos" primordiale ad un mondo più simile al nostro, e più vivibile per gli organismi. Le tracce presenti nelle rocce terrestri indicano quattro eventi principali, grazie ai quali gli scienziati sono riusciti a ipotizzare una ricostruzione della disposizione dei continenti.

a) **EVENTO METAMORFICO**: le tracce di questo evento sono già presenti nelle rocce archeane, e pare che questo evento metamorfico sia continuato fino ad 1 miliardo di anni fa.

b) **TRACCE DELLA PRIMA OROGENESI**: si ritrovano in Canada, nella zona nord-occidentale, e sono datati 2 miliardi di anni fa.

c) **GLACIAZIONI**: le **tilliti** sono rocce sedimentarie clastiche [approfondimento 30] depositate dall'avanzamento del fronte dei ghiacciai. Le più antiche tilliti si trovano in **Canada**, vicino al Lago Huron, e hanno **2,3 miliardi di anni**. Rocce

dello stesso tipo e della stessa età si trovano anche in Wyoming, Finlandia, Sud Africa e India. Successive a queste, se ne trovano altre sparse nei vari continenti, e datate 850-600 milioni di anni fa. Gli scienziati ritengono quindi che ci siano state almeno **4 fasi glaciali**, tra i **2,5 miliardi di anni fa** e i **600 milioni di anni fa**. L'ultima sarebbe stata la più grande glaciazione mai avvenuta sulla Terra, detta **Glaciazione Vanageriana**.

d) FORMAZIONE DI UN "SUPERCONTINENTE": la presenza di resti di catene orogenetiche coeve (e di composizione uguale) in Sud Africa, India, Australia, Nord America e Groenlandia sembra indicare che, circa 1 miliardo di anni fa, questi continenti erano uniti. Gli scienziati hanno chiamato questo supercontinente **RODINIA**. In realtà, nelle rocce risalenti a circa 600-500 milioni di anni fa, si trovano indizi che lasciano supporre una rottura di Rodinia in 4 continenti separati: **GONDWANA** (i continenti dell'emisfero meridionale), **LAURENTIA** (Nord America più Groenlandia), **BALTICA** (l'attuale Nord Europa) e la **SIBERIA**.

Enormi quantità di materiali si deposero in questo arco temporale, sulla solida base fornita dai blocchi cratonici che si erano stabilizzati alla fine dell'Archeano. Le rocce del Proterozoico possono essere suddivise in cinque litologie fondamentali, che testimoniano la presenza di crosta continentale (capitolo 1. L'interno della Terra). Tra queste vi sono rocce di tipo vulcanico (capitolo 7. Le rocce e i minerali), calcareo (capitolo 7. Le rocce e i minerali), dolomitico, evaporitico (capitolo 7. Le rocce e i minerali); accanto a queste si continuarono a depositare estese coperture ad altissimo contenuto in ferro, le cosiddette "**Banded Iron Formations**", dette **BIF**, che oggi sono la sorgente di quasi tutto il ferro presente sulla superficie terrestre. I sedimenti che formarono le BIF si depositarono in abbondanza fino a 2 miliardi di anni fa, poi cessarono (fig. 6).



Fig. 6 - BIF.

A partire da 2 miliardi di anni fa si fecero invece molto diffusi i cosiddetti "**Red Beds**", rocce caratterizzate dal colore rosso, che derivava dal **processo di ossidazione del ferro** contenuto nelle acque del mare prima della sua deposizione sul fondo. La comparsa di queste rocce color ruggine si è rivelato un prezioso indizio per gli scienziati, che hanno così ricostruito il **notevole incremento**, proprio a partire da 2 miliardi di anni fa, dell'**ossigeno** sciolto nelle acque oceaniche, elemento necessario ai processi di ossidazione.

E' all'attività degli **organismi fotosintetici** [[approfondimento 42](#)], che già da centinaia di milioni di anni popolavano le acque degli oceani terrestri, che si deve questo incremento di ossigeno nelle acque, evento cruciale per lo sviluppo della vita sulla Terra.

Recenti scoperte fanno coincidere la comparsa della vita sulla Terra con **3,8 miliardi di anni fa**, che corrisponde all'età di un affioramento di gneiss della Groenlandia nel quale sono state scoperte tracce di carbonio prodotte da organismi viventi.

Mentre nel caso della Groenlandia si tratta di prove indirette, i primi, veri e propri fossili risalgono a circa **3,5 miliardi di anni fa**: si tratta di **cianobatteri** (alghie blu-verdi), minuscoli organismi unicellulari **fotosintetici**. Le alghie blu-verdi sono responsabili della formazione delle cosiddette **stromatoliti** (fig. 7), successioni di strati formati alternativamente da alghie blu-verdi e da sedimenti inorganici.



FIG. 7 - STROMATOLITI FOSSILI.

Le stromatoliti si formano tutt'oggi in zone costiere calme (fig. 8), e furono molto abbondanti durante tutto il Proterozoico.



FIG. 8 - STROMATOLITI ATTUALI.

La fine del Proterozoico viene fatta coincidere con la comparsa dei **primi animali pluricellulari**, avvenuta fra i 620 e i 550 milioni di anni fa: la famosa **fauna di Ediacra** (fig. 9) [[approfondimento 43](#)], in Australia occidentale, costituita da tracce fossili eccezionalmente ben conservate di organismi pluricellulari a corpo molle, è la prima, eccezionale testimonianza della "fioritura" della vita che avrà luogo nella successiva Era Paleozoica.

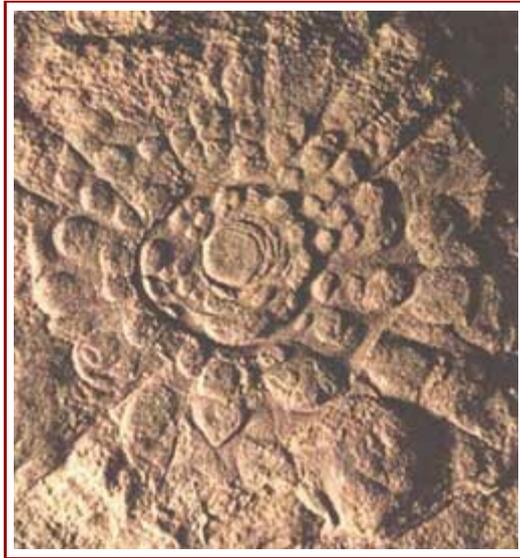


FIG. 9 - FAUNA DI EDIACARA.

Approfondimento 37 – Gli gneiss di Acasta

Gli gneiss (fig. 1) sono rocce che si formano per modificazione, o metamorfismo, da precedenti rocce a causa della pressione, o del calore, o di entrambi senza passare per lo stato di fusione.



FIG. 1 - LO GNEISS DI ACASTA È LA ROCCIA PIÙ ANTICA FINORA RITROVATA.

Torna a: [[capitolo 9. Il primo paesaggio](#)]

Approfondimento 38 – La prima atmosfera

Nessun essere vivente sarebbe sopravvissuto sulla Terra dei primordi: eruzioni vulcaniche, bombardamenti di meteoriti (fig. 1), impatti di comete gigantesche, ma soprattutto un'aria irrespirabile, una vera e propria miscela tossica e letale.

L'aria che oggi respiriamo è il frutto di una **lentissima trasformazione**, durata miliardi di anni, nella quale l'atmosfera terrestre è stata modificata dallo sviluppo della vita stessa, al contrario di quanto avvenuto per gli altri pianeti del Sistema Solare.



FIG. 1 - UN ESEMPIO DI CRATERE CHE PUÒ ESSERE PRODOTTO DALL'IMPATTO DI UN METEORITE SULLA SUPERFICIE TERRESTRE.

L'atmosfera attuale [approfondimento 39] ha uno spessore sorprendentemente limitato, paragonato alla massa del nostro pianeta: se, ad esempio, la Terra avesse un diametro di appena due metri, lo strato d'aria che avvolge la superficie terrestre fino a circa 15 km di altezza, detto **troposfera**, sarebbe un sottile, quasi invisibile velo di circa un millimetro di spessore. Ma non è dallo spessore che si può giudicare l'importanza dell'atmosfera: essa è, infatti, essenziale alla permanenza delle forme viventi sulla Terra

ATMOSFERA ATTUALE	ATMOSFERA PRIMORDIALE
TRACCE DI GAS RARI	TRACCE DI OSSIGENO
0,003% BIOSSIDO DI CARBONIO	BIOSSIDO DI CARBONIO
21% OSSIGENO	
78% AZOTO	
	METANO
	AMMONIACA

FIG. 2 - TABELLA DELLA COMPOSIZIONE CHIMICA DELL'ATMOSFERA ATTUALE E DI QUELLA PRIMORDIALE.

La composizione chimica **dell'atmosfera terrestre odierna** comprende due elementi tipicamente "terrestri" e inesistenti nell'atmosfera degli altri pianeti: l'azoto (N_2) che costituisce il **78%** della composizione totale e l'ossigeno (O_2) che rappresenta il **21%** del totale. Vi è anche pochissimo biossido di carbonio (appena lo 0,03%) e tracce di gas rari.

La composizione chimica **dell'atmosfera primordiale** era completamente diversa: vi erano grandi quantità di biossido di carbonio (CO_2), metano (CH_4), ammoniaca (NH_3), mentre era quasi assente l'ossigeno libero (O_2), elemento indispensabile per la vita (fig. 2).

Come mai si è giunti oggi ad una situazione così diversa?

Benché non vi sia unicità di vedute tra gli scienziati riguardo all'origine dell'atmosfera terrestre, le premesse sono condivise da tutti: la sua nascita è chiaramente **legata all'origine del Sistema Solare** e agli elementi chimici presenti nella nube cosmica che l'ha prodotto (capitolo 1. L'interno della Terra [approfondimento 1]).

Anche la natura dell'atmosfera dei primordi ha fatto nascere accese controversie, dalle quali sono scaturite le ipotesi più variate.

Secondo una teoria molto accreditata, la primissima atmosfera fu generata durante le catastrofiche fasi iniziali della nascita del nostro pianeta: **meteoriti e comete** (fig. 3) impattavano con grande violenza sul neonato pianeta, portando con sé gas, ghiaccio e di conseguenza acqua, come si è potuto osservare direttamente nel 1994, quando la cometa Shoemaker-Levy si schiantò su Giove.

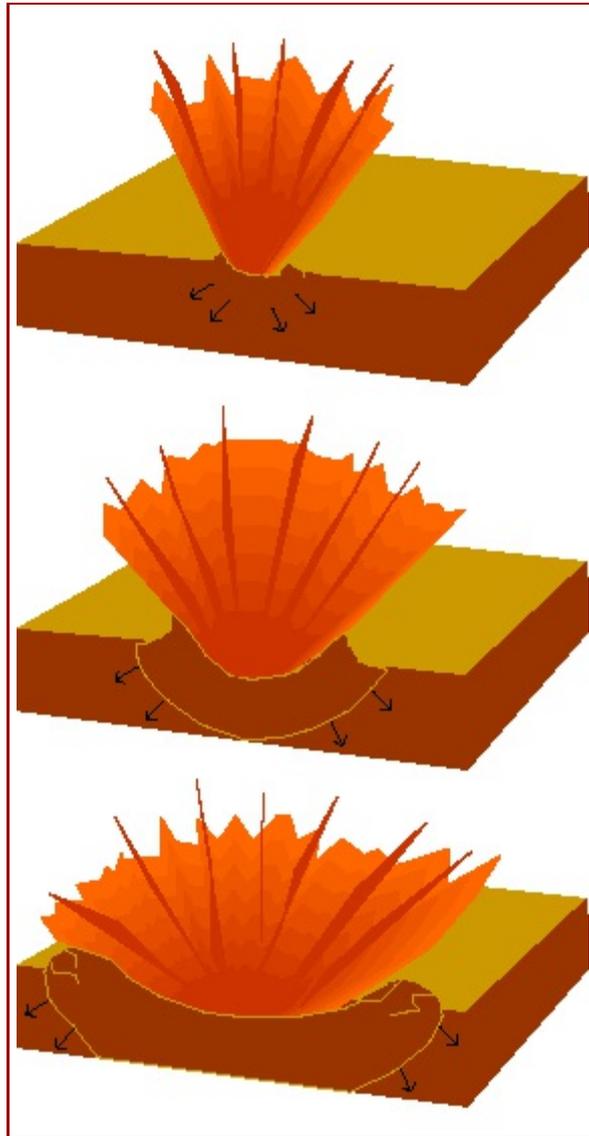


FIG. 3 - ESEMPIO DI PROPAGAZIONE DA IMPATTO METEORICO.

L'atmosfera iniziale, generata dunque interamente da **"contributi" esterni**, conteneva quasi esclusivamente biossido di carbonio (CO_2), metano (CH_4), ammoniaca (NH_3) e vapore acqueo. Poiché la Terra primordiale era quasi completamente allo stato fuso, le temperature erano troppo elevate, e tutti questi gas tendevano a volatilizzarsi.

Dopo questo primo "tentativo", la prima atmosfera si formò invece **dall'interno della Terra**, in seguito ai processi di differenziazione che portarono alla formazione di nucleo, mantello e crosta (capitolo 1. L'interno della Terra); i vulcani divennero i protagonisti incontrastati dei primordi del nostro pianeta, eruttando immensi volumi di lava e gas vulcanici, contenenti molecole di idrogeno (H_2), biossido di carbonio (CO_2), azoto (N_2), monossido di carbonio (CO), oltre naturalmente ad **abbondante vapore acqueo**. L'idrogeno era troppo leggero e si volatilizzava nello spazio subito dopo il suo rilascio ad opera dei vulcani, oppure si combinava chimicamente con i vari elementi terrestri.

La Terra fu sottoposta in questa fase ad un vero e proprio **"effetto serra"** ad opera di questa atmosfera densa e fumante. Il calore così intrappolato ebbe un ruolo molto importante: se il calore rilasciato dall'interno terrestre non fosse stato trattenuto, l'acqua sulla superficie terrestre sarebbe ghiacciata, formando una spessa coltre gelata che avrebbe riflesso inesorabilmente le radiazioni solari, e avrebbe reso la Terra un pianeta freddo e senza vita, come per esempio la Luna (fig. 4).

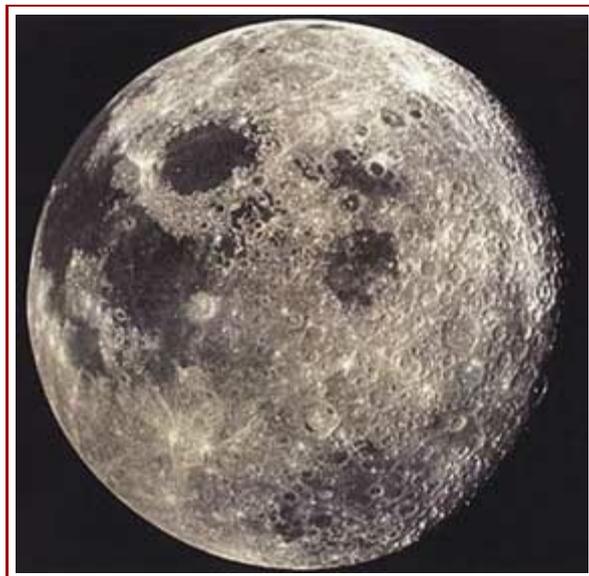


FIG. 4 - LA LUNA È UN ESEMPIO DI PIANETA FREDDO E SENZA VITA.

In seguito, il **vapore acqueo nell'atmosfera** condensò per formare le **prime piogge**, che si accumularono gradualmente per formare i **primi oceani**: il vapore acqueo ebbe l'importantissimo effetto di combinarsi con il biossido di carbonio (CO_2), precipitando al suolo in forma di pioggia. La quantità di biossido di carbonio nell'atmosfera cominciò così a diminuire.

Inoltre il CO_2 , altamente solubile in acqua, fu trascinato negli oceani di recente formazione, reagendo con altri composti e andando a formare i calcari (capitolo 7. Le rocce e i minerali) di origine marina, costituiti da carbonato di calcio (CaCO_3). Anche questo processo fu cruciale, in quanto ridusse ulteriormente l'alta concentrazione di biossido di carbonio (CO_2) nell'atmosfera, lasciandola arricchita in azoto (N_2) e iniziando a rendere l'aria del pianeta più adatta allo sviluppo della vita (fig. 5).

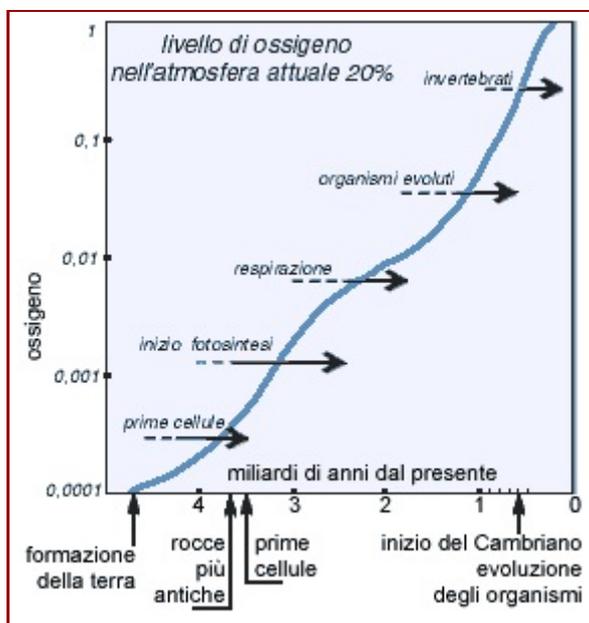


FIG. 5 - IPOTESI SU ORIGINE E EVOLUZIONE DELLA VITA IN RAPPORTO ALLA VARIAZIONE DEL LIVELLO DI OSSIGENO NELL'ATMOSFERA.

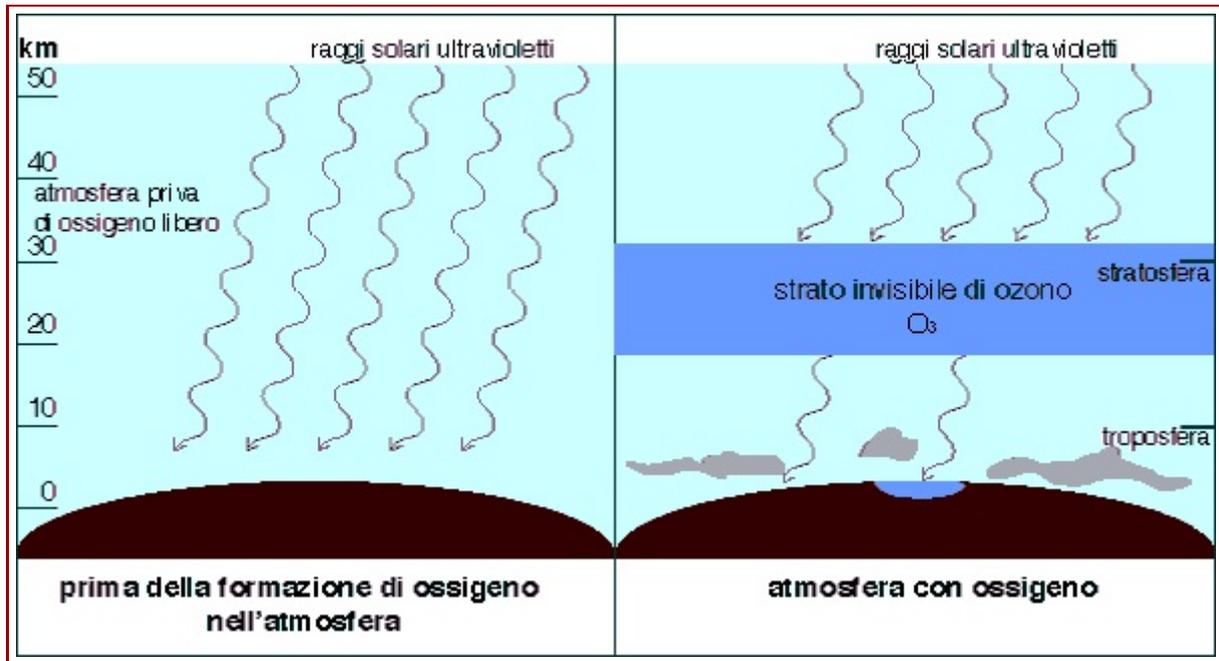


FIG. 6 - L'ATMOSFERA IN EPOCA PRIMORDIALE ERA PRIVA DI OSSIGENO; SUCCESSIVAMENTE LA FORMAZIONE DELLO SCUDO DI OZONO HA RESO POSSIBILE LA VITA SULLA TERRA.

Tuttavia, mancava ancora l'ossigeno (O_2) (fig. 6), elemento fondamentale, che cominciò ad essere prodotto dai **procarioti** (organismi unicellulari, in cui il nucleo è assente) dei quali le alghe blu-verdi furono i primi rappresentanti, a partire da circa **3,5 miliardi di anni fa**. Questi primi organismi, che vivevano nelle acque degli oceani, erano in grado di consumare il biossido di carbonio disciolto nell'acqua e di rilasciare **ossigeno**, sempre nell'acqua, come "**prodotto di scarto**".

L'ossigeno (O_2) libero che andava formandosi cominciò poi ad ossidare le grandi quantità di ferro disciolto nelle acque oceaniche, formando estesi depositi sui fondali, che sono giunti a noi sotto forma di **Red Beds**. Una volta esaurita la "scorta" di ferro da ossidare negli oceani, l' O_2 in eccesso iniziò a "passare" **nell'atmosfera**, ed ad accumularsi in essa. Una volta raggiunta la soglia dell'**1%**, cominciò a formarsi lo strato di **Ozono (O_3)** che cominciò ad agire come **scudo** [[approfondimento 40](#)] contro le dannose radiazioni ultraviolette, e che ancora oggi rappresenta una fondamentale "barriera" naturale.

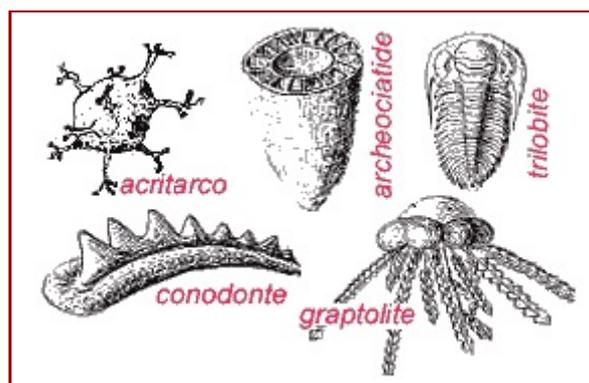
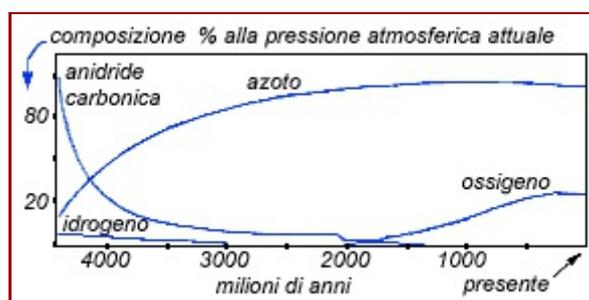


FIG. 7 - ANIMALI FOSSILI CAMBRIANI; OLTRE A QUESTI, NEL CAMBRIANO SONO APPARSI ECHINOIDI, OSTRACODI, CORALLI, GASTEROPODI, ECC.



La costruzione di questo scudo cominciò a rendere possibile la vita di nuovi **organismi pluricellulari eucarioti** (fig. 7), cioè organismi composti da più cellule, ciascuna dotata di nucleo, comparsi **2 miliardi di anni fa**. Questi organismi iniziarono poi a sfruttare il nuovo "combustibile" sempre più abbondante nell'atmosfera, e infine si svilupparono forme viventi in grado di metabolizzare l' O_2 (fig. 8).

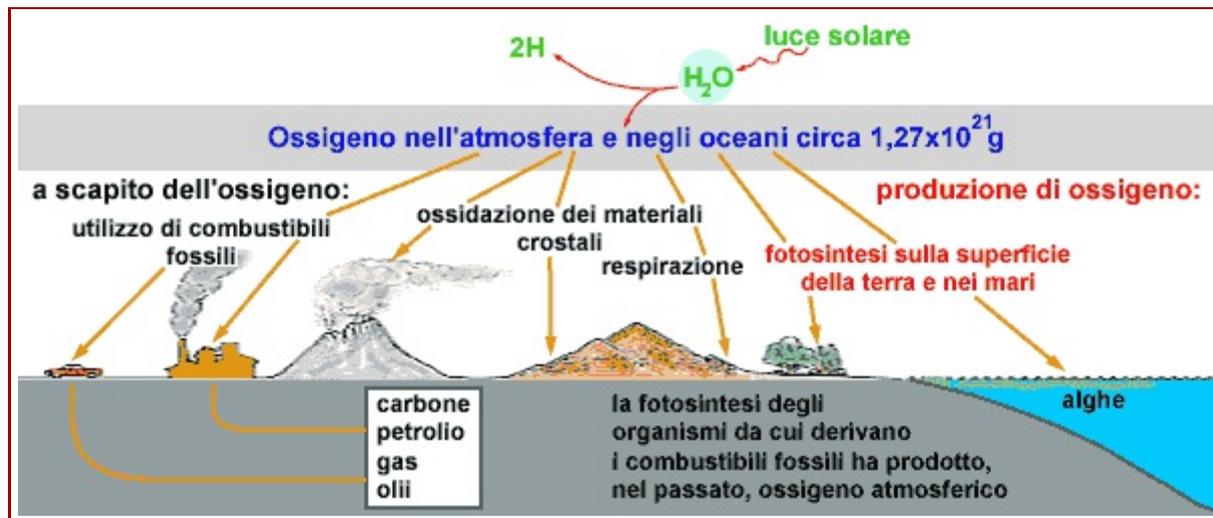


FIG. 9 - PRODUZIONE E CONSUMO DI OSSIGENO. L'OSSIGENO PRESENTE NELL'ATMOSFERA ATTUALE È IN QUANTITÀ TALE, RISPETTO A QUELLO IMMESSO PER FOTOSINTESI, CHE BASTEREBBE PER ALTRI 2000 ANNI, ANCHE SE TUTTO IL PROCESSO DI FOTOSINTESI SI BLOCCASSE.

Una volta superata questa soglia critica, il livello di O_2 e le forme di vita ebbero una **crescita continua** e parallela fino all'inizio del Cambriano, **540 milioni di anni fa**, quando si verificò una vera e propria "esplosione" di specie animali (fig. 9).

Torna a: [[capitolo 9. Il primo paesaggio](#)]

Approfondimento 39 – La struttura dell'atmosfera attuale

La Terra è circondata da un involucro d'aria chiamato **atmosfera**, che si estende fino a circa 600 km dalla superficie terrestre, benché oltre il 99% della massa atmosferica totale sia compresa nei primi 40 km dalla superficie.

L'atmosfera terrestre non è omogenea, ma presenta una suddivisione in **strati**, identificati in base a differenze di caratteristiche termiche, di composizione chimica e di densità. Muovendoci dalla superficie terrestre verso lo spazio, gli strati sono i seguenti (fig. 1).

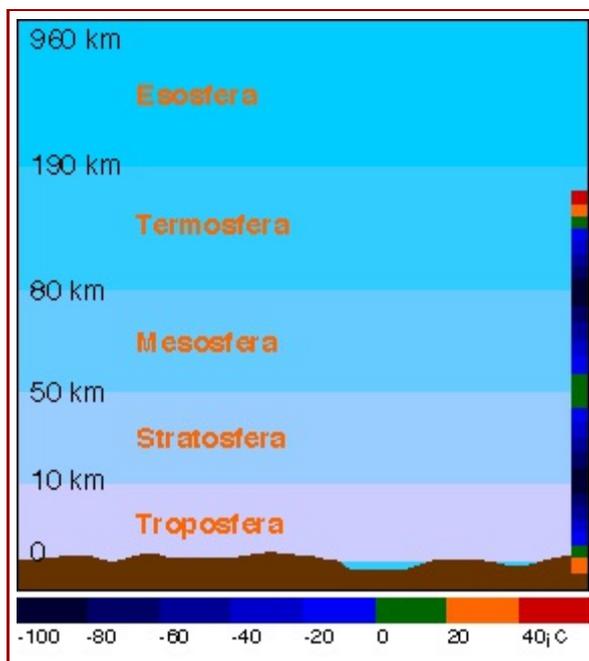


FIG. 1 - STRATIFICAZIONE DELL'ATMOSFERA ATTUALE.

1. La troposfera, che rappresenta la porzione più densa, si estende (dal suolo) fino ad un'altitudine variabile tra 8 e 14,5 km; all'interno di questo primo strato, la temperatura decresce verso l'alto, scendendo fino a -52°C . La troposfera contiene il **99%** del **vapore acqueo** dell'intera atmosfera, e tutti i fenomeni meteorologici hanno luogo in questo livello.

2. La stratosfera, si estende dal limite con la troposfera fino ad un'altitudine di 50 km. Questa parte dell'atmosfera ha una temperatura che cresce gradualmente fino a -3°C a causa dell'assorbimento della radiazione ultravioletta. Lo **strato di ozono** (O_3) si trova qui, tra 20 e 30 km di altitudine; questo fondamentale "scudo" assorbe le radiazioni ultraviolette e impedisce che queste siano assorbite dalle cellule degli esseri viventi, con conseguenze potenzialmente catastrofiche.

3. La mesosfera inizia appena sopra la stratosfera e si estende fino a 85 km di altezza; qui la temperatura decresce con l'altitudine, giungendo fino a -73°C al suo livello più alto.

4. La termosfera si estende fino a 600 km di altitudine; la temperatura cresce in questo strato, a causa dell'energia solare, fino a raggiungere i 1727°C .

5. L'esosfera, si estende al di sopra della termosfera, per una regione indefinita, ritenuta di transizione fra l'atmosfera e lo spazio interplanetario, che giunge forse fino a 10.000 km dalla superficie terrestre.

Torna a: [[capitolo 9. Il primo paesaggio](#)]

Approfondimento 40 – Lo scudo dell'ozono

L'ossigeno stesso ha favorito lo sviluppo della vita sulla Terra con la formazione di uno **scudo di Ozono (O₃)**, contro il passaggio di tutta la radiazione ultravioletta proveniente dal sole. E' lo stesso scudo che ci protegge anche oggi e del quale tanto si parla, per la possibilità, che alcuni prodotti umani liberati nell'atmosfera lo possano assottigliare e alla fine distruggere.

Le radiazioni ultraviolette del Sole possono essere molto pericolose per gli organismi viventi, perché l'energia che arriva può alterare il codice genetico e causare mutazioni pericolose.

Nella parte alta dell'atmosfera, se una molecola di ossigeno (che è composta da due atomi di ossigeno: O₂) viene colpita da una radiazione ultravioletta proveniente dal Sole, viene spezzata in due atomi di ossigeno (O) (fig. 1)

Ognuno dei due atomi si può combinare con una molecola di Ossigeno (O₂), ancora "unita", e formare una molecola più grossa, con **3 atomi di ossigeno**, che viene detta appunto Ozono e che si scrive O₃ (fig. 1).

La molecola di Ozono **non è stabile**, ma può rompersi, formando ancora una molecola di Ossigeno ed un atomo libero di Ossigeno. L'energia solare che è utilizzata per rompere la molecola di Ozono non arriva più sulla superficie terrestre, ma è "consumata" in questo processo. In questo modo, le radiazioni solari ultraviolette che arrivano sullo scudo di Ozono sono parzialmente consumate, ed arrivano sulla Terra con un'**energia diminuita**, e non letale per gli organismi viventi.

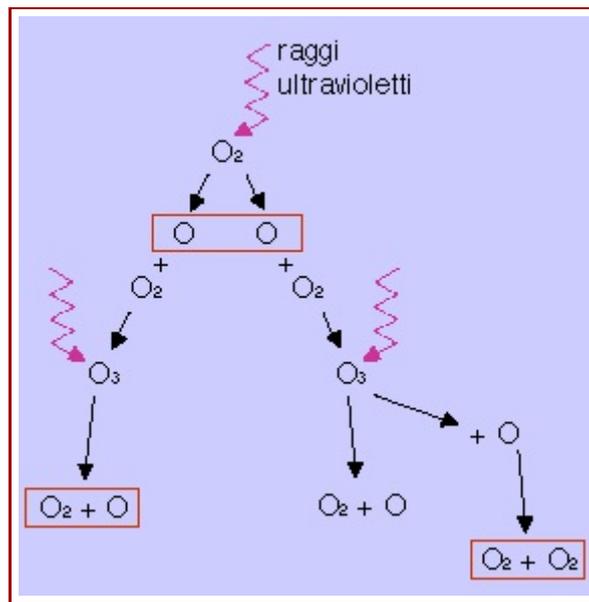


FIG. 1 - SCHEMA DI FORMAZIONE DELLE MOLECOLE DI OZONO.

Torna a: [[capitolo 9. Il primo paesaggio](#)]



FIG. 1 - IMMAGINE DELLA TERRA VISTA DA SATELLITE.

La Terra (fig. 1), osservata dallo spazio dai primi astronauti, è stata chiamata "**pianeta blu**"; questo nome le deriva dalla tipica colorazione bianca e azzurra, dovuta alla presenza dell'**atmosfera** e soprattutto degli oceani.

Gli oceani ricoprono il **71%** del globo terrestre, con una profondità media di circa 3800 m ed un volume stimato di 1,4 miliardi di chilometri cubici.

Qual è l'origine dell'acqua che riempie gli oceani, che si accumula sotto forma di ghiaccio nelle calotte polari, che alimenta i fiumi, che scorre dal nostro rubinetto di casa?

La risposta va ricercata nelle informazioni conosciute sulla **formazione del nostro pianeta**, a sua volta strettamente legata agli eventi che hanno dato vita al Sistema Solare. Come sappiamo, la Terra ha un'età di circa 4,6 miliardi di anni: a questa conclusione si è giunti grazie allo studio delle rocce lunari e di alcune meteoriti, che hanno permesso di colmare il "buco" temporale di circa 500-600 milioni di anni che separa la nascita del pianeta dall'età delle più antiche rocce conosciute, che risalgono, infatti, ad "appena" 3,96 miliardi di anni fa.

Poiché sono state scoperte rocce di origine marina di età molto simile a quella della "madre di tutte le rocce" (lo **Gneiss di Acasta** [approfondimento 37]), si è potuto fare un passo avanti: attorno ai 3,8-3,9 miliardi di anni fa era già possibile che gli strati rocciosi si deponessero sui fondali; gli oceani avevano dunque già fatto la loro comparsa sul globo terrestre.

Ma come era nata l'acqua che li formava? Gli studiosi hanno elaborato quattro teorie diverse.

1. La prima ipotesi è che l'acqua degli oceani sia stata **sprigionata dall'interno del nostro pianeta**.

Secondo la teoria "terrestre", l'acqua degli oceani deriverebbe direttamente (e solamente) dai fenomeni che hanno caratterizzato la nascita della Terra. La Terra si sarebbe formata per aggregazione di milioni di corpi (detti planetesimi) [approfondimento 1] in uno stato fuso o semifuso. Gli elementi chimici, presenti nei planetesimi, sarebbero poi "ricomparsi" nei prodotti delle eruzioni vulcaniche, ricombinati tra loro. Tra essi sarebbe stato presente anche il **vapore acqueo**.

A causa dell'evento di fusione a scala planetaria, l'acqua, che si trovava originariamente intrappolata nel reticolo cristallino di alcuni minerali (come le miche) venne "liberata", trascinata verso l'alto insieme alla lava, ed emessa all'esterno sotto forma di **vapore acqueo**. La **condensazione** di questi enormi volumi di vapore diede così origine alle **prime piogge**.

Condizione necessaria per consentire il progressivo accumulo dell'acqua piovana e la conseguente formazione di corsi d'acqua e infine di oceani, è che la superficie del pianeta fosse raffreddata al punto da consentire all'acqua di rimanere allo stato liquido. Inoltre, era necessario che fossero presenti depressioni all'interno e tra i continenti, affinché le masse d'acqua potessero accumularsi e scorrere.

E' probabile che questi primi fiumi scaricassero acqua all'interno di zone depresse della superficie terrestre, forse prodotte dall'impatto dei meteoriti che bombardavano il pianeta.

Ma come si è accumulato un volume d'acqua sufficiente a riempire gli oceani attuali?

Se si ipotizza che l'attività vulcanica nel passato geologico sia sempre avvenuta al ritmo che osserviamo oggi, allora il vapore acqueo rilasciato dalle eruzioni vulcaniche sarebbe stato sufficiente, nel **corso di miliardi di anni**, a generare tanta acqua da raggiungere i volumi attuali.

2. Questa ipotesi è stata messa in dubbio da alcuni scienziati, che hanno sottolineato la possibilità che sia avvenuto, nel passato geologico, un vero e proprio di "**riciclaggio**" dell'acqua derivata dai vulcani.

Secondo questa teoria, solamente una parte dell'acqua originata dai vulcani sarebbe andata a formare i primi oceani, mentre gran parte sarebbe stata rimessa in circolo dal meccanismo della tettonica delle placche (capitolo 2. Tettonica delle placche).

Nello scontro fra due placche può avvenire che una scivoli sotto l'altra, andando verso l'interno della Terra. Qui le elevate temperature e pressioni, **fanno fondere** i materiali della placca. Se ad andare in subduzione (capitolo 2. Tettonica delle placche) fosse stata una placca di crosta oceanica, l'acqua presente nei suoi sedimenti sarebbe stata "riciclata" nel nuovo magma formato, e rimessa nel circolo delle rocce ignee.

3. La terza teoria sostiene che l'acqua sia giunta sulla Terra direttamente **dallo spazio**.

Secondo i sostenitori di questa teoria, che si potrebbe definire "cosmica", gran parte dell'acqua che ha riempito gli oceani non deriverebbe dal degassamento del nostro pianeta, ma sarebbe arrivata direttamente dallo spazio poco dopo la nascita della Terra. Come ormai noto, colossali impatti di corpi celesti devono aver sconvolto la superficie terrestre nelle sue prime centinaia di milioni di anni di vita, così come è accaduto su Marte, Mercurio, Venere, e sulla Luna, sulla quale i crateri da impatto ancora visibili, a causa della mancanza di erosione.

Si trattava principalmente di corpi rocciosi quali i meteoriti, ma anche di corpi celesti ricchi di acqua sotto forma di ghiaccio: le **comete** (fig. 2). Queste avrebbero scaricato sulla Terra enormi volumi d'acqua, in parte rimandati nell'atmosfera in conseguenza dei tremendi impatti, ma in parte accumulatisi fino a formare gli oceani.



FIG. 2 - IMMAGINE DELLA COMETA DI HALLEY

Come spesso accade nella scienza, nessuna di queste teorie è in grado di fornire una risposta del tutto soddisfacente; il modello che appare al momento più accettabile prevede che la prima acqua, e di conseguenza i primi oceani, abbiano una **duplice origine**: quella interna, generata dal degassamento del globo terrestre, combinata con quella esterna, prodotta dagli impatti delle comete, che si verificarono fino a 3,9 miliardi di anni fa.

4. Una teoria alternativa a quelle ufficiali è stata formulata, nel 1986, da Louis Frank, fisico dell'Università dell'Iowa che, esaminando i dati registrati da una sonda spaziale della NASA, ha osservato la presenza di singolari **macchie nere** nella porzione più elevata dell'atmosfera terrestre. Nel 1997, grazie ai dati provenienti da un'altra sonda spaziale della NASA, lo studioso ha ipotizzato che queste macchie nere siano **piccole comete** dal diametro medio di 9-10 m che, dirette verso la Terra, impatterebbero contro l'atmosfera, **vaporizzandosi** all'istante.

Secondo i calcoli di Frank, questa "pioggia" di comete avverrebbe al ritmo impressionante di **20 impatti al minuto**, per un totale di circa 10 milioni di impatti all'anno. Si formerebbe così vapore acqueo sufficiente a scaricare 0,0025 mm di acqua all'anno sulla superficie terrestre. Si tratta di una quantità modesta ma che sarebbe stata in grado, nel corso di più di 4 miliardi di anni, di colmare gli oceani attuali e di porre le basi per la nascita della vita sul Pianeta.

Torna a: [[capitolo 9. Il primo paesaggio](#)]

Approfondimento 42 – Organismi fotosintetici

Gli organismi fotosintetici sono tutti quegli esseri viventi che vivono grazie al processo detto **fotosintesi clorofilliana**.

Con questo processo, gli organismi sfruttano l'**energia solare**, per consumare il **biossido di carbonio**, producendo **zuccheri** ed **energia** (come prodotto principale) ed **ossigeno** (come prodotto di scarto).

Gli esseri viventi più "famosi" che attuano la fotosintesi sono le **Piante**.

Torna a: [[capitolo 9. Il primo paesaggio](#)]

Approfondimento 43 – La fauna di Ediacara

Ediacara è una località australiana, in cui sono state ritrovate numerose **impronte fossili** di animali a corpo molle, di età compresa **tra 620 e 550** milioni di anni fa.

Dopo la loro scoperta in Australia, queste impronte sono state rinvenute anche in altri luoghi, come **Nord America, Europa ed Asia**. Per questo motivo i paleontologi ritengono che fossero animali cosmopoliti.

Le impronte hanno forme molto diverse dalle attuali, anche se alcune ricordano animali marini a corpo molle come le **meduse**. Non è ancora chiaro che significato abbiano questi fossili, ma si ritiene che siano un **primo "esperimento"** per l'evoluzione di gruppi come Celenterati o Anellidi. Alcuni studiosi però pensano che esse siano un **tentativo evolutivo fallito**. Comunque, **550 milioni di anni fa** questi animali si sono **estinti**.

Per spiegare la loro estinzione sono state proposte diverse teorie, e, per il momento, nessuna predomina sulle altre.

Torna a: [[capitolo 9. Il primo paesaggio](#)]

10. L'era Paleozoica



L'era Paleozoica (540-250 milioni di anni fa) ha segnato importantissime trasformazioni, tanto nell'assetto della superficie terrestre quanto negli organismi, che, da primitivi e privi di scheletro si trasformarono in organismi con scheletri esterni mineralizzati.

Il terzo Eone in cui è suddivisa la storia della Terra è il **Fanerozoico**; esso è quello in cui tuttora stiamo vivendo. Il Fanerozoico è l'Eone più corto, infatti il **90%** del tempo geologico è stato racchiuso nell'**Archeano** e nel **Proterozoico** (fig. 1). Durante questo Eone, però, la vita si è sviluppata fino alla comparsa degli organismi attuali (tra cui anche la nostra specie), e i continenti, trascinati da correnti nel mantello (capitolo 1. L'interno della Terra) hanno continuato a muoversi, fino ad arrivare alle posizioni attuali.

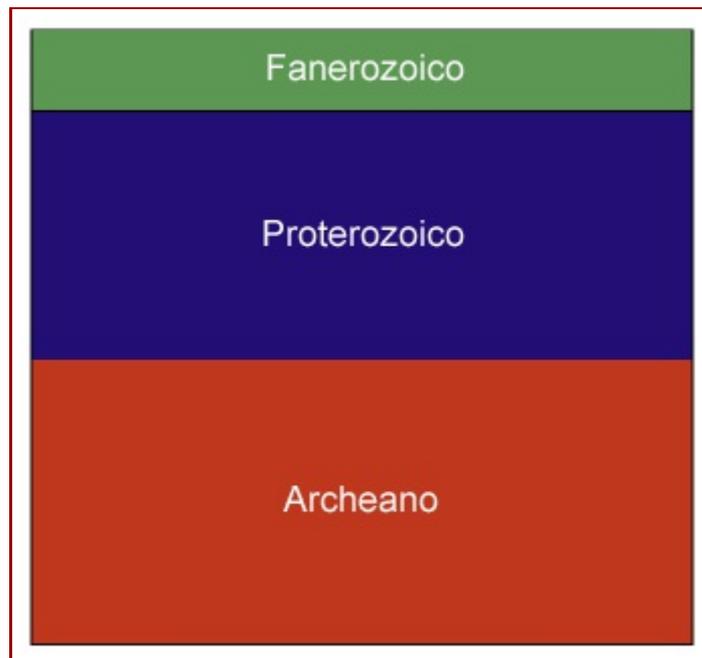


FIG. 1 - PROPORZIONI DEI TRE EONI IN CUI È SUDDIVISA LA STORIA DELLA TERRA.

L'Eone Fanerozoico è suddiviso in tre Ere:

1. **ERA PALEOZOICA** 540-250 milioni di anni fa;
2. **ERA MESOZOICA** 250-65 milioni di anni fa;
3. **ERA CENOZOICA** 65 milioni di anni fa - oggi.

L'ERA PALEOZOICA (540-250 milioni di anni fa)

L'Era Paleozoica (o Paleozoico), segnò un'accelerazione nell'evoluzione del nostro Pianeta: in quasi 300 milioni di anni, vi furono, infatti, importantissime trasformazioni, tanto nell'assetto della superficie terrestre quanto negli organismi.

All'inizio di quest'Era, detta appunto "**della vita antica**", circa 540 milioni di anni fa, la fauna della Terra era composta solamente da organismi primitivi, privi di scheletro e gusci protettivi, immersi in oceani primordiali che bagnavano continenti desolati. Al termine del Paleozoico, 250 milioni di anni fa, la Terra era molto più simile all'attuale, anche se non erano ancora comparsi alcuni gruppi di animali e piante.

L'Era Paleozoica è stata suddivisa in **sei Periodi**, delimitati da crisi biologiche o da comparse di nuovi organismi. Essi sono (dal più antico al più recente) (fig. 2):

1. Cambriano
2. Ordoviciano
3. Siluriano
4. Devoniano
5. Carbonifero
6. Permiano

ERA	PERIODO	MILIONI di anni fa
PALEOZOICO	PERMIANO	250
	CARBONIFERO	286
	DEVONIANO	360
	SILURIANO	408
	ORDOVICIANO	438
	CAMBRIANO	540

FIG. 2 - SCALA DELL'ERA PALEOZOICA.

L'inizio del Paleozoico viene fatto coincidere con l'**estinzione** delle forme di vita a corpo molle che avevano popolato il Pianeta nel precedente Proterozoico; a quelle prime forme di vita si sostituirono in pochi milioni di anni i primi organismi paleozoici (che inizialmente erano acquatici), capaci di discernere **scheletri esterni mineralizzati**. Questi organismi si sono evoluti nei milioni di anni secondo le leggi dell'**evoluzione delle specie animali e vegetali** [[approfondimento 44](#)].

IL CAMBRIANO (540-505 milioni di anni fa)

1. PALEOGEOGRAFIA

Alla fine del Proterozoico, **Rodinia** si era già "spezzata" in 4 grossi blocchi continentali (**Gondwana**, **Laurentia**, **Baltica** e **Siberia**), che rimasero praticamente invariati per tutto il Periodo. Nelle rocce risalenti al Cambriano si può notare un aumento di litologie tipicamente **marine**, che lasciano supporre un progressivo "annegamento" delle aree cratoniche. Le successioni di rocce continentali cambriane sono molto rare, e tra esse ricordiamo la **Death Valley** californiana, le **Montagne Rocciose** canadesi, le **Highlands meridionali** scozzesi, l'**Australia centrale**, la **Cina**, la **Siberia** e il **Galles settentrionale**.

La presenza di questi sedimenti continentali lascia supporre che alla fine del Cambriano fossero emerse solo le zone centrali dei continenti.

2. EVOLUZIONE DELLA VITA

La base del Cambriano è distinta dalla **comparsa** quasi simultanea di **tutti i maggiori gruppi animali** dei quali vi sono oggi resti fossili. Tutti i fossili animali che si trovano in rocce cambriane appartengono ad organismi **marini**.

I primi sono **forme semplici** a tubo o a vaso, come quelli che si possono trovare in sedimenti del Proterozoico terminale.

In rocce appena più giovani, compare un insieme di organismi a guscio per lo più carbonatico, in cui si possono

trovare i progenitori di gruppi attuali, come le **Spugne**, i **Molluschi** primitivi (dotati di una sola valva) e i **Brachiopodi**, provvisti di guscio bivalve, e presenti anche oggi in particolare con il genere *Lingula* (fig. 3), sopravvissuto dal Paleozoico ad oggi, ottimo esempio di **fossile vivente** [[approfondimento 45](#)].



FIG. 3 - LINGULA.

Nei sedimenti del Cambriano Inferiore iniziano a comparire i resti di altri gruppi, come gli **Artropodi**, rappresentati dalle **Trilobiti** (dotate di un corpo suddiviso in tre segmenti e protetto da una corazza) (fig. 4). Si trovano anche i primi Echinodermi (**Ricci di mare**) e i primi **Vermi** segmentati (come i Lombrichi).



FIG. 4 - TRILOBITE.

Grande fioritura durante i primi 10-15 milioni di anni del Cambriano ebbero anche gli **Archeociatidi**, dotati di uno scheletro di forma conica, che vivevano in colonie, come dimostrano le strutture, simili alle attuali barriere coralline, che ci sono giunte fossili. In sedimenti del Cambriano medio della Cina e di altri luoghi, sono stati ritrovate impronte di animali a corpo molle. La classificazione dei resti fossili ha portato ad identificarli come appartenenti ai Vermi e agli Artropodi (fig. 5). Tra questi ultimi, molto particolari sono gli **Anomalocaridi**, lunghi anche 2 metri, dotati di una bocca circolare, con potenti denti.



FIG. 5 - FORME DI VITA DEL CAMBRIANO.

Anche i progenitori dei **Vertebrati** comparvero probabilmente durante questo primo periodo dell'Era Paleozoica, come testimoniano i fossili del genere **Pikaia**, primo rappresentante del gruppo dei **Cordati**, ritrovato nel famoso giacimento fossilifero di **Burgess Shale** [[approfondimento 47](#)] in Canada.

Nei sedimenti del Cambriano superiore sono stati trovati i fossili dei primi **Nautiloidi**, Molluschi dotati di una conchiglia a spirale, che oggi sopravvivono con un unico genere.

La fine del Cambriano è segnata da una **estinzione**, in cui scomparvero molti gruppi di Trilobiti e Nautiloidi. Poiché i gruppi di Nautiloidi e di Trilobiti che si ritrovano nei sedimenti successivi sembrano adattati per la vita in acque fredde, si ritiene che la causa principale di questa estinzione sia un **brusco calo delle temperature** marine, che portò alla scomparsa delle specie tropicali.

L'ORDOVICIANO (505-438 milioni di anni fa)

1. PALEOGEOGRAFIA

Durante tutto l'Ordoviciano, il livello del mare rimase alto, causando un'ulteriore invasione delle aree cratoniche.

La suddivisione dei vari blocchi continentali era più o meno uguale a quella del Cambriano:

A. BALTICA: fino all'Ordoviciano medio, rimase molto a Sud del paleoequatore. Le faune ritrovate lungo tutte le coste di Baltica, sembrano indicare che le temperature fossero abbastanza elevate. A partire dall'Ordoviciano medio, sembra che il continente si sia progressivamente spostato verso l'equatore.

B. GONDWANA: nell'Ordoviciano inferiore questo continente si spostò verso il Polo Sud; in questo modo, si ebbe un progressivo raffreddamento della temperatura. Nell'Ordoviciano medio, solo il margine settentrionale di Gondwana si trovava a latitudini equatoriali, mentre la maggior parte del continente era a latitudini polari. La presenza di **tilliti** (tipiche rocce che si formano in zone ricoperte dai ghiacci) nelle zone continentali a latitudini polari di Gondwana sembrano indicare che ci fu una **glaciazione**.

C. AVALONIA: era uno dei piccoli continenti "sparsi", che erano presenti nell'Ordoviciano. Avalonia si staccò da Gondwana nell'Ordoviciano medio-superiore. Avalonia comprendeva la Gran Bretagna e la parte orientale del Nord America. Avalonia e Baltica erano separate dall'**Oceano Japetus** (il primo pezzetto di Oceano Atlantico), che continuò a chiudersi ed ad aprirsi, fino a quando non raggiunse la posizione attuale.

Oltre a questi rimanevano staccati altri blocchi continentali, come **Laurentia** che rimase nella stessa posizione, occupata durante il Cambriano.

2. EVOLUZIONE DELLA VITA

L'Ordoviciano vide la diversificazione dei numerosi gruppi animali già presenti nel Cambriano, tra i quali i Molluschi, con **Bivalvi**, **Gasteropodi** e **Cefalopodi nautiloidi** (fig. 6); notevole diffusione ebbero i coralli e i **Briozoi**, che si svilupparono notevolmente, così come gli **Echinodermi**, progenitori degli attuali ricci.

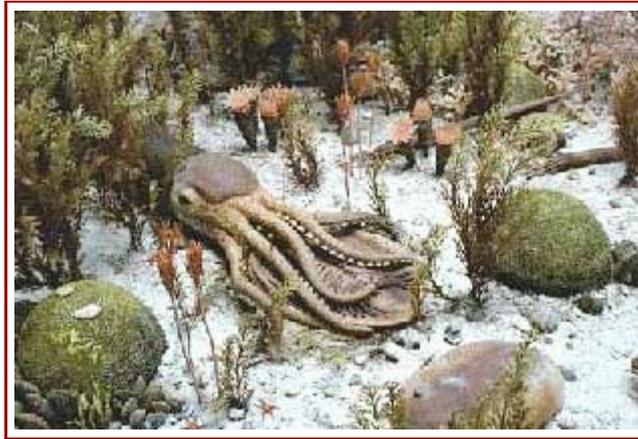


FIG. 6 - FORME DI VITA DELL'ORDOVICIANO.

Inoltre comparvero anche gli **Euripteridi**, i temibili **scorpioni di mare** [approfondimento 46] (fig. 7). Gli **Ostracodermi**, progenitori dei Pesci, privi di mandibole ma dotati di forti corazze si svilupparono in questo Periodo, iniziando così la radiazione evolutiva dei Vertebrati. La fine dell'Ordoviciano viene fatta coincidere con un evento globale, rappresentato, da una **estinzione**, che causò la scomparsa del **25%** delle famiglie di invertebrati marini, dovuta probabilmente ad un **notevole abbassamento del livello marino**, causato della glaciazione delle zone polari di Gondwana.



FIG. 7 - SCORPIONE ORDOVICIANO.

IL SILURIANO (438-408 milioni di anni)

1. PALEOGEOGRAFIA

Nei sedimenti del Siluriano, si trova una grande prevalenza di **rocce** di origine **marina**; questa abbondanza fa supporre che la glaciazione delle zone polari di Gondwana dell'Ordoviciano fosse già conclusa.

Nel Siluriano medio iniziò un importante evento tettonico: la formazione del continente **Euamerica**. Per primi si unirono Laurentia e Baltica al Nord, poi questo "pezzo" si unì ad Avalonia, attraverso l'Orogenesi Caledoniana (capitolo 14. Le Orogenesi).

2. PALEOCLIMATOLOGIA

La glaciazione di fine Ordoviciano continuò fino all'inizio del Siluriano, portando a notevoli cambiamenti climatici nei

continenti. I depositi marini del Siluriano, successivi alla fine della glaciazione, sono caratterizzati da evaporiti (capitolo 7. Le rocce e i minerali, **Sedimentazione e ambienti sedimentari** [[approfondimento 30](#)]), che indicano condizioni di **clima caldo e secco**. In particolare le evaporiti siluriane si ritrovano in una **fascia di latitudini** compresa tra **30° nord e 30° sud**, rispetto al paleoequatore. La presenza di queste evaporiti fa supporre che ci fu un **notevole riscaldamento**, che durò per tutto il Siluriano, con piccoli intervalli nelle zone paleopolari, in cui si trovano tilliti risalenti alla fine del Periodo.

3. EVOLUZIONE DELLA VITA

A partire dai sedimenti del Siluriano, e per 120 milioni di anni, si trovano estesi depositi marini carbonatici, "fossili" di **estese barriere coralline**. Inoltre nelle rocce siluriane si trovano i resti di "nuovi" gruppi di Invertebrati e anche una grande fioritura di **Pesci**. I fossili di Euripteridi sono molto frequenti nei sedimenti di questo Periodo.

Nei sedimenti della base del Siluriano si assiste alla comparsa delle **prime piante terrestri**, i primi organismi viventi a colonizzare i continenti. Esse furono il risultato di **profonde modificazioni** degli organismi vegetali acquatici: mentre in acqua lo stelo può essere flessibile, perché l'acqua lo sorregge, in aria, lo **stelo** deve essere **rigido**, per rimanere in piedi; inoltre, l'acqua fornisce una protezione dai raggi solari maggiore di quella dell'atmosfera, perciò le piante terrestri dovettero sviluppare strutture di protezione.

Verso la fine del Siluriano comparvero sulla terraferma le **prime piante vascolari**, dotate di due tipi di vasi conduttori, con funzioni diverse. Si trattava peraltro di piante con radici poco sviluppate ed organi riproduttivi simili a spore, provviste di tessuti in grado di condurre acqua. Questo fu l'evento più importante del Siluriano, perché si attuò la prima "**conquista**" della terraferma.

IL DEVONIANO (408-360 milioni di anni fa)

1. PALEOGEOGRAFIA

I resti dell'Orogenesi Caledoniana, dislocati attualmente in diversi continenti, hanno la caratteristica di essere sedimenti rossi. Per questo motivo **Euamerica**, il continente definitivamente formatosi nel Devoniano medio, viene anche definito il **continente delle "Arenarie rosse antiche"** (Old red sandstone). Contemporanea all'erosione della catena caledoniana fu la **chiusura dell'Oceano Japetus**.

Nei sedimenti del Devoniano una novità rispetto ai Periodi precedenti è costituita dai depositi tipici di **fiumi meandriformi** (tipo il Po). Il motivo della comparsa di questi fiumi non è ancora chiara; alcuni studiosi ritengono possibile che l'evoluzione delle radici nelle piante terrestri sia contemporanea alla formazione dei fiumi meandriformi. Quale dei due processi sia la causa scatenante dell'altro è ignoto, ma è probabile che questi due fenomeni si siano sviluppati di pari passo.

2. PALEOCLIMATOLOGIA

Anche nei sedimenti devoniani le evaporiti sono molto estese, indicando apparentemente un **clima caldo e secco**. La presenza di estese barriere coralline, che attualmente sono presenti solo a latitudini tropicali, sono un'ulteriore prova di un clima caldo.

La fine del Devoniano sembra, invece, segnata da una **nuova glaciazione** delle zone del paleopolo in Gondwana, come dimostra la presenza di **tilliti** nella zona settentrionale del Sud America. Le cause di questa nuova glaciazione potrebbero essere trovate nell'**evoluzione delle piante terrestri**: esse utilizzano il biossido di carbonio per svolgere la fotosintesi, diminuendo così la quantità di questo composto nell'atmosfera (capitolo 9. Il primo paesaggio, **La struttura dell'atmosfera attuale** [[approfondimento 39](#)]). Il biossido di carbonio nell'aria aumenta la quantità di calore al suolo, perché blocca all'interno dell'atmosfera i raggi solari. La sua diminuzione nell'atmosfera consente un calo di temperatura al suolo, innescando i fenomeni che portano alle glaciazioni.

3. EVOLUZIONE DELLA VITA

Durante il Devoniano, apparvero le forme progenitrici delle **Ammoniti**, importanti "fossili guida" di tutto il Mesozoico. Nel mare ebbero un grande sviluppo i coralli che, affiancati da particolari spugne (fig. 8), produssero l'eccezionale crescita delle scogliere devoniane, di certo le più importanti e ricche del Paleozoico.



FIG. 8 - ESEMPIO DI AMBIENTE DEL DEVONIANO.

Si ebbe inoltre la definitiva "conquista" delle terre emerse da parte delle piante, grazie allo sviluppo di strutture come radici e foglie larghe. Si svilupparono anche le **prime piante a semi**, che permisero l'allontanamento dei vegetali dalle zone acquose. L'evoluzione del mondo vegetale fu accompagnata dalla comparsa degli **Insetti** (fig. 9), ai quali si deve il primato di primi animali a conquistare le terre emerse. Il Devoniano è soprannominato l'**Era dei Pesci**, perché essi ebbero una grandissima radiazione evolutiva. Da particolari Pesci, dotati di sacchi polmonari e robuste pinne ossee, si svilupparono i primissimi Vertebrati terrestri: gli **Anfibi**, che per necessità riproduttive, dovevano comunque rimanere vicini ai corsi d'acqua.



FIG. 9 - FOSSILE DI INSETTO.

IL CARBONIFERO (360-286 milioni di anni)

1. PALEOGEOGRAFIA

Nei sedimenti del Carbonifero inferiore è documentato un processo tettonico, che porterà alla formazione di un nuovo super-continente all'inizio del Mesozoico. Il primo passo fu lo spostamento di **Gondwana verso nord**. Nelle rocce del Carbonifero inferiore si assiste anche ad un nuovo aumento di sedimenti tipicamente marini, depositatisi sopra sedimenti continentali precedenti. Una spiegazione per questa distribuzione può essere una **risalita del livello marino**, causata dallo scioglimento dei ghiacci polari di Gondwana. La conseguenza principale di questa trasgressione fu la formazione di zone di mare basso e caldo, in cui proliferarono diverse forme di vita.

Al limite Carbonifero inferiore-Carbonifero superiore si osserva una brusca diminuzione dei sedimenti marini, provocata

probabilmente da una nuova **espansione glaciale** nel paleopolo di Gondwana.

Nel Carbonifero superiore la prima collisione tra Euamerica e Gondwana causò l'Orogenesi Ercinica (LINK: CAP. 14-La formazione delle Alpi e degli Appennini).

2. PALEOCLIMATOLOGIA

Attualmente si può suddividere la superficie terrestre in fasce latitudinali di clima, che passano gradualmente da condizioni climatiche glaciali a quelle equatoriali. Nei sedimenti del Carbonifero inferiore, invece, si passa **dalle tilliti** del paleopolo di Gondwana **ad estesi depositi di carbone vegetale**, formati in zone paludose tropicali.

Inoltre, se si osserva la disposizione di varie tipologie litologiche in Euamerica, si nota una separazione tra rocce carbonatiche nelle zone orientali ed evaporiti (capitolo 7. Le rocce e i minerali, **Sedimentazione e ambienti sedimentari** [[approfondimento 30](#)]) in quelle occidentali. E' possibile che questa disposizione sia dovuta alla presenza degli **Appalachi**, che avrebbero fatto da **barriera per i venti umidi**, lasciando le zone occidentali del continente senza pioggia. La presenza di espansioni dei depositi di **tilliti** in Gondwana sembra indicare periodi di espansione glaciale (quindi clima più freddo e maggiori sbalzi termici).

La presenza di depositi di **carbone fossile**, nel Carbonifero superiore, estesi sia ad alte che a basse latitudini, indica che le **paludi tropicali** di acqua dolce erano dislocate in un'ampia fascia, con temperature ed umidità elevate.

3. EVOLUZIONE DELLA VITA

Il Carbonifero, (nome che deriva dai fossili vegetali risalenti a questo intervallo di tempo) fu caratterizzato da estese foreste di **Sigillaria** (fig. 10) e **Lepidodendron**, piante a **spore** che potevano giungere ai 30 metri di altezza. Esse crebbero negli ambienti paludosi diffusi soprattutto sui continenti, che erano posti, durante questo Periodo, in prossimità dell'Equatore.



FIG. 10 - FORME DI VITA DEL CARBONIFERO.

Le foreste erano luoghi favorevoli all'evoluzione degli Insetti alati, tra i quali le **libellule**, che spesso raggiungevano grandi dimensioni. Tra gli Anfibi si svilupparono molti gruppi diversi, sempre di piccole dimensioni. Al limite Carbonifero inferiore-Carbonifero superiore si assiste alla comparsa dei **primi Rettili** che si svilupparono da Anfibi. La differenza fondamentale tra questi due gruppi risiede nel tipo di **riproduzione**: gli Anfibi hanno uova che devono necessariamente essere deposte in acqua (all'aria si seccerebbero), mentre i Rettili possono deporre le loro uova lontano dall'acqua. Di conseguenza gli Anfibi rimasero (e lo sono tuttora) legati all'acqua, mentre i Rettili poterono realmente **conquistare tutti gli ambienti** sulla terraferma. La vita marina nel Carbonifero, al contrario di quanto avveniva sulle terre emerse, non subì importanti trasformazioni o evoluzioni, ad eccezione dello sviluppo delle **Ammoniti**, che saranno protagoniste indiscusse della successiva Era Mesozoica.

IL PERMIANO (268-250 milioni di anni fa)

1. PALEO GEOGRAFIA

Nel Permiano la **Siberia** si unì all'Europa Orientale (già "inglobata" in **Euamerica**), attraverso l'Orogenesi Uraliana (capitolo 14. Le Orogenesi). Il processo tettonico che porterà nel Mesozoico alla formazione di un super-continente era quasi terminato: mancava solo una parte dell'Asia.

2. PALEOCLIMATOLOGIA

Le rocce ed i fossili del Permiano indicano la presenza di un **clima molto arido**. Probabilmente la formazione di un continente così ampio, con catene montuose interne, un ampio spettro di latitudini e altri fattori, impedirono la formazione di ampie zone paludose. In effetti, i sedimenti di questo periodo sono prevalentemente **evaporiti e dune fossili**, nelle zone interne del super-continente, mentre lungo le coste si avevano rocce di passaggio da continentali a marine.

La presenza di **due province floristiche** (zone in cui si ha una associazione di specie vegetali ben definita) a ridosso della catena degli **Appalachi** è la prova che la situazione climatica era particolarmente complessa.

3. EVOLUZIONE DELLA VITA

Durante il Permiano, iniziarono a crescere le prime foreste di **felci arboree**, tra le quali spiccava **Glossopteris**, diffusa in enorme quantità nei depositi di carbone risalenti a questo periodo (fig. 11).



FIG. 11 - PIANTA DEL PERMIANO.

Sulla terraferma era in corso la lotta per il dominio fra gli Anfibi (che potevano raggiungere i 2 metri di lunghezza) (fig. 12), ed i Rettili. I secondi, facilitati dalla maggior velocità ed agilità, sconfissero progressivamente i loro avversari e divennero nel Mesozoico i dominatori incontrastati delle terre emerse.



FIG. 12 - FORME DI VITA DEL PERMIANO.

Tra i predatori rettiliani del Permiano, notevole importanza avevano i **Pelicosauri**, dal dorso solcato da una sorta di pinna, affiancati dai **Terapsidi**, Rettili somiglianti ai Mammiferi, dei quali sono considerati i più probabili antenati (fig. 13). Nei **mari** non si ebbero grandi variazioni, e continuò la tendenza evolutiva verso **forme più agili**.



FIG. 13 - RETILI DEL PERMIANO.

La fine del Permiano (e quindi dell'Era Paleozoica) è segnata dalla più **grande estinzione** [[approfondimento 48](#)] di massa di tutta la storia geologica del nostro pianeta.

Approfondimento 44 – I fenomeni geologici e la nascita e l'evoluzione delle specie animali e vegetali

Tutti gli organismi viventi e vissuti sulla Terra derivano da semplicissimi esseri, i primi ad apparire sul pianeta; essi erano formati da **una sola cellula**, derivata (semplificando al massimo) da alcuni elementi chimici presenti (il carbonio, l'idrogeno, l'azoto, l'ossigeno, il fosforo, lo zolfo) combinati in vario modo fra loro.

Da quei primi organismi composti da una sola cellula se ne sono evoluti altri, composti da molte (e poi da moltissime) cellule, come la maggior parte di quelli presenti oggi. Si può dire quindi che tutte le specie animali e vegetali che ci circondano derivano da modificazioni di specie preesistenti attraverso un processo chiamato "**evoluzione delle specie**".

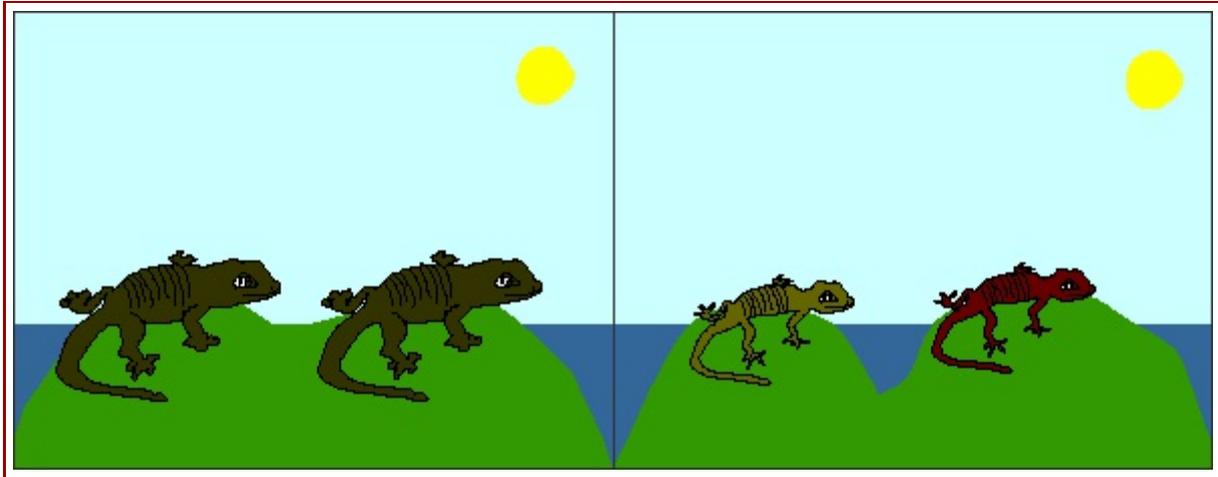


FIG. 1 - ALCUNE SPECIE ANIMALI, CHE PER MECCANISMI LEGATI ALLA DERIVA DEI CONTINENTI, SI SONO TROVATI A VIVERE IN AREE GEOGRAFICHE MOLTO DIVERSE, SI SONO EVOLTE IN MODO DIFFERENZIATO.

Tutta l'evoluzione delle specie deriva da un **continuo riequilibrio** fra gli organismi e i cambiamenti del loro ambiente di vita. Se l'ambiente cambia, le condizioni di vita cambiano di conseguenza, e ciò fa sì che solo gli organismi viventi che riescono ad **adattarsi** alla nuova situazione **sopravvivano**.

Ad esempio, in natura esistono conigli selvatici sia con pelo bruno, che con pelo bianco. I primi riescono a mimetizzarsi meglio in un ambiente secco e non nevoso, al contrario dei secondi. Se un predatore, in una zona secca, cerca una preda, il coniglio bianco è sfavorito, perché non è mimetizzato. Di conseguenza, i predatori cacciano più facilmente conigli bianchi, anche se uccideranno anche quelli bruni. Il numero dei conigli bianchi di quella zona diminuirà, fino anche a scomparire. Se però cambiassero le condizioni climatiche, e la zona diventasse polare (e ricoperta dal ghiaccio), la situazione si invertirebbe, e sarebbero più favoriti i conigli bianchi.

Secondo la teoria dell'evoluzione delle specie, quindi, alcuni organismi all'interno delle diverse specie possono avere (**casualmente**) caratteri più adatti al nuovo ambiente (ad esempio il pelo bianco in una zona divenuta polare è un buon modo di mimetizzarsi!). Essi saranno **favoriti**, e si riprodurranno più facilmente di quelli che non hanno i caratteri "utili", secondo un meccanismo detto "**selezione naturale**". La conseguenza è che i figli di "genitori adattabili" avranno più facilmente i caratteri "utili", e li trasmetteranno ai loro figli. Se però le condizioni ambientali cambiano ulteriormente, non è detto che questi individui siano ancora favoriti.

Se si considera che la **vita sulla Terra** è iniziata circa **3,5 miliardi di anni fa**, e che nel corso della sua storia la Terra ha subito notevoli cambiamenti climatici e geografici, si può capire come la selezione naturale abbia avuto il **tempo** di agire sugli organismi, e come da una cellula senza nucleo si sia arrivati ai numerosi organismi viventi attuali.

Torna a: [[capitolo 10. L'era Paleozoica](#)]

Il termine **fossile vivente** fu coniato da **Darwin** per indicare particolari tipi di organismi, animali o vegetali, con caratteristiche morfologiche primitive e soggetti ad un processo evolutivo molto lento. Ai fossili viventi appartengono tipologie diverse di organismi.

Organismi che sono gli unici rappresentanti viventi di gruppi estinti da tempo.

L'esempio più famoso è quello del pesce **Latimeria chalumnae**, pescato nel 1938, alle foci del Chalumna in Sud Africa. L'esemplare era lungo 1,50 m e pesava 57 kg, ed incuriosì a tal punto i pescatori, che lo mandarono **imbalsamato** al Museo di East London. La direttrice del Museo, la Dottoressa Latimer, riconobbe in quell'esemplare le caratteristiche dei **Crossopterigi Celacantiformi**, pesci a pinne "muscolose" nati durante l'Era Paleozoica, 400 milioni di anni fa, e **ritenuti estinti** nella grande estinzione che eliminò anche i Dinosauri.

Organismi che mantengono caratteri primitivi del gruppo che si è invece altamente differenziato.

Un esempio è l'**Opossum**, Mammifero marsupiale che presenta caratteri molto simili ai suoi parenti del Cretacico. Fra gli Artropodi possiamo ricordare il **Limulo** attuale, praticamente identico alle forme fossili del Giurassico.

Organismi che rimangono immutati per un lungo intervallo di tempo

Esempi classici sono il Brachiopode **Lingula** dell'Ordoviciano, e il Cefalopode **Nautilus**, invariato dal Triassico ad oggi. Anche gli **Squali**, comparsi nel Devoniano, circa 400 milioni di anni fa, si sono evoluti molto poco nel corso del tempo geologico, ma le loro caratteristiche li hanno resi immuni ai mutamenti geologici, climatici, biologici che li circondavano. Ancora oggi ne esistono moltissime specie, a dimostrazione dell'**efficienza** del loro "modello strutturale".

Non mancano fossili viventi anche tra i **vegetali**, come il genere **Gingko**, Gimnosperma comparsa nel Giurassico e arrivata ai giorni nostri con l'unica specie **Gingko biloba** senza modificazioni sostanziali.

Torna a: [[capitolo 10. L'era Paleozoica](#)]

Approfondimento 46 – Scorpioni di mare

Tra le creature più "terribili" del Paleozoico furono gli **Scorpioni di mare**, Artropodi Euripteridi che potevano arrivare ai due metri di lunghezza (fig. 1). Questi temibili predatori comparvero nell'**Ordoviciano** e furono molto diffusi nelle acque del periodo Siluriano, estinguendosi alla fine del **Paleozoico**.



FIG. 1 - FOSSILE DI UNO SCORPIONE DI MARE.

I sedimenti in cui sono stati trovati i fossili sembrano indicare che il loro habitat dovesse essere rappresentato da **acque dolci o salmastre**; è probabile che alcuni di essi si spingessero nei **mari**.

Torna a: [[capitolo 10. L'era Paleozoica](#)]

Approfondimento 47 – La fauna delle Burgess Shales (scisti di Burgess)

Esiste un luogo in cui le faune del **Cambriano medio** si sono fossilizzate in modo straordinario: nelle **Burgess Shales**, nello Yoho National park delle Montagne rocciose canadesi, al confine orientale della British Columbia.

Questa fauna fossile è rappresentata dalle **impronte di animali a corpo molle** molto particolari, mai più ritrovate nel corso dell'evoluzione.

I paleontologi hanno stabilito che molti di questi organismi appartengono agli **Artropodi** e ai **Vermi**. Altri fossili non si riescono a classificare in nessun gruppo attuale.

L'animale più strano ritrovato è l'**Hallucigenia** (fig. 1), della quale non si è ancora stabilito con sicurezza quale sia il dorso e quale il ventre. L'Hallucigenia è formata da un corpo tubolare, dal quale "escono", da un lato, sei coppie di spine, dall'altro, sei protuberanze. Non è ancora chiaro se camminasse su "trampoli" (le spine) ed utilizzasse le sei protuberanze per altre funzioni, oppure se utilizzasse le sei protuberanze per muoversi e le spine per proteggersi.

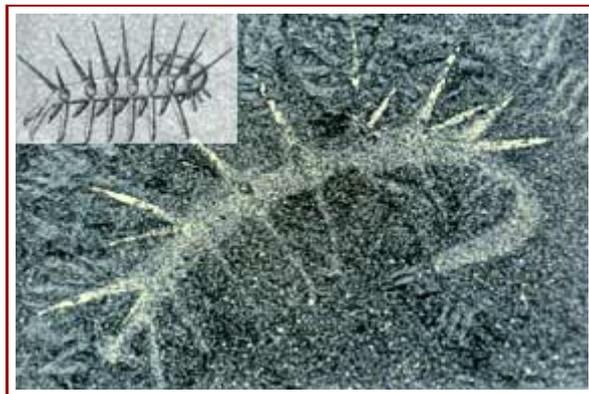


FIG. 1 - HALLUCIGENIA, L'ANIMALE PIÙ STRANO RITROVATO NELLA FAUNA DELLE BURGESS SHALES. UN'IMMAGINE DEL FOSSILE CON ACCANTO UNA RICOSTRUZIONE GRAFICA.

Altri animali con forme particolari sono gli **Anomalocaridi**, Artropodi nuotatori, che potevano raggiungere i **2 metri di lunghezza**. Si ritiene che essi fossero **temibili predatori**, dato che nelle impronte sono stati trovati i resti di una bocca circolare molto potente.

Altro Artropode presente nelle Burgess Shales, ma di dimensioni minori, era **Opabinia**, dotata di **5 occhi** e di una **lunga proboscide**, con cui probabilmente catturava il cibo.

Meno spettacolare, ma forse più significativo era **Pikaia**, un grosso "lumacone" senza guscio, che sembra avere caratteristiche tipiche dei **Cordati** (phylum che comprende tutti gli organismi dotati di colonna vertebrale).

Questi animali potrebbero tranquillamente essere utilizzati per un film di fantascienza, ma essi sono esistiti realmente. Grazie a questo ritrovamento, si può capire la reale portata degli "**esperimenti evolutivi**", che tra la fine del Proterozoico e l'inizio dell'Era Paleozoica hanno contribuito all'evoluzione di organismi via via più moderni.

L'estinzione di alcuni di questi organismi sembra dovuta, quindi, ad **eliminazione di modelli strutturali inadatti** alle condizioni di vita sul nostro Pianeta.

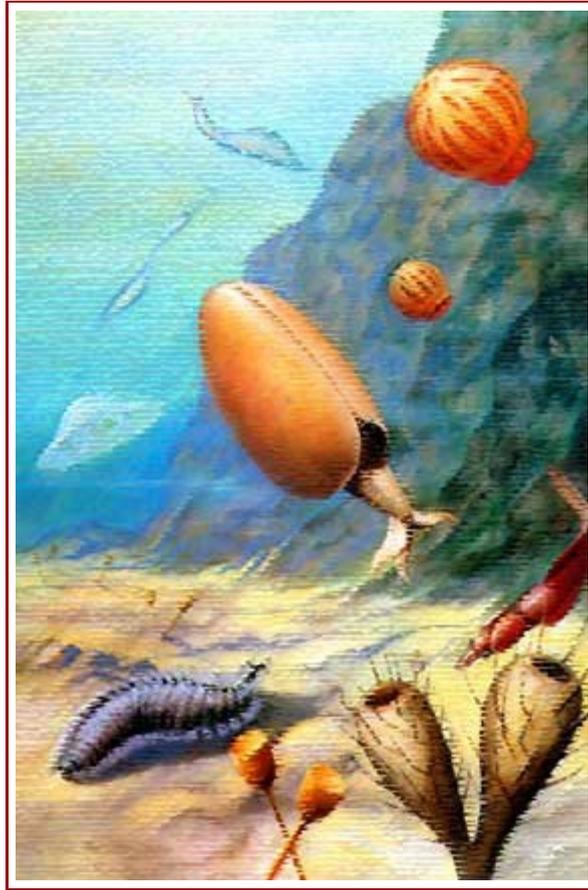


FIG. 2 - RICOSTRUZIONE DI ALCUNI DEGLI ALTRI ANIMALI RITROVATI IN QUESTA FAUNA.

Torna a: [[capitolo 10. L'era Paleozoica](#)]

L'**estinzione** che pose fine al Periodo Permiano ed a tutta l'Era Paleozoica, è considerata dagli scienziati la "**madre di tutte le estinzioni**"; essa annientò il **95% degli organismi allora viventi**. Inoltre fu la prima grande estinzione da quando i Vertebrati fecero la loro comparsa sulla terraferma.

Gli studiosi ritengono che si sia trattato di un **duplice evento**: una prima estinzione, in cui scomparve il 70% degli organismi marini, all'inizio del Permiano terminale, seguita da quella "enorme" della fine del Permiano. Nell'analisi dei fenomeni avvenuti da così tanto tempo, e con così poche tracce sopravvissute ai grandi movimenti della crosta terrestre e all'erosione, bisogna essere molto prudenti nel trarre conclusioni definitive.

Per la **prima estinzione**, si ritiene che la causa più probabile sia una nuova **glaciazione**, come sembrano indicare i depositi glaciali nelle rocce di questo periodo della Siberia. In effetti, gli organismi più colpiti furono quelli tipici di zone tropicali.

Per la **seconda** sono state proposte varie ipotesi, legate a fenomeni molto diversi.

- Secondo alcuni ricercatori, l'estinzione non avvenne in un batter d'occhio, ma durò **circa 10 milioni di anni**. A questo proposito ci si deve ricordare che in quel tempo molti continenti che erano in avvicinamento si saldarono, arrivando quasi a formare la **Pangea**. Questa saldatura portò alla sparizione fisica di decine di migliaia di km di coste, portando ad estinzione le specie marine che ne abitavano le acque.

Inoltre, il progressivo sollevamento dei fondali, dovuto agli urti precedenti la completa saldatura, portò ad un consistente **innalzamento della temperatura** delle acque sempre più basse, e in particolare della **salinità**, fenomeno dovuto alla sempre maggiore evaporazione dell'acqua. Si tratta di due mutamenti ambientali che agirono come durissimi agenti della **selezione naturale** sulle specie acquatiche, moltissime delle quali non resistettero, e si estinsero.

- Recenti scoperte, effettuate da scienziati della **NASA** e divulgate sulle pagine di "Science" attribuiscono questa terribile estinzione alla caduta di un **gigantesco bolide celeste**, un asteroide o un frammento di cometa, da 6 a 12 chilometro di diametro, che sarebbe giunto sul nostro Pianeta innescando una **serie di reazioni a catena**, tra le quali devastanti eruzioni vulcaniche. Di particolare intensità fu l'eruzione che produsse 1,5 milioni di chilometri cubici di lave basaltiche che oggi tappezzano per centinaia di migliaia di chilometri quadrati le pianure della Siberia, eruttate da lunghissime fratture nella crosta terrestre. E' probabile che, in seguito all'impatto del bolide celeste, nel breve volgere di 10.000 anni, immense nubi di gas vulcanico contenenti biossido di zolfo si alzarono nell'atmosfera, generando **piogge acide** letali per la flora e la fauna continentali; è possibile che le nubi schermassero al tempo stesso i raggi solari, dando luogo ad un interminabile inverno. L'**improvviso raffreddamento** del pianeta, avrebbe generato l'ispessimento delle calotte glaciali, ed il conseguente abbassamento del livello degli oceani, che provocò la scomparsa di gran parte delle specie marine.

Il luogo dell'impatto del corpo celeste è ancora oggi imprecisato: in 250 milioni di anni, la superficie terrestre ha subito cambiamenti troppo radicali perché sia conservata traccia dell'immane collisione.

E' anche possibile che a questi eventi tettonici e climatici si sia aggiunto l'impatto del meteorite, causando una **combinazione di eventi** sfavorevoli che portò all'estinzione la quasi totalità degli organismi marini, ed una parte consistente di quelli terrestri.

Torna a: [[capitolo 10. L'era Paleozoica](#)]

II. L'era Mesozoica



L'era Mesozoica (250-65milioni di anni fa), iniziata con un evento tettonico molto importante, la formazione del supercontinente Pangea è nota come l'era dei Dinosauri. Durante il Mesozoico infatti essi compaiono, si diversificano, dominano il mondo, e poi scompaiono.

La seconda Era del Fanerozoico è l'Era Mesozoica (o Mesozoico). Essa è suddivisa dai geologi in tre Periodi (fig. 1):

- a) TRIASSICO
- b) GIURASSICO
- c) CRETACICO

ERA	PERIODO	MILIONI di anni fa
MESOZOICO	CRETACEO	65
	GIURASSICO	144
	TRIASSICO	213
		250

FIG. 1 - SCALA DELL'ERA MESOZOICA.

L'Era Mesozoica è soprannominata "ERA DEI DINOSAURI", perché è proprio in questo Periodo che i Dinosauri compaiono, si diversificano, dominano il mondo, e poi scompaiono.

TRIASSICO (250-213 milioni di anni fa)

1. PALEOGEOGRAFIA

Al passaggio Permiano-Triassico si concluse un evento tettonico molto importante: la formazione del supercontinente Pangea.

La prima conseguenza logica di questo evento era che, se tutte le terre erano unite in Pangea, allora il supercontinente era circondato da un solo oceano, il **Panthalassa**. Il termine Pangea deriva dal greco antico, e significa "**tutte le terre**", mentre il nome del grande oceano, Panthalassa, in greco significa "**tutte le acque**". Questo grande oceano riusciva a bagnare solo le coste di Pangea, mentre le zone interne del continente rimanevano completamente asciutte. Esistono le prove che, a partire dal **Triassico superiore**, Pangea iniziò a separarsi (fig. 2).

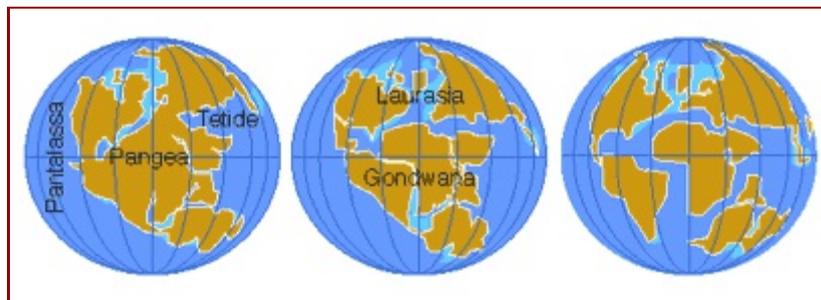


FIG. 2 - FRAMMENTAZIONE DELLA PANGEA.

La prima spaccatura di Pangea iniziò da una profonda insenatura, che si spingeva al suo interno, già presente nel Triassico inferiore; questo golfo è stato chiamato **Golfo o Mare della Tetide**, ed è il predecessore dell'attuale Mediterraneo. Il Golfo della Tetide si trovava a **latitudini equatoriali** nel Triassico inferiore, come testimoniano i fossili trovati. Nel **Triassico medio**, la Tetide iniziò ad allargarsi, causando l'annegamento di alcune zone circostanti. Nel Triassico superiore, il rifting (capitolo 2. La tettonica delle placche) si spostò su zone continentali, verso ovest.

2. PALEOCLIMATOLOGIA

Le testimonianze climatiche del Triassico sembrano indicare una generale uniformità di **clima caldo e secco**. Le rocce triassiche sembrano indicare la presenza di zone aride, con evaporiti (capitolo 7. Le rocce e i minerali, **Sedimentazione e ambienti sedimentari** [approfondimento 30]), nella parte occidentale del continente, e di zone **umide**, con depositi carbonatici (capitolo 7. Le rocce e i minerali, **Rocce sedimentarie** [approfondimento 30]), nella parte orientale del continente. La spiegazione di questo "comportamento" sembra essere la seguente: il blocco continentale di Pangea avrebbe ostacolato i venti che arrivavano nelle zone orientali a medie-basse latitudini, portando **piogge monsoniche estive** (e quindi umidità), mentre i **venti invernali** avrebbero spirato verso il mare, nelle zone occidentali, creando **aridità**. Inoltre le zone centrali del continente erano troppo lontane dal mare, e i venti non avevano abbastanza forza per portare la pioggia fino a queste zone, che quindi rimanevano asciutte. Altre prove per un clima caldo si ritrovano nei **fossili**: tra le **Felci**, si trova, fino a 60° di latitudine Nord e Sud, un genere fossile, i cui discendenti attuali vivono in zone subtropicali o temperato-calde; tra i **Lamellibranchi**, i generi triassici sono essenzialmente cosmopoliti, mentre i generi attuali sopravvivono solo in fasce climatiche molto ristrette. La **fine del Triassico** sembra essere caratterizzata da un **brusco raffreddamento delle acque**, come dimostra la scomparsa di barriere coralline dalla zona della Tetide.

3. EVOLUZIONE DELLA VITA

- **VITA NEI MARI**. La fine del Paleozoico è segnata da una estinzione di massa, che portò alla scomparsa di quasi tutti gli organismi marini. Per questo motivo nel Triassico inferiore, molti gruppi di organismi marini furono rappresentati dalle **poche specie sopravvissute**. Col passare del tempo, alcuni gruppi ritornarono a popolare in modo massiccio il mare triassico ed altri si svilupparono dai gruppi precedenti.

Ad esempio, nel Triassico medio nacquero gli **Esacoralli**, che si diffusero ampiamente nelle calde acque della Tetide e, a fianco delle spugne, furono i principali costruttori delle **scogliere** [approfondimento 49] del Mesozoico, i cui relitti calcarei possono essere oggi ammirati anche nelle nostre montagne, soprattutto le **Dolomiti** (fig. 3).



FIG. 3 - ROCCE MESOZOICHE.

Gli Esacoralli sono attualmente i maggiori costruttori di scogliere coralline, e vivono a basse profondità, in simbiosi con alghe fotosintetiche. Pare che i primi Esacoralli non fossero in simbiosi con queste alghe, ma si è quasi certi che questa simbiosi si sia sviluppata nel Triassico superiore, dato che le prime grandi scogliere coralline "moderne" risalgono a questo intervallo di tempo.

Le **Ammoniti**, praticamente estinte all'inizio del Triassico, riuscirono a recuperare, e nei sedimenti del Triassico medio si trovano infatti più di cento generi diversi (ognuno composto da più specie).

La novità assoluta dei mari triassici fu la comparsa dei **Rettili acquatici** (i **Placodonti**, gli **Ittiosauri** [[approfondimento 50](#)] e i **Plesiosauri**), che insieme ai Pesci a pinne raggiate, alle **Ammoniti**, e a pochi altri organismi, erano i **predatori** incontrastati.

- **VITA SULLA TERRAFERMA**. Le **Gimnosperme**, già presenti nel Permiano, sembrano non aver risentito della crisi biologica di fine Paleozoico. Le piante fossili più frequenti nei sedimenti triassici, appartenenti alle Gimnosperme, sono **Conifere** e rappresentanti di altri gruppi, attualmente rari o estinti, come le **Ginkoidali** (oggi presenti con l'unica specie paleocenica *Ginkgo biloba*).

Anche sulla terraferma molti gruppi animali, decimati dall'estinzione paleozoica, necessitarono di qualche milione di anni, per ripopolare l'ambiente. Infatti le prime novità significative nel mondo animale si hanno a partire dal **Triassico medio**.

Tra i Vertebrati terrestri iniziarono a predominare i **Rettili**, già presenti nei sedimenti paleozoici, e già decimati dall'estinzione permiana. Dei **Terapsidi** (i rettili simili a Mammiferi) si trovano pochi generi fossili, ma subirono una nuova radiazione evolutiva. Verso la fine del Periodo si svilupparono i primi **Dinosauri** (Rettili terrestri) che si svilupparono da altri Rettili molto agili, alcuni dei quali camminavano su due zampe (come gli struzzi). I primi Dinosauri erano piccoli e agili, solo alla **fine del Triassico superiore** raggiunsero dimensioni **enormi**.

Nel Triassico superiore comparvero anche altri gruppi di Vertebrati, tra cui i **Coccodrilli terrestri**, derivati dallo stesso gruppo di Rettili, da cui si sono evoluti anche i Dinosauri. Comparvero anche i primi **Rospi** e le prime **Tartarughe**, anche se con caratteri primitivi, come l'impossibilità di ritirare il collo nel carapace.

Alla fine del Triassico, si ebbero nuove evoluzioni, e dai Terapsidi, si svilupparono i **primi Mammiferi**, che "ebbero la sfortuna" di comparire in un mondo, in cui i Dinosauri erano gli incontrastati dominatori. Per questo motivo rimasero di **piccole dimensioni** (e probabilmente con abitudini **notturne**) per tutto il Mesozoico. Comparvero anche gli **Pterosauri**, i primi Rettili volanti, dotati di lunghe code e denti (caratteristiche da Rettile) e ossa cave (caratteristica da Uccello); molto probabilmente essi non erano in grado di muoversi con volo battuto, ma planavano utilizzando grandi membrane.

La fine del Triassico è segnata da una nuova **estinzione di massa**, che causò grosse perdite ai Terapsidi, e ad altri gruppi di animali.

GIURASSICO (213-144 milioni di anni fa)

1. PALEOGEOGRAFIA

Il rifting del Golfo della Tetide continuò anche nel Giurassico, seguendo una nuova direzione di rottura, che separò Nord e Sud America, e formò il **primo Golfo del Messico**. Questa nuova separazione portò alla formazione di due nuovi supercontinenti, il **Laurasia** a nord ed il **Gondwana** a sud.

A partire dal **Giurassico medio** iniziò la lacerazione del Gondwana, quando **Africa** e **Sud America** iniziarono lentamente a separarsi. La prova di questo inizio di separazione è fornita dalla presenza di enormi fratture che anche oggi sono visibili nella parte occidentale del continente africano.

2. PALEOCLIMATOLOGIA

Il Giurassico fu un Periodo caldo, come il Triassico, anche se probabilmente **augmentò l'umidità atmosferica**, come dimostra la presenza di rocce ricche in ferro, derivate da alterazione tipica di ambienti umidi.

La causa più probabile di questo mutamento sembra essere stato lo **smembramento di Pangea** che aprì, per esempio alle **correnti calde**, provenienti dalle zone equatoriali, la via per raggiungere e riscaldare moltissime nuove aree del Pianeta, incluse quelle verso i **Poli**, che non avevano quindi alcuna calotta di ghiaccio, come dimostra l'assenza di tilliti.

Inoltre la presenza di fossili di **Felci**, i cui rappresentanti attuali non sopportano temperature inferiori allo 0°, ritrovati sia in **Siberia** sia in zone paleopolari di Gondwana, indica un clima abbastanza caldo per tutto il Periodo.

3. EVOLUZIONE DELLA VITA

- **VITA NEI MARI**. Le acque giurassiche pullulavano di Molluschi, tra i quali primeggiavano le **Ammoniti** (fig. 4), vere dominatrici degli oceani, e le **Belemniti** (fig. 5)



FIG. 4 - AMMONITE.

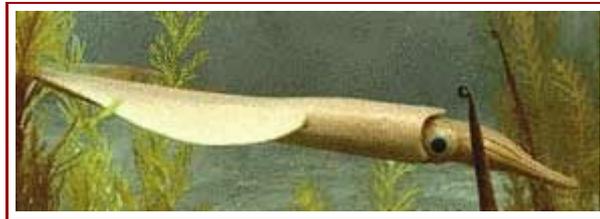


FIG. 5 - BELEMNITE.

(fig. 6) continuarono la costruzione delle scogliere coralline.



FIG. 6 - CORALLO DEL GIURASSICO.

Tra i grandi predatori compaiono i **Coccodrilli acquatici** nel Giurassico inferiore, ed alcuni gruppi moderni di **Squali**, tra cui quello dello Squalo tigre.

La fine del Giurassico è fatta coincidere dai paleontologi con una nuova **estinzione**, che nei mari "stermina" completamente alcuni gruppi di Rettili, come i **Plesiosauri** e la maggior parte degli Ittiosauri.

- **VITA SULLA TERRAFERMA.** Nei fossili di organismi vegetali del Giurassico si trovano soprattutto piante appartenenti alle **Cicadee**, piante Gimnosperme che oggi sopravvivono solo in ambienti tropicali. Le **Felci a semi**, già in declino nei Periodi precedenti scompaiono definitivamente nel Giurassico.

Tra i fossili animali, si può notare una rapida diversificazione dei **Dinosauri**, che conquistano tutti gli ambienti possibili, raggiungendo dimensioni enormi (soprattutto tra gli erbivori) (fig. 7).



FIG. 7 - AMBIENTE GIURASSICO.

I **Terapsidi** si estinsero definitivamente nel Giurassico, ma il loro ruolo nell'evoluzione animale era già concluso: avevano dato origine ai primi Mammiferi nel Triassico.

Alla fine del Giurassico, da alcuni gruppi di Rettili si svilupparono i primi veri **Uccelli**, tra i quali **Archaeopteryx** (fig. 8). Questo "anello di congiunzione" tra Rettili ed Uccelli possedeva caratteristiche tipiche di entrambi i gruppi: tipici dei Rettili erano i **denti**, ma aveva anche **ossa cave** e **piume** tipiche degli Uccelli.

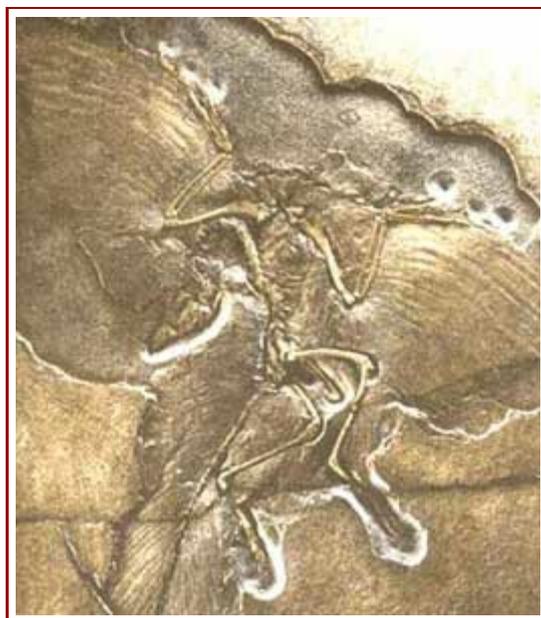


FIG. 8 - ARCHAEOPTERYX.

L'**estinzione** di fine Giurassico portò gravi perdite ai grandi Dinosauri erbivori. Nessun Rettile erbivoro del Cretacico riuscirà a diventare grande come i Dinosauri del Giurassico.

CRETACICO (144-65 milioni di anni fa)

1. PALEOGEOGRAFIA

Durante il **Cretacico iniziale**, il Gondwana, composto dall'attuale Africa, Sud America, India, Arabia, Australia ed Antartide, era ancora unito, anche se continuò la **frammentazione di Pangea**. Questo movimento portò tre conseguenze principali.

1: L'apertura di nuovi mari. I movimenti delle placche (capitolo 2. La tettonica delle placche) causarono una progressiva rottura di Gondwana, che a fine Periodo era già separata in: **Sud America, Africa, India, e Antartide-Australia** (ancora uniti). La separazione di questi blocchi causò la formazione di tre mari:

- a) Oceano Atlantico meridionale;
- b) Mar dei Caraibi;
- c) Golfo del Messico.

La separazione di Laurasia in **Nord America, Groenlandia ed Eurasia** (Europa più Asia, come è oggi) causò invece l'apertura dell'Oceano Artico. Le faune fossili, esclusive di questo oceano, lasciano supporre che esso non fosse in comunicazione con altri mari.

2: L'ampliamento di mari già esistenti. Lo spostamento di Eurasia e Africa e di Nord e Sud America allargò la **Tetide**. La Tetide era un mare **tropicale**, popolato da barriere coralline, e con correnti oceaniche calde che arrivavano

anche nell'Oceano Pacifico, passando tra Nord e Sud America. La prova di queste correnti verso Ovest è il ritrovamento sui monti sottomarini, a 1750 Km dalle Hawaii, di faune fossili tipiche della Tetide cretacea.

3: Il restringimento di mari già presenti. L'ampliamento dell'Oceano Atlantico causò, insieme ad altri movimenti tettonici il **restringimento dell'Oceano Pacifico**. Mentre l'Atlantico meridionale si stava aprendo e l'Oceano Indiano era in fase di crescita (a causa della deriva dell'India verso Nord) (fig. 9), l'Oceano Pacifico settentrionale nel corso del Cretacico si era ristretto, a causa del processo di subduzione (capitolo 2. La tettonica delle placche).

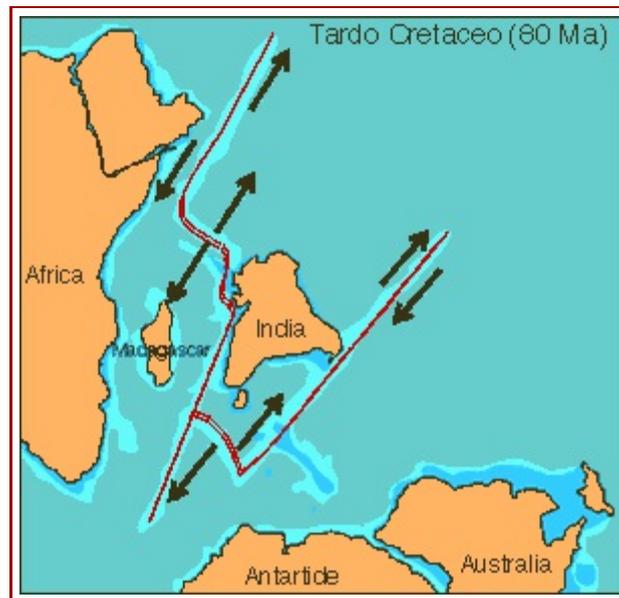


FIG. 9 - ESPANSIONE DEGLI OCEANI NEL MESOZOICO.

La nascita di nuove catene montuose non fu frequente durante l'Era Mesozoica, che fu marcata da fenomeni di **espansione oceanica** e di **allontanamento reciproco delle "placche" continentali**, piuttosto che da collisioni fra placche, che sono il presupposto fondamentale per la creazione delle catene. Sono comunque mesozoiche le principali fasi di formazione delle **Ande** e delle **Cordigliere** del Nord America, tipici risultati dell'urto fra le zolle americane e le zolle del Pacifico. **Alla fine del Cretacico**, 65 milioni di anni fa, al termine di 185 milioni di anni di trasformazioni causate dalla tettonica delle placche la Terra appariva più "familiare", prossima all'attuale configurazione. I maggiori oceani e gran parte dei continenti, sebbene lontani in qualche caso dall'attuale disposizione geografica, erano abbastanza **simili a quelli odierni**.

2. PALEOCLIMATOLOGIA

La presenza di **evaporiti**, di **scogliere coralline**, e il ritrovamento delle foglie fossili dell'**albero del pane** (oggi tipicamente tropicale) in Groenlandia, lascia supporre che il Cretacico inferiore fu un periodo **molto caldo**. Le stesse indicazioni climatiche si ritrovano anche in sedimenti del **Cretacico medio**, per cui possiamo supporre che il clima cretacico era simile ad una **serra**.

Le indicazioni paleoclimatiche per il **Cretacico superiore** indicano, invece, **due fasi fredde** intercalate da una più calda.

In questo quadro climatico, si può supporre che vi fu l'invasione delle acque marine sui margini delle terre emerse, tanto che durante il Cretacico medio la superficie terrestre coperta dall'acqua era l'80%, ed il livello degli oceani ben 250 m sopra l'attuale. Queste supposizioni sono spiegate con **l'assenza di tilliti**, e perciò l'acqua marina non era intrappolata nelle calotte polari o in altri ghiacciai.

3. EVOLUZIONE DELLA VITA

- **VITA ACQUATICA.** Durante il Cretacico, le scogliere ebbero come costruttori anche le **Rudiste**, grossi molluschi bivalvi, che si estinsero in massa al termine di questo Periodo. Una novità nelle acque cretache fu la comparsa dei **Pesci Teleostei**, attuale gruppo predominante in mari, laghi e fiumi. Anche gli Squali divennero sempre più simili a quelli attuali.

All'apice della catena alimentare rimasero comunque i **Rettili acquatici**, come **Itiosauri** e **Coccodrilli**, anche se i loro resti fossili sono rari nelle rocce di questo Periodo. Tra i Plesiosauri si svilupparono forme enormi, come l'**Elasmosauro**, che poteva arrivare fino a 13 m di lunghezza, o come i **Mosasauri**, che erano lunghi anche 15 m. Alcuni di questi predatori si specializzarono a tal punto da riuscire a predare i Molluschi, nonostante i loro spessi gusci. Risalgono infatti al Cretacico conchiglie "forate", con una disposizione dei fori identica alla disposizione dei denti di alcuni predatori.

I mari erano popolati anche da enormi Tartarughe, come il genere **Archelon** (grande anche 4 m), e dai primi **Uccelli nuotatori**, incapaci di volare, ma ottimi tuffatori.

- **VITA SULLA TERRAFERMA.** Nel Cretacico inferiore si ebbe la comparsa delle prime piante a fiori (**Angiosperme**), che rese il mondo del Mesozoico terminale ancora più simile a quello odierno.

All'inizio del Cretacico, il paesaggio era ancora predominato dalle Gimnosperme, ma in rocce di 115 milioni di anni fa si iniziano a trovare i primi fossili di Angiosperme, soprattutto in zone instabili, come le sponde di un fiume.

La comparsa delle Angiosperme e dei primi fiori colorati stimolò lo sviluppo degli **Insetti**, che ebbero una grande radiazione evolutiva.

Le faune fossili di **Dinosauri** [[approfondimento 51](#)] del Cretacico inferiore mostrano una **comunità impoverita**, ma già nelle rocce del Cretacico superiore si assiste alla **fioritura di molti nuovi gruppi** di Dinosauri. Le associazioni fossili indicano una comunità di Dinosauri simile a quella dei Mammiferi attuali della savana: c'erano erbivori corridori, erbivori adatti a mangiare vegetali duri, e carnivori predatori. In quest'ultimo gruppo vanno inseriti anche i più grandi Dinosauri carnivori mai esistiti, il **Tyrannosaurus rex** (fig. 10) e l'Albertosauro. Altri predatori di dimensioni minori erano i **Coccodrilli terrestri**, che potevano comunque misurare 15 m di lunghezza!

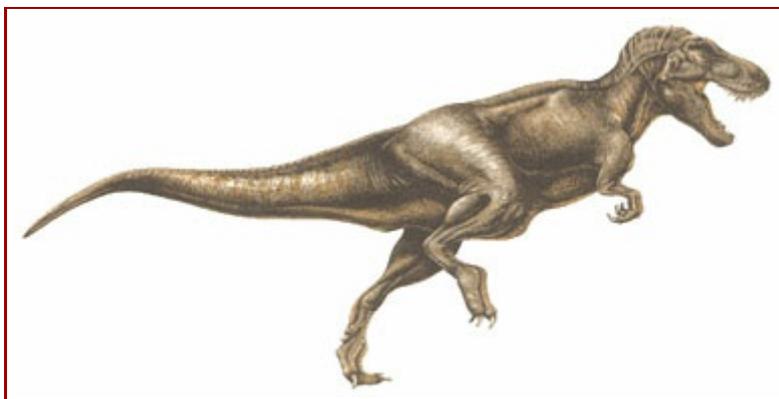


FIG. 10 - TYRANNOSAURUS REX.

Nel Cretacico superiore comparvero anche i primi **Serpenti**, appartenenti al gruppo degli "**stritolatori**", come pitoni e boa.

Pur rimanendo subordinati ai Dinosauri, i **Mammiferi** si diversificarono molto, e risalgono a 70 milioni di anni fa i resti del genere **Purgatorius**, considerato la prima scimmia.

Nei cieli volavano **Uccelli** e **Rettili** volanti. Tra questi ultimi alcuni raggiungevano dimensioni enormi (il più grande aveva un'apertura alare di 15,5 m), e si ritiene che almeno le specie più grandi fossero in grado di volare attivamente.

Al termine di milioni di anni di dominio del regno animale, i Dinosauri scomparvero letteralmente dalla faccia della Terra al termine del Cretaceo, 65 milioni di anni fa, momento della storia geologica che coincide anche con il termine dell'Era Mesozoica. Nella stessa catastrofica **estinzione** [[approfondimento 52](#)] che annientò i **Dinosauri**, vennero coinvolti i **Rettili marini**, le **Rudiste**, le **Ammoniti** e quasi tutti gli **organismi "planctonici"** marini. Nonostante si tratti dell'estinzione più famosa, non è stata certamente l'unica nella storia della Terra. Altre crisi biologiche si sono succedute nel tempo, tanto da far supporre ad alcuni studiosi che le condizioni che le causarono abbiano rappresentato veri e propri "banchi di prova" per l'evoluzione delle specie.

Approfondimento 49 – La genesi delle scogliere coralline

Gli antichi coralli (come i moderni) vivevano in colonie poggiate nel fondo di un mare poco profondo, perché avevano bisogno di essere vicini alla superficie dove trovavano luce, ossigeno e nutrienti. I coralli hanno una struttura scheletrica esterna, che costruiscono ancora oggi assimilando il carbonato di calcio disciolto nell'acqua.

Accadeva talvolta che il fondo marino si abbassasse lentamente (fig. 1). I coralli, per sopravvivere vicino alla superficie, costruirono nuove impalcature scheletriche sopra a quelle lasciate dai loro predecessori morti. Il processo poteva continuare per moltissimo tempo creando banchi calcarei anche altissimi.

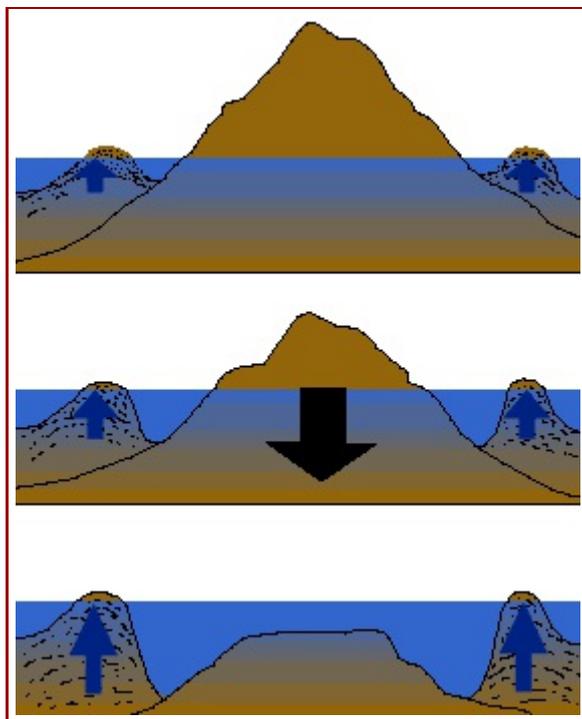


FIG. 1 - SCHEMA DELL'EVOLUZIONE DI UNA ANTICA SCOGLIERA CORALLINA.

Trascinati in profondità e poi riportati in superficie dai movimenti della crosta terrestre questi enormi banchi di carbonato di calcio si ergono oggi in molte parti del mondo, per esempio, nelle Dolomiti.

Torna a: [[capitolo 11. L'era Mesozoica](#)]

Approfondimento 50 – Gli ittiosauri

Gli Ittiosauri, comparsi nel Triassico ed estinti nel Cretaceo, sono Rettili che si adattarono con successo all'ambiente marino, raggiungendo la loro massima diffusione e differenziazione nel Giurassico.

Queste bizzarre creature erano caratterizzate da un corpo perfettamente idrodinamico, che poteva raggiungere i 9 metri di lunghezza. La testa era allungata e terminava anteriormente con un "rostro"; la bocca era, in genere, fornita di denti appuntiti, conici, anche se non mancavano forme del tutto prive di denti. La loro forma può ricordare quella dei Delfini (Mammiferi acquatici), a parte per la disposizione della pinna caudale (verticale negli Ittiosauri, orizzontale nei Delfini) (fig. 1).



FIG. 1 - SCHEMA DELL'EVOLUZIONE DI UNA ANTICA SCOGLIERA CORALLINA.

Gli Ittiosauri si nutrivano di Pesci e di Molluschi Cefalopodi, e non lasciavano l'ambiente acquatico neppure durante la riproduzione, di tipo "ovoviviparo": le uova non venivano cioè deposte, ma si schiudevano all'interno del corpo del genitore, dando alla luce piccoli già del tutto formati.

Torna a: [[capitolo 11. L'era Mesozoica](#)]

Approfondimento 51 – *Scipionyx samniticus*

Una delle scoperte più esaltanti della storia della Paleontologia italiana è stata quella di *Scipionyx samniticus*, piccolo Dinosaurio del Cretacico. Il ritrovamento fu annunciato nel marzo del 1998 da Marco Signore, dell'Università di Napoli, e Cristiano dal Sasso, del Museo di Storia Naturale di Milano, sulla rivista "Nature". Essi presentarono il primo studio completo su questo straordinario ritrovamento, avvenuto quattro anni prima in provincia di **Benevento**. La presenza in suolo italiano dei giganteschi sauri che dominarono la Terra fino a 65 milioni di anni fa è stata così definitivamente confermata. L'esemplare, unico nella sua specie, presenta **organi interni** e **fibre muscolari**: pur non essendo la prima volta che si rinvencono parti molli in Dinosauri fossili, il grado di preservazione di "Ciro" è eccellente, così gli studiosi potranno ora indagare anche su tutti gli aspetti della biologia dei Dinosauri che gli scheletri non sono in grado di chiarire. Il livello scientifico della scoperta è tanto maggiore se si considera la giovanissima età dell'esemplare: si tratta di un **cucciolo di poche settimane**, praticamente appena uscito dall'uovo. Fossili di animali tanto giovani sono piuttosto rari, perché le loro ossa sono molto più fragili di quelle degli adulti, e quindi difficilmente arrivano conservate fino ai giorni nostri. Dai resti di "Ciro", i paleontologi pensano di comprendere la struttura familiare dei Dinosauri e le attenzioni che i genitori dedicavano ai piccoli. Lo "Scipionyx" visse circa **110 milioni di anni fa**, e misura **60 centimetri** dal muso alla coda. Se "Ciro" fosse cresciuto avrebbe tuttavia raggiunto dimensioni ben maggiori: secondo i paleontologi, gli **adulti** arrivavano ai **due metri di lunghezza**.

Torna a: [[capitolo 11. L'era Mesozoica](#)]

Approfondimento 52 – La grande estinzione di fine Cretacico

L'estinzione di fine Cretacico (65 milioni di anni fa) è certamente quella maggiormente conosciuta. Con essa sparirono completamente i Dinosauri, dopo un lungo e pressoché incontrastato dominio.

In realtà i Dinosauri non furono gli unici organismi ad estinguersi, ma anzi molti iniziarono il loro declino già milioni di anni prima, come ad esempio le Ammoniti e altri Molluschi.

Per spiegare questo andamento (lenta diminuzione di organismi, seguita da una netta estinzione) sono state proposte molte ipotesi, anche se ormai i paleontologi si sono concentrati su due.

Ipotesi evolutiva-climatica

Se si osservano le popolazioni fossili degli organismi che si estinsero si può vedere che la loro situazione non era "drammatica". Se, per esempio, si studiano i Dinosauri, si può osservare che essi erano perfettamente adattati al loro ambiente, anzi in alcuni casi erano altamente **specializzati**. Pur non raggiungendo le dimensioni dei loro antenati erbivori giurassici, ne esistevano alcuni abbastanza grandi. Eppure, verso la fine del Cretacico, successe qualcosa che li decimò, e che li fece scomparire completamente 65 milioni di anni fa. Secondo molti studiosi, la **situazione climatica** cambiò bruscamente, per i movimenti tettonici che portarono alla formazione della corrente antartica. Inoltre lo sviluppo delle Angiosperme può essere stato un ulteriore problema, per animali altamente specializzati nella scelta del cibo (un po' come il panda attuale, che mangia solo germogli di bambù).

Per gli altri organismi che si estinsero, la causa può essere stata l'innescò di condizioni climatiche molto diverse dalle precedenti, alle quali essi erano adattati.

Ipotesi catastrofica

Secondo questa seconda ipotesi la causa unica dell'estinzione di fine Cretacico fu l'**impatto** di un enorme meteorite (fig. 1) sulla superficie terrestre. Questo impatto avrebbe causato una serie di conseguenze disastrose (una lunga notte perpetua, mesi di raffreddamento globale, un effetto serra ritardato ed una lunga serie di piogge acide) che avrebbero distrutto la fauna mesozoica.



FIG. 1 - RICOSTRUZIONE DEL GIGANTESCO IMPATTO, UNA DELLE POSSIBILI CAUSE DELL'ESTINZIONE DI FINE CRETACICO.

In effetti gli studiosi hanno trovato una serie di prove a favore dell'impatto meteoritico:

- è stato trovato nella Gola del Bottaccione in Umbria un livello di Iridio, elemento chimico estremamente raro sulla Terra, ma presente in alcuni tipi di meteoriti e in tutti i luoghi in cui c'è stato l'impatto di un meteorite;
- sono stati trovati cristalli di quarzo con "strutture da shock", microgranuli sferici e microdiamanti, tutte particelle che si possono formare solo a pressioni elevatissime.

Dopo queste scoperte gli studiosi sono andati alla ricerca del cratere, e nel Golfo del Messico, non lontano dalla penisola dello Yucatan, è stato trovato un cratere, detto **CHICXULUB**, di 200 Km di diametro, datato esattamente 65 milioni di anni. Poiché il cratere non è simmetrico, i paleontologi hanno ricostruito la traiettoria dell'asteroide: doveva provenire da sud-est, con un angolo di circa 20°-30° rispetto alla superficie.

Questa ricostruzione sembra confermata da dati paleontologici: negli Stati Uniti occidentali la flora subì un'enorme estinzione, circa il 75% della vegetazione scomparve, mentre flore analoghe australiane sono uscite illese dalla crisi. Sembra quindi corretto ritenere che l'impatto abbia provocato un'ondata di incendi attraverso l'America settentrionale, in direzione nord-est.

Come sempre, per spiegare fenomeni avvenuti decine di milioni di anni fa ci vuole cautela, perciò non si può dire se una di queste due teorie sia quella corretta.

Attualmente si ritiene più corretta la prima, perché riesce a spiegare meglio l'andamento dell'estinzione.

Non è certo possibile negare che un impatto meteoritico, 65 milioni di anni fa, avvenne nel Golfo del Messico. Probabilmente fu un duro colpo inferto ad un mondo già da qualche milione di anni in declino

Torna a: [[capitolo 11. L'era Mesozoica](#)]

12. L'era Cenozoica



L'era Cenozoica (65 - 1.8 milioni di anni fa), è anche detta l'era dei Mammiferi che, in questo intervallo di tempo, si diffondono enormemente sulla terra. Alla fine del Cenozoico gli Ominidi fanno la loro comparsa nella savana africana.

L'ultima Era del tempo geologico è l'Era Cenozoica, in cui stiamo tuttora vivendo (fig. 1).

ERA	PERIODO	EPOCA	MILIONI di anni fa	
CENOZOICO	QUATERNARIO	OLOCENE	0,01	
		PLEISTOCENE	1,8	
	TERZIARIO	Neogene	PLIOCENE	5
			MIOCENE	26
		Paleogene	OLIGOCENE	37
			EOCENE	53
			PALEOCENE	65

FIG. 1 - SCALA DELL'ERA CENOZOICA.

I geologi dividono quest'Era in **Terziario** (suddiviso ulteriormente in 2 Periodi, Paleogene e Neogene, contenenti 5 Epoche: Paleocene, Eocene, Oligocene, nel primo, e Miocene e Pliocene, nel secondo) e in **Quaternario** (suddiviso in 2 Epoche: Pleistocene ed Olocene) (capitolo 13. Il Quaternario).

IL TERZIARIO

PALEOGENE (65-26 milioni di anni fa)

1. PALEO GEOGRAFIA

Gli eventi più importanti, che ebbero ripercussioni a **scala globale** (cioè in quasi tutto il mondo) furono due: l'isolamento del continente antartico, e la formazione dell'Oceano Artico. In realtà, molti altri eventi si svolsero in questo Periodo, ma non influirono particolarmente sulla situazione complessiva del nostro pianeta.

FORMAZIONE DELL'ANTARTIDE. Lo spostamento verso nord del Sud Africa e dell'India (fig. 2), nel Mesozoico, portò l'Antartide ad essere unita al Gondwana solo attraverso l'Australia e lo stretto di Drake. Durante l'Eocene (circa 37 milioni di anni fa), iniziò il movimento di **apertura dello stretto di Tasmania** (tra Antartide e Australia), che terminò solo nell'Oligocene inferiore (circa 33 milioni di anni fa). Solo lo stretto di Drake rimaneva ancora chiuso. Questa nuova "libertà" delle coste dell'Antartide causò notevoli **cambiamenti nella circolazione oceanica**. Infatti mentre nel Mesozoico le coste dell'Antartide erano ancora circondate dagli altri continenti, nel Cenozoico iniziale le acque potevano già bagnare le coste del continente. Poiché Australia, Nuova Zelanda, India e Tasmania erano ancora vicine all'Antartide, le **correnti marine** iniziarono a muoversi **intorno al continente polare**, bloccate solo dall'istmo di terra, che univa Antartide e Sud America. Questa corrente "rubava" acqua calda da quelle più settentrionali, e queste masse d'acqua man

mano che ruotavano in senso orario attorno al continente si raffreddavano.

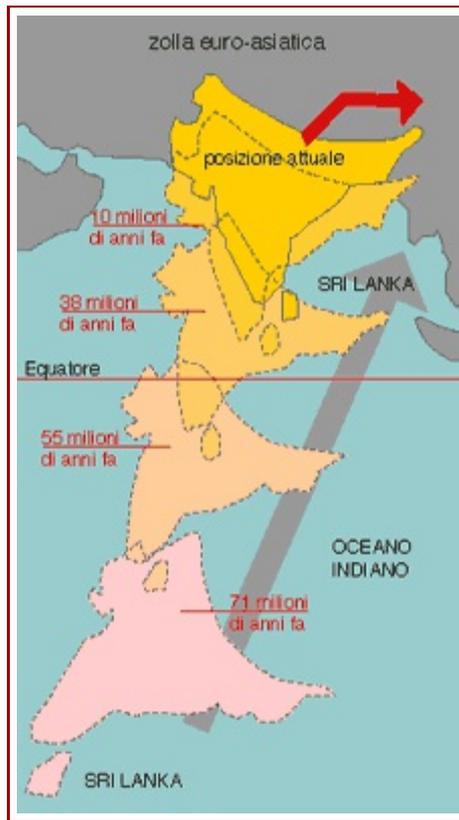


FIG. 2 - SPOSTAMENTO DELL'INDIA.

Nell'Oligocene iniziale (circa 25 milioni di anni fa) anche il **Sud America si separò dall'Antartide** (fig. 3), portando le acque temperate che si muovevano intorno al continente polare a ruotare sempre in circolo. Ciò causò il progressivo raffreddamento delle correnti, e sviluppò la prima vera **corrente circumpolare**.



FIG. 3 - APERTURA DELLO STRETTO DI DRAKE.

FORMAZIONE DELL'OCEANO ARTICO. Gli eventi tettonici del Mesozoico, che avevano portato il Bacino Artico ad essere separato dalla circolazione oceanica, nel Cenozoico cambiarono strada. Nel Paleocene la dorsale medio-atlantica si estese sempre più verso Nord, andando a separare, ad Ovest, Groenlandia e Nord America, e ad Est, Groenlandia ed Europa. Il braccio occidentale del rifting si bloccò, mentre quello orientale continuò la separazione tra Europa e Groenlandia.

Questi movimenti tettonici causarono l'**ingresso di correnti oceaniche atlantiche nel Bacino Artico**, mentre Artico e Pacifico rimanevano separati, perché l'Alaska e la Siberia erano ancora collegate dal ponte di Bering.

In Europa questi movimenti portarono all'annegamento di aree continentali, come dimostrano i sedimenti marini in Inghilterra meridionale, in Francia e in Danimarca. Questa **trasgressione marina** continuò fino al limite Eocene/Oligocene, come dimostrano i sedimenti marini presenti in quasi tutta l'Europa settentrionale. Alla fine dell'Oligocene, la trasgressione terminò, e si prosciugarono completamente alcune zone.

Nel Mediterraneo, la situazione era complessa. La placca africana continuava ad avvicinarsi a quella europea, costringendo le microplacche mediterranee a spostarsi verso Nord-Ovest. Ciò causò l'inizio dell'**Orogenesi Alpina** (capitolo 14. Le Orogenesi).

La stessa forza che spingeva la zolla africana era la causa dello spostamento verso Nord dell'India, che nel Neogene avrebbe portato a far collidere la placca indiana con quella eurasiatica.

2. PALEOCLIMATOLOGIA

La fine dell'Eocene è segnata da una estinzione di molte specie marine fossili, tipiche di zone tropicali. Inoltre, anche le specie fossili vegetali ed animali terrestri sembrano indicare un raffreddamento globale.

La causa più probabile sembra essere la **formazione della corrente circumantartica**, che raffreddò sempre più le zone polari antartiche, causando la formazione di **depositi glaciali**, e modificando drasticamente le correnti oceaniche.

Un ulteriore peggioramento climatico a scala globale è documentato nell'Oligocene superiore (intorno a 34 milioni di anni fa) dall'abbassamento del livello del mare, probabilmente connesso alla formazione di una **calotta glaciale antartica** (fig. 4). Questo fenomeno elimina, intrappolandola sotto forma di ghiaccio, moltissima acqua, sottraendola al suo ciclo di evaporazione. Si pensa che questo cambiamento radicale, anche se lento, possa aver portato all'estinzione di numerosi tipi di Mammiferi, adatti alle foreste tropicali, mentre altri gruppi animali in grado di popolare i nuovi ambienti di savana, come cavalli e rinoceronti primitivi, ebbero notevole diffusione.



FIG. 4 - LA CALOTA ANTARTICA.

3. EVOLUZIONE DELLA VITA

Gran parte degli animali, che oggi possiamo avvicinare od ammirare in documentari televisivi, e persino le specie vegetali, che formano i prati attuali, che calpestiamo in un parco, hanno avuto origine nell'Era Cenozoica, detta anche "**Era dei Mammiferi**" (fig. 5). Al gruppo dei Mammiferi, che fin dall'inizio dell'Era divennero comuni a scapito degli altri organismi, appartiene anche la specie umana, giunta per ultima circa 3 milioni di anni fa. I Mammiferi erano già comparsi nel Mesozoico, ma erano rimasti in posizione subordinata rispetto ad altri animali.



FIG. 5 - I MAMMIFERI.

Gran parte degli animali, che oggi possiamo avvicinare od ammirare in documentari televisivi, e persino le specie vegetali, che formano i prati attuali, che calpestiamo in un parco, hanno avuto origine nell'Era Cenozoica, detta anche "**Era dei Mammiferi**" (fig. 5). Al gruppo dei Mammiferi, che fin dall'inizio dell'Era divennero comuni a scapito degli altri organismi, appartiene anche la specie umana, giunta per ultima circa 3 milioni di anni fa. I Mammiferi erano già comparsi nel Mesozoico, ma erano rimasti in posizione subordinata rispetto ad altri animali.

I primi Mammiferi dell'Era Cenozoica erano **Insettivori**, **Marsupiali** e **Roditori** di piccole dimensioni, che abitavano lussureggianti foreste che ricoprivano un pianeta ancora molto simile alla "serra" del precedente Periodo Cretaceo.

L'Eocene, fu un intervallo di tempo di grande importanza per lo sviluppo dei Mammiferi, che aumentarono di dimensioni e si diversificarono notevolmente per habitat: in pochi milioni di anni nacquero i piccoli **pipistrelli** e le prime grandi **balene**, dotate di denti; i **cavalli** si svilupparono, mentre comparvero i primi membri della famiglia degli elefanti. Gli **Uccelli**, comparsi nel Mesozoico, si diffusero ed alcuni loro rappresentanti, privi della capacità di volare, divennero temibili predatori. Negli oceani ebbero grande diffusione i **Molluschi** (fig. 6), soprattutto Bivalvi e Gasteropodi, ed i **Pesci** (fig. 7) si diversificarono in numerosissimi gruppi, la maggior parte dei quali tuttora esistenti.



FIG. 6 - LAMELLIBRANCHI.



FIG. 7 - PESCE EOCENICO.

NEOGENE (26-1,8 milioni di anni fa)

1. PALEO GEOGRAFIA

Anche nel Neogene ci furono eventi paleogeografici a scala regionale, con influenza limitata ed altri a scala globale, le cui conseguenze furono importanti in tutto il pianeta.

FORMAZIONE DELL'ISTMO DI PANAMA. La formazione di questo lembo di terra bloccò le correnti oceaniche che univano Atlantico e Pacifico, e ciò ebbe **ripercussioni sul clima globale**. La chiusura del collegamento fra Atlantico e Pacifico generò la **Corrente del Golfo**. Il ponte fra le due Americhe facilitò le migrazioni di Mammiferi fra il Nord ed il Sud America: quelli nordamericani migrarono verso sud e soppiantarono gran parte della fauna sudamericana.

FORMAZIONE E DISSECCAMENTO DEL MEDITERRANEO. Nel Miocene e nel Pliocene nacquero il **Mar Ligure**, originato dal distacco di Sardegna e Corsica dall'area europea e il Mar Tirreno, legato alla formazione della catena appenninica, che continuò ad innalzarsi. Negli ultimi 10 milioni di anni, vennero dati gli ultimi "ritocchi" alla conformazione attuale del globo terrestre: si sviluppò il Mar Rosso, lo stretto di Gibilterra venne momentaneamente chiuso (originando il disseccamento del Mediterraneo) e poi riaperto, come dimostrano gli estesi depositi evaporitici miocenici del Mediterraneo (fig. 8).



FIG. 8 - DEPOSITI EVAPORITICI.

La deriva continentale continuò a modellare la superficie terrestre anche dopo l'inizio della formazione delle Alpi e dell'**Himalaya** [[approfondimento 53](#)]: durante l'Oligocene, nel continente africano iniziò il processo di lacerazione della crosta terrestre (capitolo 1. L'interno della Terra) che ha dato origine al cosiddetto "rift" dell'Africa orientale, **il più grande e noto tra i sistemi di fratture continentali esistenti** [[approfondimento 54](#)].

2. PALEOCLIMATOLOGIA

Durante il Miocene ed il Pliocene il clima mondiale continuò la **tendenza al raffreddamento** (fig. 9) iniziato nell'Oligocene, preludio delle glaciazioni più recenti dell'emisfero settentrionale.

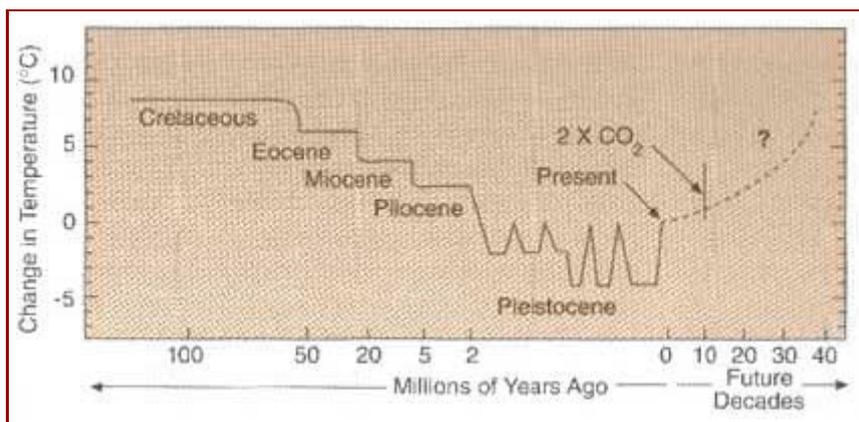


FIG. 9 - GRAFICO DELLE TEMPERATURE.

Nel Miocene (circa 14 milioni di anni fa) ci fu probabilmente un **brusco calo delle temperature**.

Le **cause** scatenanti, che contribuirono al peggioramento del clima della Terra e al suo graduale e marcato raffreddamento, furono **molteplici**. Si può citare, per esempio, il blocco, o la deviazione, delle correnti calde marine provenienti dalle zone equatoriali e dirette verso le zone fredde polari (e viceversa per quello che riguarda le correnti profonde) causato dai movimenti delle placche (capitolo 2. Tettonica delle placche), avvenuto nei Periodi precedenti. Anche il sollevamento di nuove catene montuose avrebbe creato, in alta quota, le condizioni necessarie alla conservazione delle nevi da un anno all'altro, cioè alla formazione delle nevi perenni, necessarie alla nascita di un ghiacciaio. Altre possibili cause furono la diminuzione dell'intensità luminosa e calorica del sole (dovuta allo schermo formato dall'aumento del pulviscolo per una accentuata attività vulcanica), oppure, una diminuzione della quantità di energia solare ricevuta dalle terre situate verso i Poli in seguito alle variazioni periodiche dell'inclinazione dell'asse terrestre e dei caratteri dell'orbita di rivoluzione della Terra attorno al Sole.

Già a partire dai 2.4 milioni di anni (ossia in pieno Pliocene superiore) si verifica la **prima grande avanzata glaciale sui continenti**. Questo primo raffreddamento segna una svolta decisiva nella storia climatica della Terra.

3. EVOLUZIONE DELLA VITA

Nei mari, gli Invertebrati non hanno prodotto strutture morfologiche nuove, ma solo modesti cambiamenti.

La vera novità dei mari neogenici fu l'evoluzione dei **Cetacei** (Mammiferi acquatici). Le prime Balene (fino al Miocene) erano tutte carnivore e dotate di denti aguzzi, successivamente si sviluppò la famiglia dei Capodogli (tutt'ora dotata di denti) e la famiglia delle Balene (dotate di fanoni). Sempre nel Miocene si svilupparono anche i primi Delfini.

Sulla terraferma si svilupparono velocemente le **Rane** e i **Rospi**, i **Topi**, i primi **serpenti velenosi** e gli **Uccelli canori**. Inoltre si svilupparono diversi gruppi di Mammiferi, tra cui quello delle **Giraffe**, dei **Maiali**, degli **Elefanti** e delle **Antilopi**. I **Primati**, "nati" alla fine del Cretacico, continuarono ad evolversi, sviluppando le linee evolutive che nel Quaternario porteranno alla nostra specie. Tra i carnivori fecero la loro comparsa i gruppi delle **Iene** e degli **Orsi**, mentre **Felini** e **Canidi** proseguirono la loro evoluzione, iniziata nel Paleogene.

Approfondimento 53 – La formazione dell'Himalaya

Tra le creazioni più maestose e visibili della tettonica a zolle c'è sicuramente l'imponente **catena dell'Himalaya** (fig. 1), che si estende per circa 2900 km lungo il confine tra l'India e il Tibet.

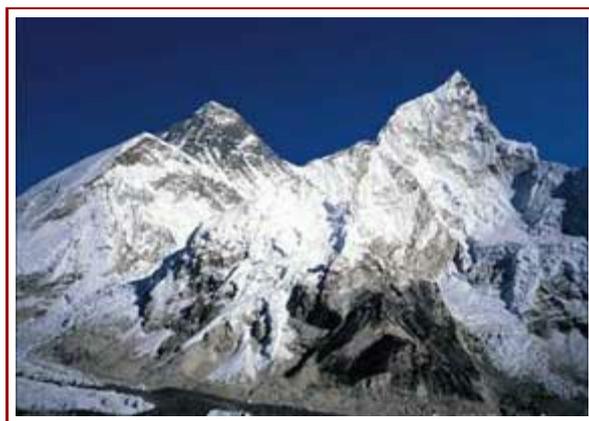


FIG. 1 - IMMAGINE DELLA CATENA DELL'HIMALAYA.

Circa 40 milioni di anni fa, il braccio oceanico della Tetide, che aveva separato i continenti settentrionali da quelli meridionali a partire dal tardo Giurassico, fu schiacciato nella sua porzione orientale dal sopraggiungere dell'**India** che, dopo essersi staccata dal Gondwana durante l'Era Mesozoica, arrivò in prossimità delle coste asiatiche alla **velocità** di circa **9 metri/100 anni** (una velocità notevole, se si pensa che a muoversi era un blocco continentale!).

Lo **scontro** tra i due blocchi continentali fu terribile (fig. 2): essendo di identica densità, le due placche non potevano però infilarsi l'una al di sotto dell'altra, e così l'India continuò ad "**incastrarsi**" nel continente asiatico alla velocità di 5 cm l'anno, accatastando come un gigantesco bulldozer l'enorme pila di sedimenti accumulati nel segmento oceanico della Tetide, ormai scomparso.

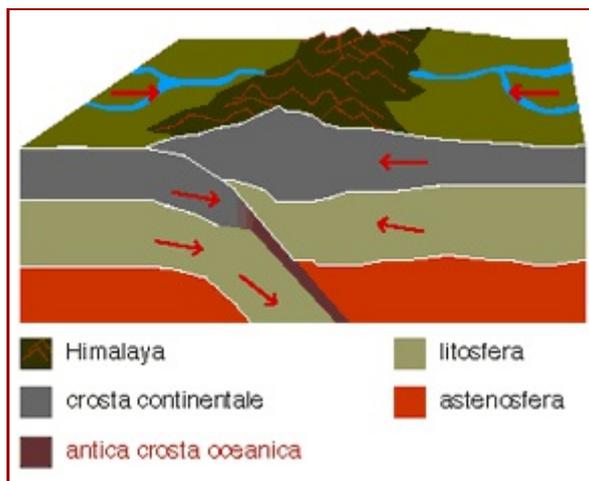


FIG. 2 - SCHEMA DI COLLISIONE TRA I BLOCCHI CONTINENTALI INDIANO ED EURASIATICO E FORMAZIONE DELLA CATENA DELL'HIMALAYA.

Questi sedimenti, insieme a relitti di crosta oceanica della Tetide, furono **innalzati a quasi 9000 m** (fig. 3) dalla colossale spinta dell'India contro il continente asiatico, che è continuata nelle decine di milioni di anni successivi e che a tutt'oggi è responsabile dei terribili terremoti che scuotono quelle regioni della Terra, oltre che della formazione delle vette più inavvicinabili del Pianeta.

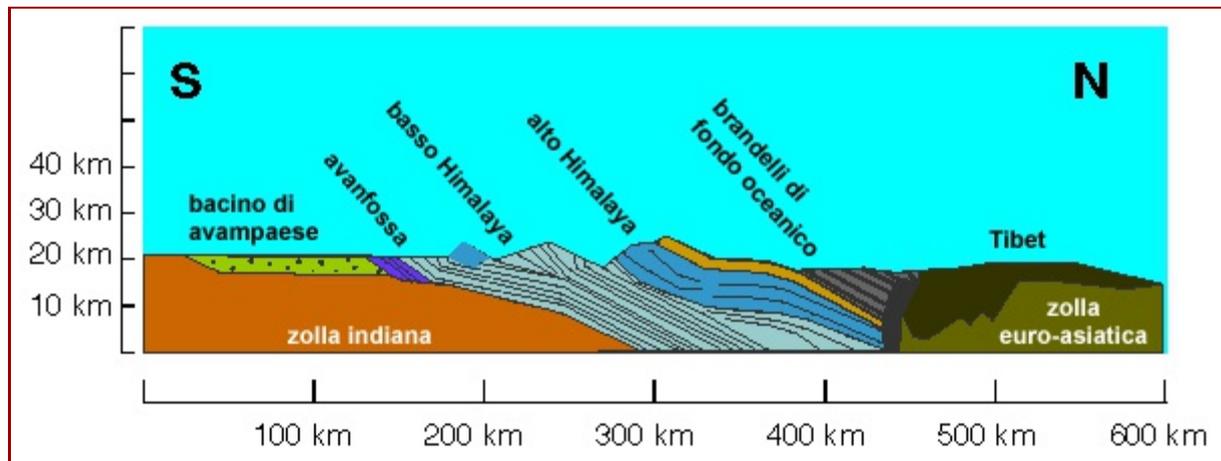


FIG. 3 - SEZIONE SCHEMATICA DELLA CATENA HIMALAYANA.

Torna a: [[capitolo 12. L'era Cenozoica](#)]

Approfondimento 54 – Una grande spaccatura nel continente africano

Il **rift dell'Africa orientale** rappresenta certamente il più grande tra i sistemi di fratture continentali esistenti; complessi di rift di minori dimensioni hanno generato, ad esempio, la Valle del Reno in Germania ed il profondissimo Lago Baikal in Siberia orientale.

E' possibile individuare una **rift valley occidentale**, marcata dall'allineamento dei grandi laghi africani ed una **rift valley orientale**, che attraversa l'Etiopia ed il Kenya ed è anch'essa delineata da una successione di laghi, tra i quali degno di nota e' il Lago Turkana, il più grande lago africano. Il Lago Victoria, e' localizzato tra il rift occidentale e quello orientale.

La **rift valley orientale** e' stata in passato teatro di grande **attività vulcanica**, testimoniata oggi dai numerosi apparati vulcanici ormai inattivi che si ergono in Etiopia, Kenya, Tanzania; **Ol Doynio Lengai**, "La Montagna di Dio", è l'unico vulcano tuttora in attività presente lungo il rift orientale, ed è caratterizzato da rarissime lave contenenti carbonato di sodio. Il ramo occidentale del rift ospita due vulcani attualmente attivi, posti nella provincia di Kivu, nello Zaire orientale: il **Nyragongo** (fig. 1) ed il **Nyamuragira**.



FIG. 1 - IMMAGINE DEL VULCANO NYRAGONGO.

Il primo è tristemente noto per la tragica eruzione del 1977, durante la quale l'improvvisa emissione di lave ad altissima fluidità, che scorrevano lungo i fianchi del vulcano all'impressionante velocità di 70 Km/h, causò la morte di circa 300 persone. Recentemente, nel gennaio 2002, il Nyragongo si è risvegliato seminando morte e distruzione nella città di Goma.

Ma dove ha avuto origine il grande sistema di rift? La risposta si cela nell'infuocata regione che ospita' gli albori del genere umano: il cosiddetto "**triangolo**" dell'**Afar** (fig. 2) appartenente in gran parte all'Etiopia ed in minor misura agli stati confinanti di Eritrea e Gibuti.



FIG. 2 - SCHEMA DI LOCALIZZAZIONE DEI RIFT DEL "TRIANGOLO" DELL'AFAR.

Attorno a **30 milioni di anni fa**, proprio al di sotto del triangolo dell'Afar, l'**astenosfera**, iniziò ad inarcarsi, producendo un innalzamento localizzato della sovrastante litosfera. All'inarcamento fece seguito la risalita di abbondanti volumi di magma verso la superficie e la formazione di vulcani. L'innalzamento interessò l'adiacente altopiano etiopico (posto immediatamente ad Ovest dell'Afar) e quello somalo (ad Est).

Se osserviamo la mappa della regione afro-arabica: ci accorgiamo che il triangolo dell'Afar si trova al centro di una gigantesca stella a tre punte, le cui diramazioni sono rappresentate dal Mar Rosso, dal Golfo di Aden e dalle rift valley dell'Africa orientale. Il cosiddetto "**punto triplo**" dell'Afar rappresenta l'origine del maggior sistema di rift attivo esistente che, con uno **sviluppo lineare di quasi 5000 Km**, separa le due sponde del Mar Rosso, taglia gli altopiani basaltici dell'Etiopia e corre verso Sud attraverso le savane e le foreste dell'Africa orientale. I tre rift che si sviluppano dal triangolo dell'Afar hanno avuto storie geologiche alquanto differenti.

1) Lungo il **rift del Mar Rosso** e' avvenuta la separazione tra Africa ed Arabia, iniziata circa 30 milioni di anni fa e sviluppatasi fino ad originare un bacino marino, il Mar Rosso, sul cui fondale, nel settore meridionale, si trovano rocce basaltiche identiche a quelle presenti sui fondali dei grandi oceani.

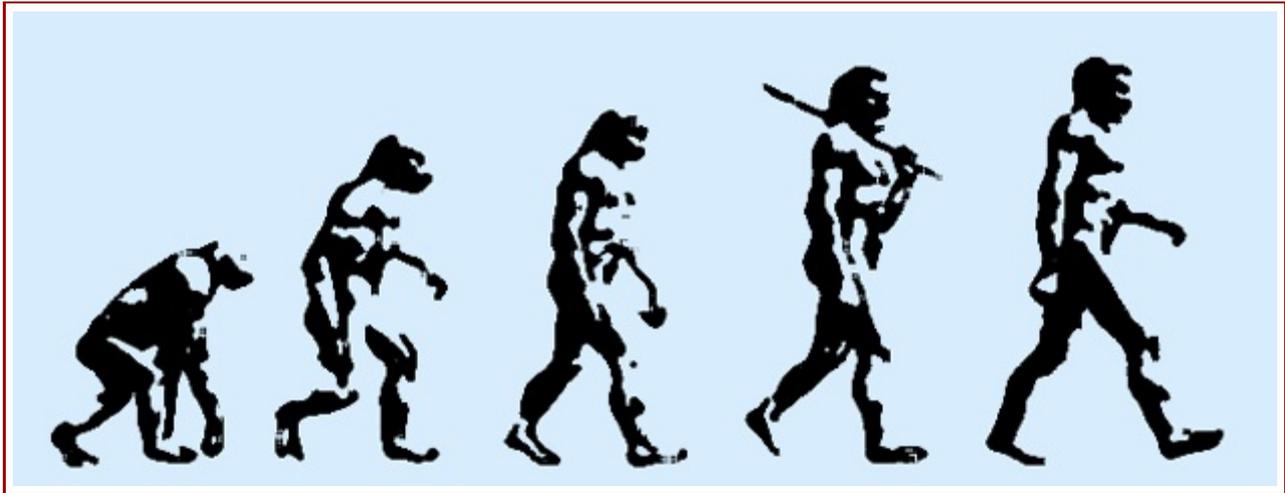
2) Il **rift del Golfo di Aden**, e' progredita anch'essa fino all'oceanizzazione e all'invasione del mare.

3) Le **rift valley dell'Africa orientale** stanno lacerando la crosta continentale africana, ma non sono giunte a produrre un'effettiva separazione di due lembi di crosta terrestre.

Utilizzando una metafora comune, potremmo definire la diramazione africana quella meno "efficiente", mentre quelle del Mar Rosso e del Golfo di Aden hanno portato a termine il loro compito, fino a separare l'Arabia dall'Africa ed essere completamente invase dalle acque marine.

Torna a: [[capitolo 12. L'era Cenozoica](#)]

13. Il Quaternario



Il Periodo Quaternario (1,8 milioni di anni fa-Attuale), fa parte dell'era Cenozoica. E' il periodo caratterizzato dall'espansione dei ghiacciai, che avanzarono e si ritirarono ripetutamente nel corso del Pleistocene. L'evento più importante è la comparsa della specie Homo Sapiens.

Il Quaternario (fig. 1) è l'ultimo Periodo dell'Era Cenozoica, in cui noi stiamo tuttora vivendo. Iniziò circa 1,8 milioni di anni fa con l'Epoca chiamata Pleistocene (che terminò circa 10000 anni fa) e continua con l'Epoca detta Olocene.

ERA	PERIODO	EPOCA	MILIONI di anni fa
CENOZOICO	QUATERNARIO	OLOCENE	0,01
		PLEISTOCENE	1,8

FIG. 1 - SUDDIVISIONE DEL QUATERNARIO.

1. PALEOGEOGRAFIA

Nel Quaternario la paleogeografia mondiale non subì grossi cambiamenti, continuando i movimenti che si erano instaurati nei Periodi precedenti. La storia "recente" del nostro pianeta è invece caratterizzata dall'espansione dei ghiacciai, che avanzarono e si ritirarono ripetutamente nel corso del Pleistocene. Negli ultimi 1,8 milioni di anni, infatti, si sono verificate almeno cinque grandi glaciazioni (Donau, Gunz, Mindel, Riss e Würm). Durante tali fasi la formazione di quantità di ghiaccio molto ingenti sottraeva acqua agli oceani, provocando l'abbassamento del livello del mare e lasciando emerse vaste aree continentali. Nelle fasi interglaciali (ovvero quelle intermedie tra due glaciazioni) più calde, il ritiro dei ghiacci determinava l'aumento del livello medio del mare.

Durante l'ultima fase glaciale, il Würm, terminata circa 12.000 anni fa, e che ha raggiunto il suo apice circa 19.500 anni fa, il livello del mare si è abbassato fino a 120 m sotto il livello attuale, originando un grande cambiamento della geografia delle coste e l'emersione di vaste porzioni di piattaforma continentale, nonché la creazione di un ponte fra l'Asia ed il Nord America ("il corridoio di Bering"), responsabile, fra l'altro, di migrazioni di animali fra i due continenti e del popolamento umano del Nord America.

In **Italia**, la Sardegna rimase collegata alla Corsica e molte isole del Tirreno si ritrovarono attaccate alla terraferma. L'abbassamento del livello del Mar Adriatico determinò un'enorme espansione della pianura padana, le cui coste si vennero a trovare a sud di Ancona (fig. 2).

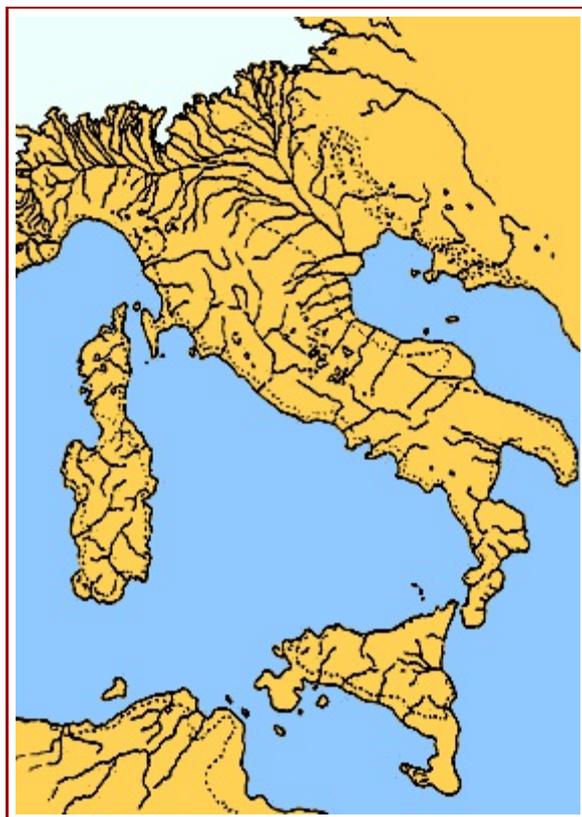


FIG. 2 - L'ITALIA PLEISTOCENICA.

2. PALEOCLIMATOLOGIA

Il clima del Quaternario oscillò tra due estremi: nelle rocce si può osservare una successione di cicli **glaciali - interglaciali** praticamente ininterrotta sino a circa 10000 anni fa, con durata assai superiore dei primi rispetto ai secondi. I cicli furono di 100 000 anni, con fasi glaciali di 90000 anni e fasi interglaciali di 10000.

Durante l'ultimo ciclo glaciale, ad esempio, la **calotta artica** (fig. 3) era presente dalla Finlandia alla Penisola Scandinava sino alla Scozia e, man mano che si era accresciuta, la massa di ghiaccio aveva ricoperto la pianura polacca e quella russa, parte della Danimarca e il Nord della Gran Bretagna e dell'Irlanda.

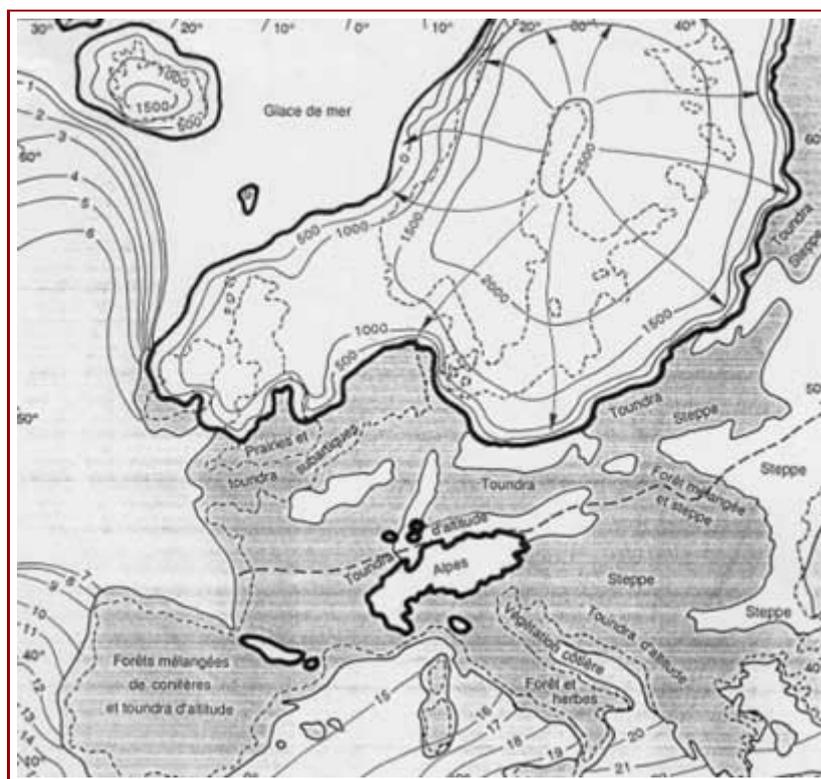


FIG. 3 - CALOTTA ARTICA.

I principali **massicci montuosi** del continente erano anch'essi ricoperti da una coltre di ghiaccio praticamente continua. In particolare la regione alpina era occupata da una fitta rete di **ghiacciai vallivi** che, verso sud, andavano a sfociare in zona di pianura, contribuendo, durante il ritiro dei ghiacci, alla formazione di estesi depositi ad arco (gli **anfiteatri morenici** [[approfondimento 55](#)]). Alcuni esempi sono gli anfiteatri morenici così caratteristici del paesaggio collinare odierno lungo il limite nord della Pianura Padana.

Al termine dell'ultima glaciazione, coincidente con l'inizio dell'Olocene, gli oceani si innalzarono ed il clima si fece più mite.

3. EVOLUZIONE DELLA VITA

Le variazioni climatiche connesse alle alternanze di periodi freddi e periodi caldi ebbero **forti influenze** sulla flora e sulla fauna. Durante le fasi glaciali i continenti si coprivano di tundra, steppe e di foreste di tipo nordico, mentre boschi e foreste temperate si spostavano verso l'Equatore e gli attuali deserti conoscevano periodi di intensa piovosità. Nelle fasi interglaciali, invece, le attuali regioni temperate si coprivano di vegetazione subtropicale. La stessa situazione si ebbe anche per gli animali, sia terrestri sia marini.

I **periodi caldi** sono caratterizzati da fossili di organismi tipici di ambienti tropicali e mari caldi; questi organismi invadevano le regioni settentrionali della Terra, dove la vita animale era principalmente costituita da **ippopotami** (*Hippopotamus amphibius*), **rinoceronti** (*Rhinoceros meridionalis*) ed **elefanti** (*Elephas antiquus*), mentre le acque si popolavano delle forme calde dei **Molluschi** quali *Strombus bubonius* e *Mytilus senegalensis*, che arrivavano direttamente dalle coste orientali dell'Africa.

Al contrario, durante i **momenti freddi** si assisteva sulle terre emerse ad uno spostamento verso Sud di animali tipicamente nordici: oltre a forme attuali come **alci**, **cervi**, **renne**, vi erano anche forme oggi estinte come **rinoceronti lanosi** (*Coelodonta antiquitatis*), **orsi delle caverne** (*Ursus spelaeus*), **mammut** (*Elephas primigenius*) e **cervi giganti** (*Megaloceros euryceros*); negli stessi intervalli anche i mari si popolarono di forme "fredde" come il mollusco *Arctica islandica*.

L'altro grande avvenimento che ha caratterizzato il Quaternario è stata la comparsa della specie **Homo sapiens** [[approfondimento 56](#)] tra le specie animali. L'Uomo è riuscito a sopravvivere ai numerosi eventi glaciali grazie alla sua capacità di adattamento e alle sue invenzioni tecnologiche. Il definitivo ritiro dei ghiacci, che terminò circa 10.000 anni fa, ha infine predisposto l'ambiente e il territorio all'insediamento dell'uomo e alla sua colonizzazione.

Approfondimento 55 – Il modellamento glaciale

Nelle nostre regioni alpine si localizzano i tipici tratti dei **ghiacciai vallivi**, veri e propri fiumi di ghiaccio che scorrevano incanalati tra le pareti rocciose di una valle. Le aree alpine che sono state percorse da un ghiacciaio presentano una **morfologia particolare** dovuta al modellamento glaciale.

Il **circo glaciale** è una delle forme di erosione più comuni: si tratta di una depressione semicircolare che può anche essere occupata da un laghetto. In posizione più rilevata si innalzano sia creste (lunghe e sinuosi speroni rocciosi) sia corni (picchi appuntiti di forma triangolare) dovuti alla presenza multipla di circhi glaciali sui versanti della stessa montagna.

Le **valli a U** sono un'altra tipica morfologia prodotta dal passaggio di un ghiacciaio, dovuta alla presenza nel fondovalle di una spessa coltre di depositi glaciali di fondo. Presenta ripide pareti subverticali lungo le quali si possono frequentemente osservare delle valli sospese, che danno origine a cascate spettacolari.



FIG. 1 - LA VALLE DELL'ADIGE È UN ESEMPIO MOLTO SUGGESTIVO DI VALLE GLACIALE.

Gli affioramenti rocciosi presenti lungo il fondovalle e sulle pareti presentano scanalature e lunghi graffi chiamati **strie glaciali** (fig. 2), che sono orientate secondo la direzione di scorrimento del ghiacciaio.



FIG. 2 - LE STRIE GLACIALI SONO UNA TIPICA FORMA DI EROSIONE DEI GHIACCIAI.

I tipici depositi di accumulo di un ghiacciaio, comunemente noti come **morene** (fig. 3), si rinvengono ovunque ci sia stata la possibilità di deposizione del materiale portato dalla lingua glaciale.



FIG. 3 - IL LAGO DI GARDA OCCUPA L'ANFITEATRO MORENICO COSTRUITO NEL PLEISTOCENE DAI GHIACCIALI.

Torna a: [[capitolo 13. Il Quaternario](#)]

La nostra specie, *Homo sapiens sapiens*, appartiene al Regno degli Animali ed in particolare al gruppo dei Primati. Siamo Scimmie, intelligenti, ma ugualmente soggette alle regole dell'evoluzione naturale.

I parenti più lontani

Nel Giurassico, in un mondo dominato dai Rettili, comparvero i primi Mammiferi, piccoli e poco specializzati. Già nel Cretacico erano presenti alcuni gruppi adattati ad ambienti diversi. Tra essi si trovano anche i più antichi Primati (le Scimmie). Il più antico conosciuto è stato chiamato **Purgatorius**, risale a circa **70 milioni di anni fa**, ed era simile ad un topo. I resti indicano che era vegetariano, quadrupede e con poco spazio disponibile per il cervello nel cranio (detta **capacità cranica**).

Sono stati ritrovati diversi resti di Primati estinti, ma per scoprire "l'antenato" più probabile dei nostri antenati, si deve cercare in sedimenti miocenici (di **14 milioni di anni fa**) del Kenya. Il **Kenyapiteco** si muoveva come i Gorilla attuali, aveva robusti denti con cui spezzava semi, ossa e radici, e la loro disposizione ha permesso ai paleontologi di legarlo agli Australopiteci, nostri antenati.

I parenti un po' più vicini

Attualmente la famiglia degli Ominidi comprende solo la nostra specie, *Homo sapiens sapiens*. Nell'antichità erano presenti molte altre specie, che si sono succedute fino a noi.

Il più antico Ominide è stato battezzato **Ardipithecus ramidus**, è datato **4,5 milioni di anni** (Pliocene), era probabilmente **bipede**, con una dentatura simile a quella degli Scimpanzé. Per questo motivo gli studiosi ritengono che potesse essere il primo vero Ominide successivo alla separazione dalla linea evolutiva delle altre Scimmie antropomorfe.

I primi antropologi ritenevano che i nostri antenati dovessero essere innanzi tutto molto intelligenti ed eventualmente bipedi. Le loro supposizioni sono state smentite dai fossili: i nostri più antichi antenati erano tutti bipedi, e con una modesta capacità cranica.

I resti fossili sono stati classificati in 2 specie, appartenenti al genere estinto degli **Australopiteci**.

Gli Australopiteci "minuti" sono rappresentati da 2 specie:

- **Australopithecus afarensis**, risalente a 4-3 milioni di anni fa (**Pliocene**), ritrovato nel Triangolo di Afar (Etiopia), alto appena 110-120 cm per circa 25 Kg di peso, si ritiene che questa specie sia la progenitrice del genere Homo;
- **Australopithecus africanus**, più recente (3-1,8 milioni di anni fa- Pliocene), ritrovato in Sud Africa, alto circa 125 cm per 25-30 Kg di peso.

Gli Australopiteci robusti sono rappresentati da 2 specie, molto simile tra loro, per cui descritte insieme.

Australopithecus robustus/ boisei: più recenti dei gracili (risalgono a circa 2,2-1,5 milioni di anni fa, quindi **Pliocene-Pleistocene**) hanno convissuto con i primi Homo sia in Sud Africa, sia nella Rift Valley. La loro corporatura era più massiccia: potevano essere alti fino a 150 cm e pesare anche 50 kg.

Il genere Homo

La prima vera specie "umana", **Homo habilis**, visse in Africa per un milione di anni (da **2,2 a 1 milione di anni fa**, Pliocene-Pleistocene). Si può immaginare che tra i primi Homo habilis e gli ultimi ci fossero delle differenze notevoli. Questi primi uomini erano **bipedi**, con una faccia "scimmiesca" e con una **capacità cranica** pari ad un piccolo melone. La cosa più sorprendente è che sono i primi ad utilizzare e progettare oggetti: i **chopper** (ciottoli scheggiati, antichi di 2 milioni di anni).

Successivi ad Homo habilis sono i resti di **Homo erectus** (da **1 milione a 300 mila anni fa**, Pleistocene). I resti indicano un corpo più tozzo e robusto, con una **capacità cranica maggiore**. Homo erectus è il primo Uomo che si sposta dall'Africa, colonizzando nuove aree. Si ritrovano scheletri nel Vicino Oriente, poi in Europa ed in Asia. Anche a questa specie è attribuita la capacità di costruire utensili (migliori dei precedenti). Inoltre sono stati trovati i **resti di accampamenti** e le impronte lasciate dall'**utilizzo volontario del fuoco**.

I primi **Homo sapiens arcaici** sono successivi agli H. erectus (da **300 a 100 mila anni fa**), hanno una capacità cranica maggiore ed un **aspetto meno "scimmiesco"**. I più antichi si ritrovano in Africa, poi anche nel Vicino Oriente, in Europa ed in Asia (come gli Homo erectus). Le tecniche di scheggiatura delle pietre per creare utensili sono simili a quelle di H. erectus, poi migliorano.

Un caso particolare della storia evolutiva del genere Homo è l'**Uomo di Neandertal**. I suoi resti si ritrovano tra **80 e 25 mila anni fa**, solamente in Europa e nel Vicino Oriente. Le ossa mostrano una corporatura molto robusta: si pensa che in media fosse alto 170 cm e la sua capacità cranica è superiore di circa 100 cm³ alla nostra. Le scoperte più spettacolari sono legate alle **sepulture volontarie** dei morti, adornati di ciondoli, conchiglie, fiori (di cui si trovano i pollini fossili) e a volte anche di fossili. Pare quindi che con l'Uomo di Neandertal sia nato il **gusto estetico** e anche il **culto dei morti**.

L'Uomo di Neandertal sembra essere un tipo di Homo sapiens arcaico, rimasto "intrappolato" in Europa e nel Vicino Oriente in un periodo di massima espansione dei ghiacciai. Sarebbero così spiegate anche le sue caratteristiche fisiche,

prova di una maggiore forza.

Mentre l'Uomo di Neandertal prospera in Europa, in Africa inizia a svilupparsi una nuova specie: *Homo sapiens moderno* (da **100 a 10 mila anni fa**). Essa ha una **maggiore intelligenza** e caratteristiche fisiche moderne (il suo corpo è identico al nostro, anche se la sua capacità cranica è leggermente inferiore). Anche questa specie si sposta dall'Africa al Vicino Oriente, e poi in Europa ed in Asia. Il suo incontro con l'Uomo di Neandertal ne causa l'estinzione; sono state fatte diverse ipotesi ma nessuna con prove a favore definitive.

Qualunque cosa sia successa, Homo sapiens moderno si evolve, mentre i Neandertaliani si estinguono.

E finalmente, a partire da **10 mila anni fa**, compare la nostra specie: *Homo sapiens sapiens*. Dalla nostra comparsa in Africa abbiamo colonizzato tutti i continenti, arrivando anche in **America** e in **Oceania**.

Abbiamo iniziato a creare statuine votive, bellissimi dipinti rupestri, oggetti in metallo e villaggi, abbiamo iniziato a coltivare alcune specie vegetali e ad allevare il bestiame, abbiamo costruito città, ed in una di queste (nella Mezzaluna fertile) circa **3000 anni fa** è terminata la Preistoria, con l'invenzione della **scrittura**.

Torna a: [[capitolo 13. Il Quaternario](#)]

14. Le Orogenesi



La formazione delle catene montuose distribuite sul nostro pianeta è da ricondurre ad una serie di orogenesi (Caledoniana, Ercinica, Alpina) che, dall'inizio dell'Era Paleozoica, si sono succedute, con intervalli abbastanza regolari.

L'orogenesi è il lungo processo che porta alla formazione delle catene di montagne. Questo processo conosce vari stadi: lo stadio in cui si sedimentano le sequenze che in seguito saranno deformate e costituiranno la nuova catena montuosa, lo stadio di convergenza tra le placche con subduzione della litosfera oceanica ed infine lo stadio di collisione tra due blocchi continentali, che provoca l'ispessimento della litosfera e la formazione vera e propria della catena montuosa. Generalmente quando si data un'orogenesi si considerano gli stadi di convergenza e collisione, che, tuttavia sono databili con una certa precisione solo per le orogenesi più recenti.

Gli ultimi 560 Ma della storia della Terra hanno visto il formarsi di varie catene montuose con cadenza abbastanza regolarmente distribuita nel tempo. Tuttavia le catene formatesi nella prima parte del Paleozoico sono ascritte alla grande orogenesi Caledoniana, mentre quelle del Paleozoico più recente appartengono all'orogenesi Ercinica. Tutte le catene formatesi durante il Mesozoico ed il Terziario sono invece ascritte all'orogenesi Alpina. Risulta quindi evidente come sia difficile attribuire un'età più precisa a questi periodi orogenetici, quando è già difficile farlo riferendosi ad una singola catena montuosa.

LE OROGENESI PALEOZOICHE

L'OROGENESI CALEDONIANA (fig. 1)



FIG. 1 - L'OROGENESI CALEDONIANA.

FORMAZIONE DEL CONTINENTE EUAMERICA.

Per primi si unirono Laurentia e Baltica al Nord, attraverso quella che viene chiamata **OROGENESI ACADIANA**, poi questo "pezzo" si unì ad Avalonia, attraverso l'**OROGENESI TACONIANA**. In realtà queste due orogenesi non sono altro che due intervalli di una stessa orogenesi (capitolo 3. La formazione delle montagne) detta **CALEDONIANA**. Lungo le linee di congiunzione si formò il sistema montuoso più antico riconoscibile in superficie, che corre dall'odierna Scandinavia al Canada e Stati Uniti, attribuito all'orogenesi Caledoniana.

L'OROGENESI ERCINICA (fig. 2)

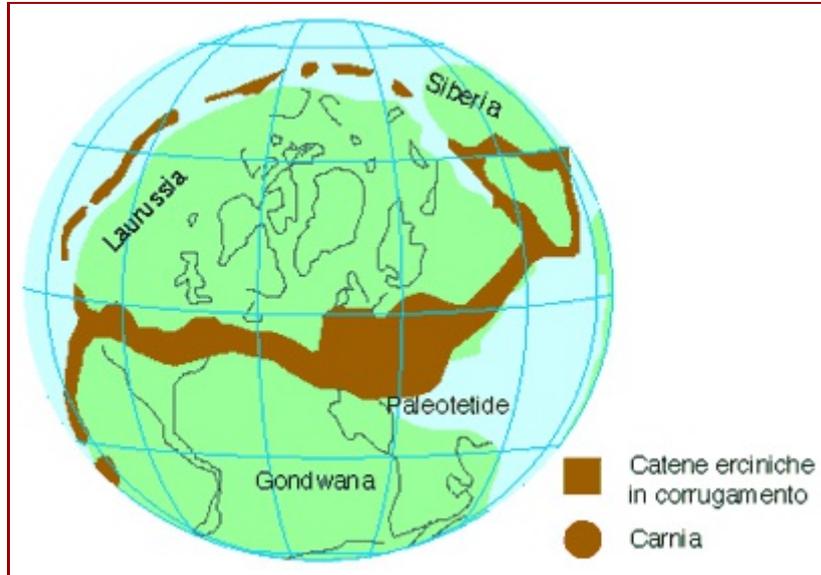


FIG. 2 - L'OROGENESI ERCINICA.

COLLISIONE TRA GONDWANA ED EUAMERICA.

Questo movimento portò alla formazione di nuove catene montuose, che nel loro complesso vengono chiamate **ERCINICHE**. Nell'Europa centrale (fig. 3), l'orogenesi Ercinica è testimoniata dalle cinture montuose Reno-ercinica, sasso-turingiana e dalla Regione Moldanubiana. In **Italia**, le fasi di questa orogenesi sono riconoscibili in Sardegna e nelle Alpi Carniche.



FIG. 3 - ROCCE ERCINICHE IN EUROPA.

L'OROGENESI URALIANA

UNIONE TRA EUAMERICA E LE AREE SIBERIANE DEL KAZAKHSTAN.

Il Kazakhstan siberiano si unì all'Europa Orientale (già "inglobata" in Euamerica), attraverso l'**OROGENESI URALIANA**. Questa collisione formò la catena montuosa degli **Urali**.

Nei sedimenti mesozoici non si hanno tracce di orogenesi. Probabilmente il **Mesozoico** fu un intervallo di tempo caratterizzato da **fratturazione** del supercontinente **Pangea**, e non dall'insieme di quei fenomeni geologici che portano alla formazione di catene montuose.

LE OROGENESI CENOZOICHE

L'OROGENESI ALPINO-HIMALAYANA (fig. 4a-e "Evoluzione dei continenti dalla formazione della Paleotetide (circa 200 Milioni di anni fa) fino all'orogenesi alpina.")

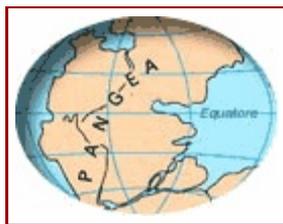


FIG. 4A - TEMPO 0



FIG. 4B - TEMPO 1

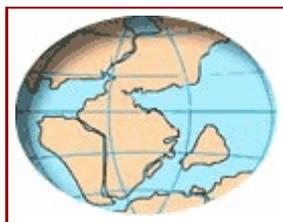


FIG. 4B - TEMPO 2

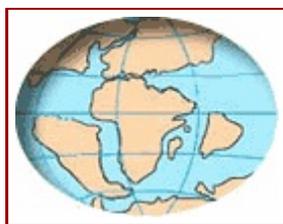


FIG. 4B - TEMPO 3



FIG. 4B - TEMPO 4

FORMAZIONE DELLE ALPI E DELL'HIMALAYA.

Lo spostamento della placca africana, iniziato nel Paleogene, e il movimento contemporaneo dell'India verso nord, causarono la formazione di due catene montuose molto distanti tra loro, e la chiusura definitiva della Tetide ad est.

A partire da **250 milioni di anni fa** i due lembi di terra che fronteggiano il golfo del Paleotetide, cominciarono a separarsi. Nel Triassico, tra i due continenti che si allontanano si formò un mare profondo, con tratti di costa irregolari e aree emerse di discreta ampiezza, una delle quali era la **futura penisola italiana**

Tra **190 e 140 milioni di anni fa**, nel Giurassico, l'oceano formatosi tra Eurasia e Gondwana, chiamato Tetide, raggiunse la sua massima ampiezza. Intanto, circa **190 milioni di anni fa**, iniziò a fratturarsi il continente Gondwana. Questo produsse un'inversione nel movimento della futura Africa. Dopo essersi spinto per decine di milioni di anni verso Sud, questo pezzo di terra iniziò una altrettanto lenta marcia di riavvicinamento al continente eurasiatico.

Circa **130 milioni di anni fa**, il movimento di convergenza diventò più veloce, perché la nuova frattura si era propagata verso Sud e si cominciò ad aprire l'Atlantico Meridionale. Intorno a **80 milioni di anni fa**, nel Cretaceo, la frattura che aveva originato l'Atlantico meridionale si allungò anche verso Nord. Il continente settentrionale fu così diviso in due blocchi e il Nord America si separò dall'Eurasia. Fra i due continenti si aprì l'Atlantico settentrionale.

Questa fase impresso un'ulteriore accelerazione al movimento di convergenza fra Africa e Eurasia. Intorno a **60 milioni di anni fa**, i due continenti si ritrovano nuovamente di fronte. E' possibile che il primo frammento dell'Africa ad entrare in collisione con l'Europa sia stata una microzolla chiamata **Apula** (ma anche Apulia, Adria, austro-alpina, placca adriatica) che corrisponderebbe all'attuale penisola italiana. Da questo scontro sono nati i **primi rilievi delle Alpi**.

All'inizio del Neogene il movimento della placca africana continuava (e continua tuttora), assieme al movimento verso **nord-ovest** della placca indiana. La collisione dell'India con l'Asia meridionale diede origine alla catena dell'Himalaya (capitolo 12. L'era Cenozoica, **La formazione dell'Himalaya** [[approfondimento 53](#)]).

I meccanismi di formazione delle catene alpina ed himalayana ha portato all'elevazione di molte altre catene nell'area mediterranea (fig. 5).

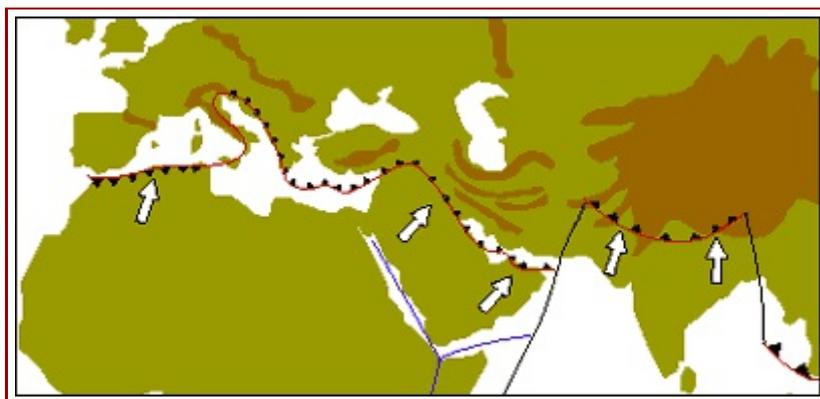
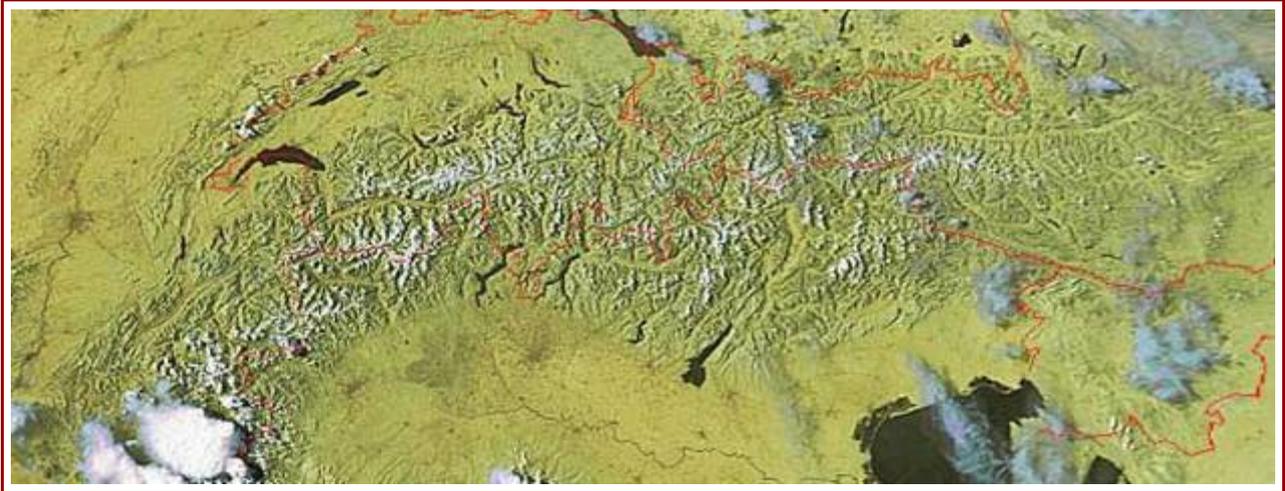


FIG. 5 - CATENE LEGATE ALL'OROGENESI ALPINO-HIMALAYANA.

15. La storia delle Alpi



La catena Alpina ha avuto origine a partire dal cretaceo (fase eoalpina: 130-70 milioni di anni fa) a causa dello scontro lentissimo, ma inarrestabile, di placche litosferiche appartenenti alle zolle continentali eurasiatiche e indoafricane, che serrarono in una gigantesca morsa sedimenti marini e i territori tra loro interposti.

La catena delle **Alpi** fa parte di una grandiosa fascia orogenica, in forte rilievo sulle terre circostanti, derivata dal corrugamento alpino- himalayano. Questi possenti risalti morfologici, insieme a quelli delle Cordigliere americane (Montagne Rocciose e Cordigliera delle Ande) comprendono le montagne più alte ed imponenti di tutto il pianeta Terra.

La catena supera i **ventimila chilometri di lunghezza**, partendo dallo Stretto di Gibilterra fino all'Arcipelago della Sonda, arrivando ad una larghezza di circa mille chilometri in corrispondenza dell'area tibetana.

I sistemi montuosi principali a iniziare da ovest, sono rappresentati dalla Catena Betica e Sierra Nevada, dal Rif e dall'Atlante del Teli algerino, dai Pirenei, dagli archi delle Alpi e dell'Appennino, dalle Alpi Dinariche e dall'Arco carpatico, Balcani, Pindo, Peloponneso, Anatolia coi monti del Ponto e del Tauro, il Caucaso, gli Zagros, l'Hindukush, il Karakoram, l'Himalaya e dopo una secca deviazione verso sud, la catena si sviluppa sfilacciandosi nei monti dell'Indocina fino a tuffarsi nel Mare della Sonda (fig. 1).



FIG. 1 - CATENE DELL'AREA DEL MEDITERRANEO.

Questa poderosa catena di monti costruita da parecchi milioni di chilometri cubi di rocce di svariato tipo, ha avuto origine alcune decine di milioni di anni or sono, a causa dello scontro lentissimo, ma inarrestabile di placche litosferiche appartenenti alle zolle continentali eurasiatiche e indoafricane che serrarono in una gigantesca morsa sedimenti marini e territori interposti per notevoli profondità.

LE ALPI

La catena alpina propriamente detta è limitata dai Geologi verso ovest con la **linea-frattura Sestri-Voltaggio**, più o meno secondo il meridiano di Genova. Essa è bruscamente interrotta in corrispondenza del settore nord-occidentale dell'

Appennino, mentre ad est si smorza col "bacino di Vienna" e con la pianura ungherese che la dividono dalle Alpi Dinariche a sud e dai Carpazi ad est.

Le Alpi, lunghe circa mille chilometri, disegnano un arco molto accentuato nella parte occidentale, per distendersi ed allargarsi nel settore orientale, in corrispondenza delle Caravanche e delle Prealpi Stiriane. L'ampiezza maggiore, tra i Monti Lessini e la Prealpi Bavaresi, supera di poco i duecento chilometri.

L'interno dell'arco alpino è occupato dal "bacino del Po", riempito di depositi terziari e quaternari derivati dall'erosione delle catene alpina ed appenninica e trasportati in un mare interposto tra i due nascenti rilievi.

A nord la catena è bordata dalla cosiddetta "**zona molassica**" della Svizzera e della Baviera, che va restringendosi verso ovest-sud ovest, quando le pieghe dei rilievi del Giura si avvicinano a fondersi con quelle dell'arco alpino nelle Prealpi della Savoia. Anche questi sedimenti sono dovuti in gran parte alla demolizione per erosione della nascente catena alpina.

Tutte le montagne dell'area mediterranea, le Alpi, gli Appennini, i monti del Marocco, quelle dell'area dalmata, della Grecia e della Turchia, sono il risultato della collisione tra due placche litosferiche a crosta continentale (capitolo 3. La formazione delle montagne).

Ma partiamo da più lontano. Alla fine del **Carbonifero**, circa 300 milioni di anni fa, una vecchia catena orogenetica insediata nell'Europa centrale, quella Ercinica, concludeva la sua esistenza (capitolo 14. Le orogenesi). Spianata dall'erosione, essa diveniva parte integrante di un megacontinente, la **Pangea**, che in seguito cominciò ad essere ricoperto di nuovi sedimenti, dapprima continentali, poi marini. Infatti, dall'inizio del **Triassico** (245 Ma) un vasto mare, la **Tetide**, invase i nostri territori, allargandosi verso oriente (fig. 2a-e "Evoluzione dei continenti dalla formazione della Paleotetide (circa 200 Milioni di anni fa) fino all'orogenesi alpina."), ma la Pangea in questo periodo mantenne la sua unità e acque poco profonde ricoprivano una crosta continentale continua. Nel **Giurassico**, tra 200 e 150 milioni di anni fa, movimenti relativi dell'attuale Africa rispetto all'Eurasia creavano almeno due grosse fratture orientate est-ovest, spezzando l'unità della Pangea ed isolando alcune placche intermedie, l'**Iberia**, l'**Adria-Apulia**, e le **Pelagonidi-Menderes** (più orientali, ma pur sempre mediterranee).

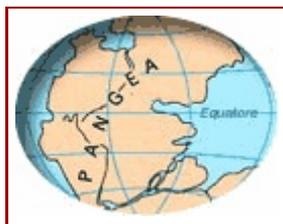


FIG. 2A - TEMPO 0



FIG. 2B - TEMPO 1

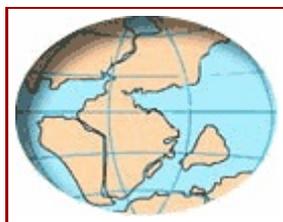


FIG. 2C - TEMPO 2



FIG. 2D - TEMPO 3



FIG. 2E - TEMPO 4

Il senso di movimento dell'Eurasia era verso ovest, quello dell'Africa verso est. Queste placche furono progressivamente separate da fasce di mare che assunsero, via via in modo sempre più netto, le caratteristiche di veri fondi oceanici; ad occidente il proto-Atlantico e in progressione: l'oceano Ligure-Piemontese, l'oceano Dinarico e quello di Várðar. Gli ultimi tre erano verosimilmente collegati tra loro a settentrione da un ramo orientato in senso est-ovest. La storia delle Alpi si sviluppò attorno all'**oceano Ligure-Piemontese** ed alla sua coda nord-orientale (fig. 3).

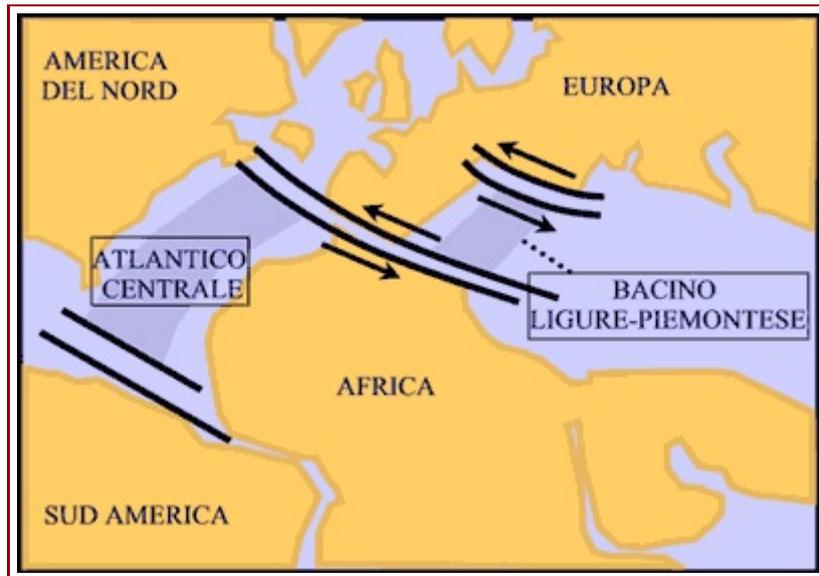


FIG. 3 - APERTURA DELL'OCEANO LIGURE-PIEMONTESE.

Alla fine del Giurassico, dunque, due placche continentali, la settentrionale paleoeuropea e la meridionale paleoafricana, iniziarono ad entrare in collisione, separate da un tratto di mare il cui fondale era costituito da crosta oceanica e da sedimenti di mare profondo. Infatti la fascia di rocce corrugate che forma l'arco alpino deriva dalla **compressione irregolare** dei sedimenti che si erano accumulati sul fondo e sui bordi di un oceano ampio probabilmente più di mille chilometri che raggiunse la sua massima espansione durante il Giurassico medio- superiore. L'intermedia area oceanica fu costretta a scorrere, verso sud, sotto il blocco africano, instaurando un processo di subduzione e la successiva formazione della catena alpina. Gli strati di sedimenti appoggiati sopra le lave basaltiche del fondo oceanico, ormai diventati rocce attraverso lente fasi di trasformazione, e le rocce carbonatiche che si erano sviluppate soprattutto sul bordo del continente meridionale, sovrascosero la cicatrice oceanica che divideva le due zolle e finirono in parte sopra il continente settentrionale (**Paleoeuropa**). Lembi di fondo marino, costituiti da litosfera oceanica e dalla successione sedimentaria che la ricopriva si trovano smembrati e ripiegati all'interno dell'edificio alpino, sotto forma di brandelli di rocce verdi note come **ofioliti** [approfondimento 57], che contribuiscono a rendere molto complicata la **comprensione della struttura della catena** [approfondimento 58]. Una volta consumata tutta la crosta oceanica, il processo cominciò ad interessare il margine del continente settentrionale (europeo), e numerosi frammenti di esso si staccarono per formare le prime coltri di ricoprimento (**Eocene superiore**).

Infine la zolla litosferica africana, scollata ad una profondità di circa 100 chilometri, sovrascorse fino a formare la parte sovrastante dell'edificio alpino.

Già nel **Cretacico**, il processo di subduzione, iniziato forse alla fine del Giurassico o poco dopo, portò rapidamente alla consunzione del fondo oceanico, alla collisione della placca europea con quella africana e addirittura alla subduzione della prima sotto la seconda (**fase eoalpina** [approfondimento 59], 130-70 milioni di anni fa). Questo incastro determinò, come caratteristici effetti, la deformazione plastica delle porzioni subdotte, le più profonde (il dominio Pennidico), nonché il sovrascorrimento verso ovest e nord-ovest di ampie scaglie rigide di porzioni superficiali del dominio Austroalpino. Con ogni probabilità, fin da questo periodo nel Sudalpino cominciarono a formarsi dei retroscorrimenti volti verso sud o sud-est.

Attualmente le Alpi sono divise in **due porzioni** da una importante linea tettonica (fig. 4), la **Linea Insubrica**, che le attraversa in senso est-ovest. Essa divide le Alpi in meridionali e settentrionali. A nord di essa troviamo: i terreni del dominio **Pennidico**, essenzialmente nel settore occidentale; i terreni del dominio **Austroalpino**, soprattutto ad oriente. A

meridione il dominio **Sudalpino**. Questo sistema di faglie rappresenta la cicatrice terminale nata dallo scontro tra la Placca Africana e quella Europea.



FIG. 4 - LINEA INSUBRICA.

In concomitanza con la subduzione e nelle fasi immediatamente successive di riemersione dei materiali subdotti, si sviluppò un caratteristico **metamorfismo di alta pressione e bassa temperatura** nei terreni Pennidici e Austroalpini inferiori ed un metamorfismo di pressione meno alta in quelli Austroalpini (capitolo 7. Le rocce e i minerali - **Le rocce metamorfiche** [[approfondimento 31](#)]).

I movimenti ebbero un successivo forte impulso verso la fine dell'**Eocene**, tra 45 e 35 milioni di anni fa (**fase mesoalpina**), con ampia ripresa della traslazione delle falde verso nord e loro ricoprimento del flysch cretaceo-eocenico.

L'attività tettonica compressiva ebbe una pausa nell'**Oligocene**. La catena, soggetta comunque ad una spinta generalizzata verso l'alto, fu ulteriormente erosa e i detriti furono sparsi fuori della stessa, in prevalenza sul versante europeo, formando la cosiddetta **Molassa**. In questa fase di rilassamento poterono intrudersi alcuni grossi **plutoni**, come l'**Adamello** ed il **Val Masino-Bregaglia**, nonché sciami di filoni (fig. 5). Le azioni compressive ripresero ad agire vigorosamente successivamente a **30 Ma (fase neoalpina)**, accompagnate da notevoli movimenti relativi delle due parti separate dalla Linea Insubrica: quella settentrionale si spostò verso destra rispetto a quella meridionale (trascorrenza destra). Il blocco settentrionale inoltre si sollevò sensibilmente rispetto a quello meridionale. La storia successiva delle Alpi è rappresentata dalla sua ulteriore frammentazione, dal suo sollevamento alla velocità media di circa un millimetro l'anno, e dalla sua erosione.



STRUTTURA DELLE ALPI

La catena è suddivisa in tre parti: **Alpi occidentali**, **centrali** e **orientali**. Tre grandi insiemi sedimentari e tettonici con caratteristiche paleogeografiche assai diverse partecipano alla architettura della catena in misura determinante, anche a livello di "**Domini geologici**".

Questi vengono così riconosciuti dall'esterno all'interno dell'arco alpino:

- **Dominio elvetico-delfinese** (europeo)
- **Dominio pennidico** (oceanico)
- **Dominio austro e sudalpino** (apulo o africano) (fig. 6)

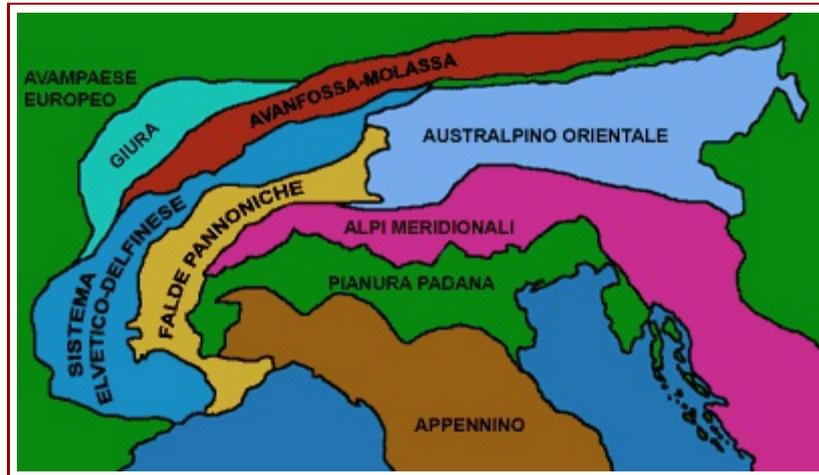


FIG. 6 - SCHEMA STRUTTURALE DELLE ALPI.

Schematizzando la conformazione geometrica e fisica delle Alpi, queste grandi unità paleogeografico-strutturali risultano sovrapposte nell'ordine dalla prima, di natura europea alla terza di "origine africana". Il Dominio pennidico interposto è derivato da quell'oceano ligure-piemontese, nella parte occidentale della Tetide, che staccò nettamente l'Adria (o Apulia) dall'Europa (paleo-), prima di 165 milioni di anni, età dei primissimi sedimenti silicei a Radiolari (radiolariti) che si depositarono all'apertura di quell'oceano ligure-piemontese.

E' necessario sottolineare che la complicata struttura alpina non è dovuta ad un unico movimento di compressione, ma la sua orogenesi deriva da **più fasi tettoniche**, prima durante il Cretacico, poi nel Terziario. In alcune aree poi, un **metamorfismo regionale di età terziaria** ha interessato parecchie formazioni geologiche, soprattutto del Dominio pennidico, in qualche modo nucleo centrale ed assiale della catena alpina, modificandole e trasformandole profondamente si da renderle quasi irriconoscibili ad una osservazione superficiale.

ALPI MERIDIONALI

Le **Alpi Meridionali** rappresentano i terreni dell'antico margine africano-adriatico e mostrano una forte analogia con i terreni della coltre Austroalpina, con i quali si trovavano in continuità stratigrafica e paleogeografica.

Dal punto di vista strutturale il sudalpino è caratterizzato da una **serie di pieghe-faglie** con piani di rottura anche molto inclinati e sovrascorrimenti, di estensione limitata, nell'area dolomitica. Veri sovrascorrimenti si osservano nell'area friulana, senza forte alloctonia, ovvero trasporto di terreni su altri riferibili ad ambienti diversi, come nel caso delle **coltri di ricoprimento** [[approfondimento 61](#)]. Sono inoltre presenti una serie di fratture trasversali che però si esauriscono contro la crosta alpina.

La parte più interna delle Alpi Meridionali è il Canavese, cui segue la Ruga Insubrica e la Catena Orobica, che rappresentano la prosecuzione verso sud-ovest dell'Austroalpino centrale e che costituiscono il basamento cristallino su cui si sono impostati i depositi del "bacino lombardo" affioranti a sud, caratterizzati da una successione di terreni marini pelagici di età giurassico-cretacica. Verso est, oltre la linea delle Giudicarie, sono presenti sedimenti di piattaforma carbonatica e marino-pelagici dell'Alto di Trento, cui seguono quelli del bacino bellunese (giurassico-cretacici) ed infine i depositi di piattaforma dell'alto Friulano. La classificazione delle diverse aree in funzione dei paleoambienti [[approfondimento 62](#)] è resa possibile da un'analisi di dettaglio delle successioni rocciose affioranti.

SEZIONI DELLE ALPI [[approfondimento 63](#)]

Approfondimento 57 – Le successioni ofiolitiche

Il termine **ofiolite** (dal greco ophis = serpente e lithos = roccia), venne attribuito all'inizio del XIX secolo dal naturalista francese Brongniart agli ammassi rocciosi di colore verde scuro, lucenti, composti prevalentemente da un gruppo di minerali chiamati serpentini. Attualmente, con ofioliti si indica una precisa successione di rocce mafiche o ultramafiche, cioè rocce ignee composte prevalentemente da minerali scuri, come olivine, pirosseni e anfiboli.

In una **sequenza ofiolitica completa**, dal basso all'alto si trovano le seguenti rocce:

- 1 - complesso basale ultramafico (peridotiti), "metamorfosato"
- 2 - complesso gabbrico (con tessiture cumulitiche)
- 3 - complesso di dicchi mafici stratiformi
- 4 - complessi di lave basaltiche a pillows
- 5 - sedimenti silicei

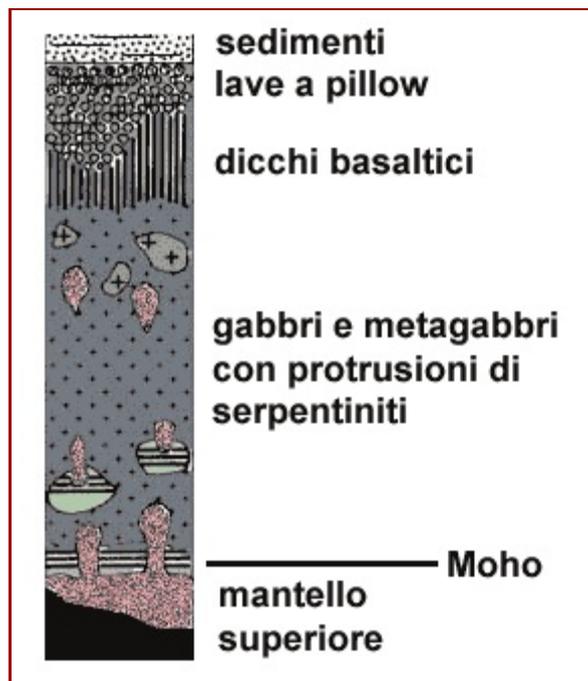


FIG. 1 - SCHEMA DI UNA SUCCESSIONE OFIOLITICA.

Fin dall'inizio del 1900, i geologi riconobbero delle analogie tra le abbondanti **ofioliti alpine** e la **litosfera oceanica**, somiglianza confermata negli anni '60 con lo sviluppo delle ricerche oceanografiche. Da allora, questi brandelli di fondo oceanico sono stati intensamente studiati, non solo per capire attraverso le **analogie** la composizione degli attuali fondali marini, ma anche per interpretarne le **differenze** e comprendere i meccanismi che le avevano portate dal fondo dell'oceano alle vette alpine.

Le ofioliti sono abbondanti in quasi tutte le catene montuose formatesi dalla **collisione fra due continenti** (fa eccezione l'Himalaya). Brandelli dell'antico fondo della Tetide che separava il continente Eurasiatico da quello Africano affiorano sulle Alpi Dinaridi, nell'Appennino ligure-emiliano e in quello meridionale calabrese, all'Isola d'Elba e a Cipro. Dal momento che la loro posizione è stata raggiunta attraverso prolungate fasi di trasporto e compressione, questi ammassi di rocce sono spesso molto deformati e raramente presentano la successione completa.

Le ofioliti presentano alcune importanti **differenze** rispetto alla litosfera degli attuali fondi oceanici. **In primo luogo**, lo spessore delle rocce ignee (gabbri e basalti) è ridotto (circa max 2 km) rispetto a quello che si trova nei fondali oceanici (circa 4-7 km). Quindi, la crosta oceanica spinta sopra quella continentale nel corso dell'orogenesi alpina doveva essere molto più sottile di quella attuale.

La **seconda differenza** consiste nel fatto che, sopra i basalti, le ofioliti hanno rocce sedimentarie, i diaspri, formate da silice microcristallina (calcedonio) o amorfa (opale), mentre nei sedimenti oceanici attuali si trovano in questa posizione rocce di tipo carbonatico. La silice contenuta nell'acqua marina deriva principalmente da particelle detritiche trasportate dai fiumi e dall'alterazione di materiale vulcanico e argilloso. Il silicio viene utilizzato da alcuni organismi per la costruzione delle loro parti dure, gusci o scheletri, che poi precipitano sul fondo dell'oceano dove si accumulano.

I principali organismi dai quali derivano le spoglie silicee sono i **radiolari**, protozoi microscopici comparsi nel Cambriano e oggi diffusi tra 50 e 200 m di profondità, che attualmente costituiscono i diaspri delle ofioliti. La silice contenuta nei diaspri non è cristallizzata (quarzo) ma è amorfa.

I principali organismi dai quali derivano le spoglie silicee sono i **radiolari**, protozoi microscopici comparsi nel Cambriano e oggi diffusi tra 50 e 200 m di profondità, che attualmente costituiscono i diaspri delle ofioliti. La silice contenuta nei diaspri non è cristallizzata (quarzo) ma è amorfa.

Torna a: [[capitolo 15. La storia delle Alpi](#)]

Approfondimento 58 – Come si ricostruisce l'evoluzione geologica della regione alpina

La storia evolutiva della regione alpina è decifrabile nelle rocce sedimentarie, eruttive e metamorfiche presenti nelle varie unità tettoniche della catena: esse portano la "firma" delle molteplici vicende dell'orogenesi alpina, ma contengono anche le prove di eventi petrogenetici e deformativi più antichi che risalgono agli inizi del Paleozoico (590 Ma) e alla fine del Precambriano.

Le unità con intensa impronta tettonico-metamorfica alpina hanno ovviamente scarsa memoria dei processi pre-alpini: i fossili sono in genere scomparsi, la successione stratigrafica è spesso trasposta dalle deformazioni e l'originaria compagine mineralogica è sostituita da nuove associazioni. Di contro le rocce metamorfiche forniscono le informazioni migliori per ricostruire le vicende dell'orogenesi alpina a livelli profondi. Le ofiolti, le coperture permo-mesozoiche e le rocce post-varisiche in genere offrono la certezza che i fenomeni metamorfici e deformativi esaminati si riferiscono esclusivamente al ciclo alpino, costituendo un prezioso punto di riferimento per filtrare eventi ancestrali nel basamento polimetamorfico.

L'analisi integrata dei dati disponibili indica che nella regione alpina sussistevano condizioni di elevata mobilità durante buona parte della sua storia geologica e si alternavano eventi geodinamici contrastanti.

E' opportuno chiarire le procedure che permettono di ricostruire la storia, partendo dalla configurazione attuale della catena. Si è già riportato l'esempio delle falde ofiolitiche per osservare come da esse sia stato possibile risalire al bacino oceanico Ligure-Piemontese. Più in generale si tratta di riconoscere le formazioni sedimentarie (flysch) generate durante l'orogenesi, le deformazioni e le trasformazioni metamorfiche alpine, di eliminarle dallo scenario geologico e di riportare le varie unità tettoniche della pila delle falde nella posizione paleogeografica che si presume esse occupassero nell'originario bacino della Tetide, per ripetere poi l'operazione estendendola agli eventi paleozoici.

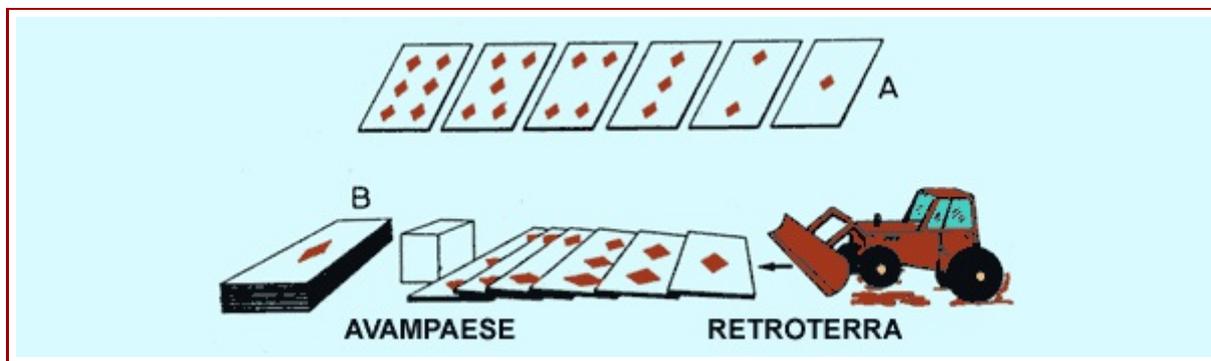


FIG. 1 - SCHEMA DEL METODO DI RICOSTRUZIONE DELLA COMPLESSA STRUTTURA ALPINA (MODIFICATO DA SOCIETÀ GEOLOGICA ITALIANA-GUIDA GEOLOGICA N°3-DAL PIAZ).

Proponiamo di ricorrere ad un mazzo di carte da gioco (fig. 1), per simulare i meccanismi di formazione di una catena a falde e le procedure per le ricostruzioni paleogeografiche. Si dispongano in fila una decina di carte allo scopo di riprodurre la configurazione iniziale (pre-orogenica) di un segmento della Tetide. Bloccata la fila ad una delle estremità, ad esempio con un libro, e spingendo lentamente la carta situata all'altro estremo (convergenza, compressione), si potrà osservare il progressivo accavallamento delle varie carte che simulano le falde, sino a comporne una pila; il mazzo ricostruito rappresenta la configurazione finale della catena a falde.

(tratto da Società Geologica Italiana-Guida Geologica n° 3-Dal Piaz)

Torna a: [\[capitolo 15. La storia delle Alpi\]](#)

Approfondimento 59 – Evento eoalpino (Cretacico-Paleocene)

La **prima parte** della storia delle Alpi si concentra nei domini **Austroalpino**, **Pennidico** e **Ligure-Piemontese**. Essa è definita da molteplici processi geologici e, innanzitutto, dalla formazione di **falde di basamento e copertura** [[approfondimento 60](#)] a vergenza europea e dalla genesi di tutte le unità ofiolitiche.

A **livelli profondi** la storia eoalpina è caratterizzata dallo sviluppo di un **metamorfismo di alta pressione e bassa temperatura**, diffuso in buona parte delle ofioliti alpine e delle unità Pennidiche ed Austroalpine del settore.

Già sappiamo che questo metamorfismo è l'espressione dell'anomalia termica negativa prodotta dalla subduzione di litosfera oceanica, un processo che impedisce il riscaldamento della zona di subduzione e del prisma orogenico, deprime le isoterme e mantiene un regime di temperatura relativamente bassa anche a notevoli profondità, ove la pressione indotta dalle rocce sovrastanti (litostatica) è molto elevata. Tale situazione persiste per circa 80 Ma all'esaurimento del processo di subduzione.

Torna a: [[capitolo 15. La storia delle Alpi](#)]

Approfondimento 60 – Zoccolo e copertura

Come in molte altre catene di montagna è possibile distinguere un **basamento** e una **copertura**, più o meno indipendenti dal punto di vista tettonico.

Generalmente, nelle Alpi il **basamento** è composto soprattutto dall'insieme granito-scisti cristallini di età ercinica o più antica, ma i sedimenti paleozoici non metamorfici che possono intercalarsi fra lo zoccolo cristallino e la copertura propriamente detta restano spesso solidali con lo zoccolo, meccanicamente parlando. La **copertura** comprende, in pratica, tutta la serie mesozoica a partire dal Triassico e il Terziario.

Molto spesso zoccolo e copertura, che hanno proprietà meccaniche differenti, sono inoltre separati da uno o più **livelli di scollamento** che li rendono del tutto indipendenti. Il livello di scollamento più caratteristico nelle Alpi è rappresentato dal Trias a gesso e a salgemma, che può avere età diverse (Trias inferiore - Trias superiore). Così noi vedremo il livello di scollamento cambiare orizzonte quando si passa da una zona all'altra; per esempio, lo scollamento si forma al livello del Trias inferiore nella zona Brianzonese, e nel Trias superiore nella zona sub-Brianzonese. Altrove, lo scollamento può presentarsi nettamente più basso come nelle falde elvetiche della Svizzera orientale (Falda di Glaris scollata alla base del Permiano).

In generale, la tettonica del basamento (dove predominano gneiss e graniti) è più rigida, quella della copertura (dove predominano calcari e marne) è più plastica.

Torna a: [[capitolo 15. La storia delle Alpi](#)]

Approfondimento 61 – Le coltri di ricoprimento

Sono corpi rocciosi di forma tabulare che hanno subito una dislocazione, dell'ordine di km o decine di km, scorrendo sopra un substrato orizzontale. Il modello delle falde di ricoprimento, nato essenzialmente dallo studio della catena alpina, ha avuto nel tempo alterna fortuna. I sovrascorrimenti portano, in genere, rocce più antiche sopra altre più recenti e la frequenza di questa anomalia stratigrafica è stato il primo elemento che ha portato a riconoscere la presenza di queste strutture geologiche. Fino a qualche decina di anni fa, era quasi l'unico modello utilizzato, benchè fossero sconosciuti i meccanismi che davano origine ai sovrascorrimenti. La teoria della tettonica delle placche ha fornito notevoli elementi che giustificano gli sforzi orizzontali necessari a questi movimenti. Alcune catene, come le Ande, non presentano strutture di questo tipo, mentre l'Himalaya ne è l'esempio più tipico.

Si possono distinguere due tipi principali di falde, chiamati di primo e di secondo genere. Nelle falde di primo genere non esiste una faglia e il sovrascorrimento è l'evoluzione di una grande piega coricata. La falda che scorre sopra il substrato si consuma nella zona basale, in corrispondenza delle sinclinali. Il fronte della falda è costituito dall'originaria cerniera della piega.

Le falde di secondo genere si originano da una superficie di faglia che può trattarsi di una faglia inversa o di una piega-faglia. Il fronte della falda è costituito dalla stessa superficie di faglia.

Le falde vengono dette di zoccolo, quando nella massa rocciosa che si sposta sono comprese anche parti del basamento cristallino, o di copertura quando sono formate da soli depositi sedimentari.

Un modello applicato in alcune zone delle Alpi Occidentali e successivamente negli Appennini è quello delle falde gravitative. Queste si verificano solo in zone di pendio e possono essere paragonate a una successione di grosse frane che denudano la parte alta del pendio. Le falde gravitative si differenziano da quelle di altro tipo per la presenza della radice, cioè del punto di inizio della falda, e della zona di denudamento.

Torna a: [[capitolo 15. La storia delle Alpi](#)]

Approfondimento 62 – Ambienti sedimentari

Con **ambiente sedimentario** si intende l'insieme delle condizioni geografiche e climatiche del luogo in cui si sono depositati i sedimenti dal quale avrà origine una roccia. Le caratteristiche delle rocce che permettono di riconoscere a ritroso nel tempo questi ambienti definiscono una facies. Attraverso i caratteri petrografici (litofacies) di una roccia, uniti a quelli paleontologici (biofacies) e alle eventuali strutture deposizionali, si possono dedurre le condizioni dell'ambiente naturale ai tempi della loro formazione.

Gli ambienti sedimentari rientrano in **tre grandi gruppi**, corrispondenti a differenti domini: il dominio continentale, quello marino e una zona di transizione più o meno estesa.

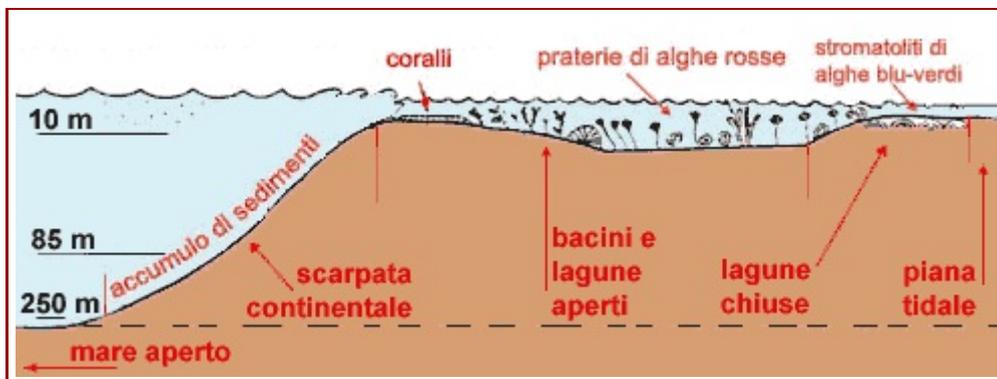


FIG. 1 - AMBIENTI SEDIMENTARI.

Al **dominio continentale** sono attribuiti i seguenti sedimenti che corrispondono a differenti facies:

- **Facies eolica**: sabbie desertiche o litorali, Loess.

Contenuto paleontologico principale: gasteropodi, piante.

- **Facies di falda e frana**: detriti di falda, brecce, frane più o meno cementate.

- **Facies glaciale e periglaciale**: morene, varve, massi erratici, depositi fluvio-glaciali, fenomeni di soliflusso.

Contenuto paleontologico principale: piante, animali di clima freddo, terricoli.

- **Facies alluvionale**: sabbie, argille melme.

Contenuto paleontologico principale: animali di acqua dolce, piante.

- **Facies lacustre o limnica**: argille, melme, depositi detritici misti anche a organici.

Contenuto paleontologico principale: piante acquatiche e di terra, molluschi d'acqua dolce, vertebrati terrestri grandi e di media taglia.

- **Facies d'incrostazione**: depositi chimici, alabastri, travertini, pisoliti, brecce.

Contenuto paleontologico principale: vertebrati nelle brecce ossifere, gasteropodi, pollini.

Alla **zona di transizione** si possono attribuire le seguenti facies:

- **Facies lagunare o salmastra**: fanghiglie, sabbie, evaporiti.

Contenuto paleontologico principale: molluschi, vertebrati, piante.

- **Facies d'estuario o deltizia**: fanghi, sabbie, ciottoli arrotondati, accumuli vegetali.

Il **dominio marino** si suddivide in tre ambienti differenti:

- **litorale** da 0 a -200 m, eufotico (attraversato dalla luce), è ulteriormente suddiviso in supralitorale (sopra il livello di alta marea), litorale o intertidale (fra i due livelli di marea), sublitorale (dal livello di bassa marea fino a -200 m; fino a -50 m si chiama infralitorale, da -50 a -200 m circalitorale).

- **batiale**, emipelagico o della scarpata, compreso tra -200 a -1000/2000 m, afotico (privo di luce).

- **abissale**, eupelagico o del pavimento oceanico e fosse abissali, da -1000/2000 in poi.

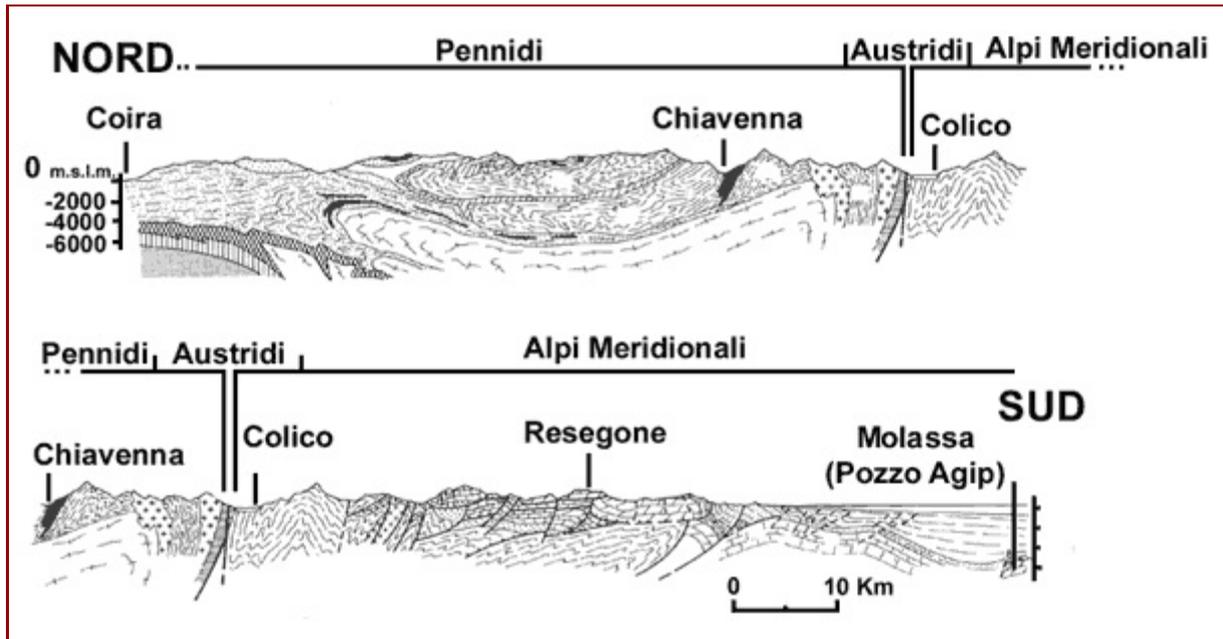
Dai vari ambienti del dominio marino possono derivare:

- **Litofacies normale**: susseguirsi di depositi a granulometria decrescente verso il largo. La distribuzione granulometrica può variare a seconda della morfologia del fondo marino, del tipo di costa, della presenza o meno di corsi d'acqua, con eventuali prolungamenti all'interno del mare, dell'ampiezza delle maree, delle correnti e del moto ondoso.

- **Litofacies speciali**: ambienti di scogliera organogena, facies eusiniche di ambienti riducenti.

- **Biofacies normali**: la zona litorale è ricchissima di organismi vegetali e animali, molti dei quali possono aver subito trasporto da altri ambienti. Nelle zone di mare aperto gli organismi bentonici fissi, non soggetti al trasporto, forniscono le indicazioni più attendibili.

Torna a: [[capitolo 15. La storia delle Alpi](#)]



Torna a: [\[capitolo 15. La storia delle Alpi\]](#)

16. La storia degli Appennini



La storia degli Appennini è legata alla formazione dell'Oceano Ligure Piemontese, nel Giurassico superiore, in cui si depositarono molti sedimenti che ora affiorano sulle nostre montagne. La chiusura di questo bacino, nell'Eocene superiore, diede inizio ad una successione di eventi tettonici di compressione e sollevamento che portarono alla formazione della catena.

Gli **Appennini** formano una complessa catena arcuata che si estende per circa **1500 km** (fig. 1) da Genova (Liguria) a Trapani (Sicilia).



FIG. 1 - RICOSTRUZIONE DIGITALE DELL'ITALIA.

Essa rappresenta il ramo del sistema di **catene terziarie peri-mediterranee** (fig. 2) che si interseca a NW con le Alpi Marittime e a SW con la catena maghrebide nordafricana. Insieme con le altre catene che circondano il Mediterraneo, anche gli Appennini si originarono dai movimenti reciproci della placca europea ed africana, o meglio dalla parte più settentrionale di quest'ultima, considerata o un suo promontorio settentrionale (detto Apulo) o una microplacca a sé stante.



FIG. 2 - CATENE TERZIARIE PERI-MEDITERRANEE.

L'APERTURA DELL'OCEANO LIGURE-PIEMONTESE

La storia degli Appennini iniziò nel **Triassico**, quando il supercontinente Pangea cominciò a frammentarsi (capitolo 11. L'era Mesozoica: Triassico). Durante il Giurassico la placca africana si spostò verso Est relativamente alla placca europea presa come riferimento stabile (capitolo 11. L'era Mesozoica: Giurassico). Questi movimenti produssero uno stiramento con conseguente assottigliamento della crosta nell'area della Tetide sud-occidentale (capitolo 2. Tettonica delle placche). Da quel momento, la Tetide meridionale si estese verso occidente tra i due futuri continenti Africa ed Europa ed il mare incominciò ad invadere i loro margini, rispettivamente settentrionale e meridionale (**trasgressione marina** [approfondimento 64]).

Dapprima si formarono **sabkhas** [approfondimento 65] e bacini costieri evaporitici (capitolo 7. Le rocce e i minerali - **Rocce sedimentarie** [approfondimento 30]) che, col tempo ed il procedere della trasgressione, furono sostituiti da depositi di mare via via più profondo (sedimenti di piattaforma e di bacino) che formeranno le sequenze mesozoiche dei futuri **Domini appenninici di pertinenza continentale africana** [approfondimento 66]. Nel **tardo Giurassico** questa fase di assottigliamento crostale e trasgressione marina fu seguita dall'**apertura dell'Oceano Ligure-Piemontese** (fig. 3) che produsse la definitiva separazione tra Africa ed Europa. Durante la fase di espansione di questo oceano, che durò fino al Cretacico inferiore/medio, sui suoi fondali si accumularono depositi fini di mare profondo che testimoniano di un periodo di relativa calma tettonica (capitolo 11. L'era Mesozoica: Cretacico).

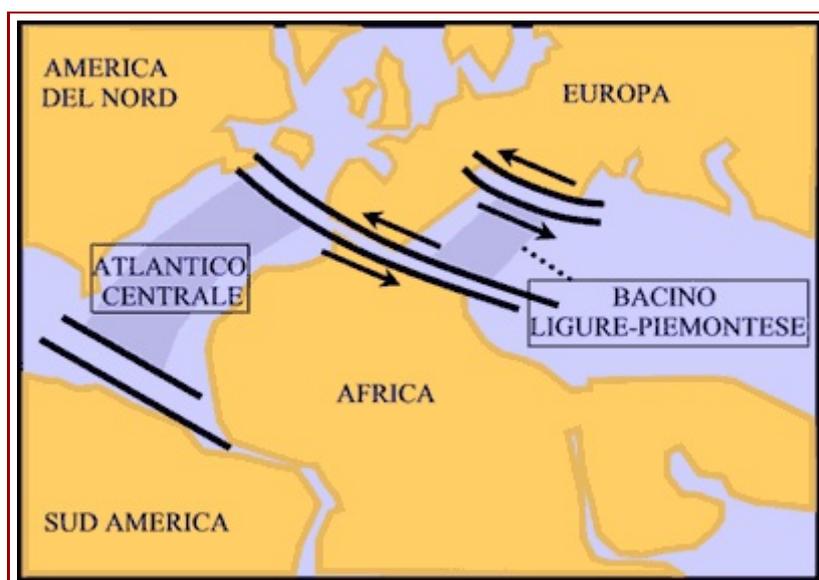


FIG. 3 - APERTURA DELL'OCEANO LIGURE-PIEMONTESE.

LA CHIUSURA DELL'OCEANO LIGURE-PIEMONTESE

A partire dal Cretacico, l'apertura progressiva dell'Atlantico meridionale cambiò la direzione di movimento tra **Europa** e **Africa** che incominciarono a **convergere** fino alla loro definitiva collisione che fu la causa della formazione dell'Appennino (fig. 4).

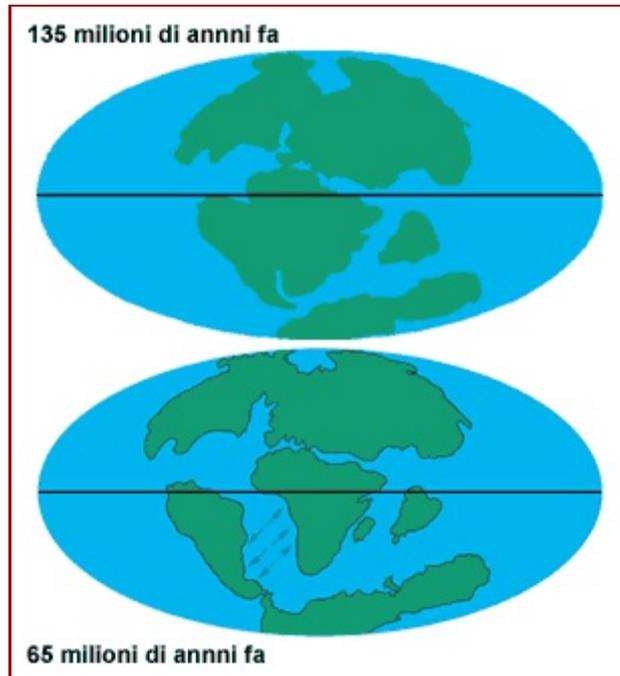


FIG. 4 - APERTURA DELL'ATLANTICO MERIDIONALE.

La **collisione** avvenne probabilmente in tempi diversi. Nell'Appennino settentrionale avvenne nell'Eocene superiore (circa 35 milioni di anni fa) ed in quello Meridionale nell'Oligocene (tra 34 e 24 milioni di anni fa) come è dimostrato dall'età dei sedimenti depositatisi in discordanza al di sopra delle Unità deformate durante questa collisione. In questo lasso di tempo nell'Oceano Ligure, che si chiudeva progressivamente a causa della sprofondamento (detto **subduzione**) della litosfera oceanica al di sotto dell'Europa, sopra i depositi di mare profondo precedenti si sedimentavano spesse **sequenze torbiditiche** (fig. 5) che testimoniano un ambiente divenuto tettonicamente instabile. Nel loro insieme tutti i sedimenti che si sono depositati sulla litosfera oceanica, insieme con piccoli frammenti di quest'ultima (**ofioliti**) sfuggiti alla subduzione ed inglobati nelle sequenze sedimentarie soprastanti, costituiranno il **Dominio Ligure** della futura Catena Appenninica. La subduzione e completa consunzione della litosfera dell'Oceano Ligure portò al "raschiamento" dei sedimenti che venivano così accumulati nella zona di fossa, formando una proto-catena intensamente deformata: il cuneo di accrezione ligure che, tuttavia, rimase sommerso per vari milioni di anni (capitolo 3. La formazione delle montagne - **Il cuneo di accrezione** [[approfondimento 6](#)]).



FIG. 5 - SEQUENZE TORBIDITICHE.

LE UNITÀ LIGURI

Questo **primo nucleo di catena** è il più interno (attualmente il più occidentale) e antico e, al proseguire dell'orogenesi, formerà le unità più alte della futura catena (**Unità Liguri dell'Appennino settentrionale** e **Complesso Ligure** [[approfondimento 67](#)] dell'Appennino meridionale); queste unità di pertinenza oceanica mancano invece in Sicilia. Questo ha portato ad ipotizzare che Apulia fosse un promontorio settentrionale dell'Africa piuttosto che una microplacca separata da quest'ultima (per mezzo di un oceano, che avrebbe lasciato tracce di sé attraverso le ofioliti).

Sopra il cuneo ligure deformato, ma ancora sottomarino, si depositarono sequenze sedimentarie che sigillarono, con una **discordanza stratigrafica** [[approfondimento 68](#)], le fasi deformative che avevano precedentemente interessato le sottostanti Liguridi (**Fasi Liguri**). Queste successioni sedimentarie hanno nomi ed età diverse nell'Appennino settentrionale (**successione epiligure** [[approfondimento 69](#)]), Eocene sup. - Miocene sup. ed in quello meridionale

(Formazioni di Saraceno e Albidona Miocene inf./medio) (capitolo 12. L'era cenozoica: Neogene).

LE UNITÀ DI PERTINENZA CONTINENTALE

Successivamente alla collisione anche il margine continentale africano assottigliato, che faceva da transizione alla litosfera oceanica, iniziò a sott scorrere al cuneo ligure. La sua copertura sedimentaria, raschiata via dal substrato e incorporata al di sotto delle Unità Liguri, forma l'Unità Subligure (o **Complesso di Canetolo**) dell'Appennino settentrionale, che può essere forse correlato alle **Unità Sicilidi** dell'Appennino meridionale e della Sicilia.

A partire dall'**Oligocene**, inferiore a nord e superiore a sud, non è più la litosfera oceanica o di transizione ad essere subdotta ma la litosfera continentale (**stadio continentale dell'orogenesi**). Da questo momento si formarono progressivamente gli archi che caratterizzano i vari settori dell'Appennino.

La loro formazione è dovuta al fatto che, a partire dall'Oligocene, la Corsica e la Sardegna, chiamate **Blocco Sardo-Corso**, si staccarono dalla Francia e dalla Spagna ruotando in senso antiorario con fulcro di rotazione ubicato circa nell'attuale Liguria, spinte dall'apertura del bacino Balearico (fig. 6). La successiva apertura del Tirreno tra il Blocco Sardo-Corso e la Penisola italiana accentuò la rotazione di quest'ultima **verso est**, in tempi progressivamente più recenti da N a S.

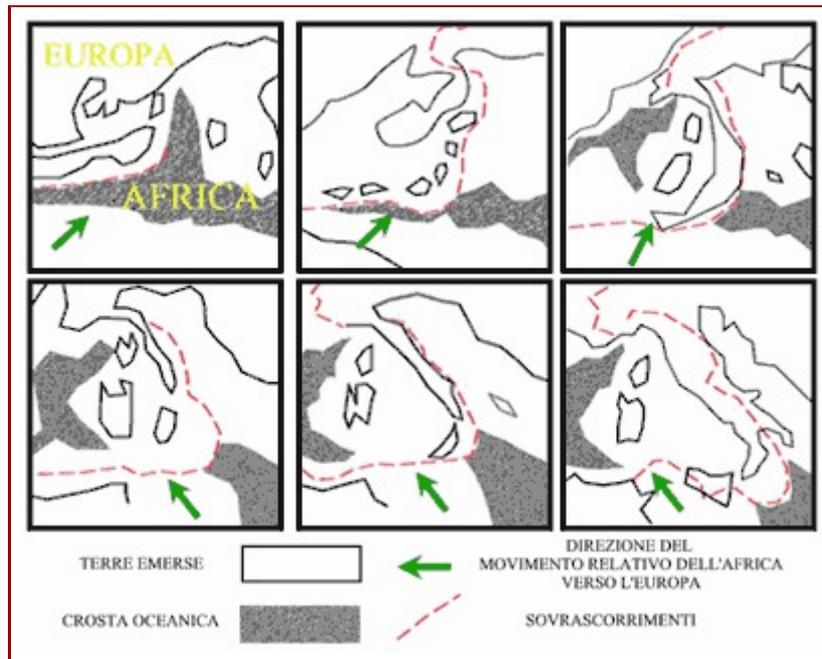


FIG. 6 - APERTURA DEL BACINO BALEARICO.

E' qui importante sottolineare come gli attuali Mari Ligure e Tirreno siano bacini aperti recentemente che niente hanno in comune con l'antico, e ormai definitivamente chiuso, Oceano Ligure- Piemontese. L'apertura di questi bacini nell'area di retro-catena (fig. 7) è generalmente attribuita a fenomeni estensionali in aree di retro-arco (fig. 8), legate alla subduzione- collisione appenninica, ma esistono anche altre interpretazioni per le quali, tuttavia, mancano a tutto oggi dati sicuri.

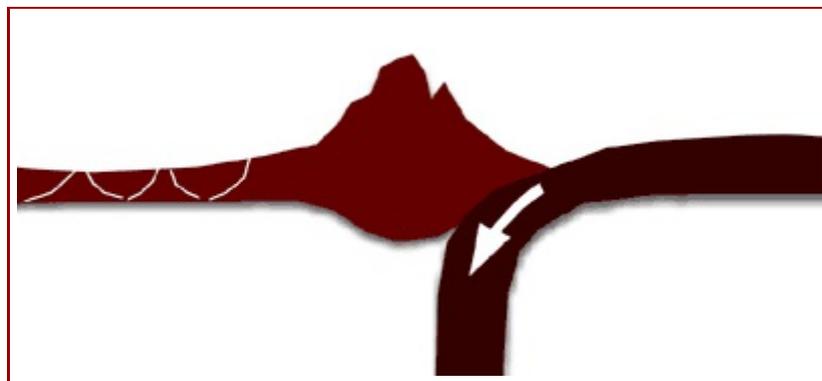


FIG. 7 - AREA DI RETRO-CATENA.

L'arco dell'Appennino meridionale e quello siciliano sono separati dall'**Arco Calabro-Peloritano** rispettivamente dal sistema trascorrente di Sanginetto e dal sovrascorrimento di Taormina, che rappresentano due sistemi molto recenti e di interpretazione geodinamica ancora in parte incerta. Benché l'Arco Calabro-Peloritano sia geograficamente parte integrante del sistema orografico appenninico, esso è geologicamente molto diverso da quest'ultimo. È infatti caratterizzato da un basamento cristallino paleozoico e porta i segni di una tettonica paleogenica, elementi entrambi assenti nell'Appennino meridionale (capitolo 12. L'era Cenozoica: Paleogene). L'Arco Calabro-Peloritano è bordato a SE dalla fossa ionica lungo la quale la placca africana viene subdotta, immergendosi a NW sotto l'arco stesso. Il Complesso Calabro-Peloritano è stato classicamente interpretato come una porzione del **Dominio Austroalpino** [approfondimento 71], vale a dire di pertinenza africana. In quest'ottica esso rappresenterebbe **parte di una catena paleogenica**, originariamente continua dalle Alpi occidentali al Nord Africa, passante per la Corsica settentrionale, l'Italia meridionale e la Sicilia. Più recentemente è stato invece interpretato come un **residuo staccatosi dalla placca Europeo-Iberica** e spostato verso sud ad opera di faglie trascorrenti.

LA FORMAZIONE DELLE AVANFOSSE

Con lo stadio continentale dell'orogenesi, iniziato nell'Oligocene, incominciarono a formarsi le avanfosse, profonde depressioni che interessavano il margine in subduzione e bordavano il fronte esterno della catena, situate dunque tra quest'ultimo e l'avampaese ancora indeformato.

Nell'**Appennino settentrionale** la **prima** e più interna **avanfossa (Macigno, Oligocene sup. - Miocene inf.)** fu colmata dai sedimenti che provenivano dalla catena alpina, già parzialmente emersa. Nell'**Appennino meridionale ed in Sicilia**, la **prima avanfossa** formatasi dopo la collisione fu colmata da querzareniti il cui detrito proveniva dallo **smantellamento delle Arenarie Nubiane** ampiamente diffuse sul continente Africano. Il **Flysch Numidico** (Oligocene sup. - Miocene medio) [approfondimento 72] è esteso, in modo praticamente continuo, da Gibilterra, attraverso il Marocco, l'Algeria, la Tunisia la Sicilia, fino all'Appennino meridionale.

Al proseguire dell'orogenesi, queste prime avanfosse furono **inglobate nella catena** e se ne formarono altre più esterne e più giovani in un processo quasi continuo (fig. 11). In questo processo l'avanzamento della catena ingloba pertanto al suo fronte l'ultima avanfossa mentre si forma una depressione più esterna che viene riempita da sedimenti esotici (stadio di avanfossa) o derivanti dalla catena stessa (**stadio di molassa**). Poiché la catena rimase sommersa per gran parte della sua storia evolutiva, il riempimento delle avanfosse andò di pari passo con quello dei bacini che si formavano sopra alla catena stessa (**bacini satellite**) di cui la **successione epiligure** rappresenta l'esempio nell'Appennino settentrionale.

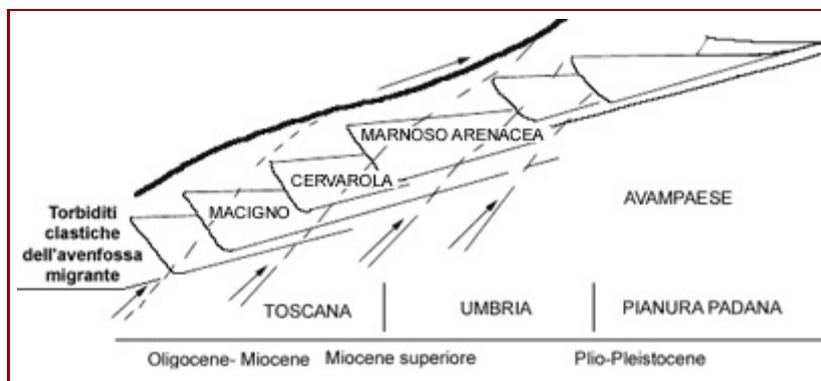


FIG. 11 - AVANFOSSE.

LA STORIA PIÙ RECENTE

Tutti questi movimenti portarono al sovrascorrimento delle Unità Liguri sui Domini di pertinenza continentale, che pure cominciarono a deformarsi. Nell'**Appennino settentrionale** la parte più occidentale (interna) del Dominio Toscano si scollò a livello dell'interfaccia tra basamento e copertura sedimentaria. Questa ultima (**Falda Toscana**) sovrascorse deformandosi e deformandolo, il settore più occidentale del Dominio stesso nell'Oligocene inferiore. Quest'ultimo fu quindi **seppellito sotto le Unità Liguri, Subliguri e la Falda Toscana**, fino a profondità tali da essere interessato da un metamorfismo di basso grado (capitolo 7. Le rocce e i minerali - **Le rocce metamorfiche** [approfondimento 31]) (detto **Nucleo metamorfico Apuano**). Nell'Appennino meridionale il sovrascorrimento delle Unità Liguri sul margine continentale è databile al tardo Miocene-Pliocene iniziale, quindi molto più tardi che nell'Appennino settentrionale (capitolo 12. L'era Cenozoica: Neogene). Qui la parte frontale dell'edificio orogenico sovrascorse sull'avampaese Apulo che si fletté fino a formare la **fossa Bradanica**.

La migrazione verso l'esterno (Est, come riferimento attuale) del sistema fronte della catena- avanfossa è accompagnato, come abbiamo visto, da **processi estensionali** che interessano il settore di retro-catena e la parte interna della catena (settore occidentale, come riferimento attuale) e che sono responsabili dell'**apertura del Tirreno**. Anche questi fronti estensionali hanno migrato verso est nel tempo, di pari passo con il fronte compressivo. L'**estensione**, con

conseguente assottigliamento crostale delle aree interne della catena, ha dato origine ad un magmatismo (capitolo 1. L'interno della terra - **Rocce della crosta** [approfondimento 2]) (Toscana) e un vulcanismo recente (Italia meridionale e Sicilia) che è in gran parte **ancora attivo** (capitolo 4. I vulcani - **Le eruzioni vulcaniche oggi** [approfondimento 20]). Nel Tirreno meridionale l'assottigliamento crostale è proseguito fino alla formazione di litosfera oceanica del settore compreso tra la Sicilia, la Calabria e la Sardegna, il cui inizio è databile a circa 4 milioni di anni fa.

Intorno a **5 milioni di anni fa**, tutta l'area del Mediterraneo venne sconvolta da un evento che, dal punto di vista geologico, fu estremamente rapido. Per circa un milione di anni, la **comunicazione con l'oceano Atlantico** attraverso lo stretto di Gibilterra fu **interrotta**, a causa dei sollevamenti provocati dalla tettonica attiva che interessava l'area. Il bilancio negativo tra acqua apportata dai continenti ed evaporazione, (anche attualmente mantenuto in equilibrio solo dall'apertura di Gibilterra) causò l'**evaporazione di tutta l'acqua marina** e la formazione di potenti strati di sedimenti evaporitici di età **messiniana** (fig. 12).



FIG. 12 - EVAPORAZIONE DURANTE IL MESSINIANO.

Le evaporiti indicano che la salinità di un bacino è elevata e che l'evaporazione è maggiore dell'apporto di acqua dai fiumi. In questa fase cruciale nella storia del Mediterraneo si sono accumulati i sedimenti che costituiscono le rocce della **Formazione Gessoso Solfifera**. Queste formazioni si trovano nelle cosiddetta **Vena del Gesso in Romagna** (fig. 13) e negli **strati di gessi risedimentati delle Marche e in Sicilia**.



FIG. 13 - LA VENA DEL GESSO.

Dopo circa un milione di anni di secca, nel **Pliocene** venne ripristinato il collegamento tra il Mediterraneo e l'Atlantico, ed il mare tornò a occupare il fondale ricoperto di evaporiti. La sua linea di costa arrivò probabilmente a lambire gli Appennini, conservando occasionali bracci di comunicazione tra le aree del Tirreno e dell'Adriatico. Con la graduale emersione della catena, l'area dell'attuale **pianura Padana** si riempì di sedimenti e quindi, durante il Quaternario vi fu un graduale ritiro (**regressione**) del mare pliocenico (fig. 14) (capitolo. 13 Il Quaternario).

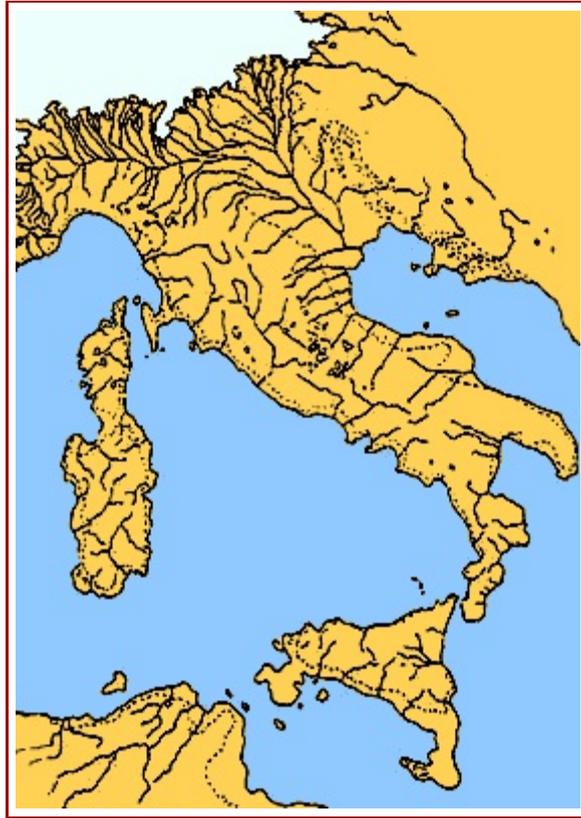


FIG. 14 - REGRESSIONE MARINA.

La regressione non fu continua, ma intervallata da pulsazioni con piccoli avanzamenti (**trasgressioni**) che alternarono nello stesso bacino di sedimentazione depositi continentali e di tipo marino. L'attuale Mare Adriatico rappresenta dunque quello che rimane del mare pliocenico dopo la regressione ma anche l'attuale avana fossa appenninica e alpina, che accoglie i sedimenti smantellati da queste due catene.

Approfondimento 64 – Trasgressione e regressione marina

Il livello del mare può fluttuare globalmente a causa: di variazioni del volume totale dell'acqua; a causa del cambiamento nella forma dei bacini oceanici; a causa della mobilità verticale della crosta (subsidenza o sollevamento). Le fluttuazioni del mare possono essere positive e negative.

Quando il livello aumenta e l'acqua invade le terre emerse si parla di **trasgressione**, quando invece si ha l'abbassamento del livello del mare si parla di **regressione**.

Gli effetti delle maggiori trasgressioni e regressioni marine in Italia negli ultimi 5 milioni di anni (figg. 1 e 2).

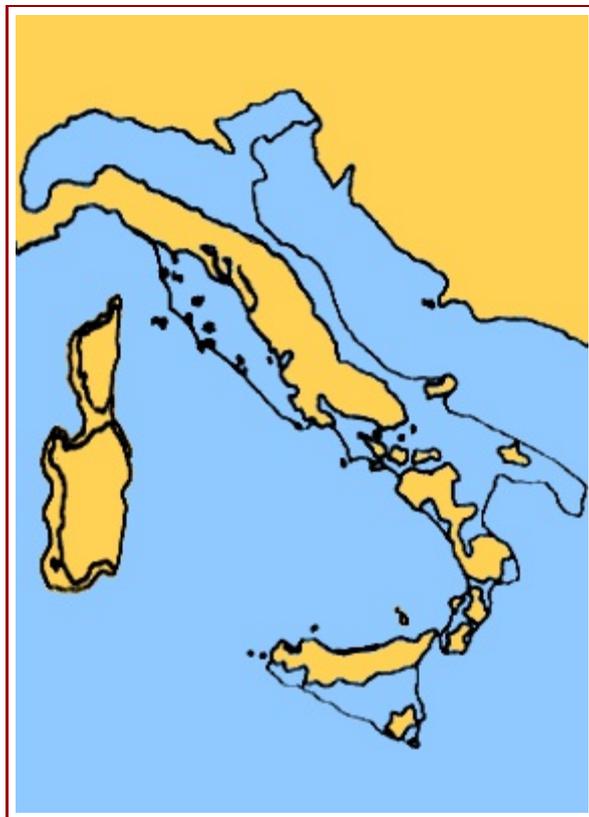


FIG. 1 - DISTRIBUZIONE DELLE TERRE EMERSE E DEI MARI DURANTE LA TRASGRESSIONE DEL PLOCIENE, L'ATTUALE PIANURA PADANA ERA UN GRANDE GOLFO E L'APPENNINO UNA SOTTILE PENISOLA.

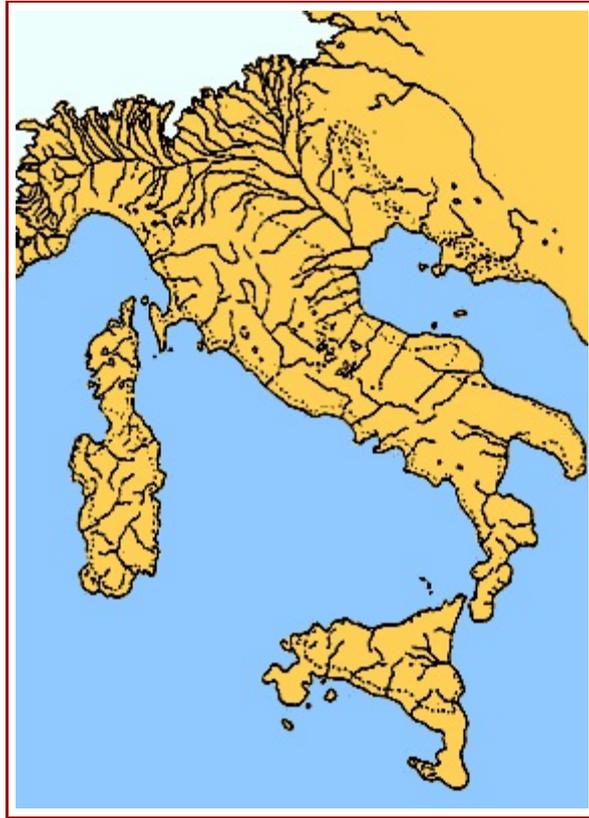


FIG. 2 - TERRE EMERSE E MARI DURANTE LA REGRESSIONE DEL PLEISTOCENE.

Torna a: [[capitolo 16. La storia degli Appennini](#)]

Approfondimento 65 – Le sabkhas

Sono depositi formati in sedimenti vicino alle linee di costa, dovuti all'infiltrazione e all'evaporazione successiva di acque (sia salate, sia dolci) ricche in sali minerali, che precipitano. Sono depositi formati da sedimenti silicoclastici e/o carbonatici, che costituiscono la matrice, ed evaporiti (gessi, anidriti e haliti) che formano il cemento.

Torna a: [[capitolo 16. La storia degli Appennini](#)]

Approfondimento 66 – I domini appenninici di pertinenza continentale africana

Rappresentano tutte le aree occupate dal continente africano ma ancora sommerse, sulle quali si sedimentarono le sequenze sedimentarie che diedero poi origine alle varie unità tettoniche dell'Appennino.

Nella fig. 1 esse sono indicate da sinistra, a partire dal Dominio Subligure fino a quello Umbro-Marchigiano. Nella fig. 2 rappresentano tutto il settore di destra (orientale) caratterizzato da una crosta continentale.

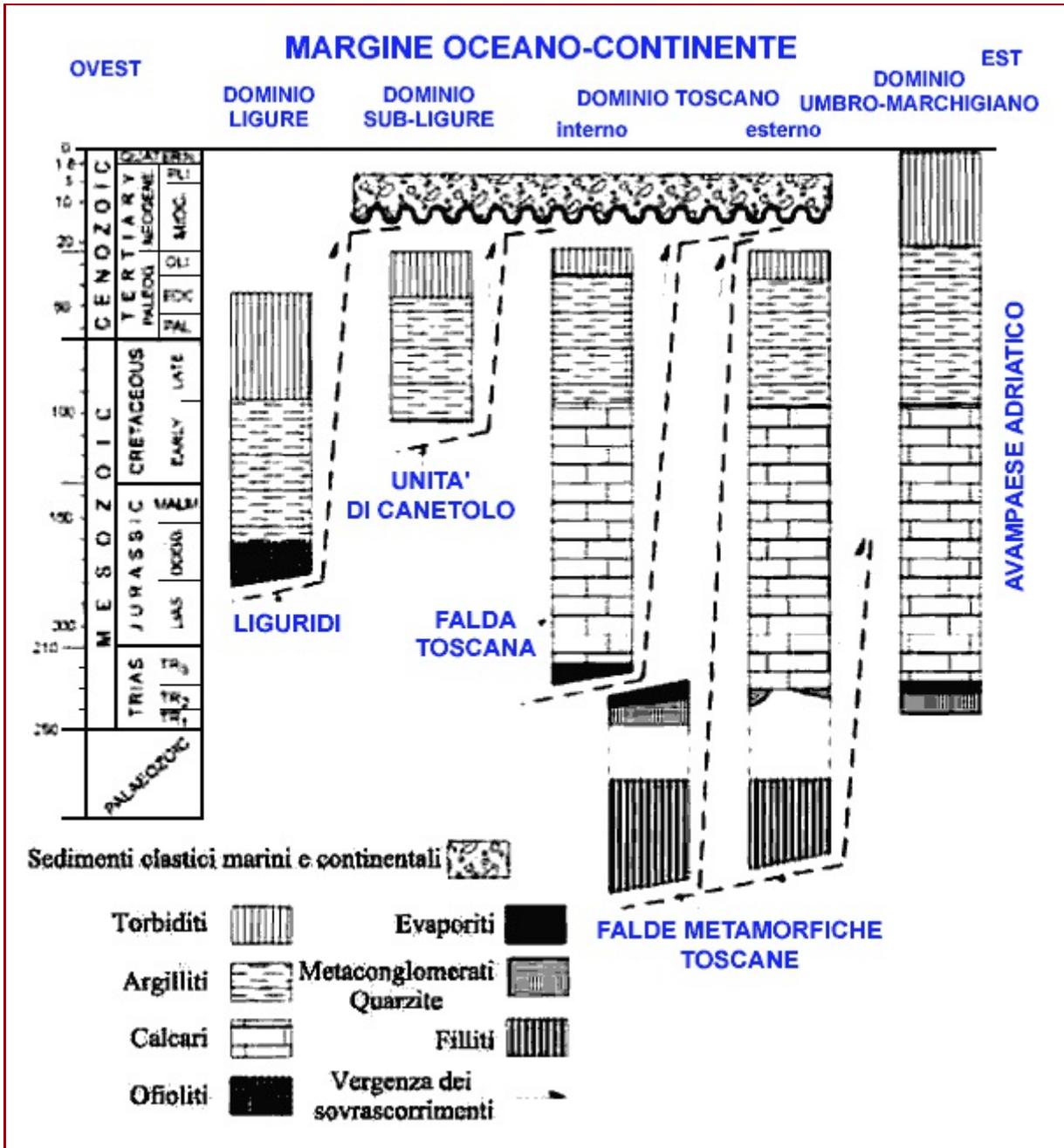


FIG. 1 - SCHEMA STRATIGRAFICO DI CORRELAZIONE DELLE UNITÀ TETTONICHE CHE FORMANO L'APPENNINO SETTENTRIONALE E RAPPRESENTAZIONE SEMPLIFICATA DELLA LITOSTRATIGRAFIA.

Il Dominio Ligure rappresenta l'area occupata dall'oceano Ligure-piemontese, i cui sedimenti formeranno le Unità Liguri (a sinistra nelle figg. 1 e 2).

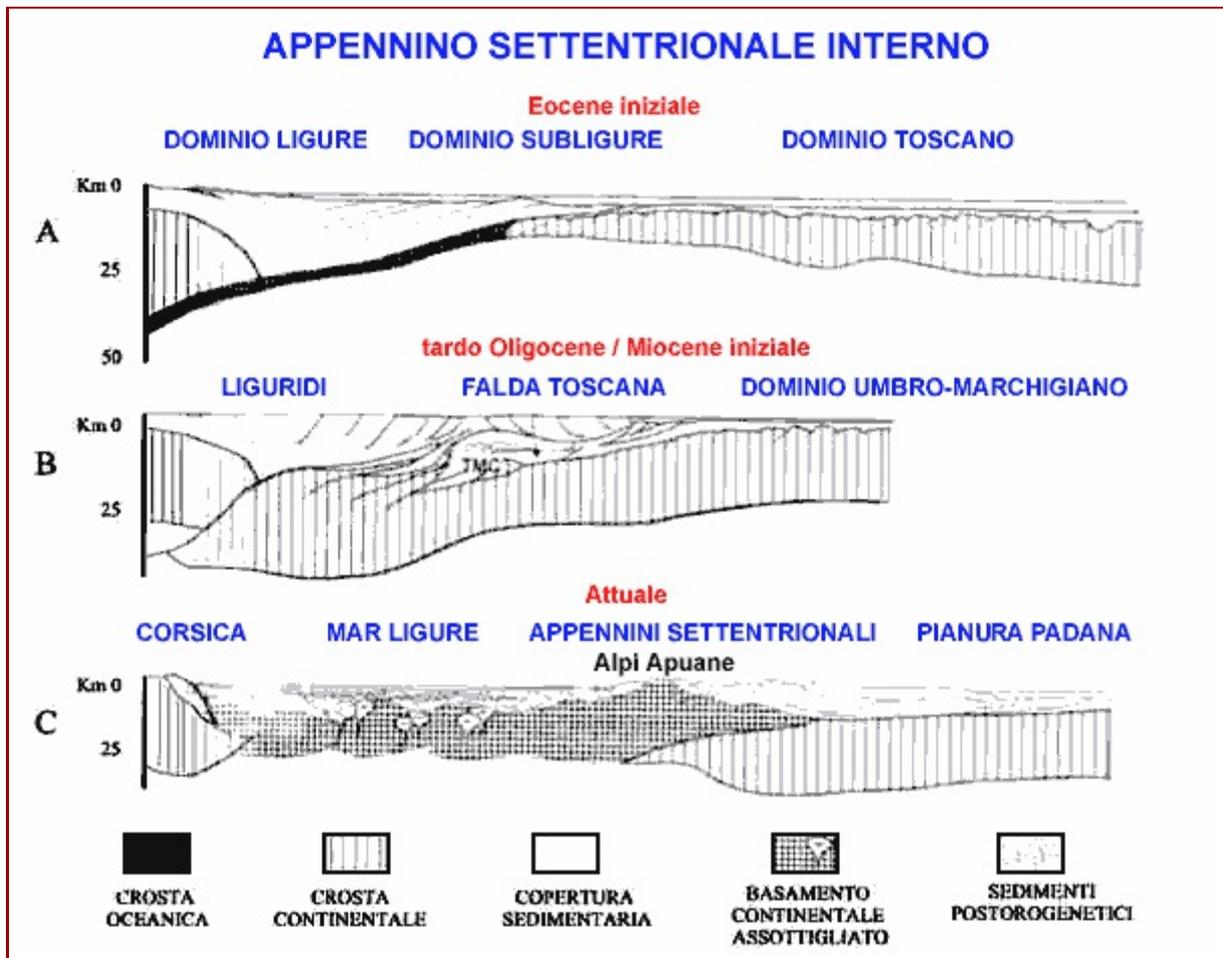


Fig. 2 - Posizione reciproca dei domini coinvolti nella formazione dell'Appennino Settentrionale (A e B) e sezione schematica della situazione attuale (C).

Torna a: [[capitolo 16. La storia degli Appennini](#)]

Approfondimento 67 – Il complesso ligure nell'appennino meridionale

Nell'Appennino meridionale la successione sedimentaria con ofiolti, depostasi su crosta oceanica, è chiamata Complesso Ligure.

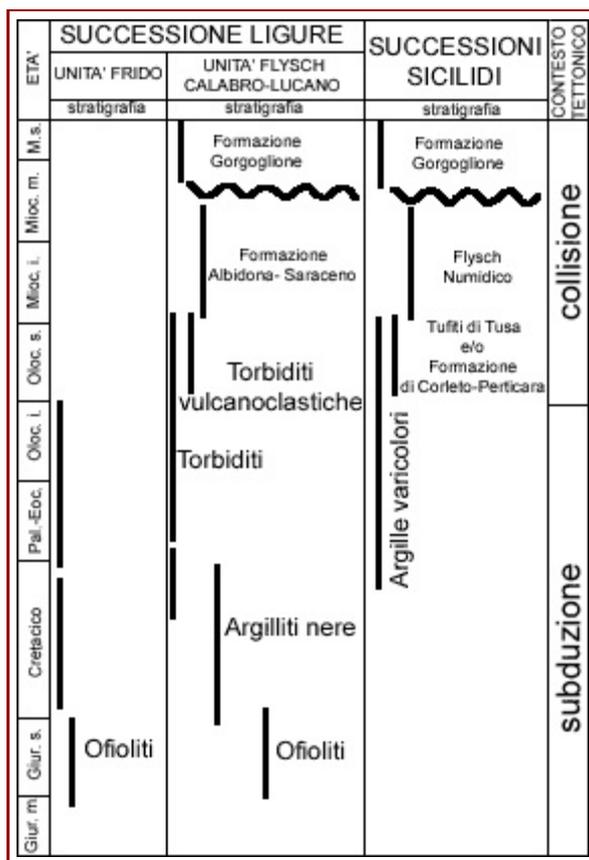


FIG. 1 - LA FIGURA MOSTRA LA CORRELAZIONE TRA IL COMPLESSO LIGURE SOTTOSTANTE, LE UNITÀ SICILIDI, LE SUCCESSIONI DI ALBIDONA E SARACENO, CHE SALDANO LA "FASE LIGURE" DI DEFORMAZIONE.

Torna a: [\[capitolo 16. La storia degli Appennini\]](#)

Approfondimento 68 – Discordanza stratigrafica

E' la superficie tra due strati che non si sono depositi in una sequenza continua. Rappresenta un intervallo di tempo in cui la deposizione si è arrestata o durante il quale l'erosione ha asportato una parte dei sedimenti prima che la deposizione ricominciasse.



FIG. 1 - LA LINEA GIALLA INDICA LA DISCORDANZA STRATIGRAFICA PRESENTE IN QUESTO AFFIORAMENTO.

Torna a: [[capitolo 16. La storia degli Appennini](#)]

Approfondimento 69 – La successione epiligure

La Successione Epiligure si depositò nei bacini formati sulle Unità Liguri deformate, e continuò a depositarsi nei bacini più esterni quando queste sovrascossero le Unità continentali più esterne.

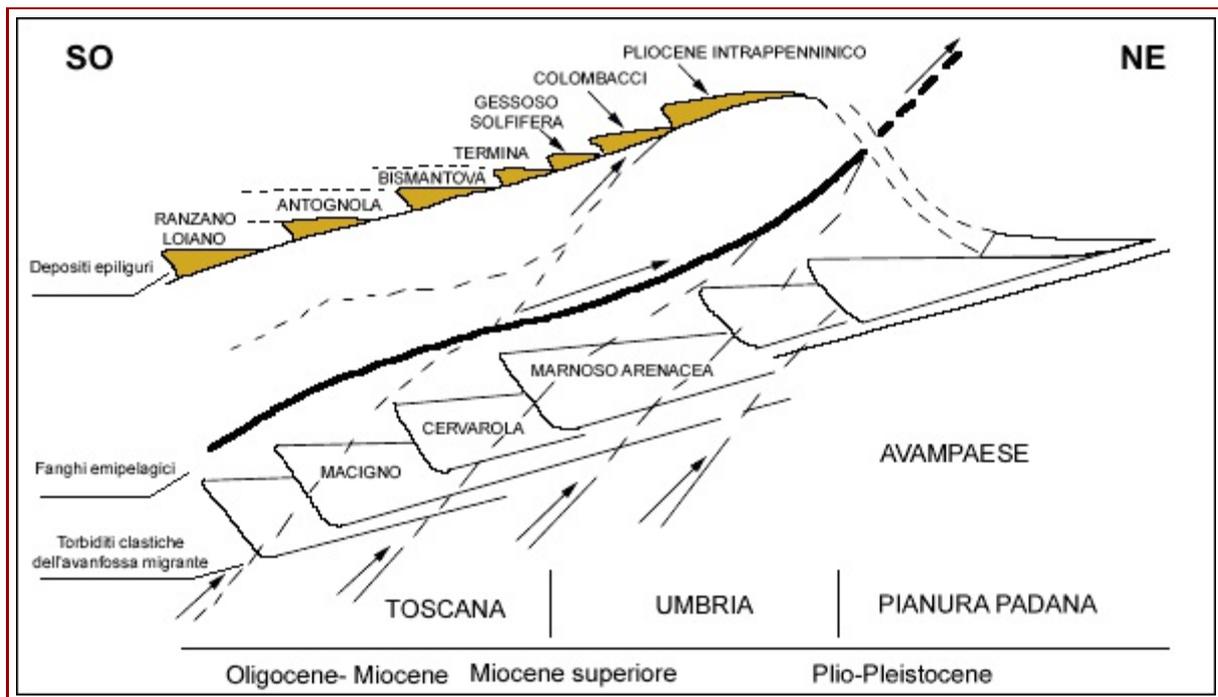


FIG. 1 - RELAZIONI TETTONICHE E STRATIGRAFICHE TRA I VARI TERMINI DELLA SUCCESSIONE EPILIGURE E LE VARIE AVANFOSSE.

Torna a: [[capitolo 16. La storia degli Appennini](#)]

Approfondimento 70 – L'arco calabro-peloritano

Le figure mostrano l'ubicazione in pianta dell'Arco Calabro-Peloritano e una sezione che taglia la zona dal Tirreno allo Ionio. La mappa mette in risalto il fatto che l'Arco Calabro-Peloritano è delimitato da due lineamenti rettilinei, mentre la sezione mostra l'esposizione dello zoccolo cristallino (a croci) e delle effusioni vulcaniche calcocalcine (a v).

Il Complesso Calabro-Peloritano indica l'insieme di tutti questi terreni.

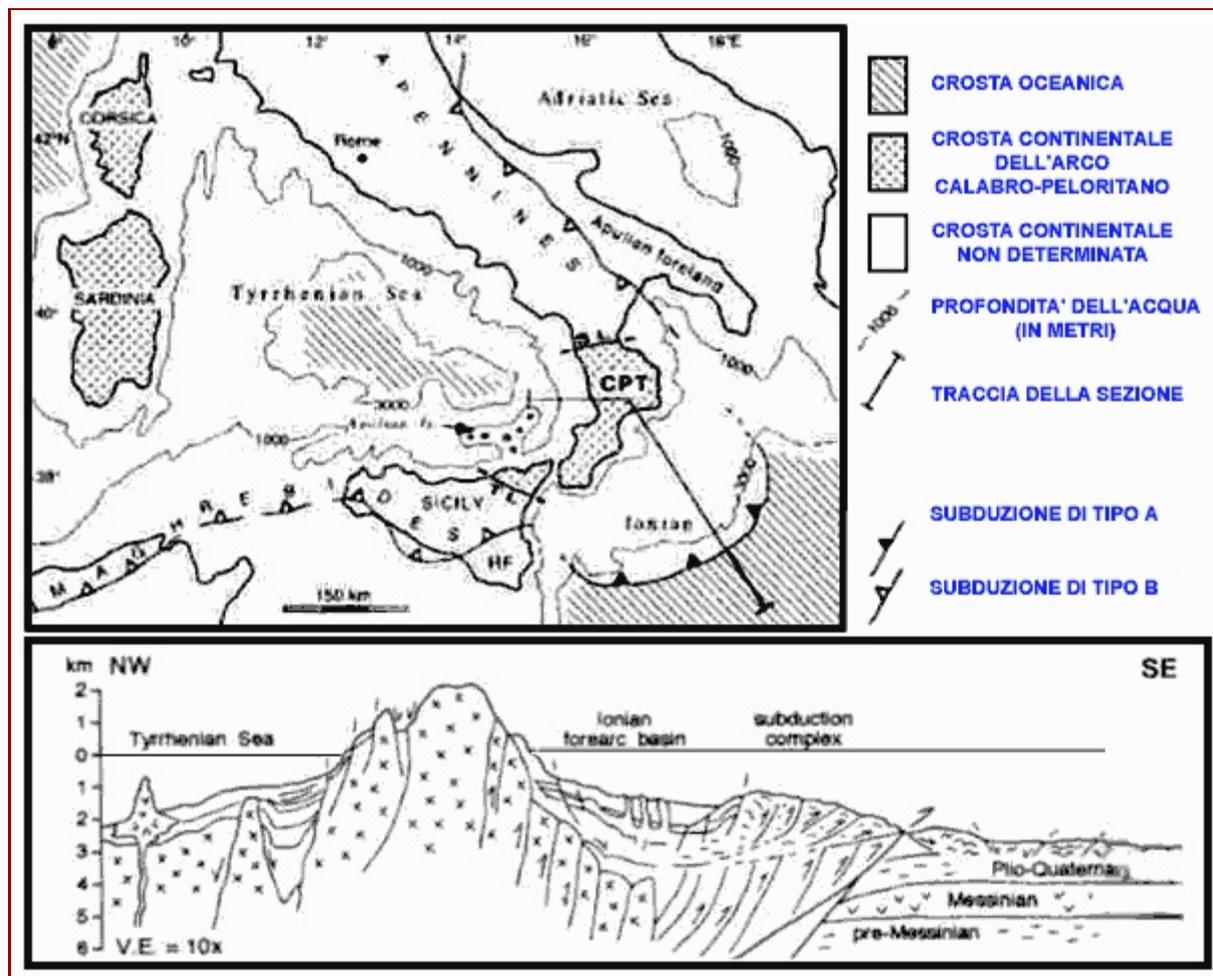


FIG. 1 - CARTA GEOLOGICA SCHEMATICA E SEZIONE DELL'ARCO CALABRO-PELORITANO.

Torna a: [[capitolo 16. La storia degli Appennini](#)]

Approfondimento 71 – Il domino austro-alpino

Il Dominio Austro-Alpino indica la parte più settentrionale del continente africano che andò a collidere con la parte meridionale del continente europeo, e formò la catena Alpina.

Torna a: [[capitolo 16. La storia degli Appennini](#)]

Approfondimento 72 – Il flysch numidico

La colonna stratigrafica mostra i rapporti tra le varie Formazioni che formano le successioni depostesi nei bacini del futuro Appennino Meridionale prima dell'orogenesi.

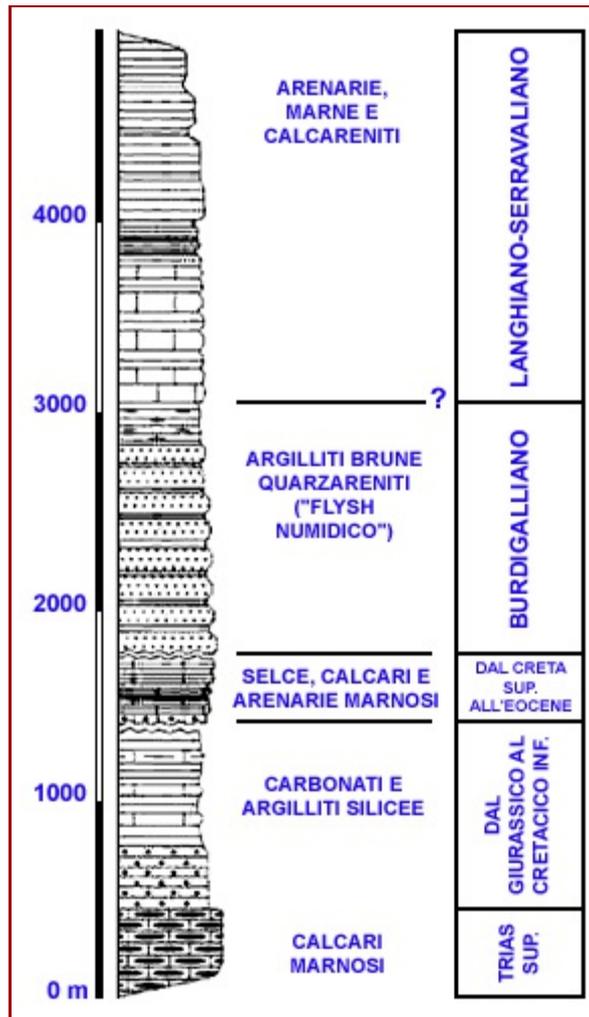


FIG. 1 - LITOSTRATIGRAFIA DELLE PRINCIPALI UNITÀ DELL'APPENNINO MERIDIONALE.

Torna a: [\[capitolo 16. La storia degli Appennini\]](#)