ISTITUTO COMPRENSIVO STATALE "GIOVANNI XXIII"
PIANIGA (VE)

CLASSE TERZA B

Terrae Motus

Terrae motus est naturalis res quae constat in tremore superficei terrae. Hominibus periculosus est propter ea quae saepe motum sequuntur: ruinae aedificiorum et in mare undae anomalae. Secundum theoriam de lamina tectonica modernam, fere omni terrae motus, volcanismus, et fossae naturales oriuntur e motu laminarum quae interiorem inliquefactum Telluris tegunt.

Terrae motuum studiosi solent magnitudinem eorum per scalam Richter aestimare. In hac scala logarithmica, magnitudo 3 et infra motum innotabilem indicat, magnitudo 7 magnas calamitates super extensas regiones.

"3.32 - IL DELIRIO DELLA TERRA -"

A.S. 2008 – 2009

Hanno partecipato al progetto:

Bostan Ana Maria
Bozzato Cristian
Casillo Maria Valentina
Coppetta Andrea
Criscuolo Naomi
Dainese Vanni
Duse Alessandra
El Fartass Laila
Facchin Martina
Fantin Lisa
Favaretto Veronica
Gallo Luca
Hedfi Seifeddine
Prevato Luca Angelo
Regazzo Michael
Sartore Giulia
Serapini Davide
Stefanello Filippo
Tedongmo Ndoungtio Clotilde Liliane

Coordinatore del progetto: prof. Abati Riccardo

Pianiga (VE) – Parco dei Gelsi – 1 giugno 2009

Alle studentesse e agli studenti abruzzesi delle zone colpite dal sisma del 6 aprile 2009

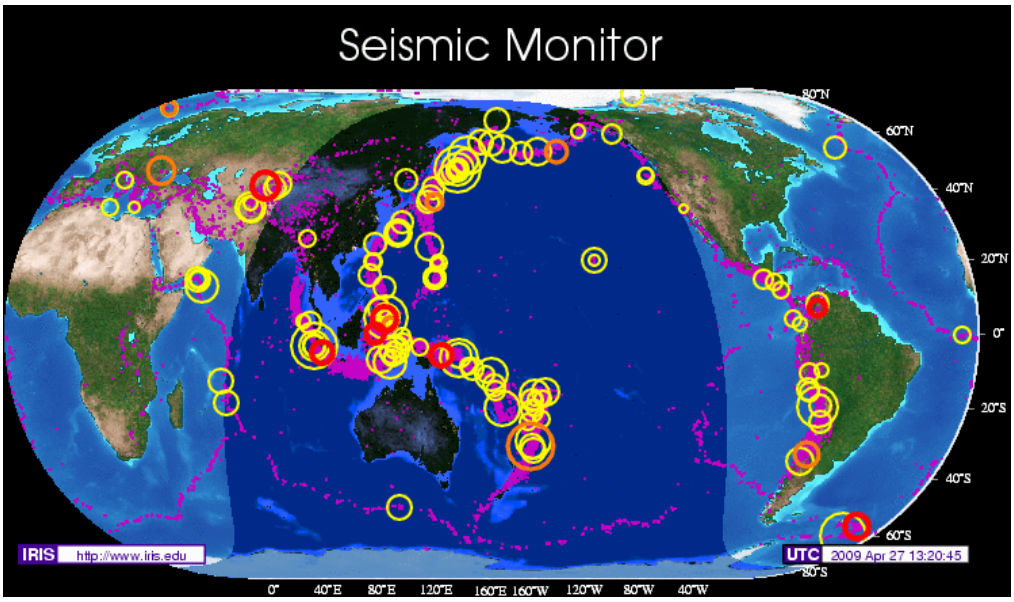
INDICE

Introduzione	7
Qualche informazione… scientifica…	9
Mappa sismica mondiale	10
La “Regione Adria” nella Pangea	11
Carta della sismotettonica dell’Italia	12
Mappa di pericolosità sismica dell’Italia	13
La struttura interna della Terra	14
Prove a favore della deriva dei continenti	19
Evoluzione della crosta terrestre	21
Continenti alla deriva	23
I “punti caldi” della litosfera	27
Le faglie	29
I sistemi di faglie dell’Appennino centrale	31
The faults	34
La faglia interessata dal sisma	38
Interferogrammi	38
Cosa sono i terremoti	39
Earthquake	40
Erdbeben	47
Deformazione sismica	51
Ipocentro ed epicentro	52
Le onde sismiche	52
I maremoti	53
Cause dei terremoti	53
Prevedibilità dei terremoti	53
I terremoti più forti del XX e XXI secolo	54
Scale sismiche	57
Terremoto: l’Italia è prima al mondo negli studi sismici	60
Il sismografo	62
La mappa della faglia Abruzzese: ecco cosa è successo	64
la faglia di Onna	66
La distribuzione delle faglie attive nel territorio aquilano	68
La faglia di Paganica	69
Terremoto dell’Aquila: una poesia di Giovanni Pettinaro	72
APPENDICE	
La parola “geologia”	76
Cos’è la geologia?	78
Chi è e cosa fa il geologo?	78
Ere geologiche, geocronologia	82
Minerali	84
Rocce	88
Immagini della mostra “***TERRAE MOTUS – 3.32 - IL DELIRIO DELLA TERRA***”	91

Introduzione

I tragici eventi del 6 aprile 2009, che hanno interessato il territorio aquilano, sono stati occasione di numerose considerazioni sia di tipo scientifico, sia squisitamente umano. La riflessione collettiva, sempre occasione di accese discussioni e talvolta di faticose ricomposizioni, mi ha suggerito di far lavorare gli studenti a un progetto grafico pittorico che prevedesse la loro piena partecipazione psico-fisica. Il fare scuola deve anche prevedere il recupero della manualità che non sempre ha occasioni di uscire dalle gabbie di una programmazione individuale e/o collettiva, a mio parere, a volte poco attenta nel garantire agli studenti momenti educativi di autentica manifestazione delle numerose e diversificate potenzialità espressive. Il lavoro presentato in questo volumetto è di tipo pluridisciplinare. Infatti le nozioni scientifiche si sono intersecate con le tecniche della progettazione, della ricerca linguistica e del gusto estetico relativo agli equilibri cromatici e delle forme. È stato un intersecare le loro interiorità con una realtà ingombrante e fastidiosa quale è sempre quella delle tragedie collettive che al loro interno assorbono tante situazioni di famiglie che hanno perduto tutto … e si cercato di guardare oltre come soltanto le ragazze e i ragazzi sanno fare. Lavorare con loro, in tanti pomeriggi pieni di sudore sublimato nei sorrisi dei loro occhi, lascerà un segno. Il gesto di camminare a piedi scalzi su quel lungo foglio (8.40 metri) ha significato per molti di loro l'autentica possibilità di essere parte integrante del lavoro nell'ottica di un'educazione globale. L'educare è l'occasione irrinunciabile alla costruzione di una futura personalità dove coesisteranno i valori civili e spirituali di ognuna/o. Sì, educare nel significato più vero del termine significa "trarre fuori il meglio da ogni persona", non costringere le persone a dare il meglio di sé. L'educare presuppone uno stile di insegnamento che favorisca la promozione di abilità di ragionamento trasversale dove le singole discipline concorrono alla formazione integrale delle persone. L'educare presuppone il dare fiducia, ma anche collaborare in spirito costruttivo: famiglie, studenti, insegnanti, amministratori. Sicuramente ci saranno state delle imperfezioni, ma il lavorare con la 3B ha rafforzato in me un'idea di fondo: la scuola, questa nostra scuola incardinata nel territorio pianighese, ha bisogno non soltanto di istruzione, ma anche di percorsi formativi che coinvolgano l'integralità dei nostri studenti e quindi progetti che prevedano il coinvolgimento corporeo totale: mani che costruiscono e s'imbrattano di colore, menti che progettano e pensano criticamente, sensi che imparano a osservare e ad ascoltarsi. C'è necessità di una scuola che progetta percorsi con i quali studenti e docenti contaminino le loro umanità e le rispettive abilità. Fare ed essere scuola è crescere insieme nel confronto dialettico e nella valorizzazione delle diversità.

Qualche informazione ... scientifica ...



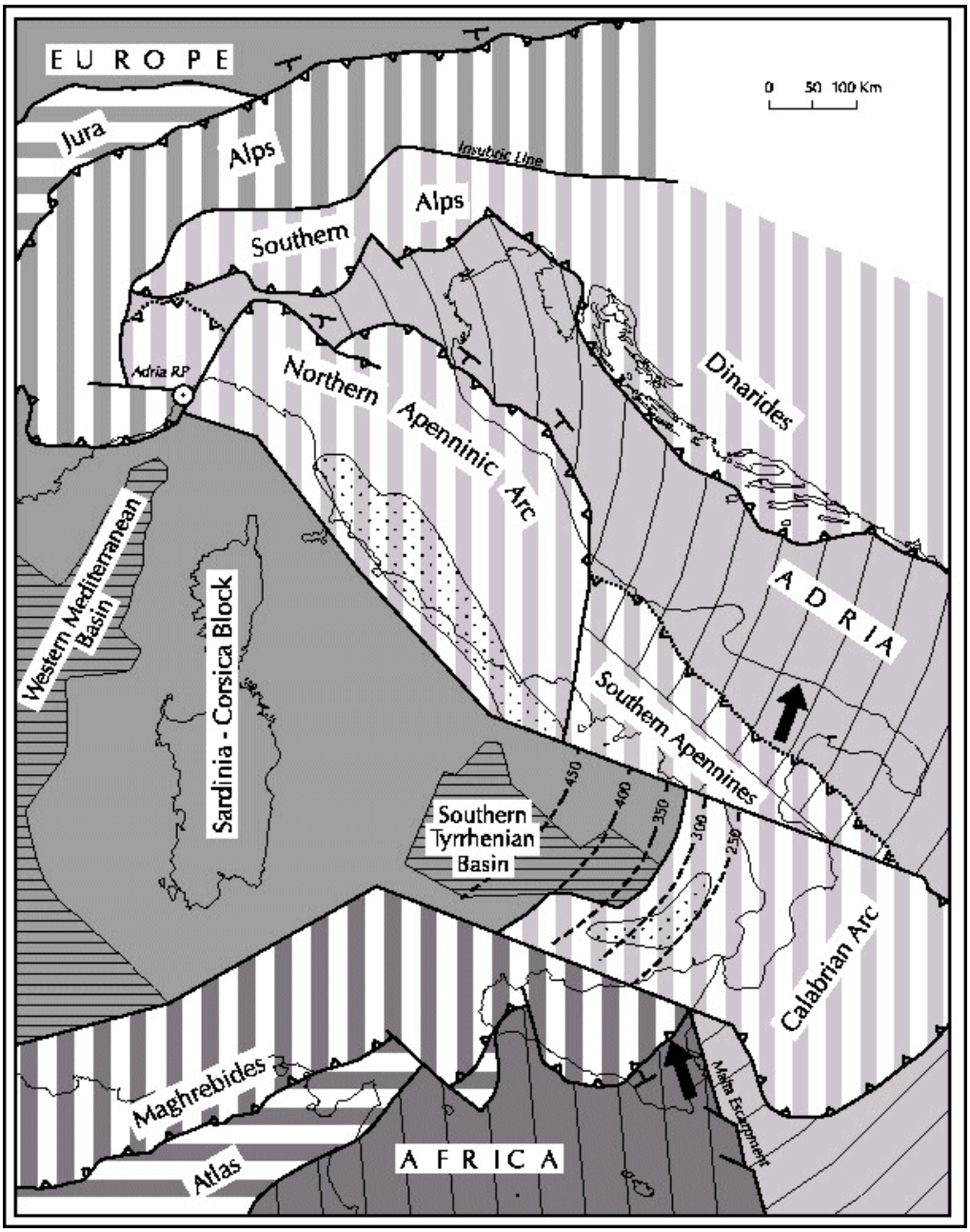
Fonte: IRIS - Incorporated Research Institutions for Seismology

Questa è la *mappa sismica mondiale* ovvero un colpo d'occhio su tutta la superficie terrestre dove si può notare la demarcazione giorno-notte Vengono utilizzati quattro colori: fucsia, giallo, arancio e rosso. **Fucsia** che come potete vedere determina i sismi vecchi oltre i cinque anni e in ogni caso tutti quelli presenti nel database, con questo colore si può notare principalmente le zone di massima frequenza sismica. **Giallo** che evidenzia le scosse telluriche relative a un periodo oltre le due settimane. **Arancio** che evidenzia gli eventi di ieri. **Rosso** che descrive gli ultimi terremoti, quelli riguardanti la giornata odierna. Ancora una considerazione da fare, il magnitudo viene descritto con il diametro del cerchietto (solo per il giallo, arancio e rosso), da magnitudo 4 (circa 3 mm. circa) fino a magnitudo 8 (12 mm. circa).

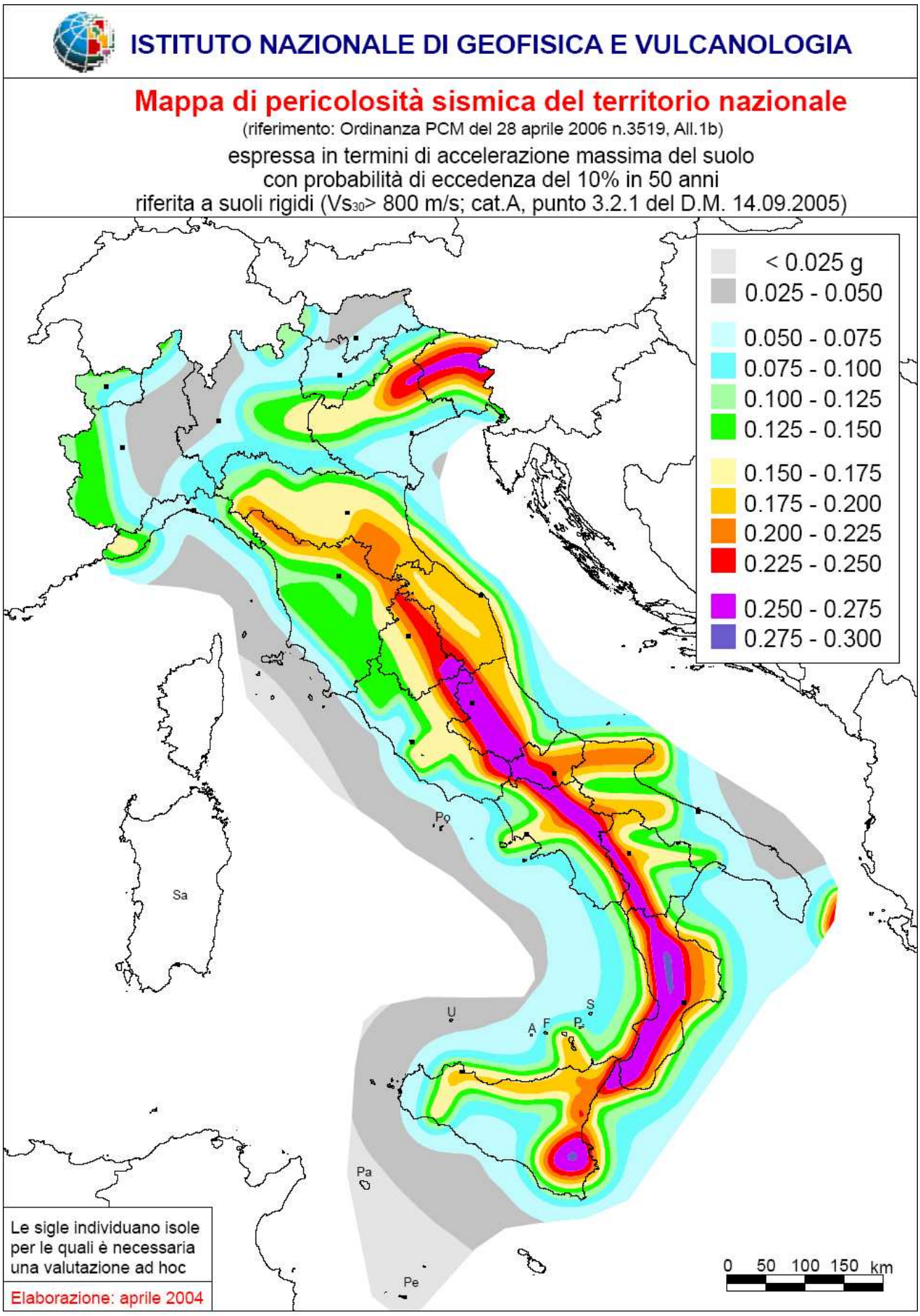
L'immagine mostra la localizzazione della "Regione Adria" corrispondente alla zona dove nel corso dell'evoluzione della crosta terrestre si localizzerà l'Italia e il Mediterraneo.

CARTA DELLA SISMOTETTONICA DELL'ITALIA

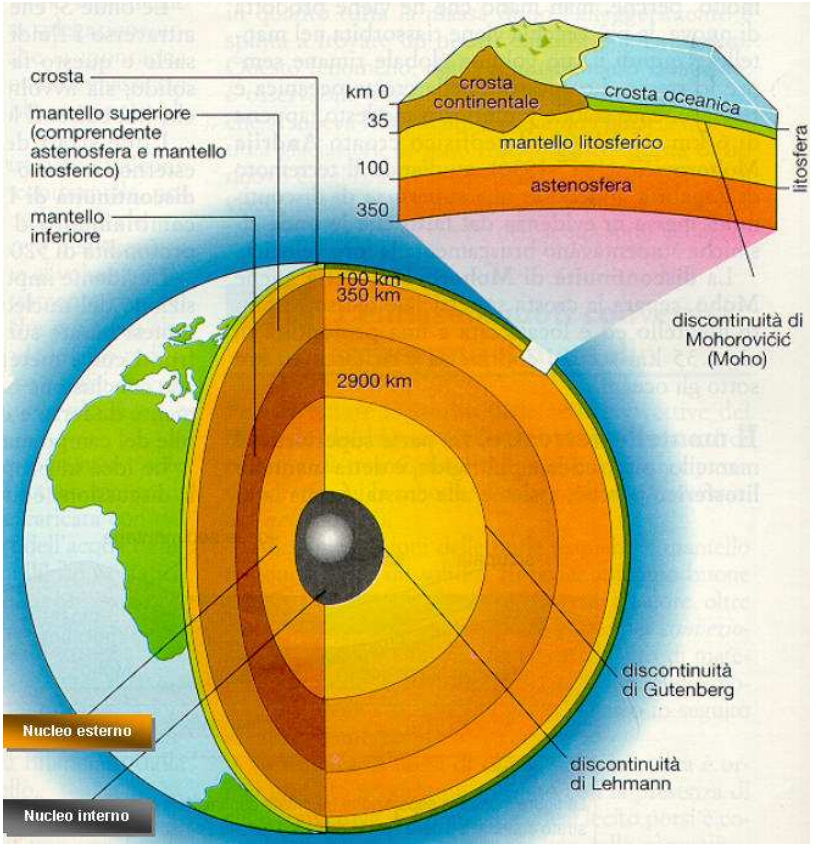
Schema strutturale - cinematico dell'Italia in cui sono mostrate le tracce dei vettori di rotazione della placca africana rispetto a quella europea e della microplacca adriatica (da Meletti et al., 2000).



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.


ISTITUTO NAZIONALE DI GEOFISICA E VULCANOLOGIA
Mappa di pericolosità sismica del territorio nazionale
(riferimento: Ordinanza PCM del 28 aprile 2006 n.3519, All.1b)
espressa in termini di accelerazione massima del suolo
con probabilità di eccedenza del 10% in 50 anni
riferita a suoli rigidi (Vs30> 800 m/s; cat.A, punto 3.2.1 del D.M. 14.09.2005)
< 0.025 g
0.025 - 0.050
0.050 - 0.075
0.075 - 0.100
0.100 - 0.125
0.125 - 0.150
0.150 - 0.175
0.175 - 0.200
0.200 - 0.225
0.225 - 0.250
0.250 - 0.275
0.275 - 0.300
Po
Sa
U
A
F
P
S
Pa
Pe
Le sigle individuano isole per le quali è necessaria una valutazione ad hoc
Elaborazione: aprile 2004
0 50 100 150 km

LA STRUTTURA INTERNA DELLA TERRA [1]

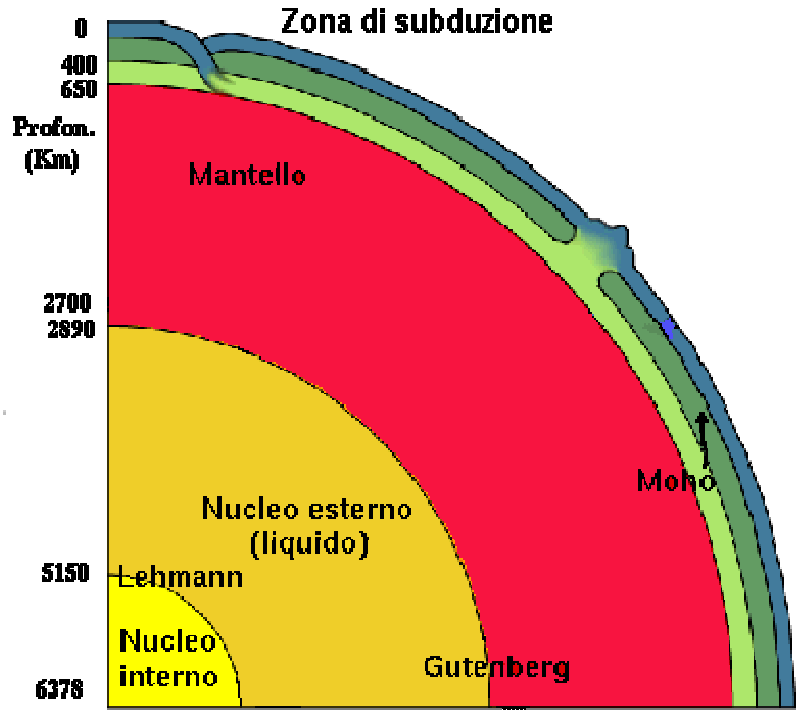


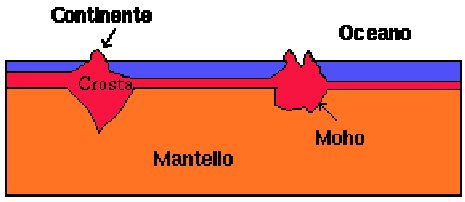
Anzitutto, due parole sull'interno della Terra. Gli uomini se lo chiedono praticamente da sempre; tutte le mitologie immaginano un mondo sotterraneo abitato dalle anime dei morti, e Plinio il Vecchio (23-79 d.C.) sosteneva che fosse un grande fiume di fuoco, il quale scorreva sotto la crosta terrestre, a provocare la formazione dei vulcani. La più straordinaria avventura di esplorazione dell'interno della Terra è quella immaginata da Jules Verne (1828-1905) nel suo "*Viaggio al Centro della Terra*" (1864), in cui il professor Lindenbrock, suo nipote Axel (la voce narrante) e la guida islandese Hans, sulle tracce di un alchimista islandese del XVI secolo che avrebbe compiuto per primo quel tragitto, si calano nel cratere del vulcano islandese Snaeffels Jokull e scoprono gallerie intricatissime, funghi giganteschi, un oceano sommerso e creature preistoriche sopravvissute all'estinzione nelle viscere del pianeta. In realtà Verne sapeva di fare molta più fantascienza che scienza: ai suoi tempi era infatti già ben noto che il centro della Terra raggiunge temperature insopportabili per gli esseri umani. Verne comunque aggirò l'ostacolo non facendo arrivare gli esploratori fino al centro del pianeta, ma solo fino ad alcuni chilometri di profondità. In ogni caso, le maggiori profondità raggiunte con perforazioni e carotaggi della crosta terrestre non superano i 20 km (meno di un quattrocentesimo del raggio della Terra), e già nei primi strati della crosta la temperatura aumenta di un grado ogni 33 metri di profondità. Questo calore interno della Terra è dovuto per il 20 % alla formazione iniziale, quando la Terra era ancora una palla di fuoco, e per l'80 % alle reazioni nucleari del decadimento radioattivo di molti minerali presenti nelle rocce, come uranio, torio e potassio. Non potendo naturalmente osservare direttamente la struttura interna del pianeta, essa fu ricavata mediante l'analisi e lo studio delle onde sismiche, la cui propagazione è legata alla densità dei materiali della Terra. Fu proposta così l'esistenza di un nucleo centrale molto pesante, attorniato da una zona di transizione e da uno spesso involucro solido di composizione basaltica, il tutto a sua volta racchiuso da rocce più superficiali e leggere, a formare una sottilissima e fragile crosta su cui scorre la nostra vita. Facile comprendere il perché di questa stratificazione di materiali a densità, pressioni e temperature crescenti: durante il raffreddamento e il

[1] Tratto da: www.fmboschetto.it/didattica/Anno_della_Terra/Index.html con alcune modifiche e semplificazioni

consolidamento del pianeta, i minerali più pesanti come ferro e nichel precipitarono nel nucleo, mentre i più leggeri restarono a "galleggiare" sulla superficie, formando la crosta.

Ma ecco in ordine le varie zone in cui è stato suddiviso l'interno della Terra da parte dei geologi del ventesimo secolo:





1) **Crosta Terrestre** (da 0 a 40 Km di profondità). Essa si divide in crosta continentale e crosta oceanica. La prima, che costituisce i continenti, è composta principalmente da rocce cristalline granitiche e granodioritiche, ricche di quarzo e di silicati di sodio e calcio, ma soprattutto di silicati di alluminio, da cui viene la definizione di **Sial**. data un tempo a questo strato. Esso ha uno spessore medio di circa 30 km, ma raggiunge i 70 Km al di sotto delle catene montuose più alte. La crosta oceanica invece è più povera in quarzo ed è costituita da uno spessore di 10 km di rocce più dense, con una composizione media vicina a quella dei basalti, ricchi in silicati di ferro e magnesio. La crosta è separata dal mantello sottostante da una zona intermedia detta discontinuità di Mohorovičić (o più semplicemente Moho), compresa tra 40 e 70 Km di profondità, che prende il nome dal geologo croato Andrija Mohorovičić (1857-1936). Questi, analizzando il terremoto di Pokuplje dell'8 ottobre 1909, individuò particolari arrivi di onde sismiche che potevano essere spiegati solo con un brusco aumento di densità ad una profondità di una quarantina di chilometri.

2) **Mantello superiore** (da 70 a 400 Km di profondità). È costituito principalmente da silicati di ferro, magnesio, calcio e alluminio (**Sima**), e viene anche chiamato mantello litosferico, perché insieme alla crosta costituisce la litosfera terrestre. A una profondità che varia da circa 80 km sotto gli oceani a circa 200 km sotto i continenti, vi è uno strato a bassa viscosità, comunemente definito astenosfera: questa bassa viscosità è stata associata ad uno stato di fusione parziale del mantello, ed è dovuta alle alte temperature, vicine al *solidus* (la temperatura alla quale inizia a fondere il componente a più bassa temperatura di fusione) delle comuni rocce del mantello, ricche in olivina. L'astenosfera si comporta dunque come un fluido, scorrendo alla velocità di 10 cm all'anno, e la sua plasticità è alla base della Tettonica delle placche. La prova dell'esistenza dell'astenosfera fluida è costituita dai cosiddetti movimenti isostatici: il Golfo di Botnia, dove era concentrato il massimo spessore dello strato di ghiaccio nordeuropeo durante le

glaciazioni del Pleistocene, sta subendo un sollevamento della crosta continentale, come rivela la datazione delle paleospiagge: attualmente la velocità del sollevamento è pari a un centimetro all'anno, ma raggiunse il metro all'anno subito dopo la fine della glaciazione di Würm, verso il 10.000 a.C. Questo movimento verticale è analogo a quello di una barca che viene scaricata e vede abbassarsi la sua linea di galleggiamento: lo scioglimento di chilometri e chilometri di ghiaccio provoca il lento sollevarsi della crosta sopra l'astenosfera fluida.

3) **Mantello di transizione** (da 400 a 650 Km di profondità). Intorno ai 410 km e ai 600 km di profondità sono state scoperte due importanti discontinuità sismiche, associate a transizioni di fase rispettivamente dall'olivina alla wadsleyite[2] e dalla ringwoodite[3] alle fasi del mantello inferiore. Questa zona è considerata la sorgente dei magmi basaltici. Infatti una bassa percentuale delle rocce del mantello è fusa, prende il nome di magma ed ha una densità minore del materiale circostante, per cui risale attraverso la crosta terrestre e viene eruttata in superficie come lava.

4) **Mantello inferiore** (da 650 a 2700 Km di profondità). Esso costituisce circa il 49,2% della massa della Terra, ed è ricco di silicio e magnesio (per questo denominato Sima), con un po' di ferro, ossigeno, calcio ed alluminio. I minerali principali sono la perovskite e la magnesio-wuestite, che hanno struttura cristallina cubica, adatta a sostenere le crescenti pressioni del mantello. Questa struttura mineralogica è anche in accordo con la composizione di molte meteoriti piombate sulla superficie terrestre. Lungo buon parte del mantello inferiore non si verificano sostanziali transizioni di fase mineralogica e dunque, dal punto di vista sismico, il mantello inferiore è meno complesso del soprastante mantello di transizione. La temperatura aumenta sostanzialmente in modo adiabatico[4], e la fisica ci insegna che tutto ciò è compatibile con i moti convettivi che si pensano responsabili degli spostamenti delle placche. Anche se recenti studi interdisciplinari, basati su studi di minerali ad alta pressione e temperature e dati sismologici, hanno postulato un gradiente super-adiabatico. Tra i 2700 e i 2890 Km di profondità si ha la discontinuità di Gutenberg, dal nome del geologo tedesco Beno Gutemberg (1889-1960) che la introdusse nel 1914; essa separa il mantello dal nucleo, con un aumento della densità che passa da circa 10 g/cm^3 a circa 13,5 g/cm^3.

5) **Nucleo esterno** (da 2890 a 5150 Km di profondità). Esso costituisce il 30,8 % della massa della Terra, e ha circa le stesse dimensioni del pianeta Marte. Appare formato da uno strato plastico molto caldo e più denso del mantello, con una temperatura media di 3000° C, una densità di 9,3 g/cm^3 e una pressione di 1400 kbar. Questo fluido consiste principalmente di ferro (80 %) e nichel, e per questo denominato **Nife**; secondo l'ipotesi più comunemente accettata, la circolazione del fluido ferromagnetico dovuta alla rotazione della Terra dà origine al campo magnetico del nostro pianeta. Al di sotto, fra i 5150 e i 5200 Km di profondità, si trova la discontinuità di Lehman, che porta il nome

[2] La wadsleyite è un silicato di ferro e magnesio, scoperto nel 1983 in un meteorite caduto nello Stato di Alberta, in Canada.

[3] La ringwoodite è un silicato di ferro e magnesio scoperto nel 1969 in un meteorite caduto nel Queensland in Australia

[4] Per adiabatico si intende una trasformazione termodinamica in cui le quantità caratteristiche di un sistema, quali pressione e volume, variano senza che si verifichino scambi di calore, cioè di energia termica, con l'ambiente esterno.

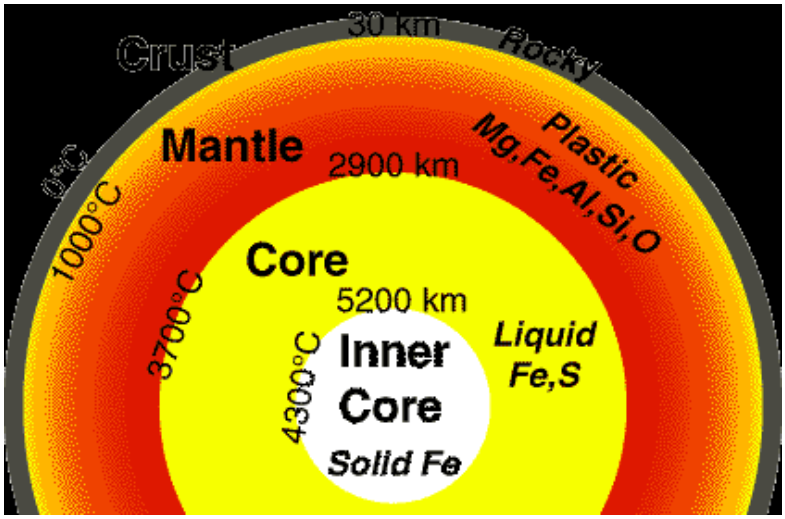
dalla sismologa danese Inge Lehman (1888-1993), la quale la introdusse nel 1936. Essendosi spenta a 105 anni, certamente la Lehman fu uno degli scienziati più longevi della storia della scienza!

6) **Nucleo interno** (da 5200 a 6371 Km di profondità). Esso è grande più o meno quanto la Luna e contiene circa il 17 % della massa terrestre. Il primo a pensare all'esistenza di un nucleo molto denso al centro della Terra fu sir Isaac Newton (1642-1727): dopo aver stimato la massa del pianeta Terra, si accorse che la sua densità è quasi doppia di quella della crosta terrestre, e questo comporta che nel cuore del pianeta siano concentrati i suoi costituenti più pesanti. Il nucleo interno infatti è composto quasi esclusivamente di ferro, ha una temperatura di 4000° C (ma secondo alcuni autori di 6500° C), una densità di 13 g/cm^3 e una pressione di 3600 kbar, cioè 3,6 milioni di volte più alta di quella rilevata al livello del mare. Tali condizioni limite fanno pensare che il ferro si trovi in uno stato cristallino, e quindi solido: la pressione così alta porta ad un innalzamento notevole del punto di fusione del ferro. Recenti evidenze hanno suggerito che il nucleo interno terrestre potrebbe ruotare leggermente più in fretta del resto del pianeta, di circa 2 gradi per anno, ma non è chiara la ragione di questo comportamento.

I cumuli termochimici

Questo semplice modello a strati concentrici come una cipolla, ritenuto valido per tutto il novecento, è stato però messo seriamente in discussione nel corso degli anni Duemila, quando ci si è resi conto che la realtà sotto ai nostri piedi è ben diversa. I ricercatori di Scienze della Terra dell'Università dell'Arizona, dopo anni di studi e di modellizzazioni dell'interno del nostro pianeta, hanno proposto per il nostro pianeta una struttura tutt'altro che schematica, fatta di ammassi caotici di particolari combinazioni mineralogiche. La rivoluzione più sconvolgente sta nel mantello: le miscele di silicati a temperature fra i 2000° e i 3000°C che costituiscono il mantello non sono affatto distribuite in maniera omogenea, come si pensava fino a questo momento. Nelle zone più profonde del mantello ci sono due cumuli spessi alcune centinaia di km e posizionati l'uno sotto l'Oceano Pacifico centrale, e l'altro fra l'Atlantico e l'Africa, hanno spiegato Ed Garnero e Allen McNamara, sismologi della *Arizona State University's School of Earth and Space Exploration*, che a questo studio hanno dedicato un articolo sul numero di Science del 2 maggio 2008. Andrea Morelli, dirigente di ricerca dell'*Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia*, anche lui impegnato in ricerche sull'interno della Terra, spiega a sua volta: «*I due ricercatori americani dell'Arizona hanno chiamato queste strutture cumuli termochimici, e ipotizzano che si siano formati a causa della compattazione degli atomi di silicio, magnesio e ferro sotto le enormi pressioni esistenti al fondo del mantello. Esperimenti condotti in laboratorio, con apparati in grado di riprodurre pressioni molto elevate, hanno permesso di ricreare il minerale costitutivo di questi cumuli termochimici, materiale esotico che è stato battezzato post-perovskite* ». Attraverso lo studio delle onde sismiche, i geologi dell'Arizona sono stati in grado di ottenere una sorta di vera e propria tomografia dell'interno del pianeta, tale da fornire immagini tridimensionali di strutture nascoste. Così, con una risoluzione mai raggiunta prima d'ora, sono stati individuati non solo i cumuli termochimici, ma anche le varie disomogeneità che caratterizzano il mantello: bolle, tubi e vesciche. Un po' come nel film "*The Core*" di John Amiel (2003), in cui un pugno di eroi scende, con un mezzo

futuribile, fin nel nucleo della Terra per riattivarne la rotazione, bloccata a causa di sconsiderati esperimenti compiuti dai militari USA, e così scongiurare la fine dell'umanità.



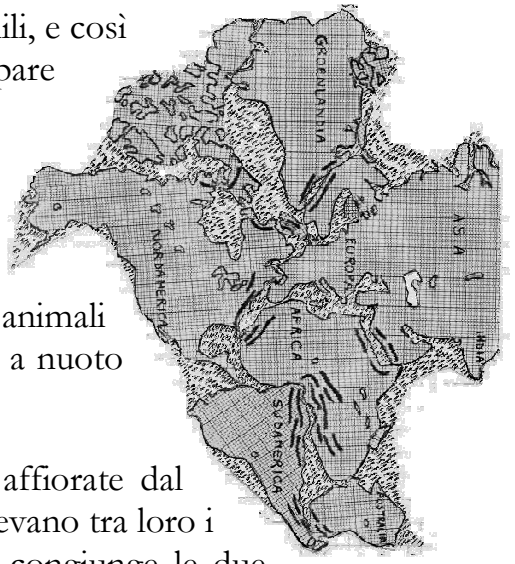
Ebbene, durante la loro drammatica discesa i ricercatori scoprono strutture incredibili, come diamanti giganteschi. Evidentemente gli sceneggiatori del film non sono andati troppo lontani dal vero, in questa loro visione dell'interno del nostro mondo!! Del resto studiare la complicatissima geografia dell'interno della Terra non serve solo a fornirci informazioni puramente accademiche, ma è utilissima per capire da quali meccanismi sono governati i moti convettivi che modificano continuamente la crosta terrestre, causando il movimento delle placche, la formazione delle montagne, i terremoti e l'attività vulcanica. Il viaggio di Otto Lindenbrock verso il centro della Terra si è rivelato più utile che mai.

Le montagne dell'Atlantide?

Quando, nella seconda metà dell'ottocento, cominciarono le spedizioni oceanografiche in grande stile, si scoprì che sui fondali di tutti gli oceani, vi sono formazioni montuose simili a quelle della terraferma, e a volte anche più imponenti (il vulcano Mauna Kea delle Hawaii si eleva dal fondo per un'altezza superiore a quella dell'Everest!). Inizialmente essi furono interpretati come le montagne del perduto continente di Atlantide descritto da Platone nel « *Timeo* » e inabissatosi in seguito a uno spaventoso sommovimento tettonico; erano gli anni in cui il politico americano Ignatius Donnelly (1831-1901) con il suo volume intitolato «*Atlantis: the prediluvian world* » (1882), creava il mito della superciviltà da cui sarebbero derivate tutte quelle successive. Questo mito, nonostante tutte le smentite della scienza "ufficiale", resiste ancor oggi (si pensi a "*Impronte degli dei*" di Graham Hancock), e anche il grande Jules Verne cadde nella trappola, facendo ancorare il Nautilus di "*Ventimila Leghe sotto i Mari*" tra le rovine dell'Atlantide di Platone. In realtà, la catena sottomarina si snoda attraverso tutti i mari del globo, non solo attraverso l'Atlantico, anche se, com'é ovvio, non tutti i fondali oceanici un tempo erano emersi! E allora? Come si spiegano quei misteriosi rilievi. La risposta giusta l'ha data un secolo dopo il geologo Harry Hammond Hess (1906-1969), autore della teoria della cosiddetta "**tettonica delle placche**", oggi universalmente accettata. Secondo tale teoria, la crosta terrestre é formata da grossi spezzoni o "placche" (o anche "zolle") che "galleggiano" sopra il mantello terrestre, che si trova in uno stato pressoché fluido. Talvolta esse sono più piccole dell'Italia, talvolta risultano grandi come continenti! I moti reciproci di queste placche producono l'impressionante e maestoso fenomeno della deriva dei continenti. Tale teoria a sua volta

fu ipotizzata da Alfred Lothar Wegener (1880-1930) fin dal 1911. Questi aveva notato le sorprendenti analogie tra i fossili rinvenuti sulle rive di continenti oggi separati da vastissimi oceani: l'America meridionale e l'Africa occidentale, oppure l'Australia e l'India. Egli non era certo il primo ad accorgersi di questo fatto; ma, nell'ottocento, il problema dei fossili era risolto mediante tre possibili ipotesi:

a) trasporto su zattere. Alcuni animali o le loro uova potevano attraversare bracci di mare anche piuttosto vasti su tronchi alla deriva o simili, e così andare a colonizzare nuovi continenti. Oggigiorno appare l'ipotesi meno probabile.



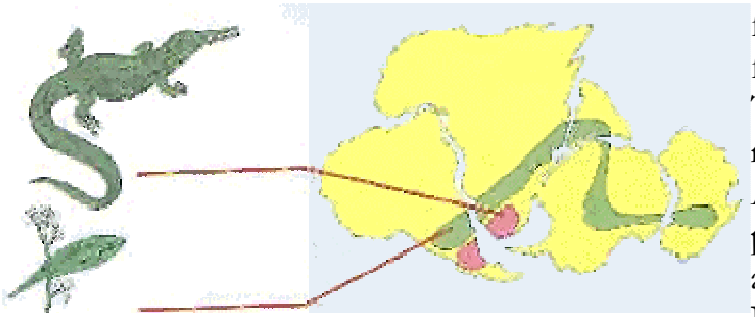
b) archi insulari. In altre parole, dall'oceano nelle epoche passate sarebbero affiorate delle cinture di isole, come lo sono le Curili che oggi congiungono la penisola di Kamchatka al Giappone, e dunque gli animali incriminati avrebbero potuto tranquillamente coprire a nuoto i brevi tratti di mare che separavano queste isole.

c) ponti continentali. In epoche passate sarebbero affiorate dal mare delle vere e proprie lingue di terra che congiungevano tra loro i continenti attraverso gli oceani, come oggi Panama congiunge le due Americhe, o il Sinai congiunge Africa ed Asia; percorrendole, gli animali si sarebbero diffusi facilmente in tutto l'orbe terracqueo.

PROVE A FAVORE DELLA DERIVA DEI CONTINENTI

Wegener non era soddisfatto dalle ultime tre possibilità sopra descritte Egli infatti fu colpito dalla straordinaria corrispondenza della costa orientale dell'America del sud con quella occidentale dell'Africa, che chiunque di noi può constatare su un qualunque mappamondo. Questo era stato già sottolineato nel 1620 dal grande filosofo inglese Francesco Bacone (1561-1626); oggi sappiamo che un incastro migliore si ottiene facendo combaciare le piattaforme continentali antistanti, a circa 1000 metri sotto il livello del mare, ma l'idea di Wegener era essenzialmente giusta. Perché dunque ipotizzare che l'Atlantico fosse separato in due oceani da una striscia di terra estesa dal Brasile alla Sierra Leone, quando invece era più semplice spiegare la somiglianza tra le forme dei continenti affermando che i grandi continenti... si muovono? Secondo la teoria da lui formulata, alla fine dell'era Paleozoica o Primaria e nel Triassico, il primo grande periodo dell'era Mesozoica o Secondaria, esisteva sulla Terra un solo enorme continente detto Pangea ("tutte le terre"), che emergeva dalle acque di un unico immenso oceano detto Pantalassa ("tutti i mari"). Successivamente, nel periodo Giurassico il protocontinente si sarebbe spezzato in due parti, dette Laurasia e Gondwana, separate dalla Tetide o mar Mesogeo. Queste due, a loro volta, si sarebbero suddivisi originando i nuclei degli attuali continenti. Ecco dunque, secondo il nostro Wegener, come si potrebbe ricostruire la Pangea disegnando i continenti su carta. La Pangea, più che un'unica grande estensione terrestre com'è oggi l'Asia, appariva piuttosto come una serie di blocchi molto vicini tra loro, e separati da mari caldi e poco profondi, detti mari

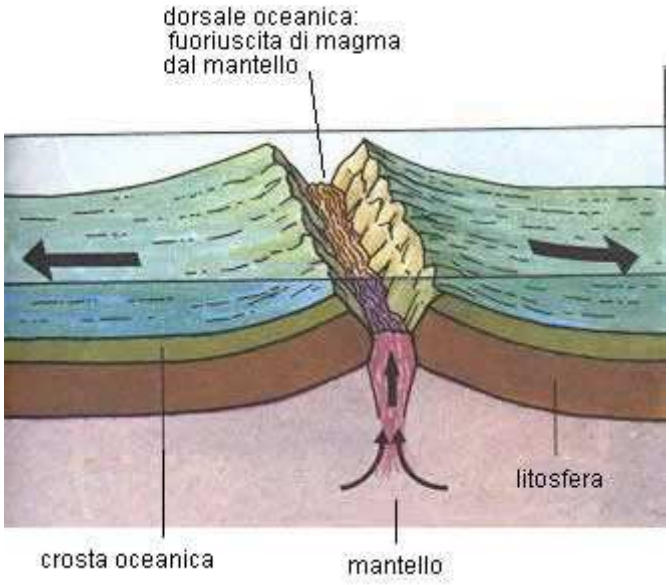
epicontinentali. Naturalmente, per rendere credibile tale teoria occorre spiegare quali immani forze producono il moto reciproco dei continenti. A sostegno di essa Wegener addusse numerose prove: geografiche, paleontologiche, geologiche, paleoclimatiche. La prova geografica più evidente, cui abbiamo già accennato, sostiene la possibilità di far coincidere con una traslazione le coste dell'America Meridionale con quelle dell'Africa occidentale cui fanno riscontro, dal punto di vista geologico, i vari tipi di rocce sia cristalline sia sedimentarie dei due continenti, che corrispondono per composizione ed età fino al Mesozoico. Invece le prove paleontologiche si basano sulla presenza, in entrambi i continenti, della stessa flora che si sviluppò durante di clima freddo del Paleozoico. Fino al Triassico, cioè fino a meno di 200 milioni di anni fa, le faune fossili di America del Sud e Africa (e il paragone può essere esteso anche ad altri continenti, per esempio, il Nordamerica e l'Europa) sono non solo simili, ma addirittura identiche. In particolare, nel Triassico l'ambiente in America del Sud e in Africa doveva essere desertico in quanto si ritrovano rocce come le arenarie e resti fossili di rettili. Quello che più attirò l'attenzione di Wegener fu il Mesosauro, grande coccodrillo d'acqua dolce, i cui resti furono però ritrovati sulle sponde di continenti oggi separati da migliaia di Km d'oceano (vedi immagine sopra). Nel Giurassico, le condizioni ambientali cambiano e le rocce di quel periodo sono argillose e contengono Pesci e molti fossili di Ostracodi, piccoli animali che non avrebbero potuto in nessuna maniera superare l'oceano attualmente frapposto tra i due continenti. Invece, dal Cretacico superiore in poi, cioè meno di 100 milioni di anni fa, i depositi e le faune cambiano radicalmente e, da quel momento, l'evoluzione della fauna e della flora sudamericane ha seguito percorsi molto diversi da quella africana. Ci sono poi **prove paleoclimatiche**. Le fasce climatiche della Terra hanno andamenti ben definiti e a queste corrispondono faune, flore e rocce sedimentarie precise. La presenza di depositi glaciali in zone che attualmente hanno un clima temperato o tropicale significava secondo Wegener che i continenti dovevano essersi spostati. In Sudamerica, Africa, India, Madagascar e Antartide, si può osservare una serie di rocce che oggi si ritrova solo nei ghiacciai. Queste rocce, le tilliti, ora si trovano in regioni come il deserto centro africano che certo non prevedono condizioni climatiche da ghiacciaio! In particolare, quando un ghiacciaio si ritira, per esempio in seguito ad un mutamento climatico, lascia al suo posto una tillite, composta essenzialmente da blocchi immersi in una matrice di tipo argilloso. Questi blocchi rocciosi hanno la caratteristica di registrare i movimenti di espansione e di ritiro dei ghiacci a causa del fatto che restano striati dal contatto contro il terreno. Lo studio delle striature, quindi, permette di riconoscere il verso di movimento delle grandi calotte glaciali che corrispondono ai depositi delle antiche tilliti africane e sudamericane. Da questo si è potuta ricostruire la posizione di una grande calotta che si estendeva dall'Africa verso il Sudamerica e arrivava a interessare perfino il deserto del Sahara quando i due continenti erano uniti. Secondo Wegener la crosta terrestre era costituita da materiali diversi. Un'ultima prova molto evidente dello spostamento dei continenti è quella fornita dalla migrazione dei poli magnetici avvenuta durante tutta la

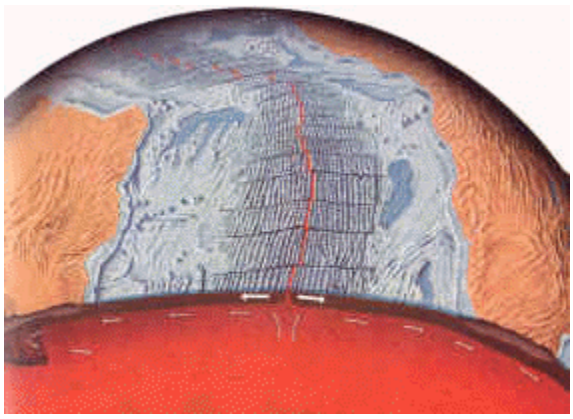


storia della Terra e testimoniata mediante la ricostruzione dei paleoclimi che tiene conto dei depositi morenici, legati ai climi freddi, ai carboni fossili che si formano in climi caldi e, sulla flora e sulla fauna fossili da cui si deduce il tipo di clima nel quale vissero. L'esistenza nel Carbonifero e nel Permiano di depositi glaciali nell'America e nell'Africa meridionali, nell'Australia, nell'India e nel Madagascar e la contemporanea esistenza di carboni fossili nell'America Settentrionale, nell'Europa e nell'Asia, dimostrano, secondo Wegener, che il Polo Nord era situato nell'Oceano Pacifico a 35° lat. N e che il Polo Sud si trovava poco a sud dell'Africa a 55° di latitudine S. Questo fatto dimostrerebbe inequivocabilmente che tutti i continenti erano riuniti in un unico blocco.

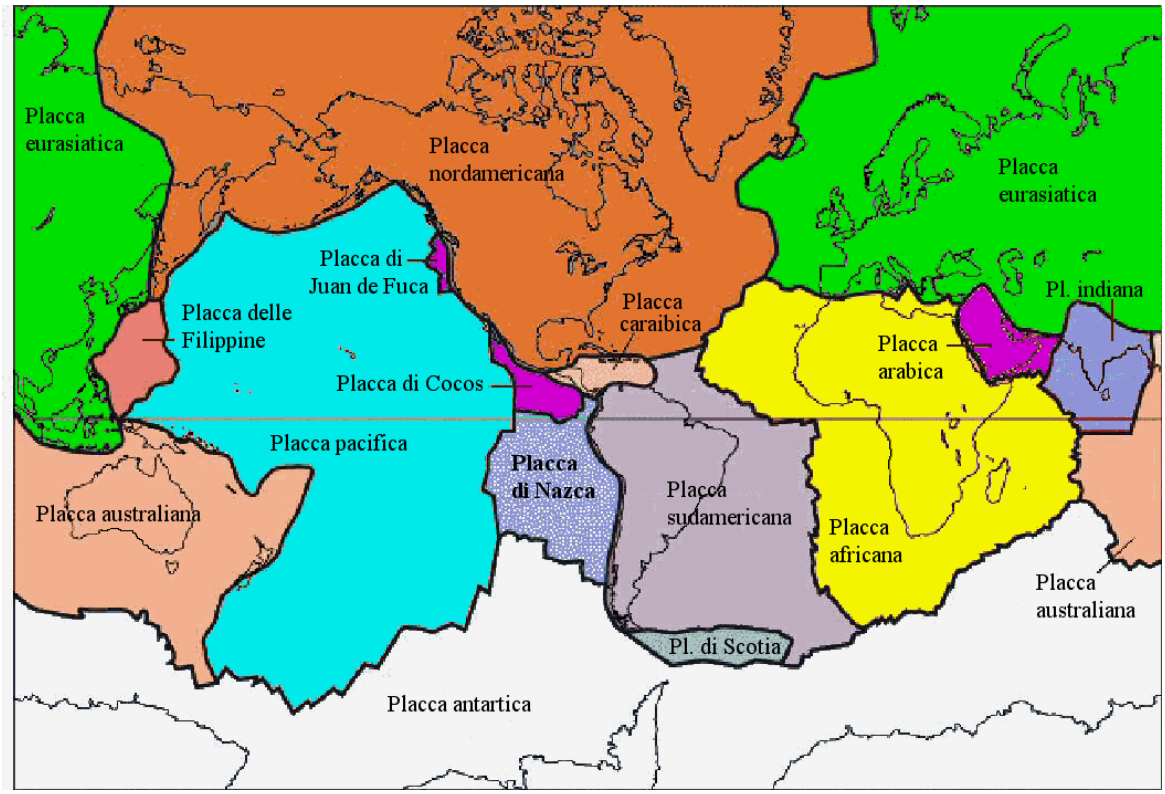
EVOLUZIONE DELLA CROSTA TERRESTRE

Purtroppo, se le prove addotte da Wegener erano assai accattivanti, le cause dell'effettivo spostamento delle masse continentali non erano affatto convincenti. Egli infatti, rispondendo ai critici che gli chiedevano com'era possibile spostare a piacimento migliaia di chilometri di roccia sulla superficie terrestre, propose che la causa del moto fosse da ricercarsi nella forza centrifuga dovuta alla rotazione terrestre. Ma i calcoli gli dettero torto: tale forza centrifuga è in grado forse di indirizzare il moto dei cicloni, ma non certamente di spostare un continente come l'Asia. Lo stesso Wegener, isolato e deriso da più parti, trovò la morte durante una spedizione in Groenlandia alla ricerca di nuove prove a sostegno della sua teoria, e per trent'anni non se ne parlò più. Poi, come detto, arrivò Hess con la sua teoria della tettonica delle placche. Secondo lui, la spiegazione della migrazione dei continenti sta nei moti convettivi del magma all'interno del mantello terrestre, simili a quelli prodotti in una pentola d'acqua dal calore del fornello acceso su cui essa é posta (il riso buttato in acqua per preparare il risotto li evidenzia bene). Ecco come vanno le cose per sommi capi. Dal mantello si innalzano, a causa dei moti convettivi innescati al suo interno, delle vere e proprie colonne di magma che frantumano la crosta terrestre. Quando la rigida litosfera si é rotta, essa viene sospinta lateralmente dal magma in emersione, e grossi blocchi di roccia sprofondano, causando la formazione di fosse tettoniche note come *rift valley*. Man mano che il magma risale, la *rift valley* si allarga sempre più, dando vita ad un braccio di mare. La lava che emerge sotto il mare dà vita a basalti che continuano a spingere lateralmente i graniti della crosta continentale. Man mano che il magma emerge, i moti convettivi che sono stati alla base di quest'affioramento contribuiscono ad allontanare i due pezzi di zolla, che ormai hanno dato vita a due zolle separate. Così, il mare si allarga e dà vita ad un vero oceano. I vulcani della *rift valley* continuano ad eruttare, e costituiscono quella che viene chiamata una dorsale oceanica: é questo il vero motore dell'apertura del mare e della deriva dei continenti. Ed è questa l'origine della catena montuosa rilevata sul fondale dell'oceano Atlantico, che quindi nulla ha a che vedere con il mitico continente sommerso!





Poiché il raggio della Terra è finito, la produzione di litosfera nuova deve essere compensata dalla distruzione di altra litosfera. Questo accade in corrispondenza delle fosse oceaniche, dove i rami discendenti delle correnti convettive fanno affondare nel mantello la litosfera oceanica, più densa e più pesante di quella continentale. Queste zone sono dette di subduzione (dal latino "condurre sotto"), e restituiscono al mantello la quantità di materiale risalito attraverso le dorsali bilanciando lo scambio di rocce tra la litosfera e il mantello. Se le fosse inghiottono più materiale di quanto ne venga emesso dalle dorsali, un oceano comincia lentamente a morire e questo processo si conclude con la collisione di due zolle continentali: l'oceano che le divideva scompare e i due continenti diventano uno solo. È probabile che con le future migrazioni dei continenti, fra centinaia di milioni di anni, il Mediterraneo scomparirà in seguito alla collisione tra Europa ed Africa.

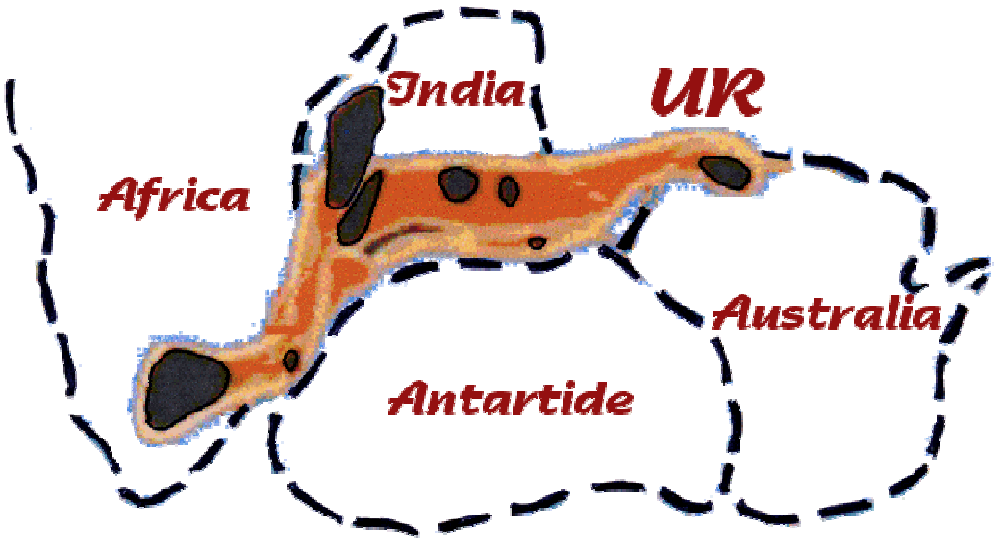


Quando i continenti vanno a sbattere l'uno contro l'altro, si verificano imponenti eventi orogenetici, cioè si formano ampie catene montuose. È un po' come quando si avvicinano con le mani le due estremità di un asciugamano: all'interno di esso si formano delle pieghe. Nel caso della litosfera queste pieghe, una volta erose, danno vita alle montagne. Di solito perciò queste catene montuose sono parallele alle faglie che separano tra loro due placche che stanno scontrandosi: è il caso della lunga catena che dai Pirenei e dalle Alpi, attraverso i Balcani e le montagne della Turchia e della Persia, arriva fino al Pamir, all'Indukush e all'Himalaya: essa si è formata a causa dello scontro delle placche africana e indiana con quella eurasiatica. Stesso destino avevano avuto in precedenza gli Appalachi e le colline scozzesi a causa dello scontro tra le placche americane e quella pacifica. Basterà osservare la cartina qui sopra per rendersene conto.

CONTINENTI ALLA DERIVA

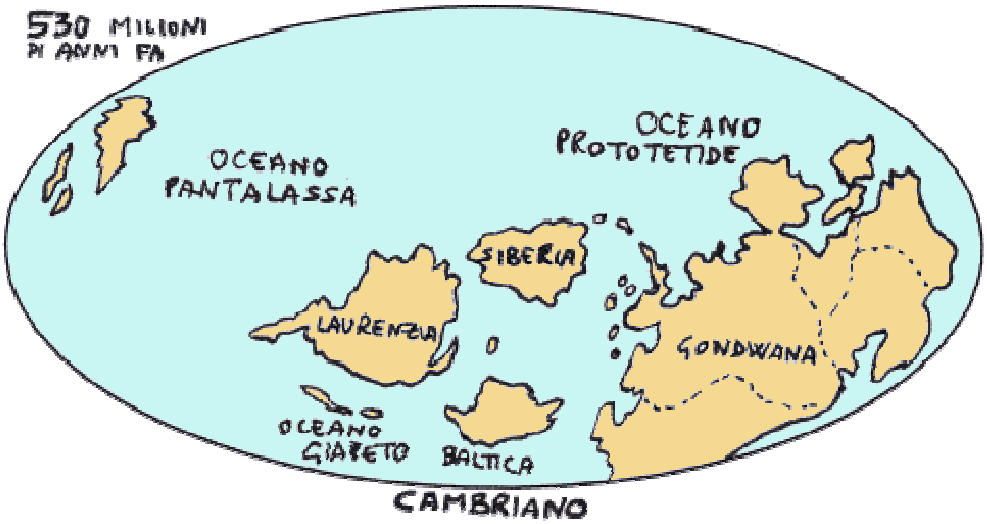
Secondo il geologo Eric Cheney, che lo introdusse nel 1996, il più antico continente a sollevarsi dall'oceano che avvolgeva tutta la Terra circa 3,3 miliardi di anni fa fui quello che è stato battezzato continente di Vaalbara, e le sue rocce si trovano ancor oggi conservate come reliquie geologiche negli strati dei continenti attuali. Il suo nome deriva dalla fusione di quelli dei due cratoni archeani (un tempo presumibilmente continenti) chiamati rispettivamente Cratone di Kaapvaal (dalla regione sudafricana di Kaapvaal) e Cratone di Pilbara (dalla regione di Pilbara nell'Australia Occidentale); questi due cratoni rappresentano oggi i più antichi resti di crosta terrestre sopravvissuti fino ai nostri giorni. È presumibile che esso non fosse un supercontinente come la Pangea, ma piuttosto era l'UNICO continente allora emerso! Secondo l'altro geologo John Rogers, 500 milioni di anni dopo Vaalbara emerse il continente di Ur (nome non troppo dissimile dal "continente di Mu" favoleggiato dagli atlantologi), che nulla ha a che vedere con la città

sumerica di Ur, patria di Abramo: "Urkontinent" in tedesco significa infatti "continente ancestrale". Ad esso seguì Artica, mentre un altro mezzo miliardo di anni più tardi se ne formarono altri due, la Baltica e l'Atlantica (da non confondersi con l'Atlantide!!). I vari continenti si unirono tra di loro poco meno di due miliardi di anni fa a formare il primo supercontinente: Kenorlandia, circa 2,7 miliardi di anni fa. Esso poi si fratturò ed i cratoni risultanti diedero vita per accrezione a un nuovo supercontinente, Columbia (gli americani sono ripetitivi nell'assegnare i nomi). Dopo 300 milioni di anni le masse continentali tornarono a separarsi per almeno 400 milioni di anni, dando vita in seguito ad un nuovo supercontinente, Rodinia. Siamo nell'Algonchiano. Esso si divise ed i continenti tornarono a fluttuare finché non si aggregarono per breve tempo nella Pannotia, subito disgregatasi e poi riaggregatasi a formare la Pangea, dalla cui divisione nel Giurassico sono nati i continenti attuali. Un vero e proprio movimento a fisarmonica, questo, che ha finito per creare periodicamente un'unica massa continentale sulla superficie della Terra: i continenti si sono allontanati e ravvicinati periodicamente più volte e continueranno a farlo in futuro. Oggi delle parti di Vaalbara e di Ur si ritrovano in Africa, Australia ed India, mentre Artica si è divisa in Canada, Groenlandia e in parte della Siberia, e l'Atlantica si è suddivisa tra Sudamerica ed Africa; dalla collisione di Atlantica ed Ur nacque insomma quello che poi divenne il continente di Gondwana, il quale a sua volta dopo la distruzione della Pangea ha dato vita ad Africa, Sudamerica, India, Australia ed Antartide.



Come è stato possibile ricostruire tutto questo? Studiando i frammenti di crosta antichissima oggi esistente e le antiche linee lungo le quali essi si saldarono e si divisero. Un supercontinente può disgregarsi e poi dare vita ad un altro per introversione, se i mari che si sono aperti al suo interno si richiudono dopo un po', oppure per estroversione, se i mari interni si allargano finché i continenti "figli" tornano a scontrarsi dalla parte opposta del mondo. Nel primo caso, la litosfera oceanica subdotta è più giovane di quella della frammentazione del supercontinente, ma più vecchia di quella della successiva riaggregazione. Viceversa, nel caso dell'estroversione, la prima litosfera ad andare in subduzione sarà precedente alla frammentazione del megacontinente. Purtroppo la subduzione della litosfera oceanica distrugge la documentazione geologica

che permetterebbe di scegliere tra i due modelli, e quindi di ricostruire la "danza" dei continenti sulla superficie terrestre, Ma alcuni frammenti di crosta oceanica possono staccarsi ed aderire ai continenti, preservandosi dalla distruzione: sono le cosiddette ofioliti. Inoltre, gli archi insulari formatisi sopra zone di subduzione possono essere a loro volta "raschiati via" dal fondo marino che precipita nel mantello scivolando sotto il continente, e così conservarsi; è successo anche al Nordamerica, continuamente accresciuto a forza di aggiungere archi insulari alle sue coste. Così siamo riusciti a ricostruire con buona approssimazione il moto delle masse continentali, ed a scoprire che Pangea si formò dall'introversione di Pannotia, mentre Pannotia si era formato dall'estroversione di Rodinia. Nel 1991 Paul Hoffman della Harvard University ipotizzò che la frammentazione di Rodinia, avvenuta circa 760 milioni di anni fa, abbia "capovolto" il Gondwana nato dalla fusione di Atlantica e di Ur: è un esempio lampante di estroversione. Secondo Hoffman l'oceano Pacifico cominciò a formarsi allora, quando una massa continentale formata da Australia ed Antartide si separò da quella che allora era la costa occidentale del Nordamerica, ed andò alla deriva nell'oceano. Quando quella massa entrò in collisione con l'Atlantica (o meglio con quella che era stata l'Atlantica), si formò la Pannotia, arroccata attorno al polo sud del mondo; ciò avvenne circa 550 milioni di anni fa, alla fine del Precambriano. L'oceano esterno in pratica si era chiuso, estrovertendo il supercontinente precedente. Ma la Pannotia, come si è detto, ebbe vita breve: dal Gondwana si separarono tre nuovi continenti, la Laurenzia (Nordamerica, Groenlandia e Scozia, dal nome del fiume San Lorenzo negli attuali USA), la Siberia e la Baltica, separate da un nuovo oceano apertosi nel cuore di Pannotia, chiamato oceano Giapeto, mentre la Laurenzia era separata dal Gondwana dall'oceano Reico. Circa 300 milioni di anni fa, a cavallo tra Carbonifero e Permiano, l'oceano Giapeto si richiuse, e la Laurenzia andò a sbattere contro quella che oggi è l'Eurasia, dando vita per orogenesi alla catena americana degli Appalachi. Poi si chiuse per introversione anche l'oceano Reico, Gondwana si aggregò al resto delle terre emerse e si formò la Pangea, nella quale si apriva un immenso golfo, la Tetide o mar Mesogeo, dove sono oggi l'oceano Indiano e il mar Mediterraneo. Ma nel periodo Giurassico una frattura in direzione est-ovest divise in due la Pangea, separandola in Laurasia a nord e Gondwana a sud; cominciò poi ad aprirsi l'oceano Atlantico mentre la Tetide si chiudeva. Anche il Gondwana cominciò così a fratturarsi: prima si staccò l'Australia, che rimase isolata e sviluppò una fauna diversa da quella di tutti gli altri continenti; successivamente fu la volta del Madagascar con l'India e l'America Meridionale. Nel Cretacico avvenne la completa separazione dell'Africa dall'America Meridionale ed il distacco dell'India dal Madagascar. Nell'era Cenozoica o Terziaria anche la Laurasia si fratturò, generando il Nordamerica e l'Eurasia, e, flottando lentamente, i continenti raggiunsero la posizione attuale. Qui sotto si può vedere un'animazione, disegnata e realizzata dal sottoscritto, che illustra la deriva dei continenti negli ultimi 500 milioni di anni e nei prossimi 50:



Perché i continenti hanno continuato ad aggregarsi e a riaggregarsi secondo cicli periodici, formando successivamente i supercontinenti di Columbia, Rodinia, Pannotia e Pangea? A tentare di dare una risposta sono stati J. Brendan Murphy e R. Damian Nance, che in un articolo pubblicato su "*American Scientist*" hanno avanzato la seguente ipotesi: il supercontinente ricopre buona parte della superficie terrestre (tutti i continenti attuali sommati assieme raggiungerebbero i 140 milioni di chilometri quadrati, circa il 27 % della superficie del globo), e dunque funziona come un isolante; in pratica, come un plaid gettato su un emisfero della Terra. Di conseguenza il calore del mantello rimane intrappolato, gli strati geologici sotto il supercontinente si riscaldano, si produce nuovo magma basaltico fluido che risale fino alla superficie, aprendo dei mari dentro la Pangea di turno. Geniale, no?

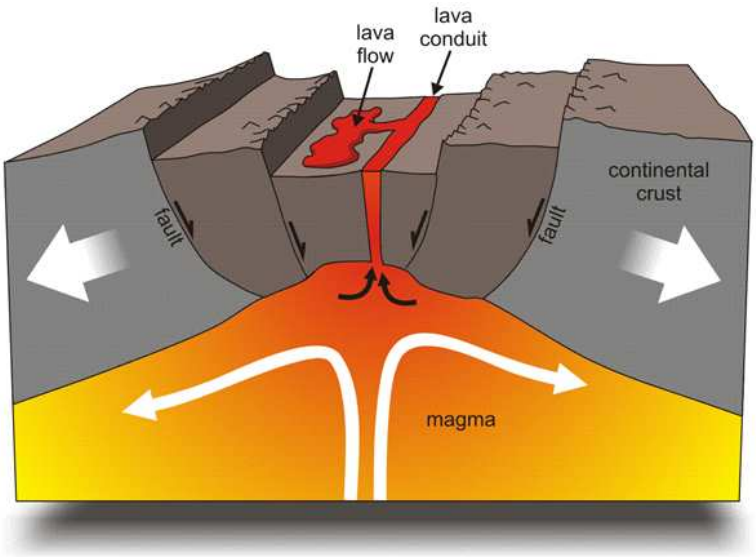
Perché quella di Atlantide è solo una leggenda

180 milioni di anni fa l'oceano Atlantico non esisteva: l'attuale Nordamerica era allora saldato al nostro continente a formare la cosiddetta e già citata Laurasia. Poi, la risalita di magma dal mantello provocò la frammentazione di questo continente, ed il progressivo allontanamento della parte orientale da quella occidentale. Le montagne e gli altopiani osservati sul suo fondo non sono altro che parti della dorsale atlantica, che non fu mai emersa alla superficie, se non quando si stava formando la *rift valley*. Perciò, le rocce che costituiscono il fondo dell'oceano che avrebbe dovuto ospitare l'Atlantide platonica sono tutti basalti molto giovani, formati in continuazione dai vulcani di questa dorsale, e non sembrano certo essere state in grado di sostenere un intero continente. Inoltre, tutti i fenomeni di emersione e sprofondamento verificatisi nei mari in periodi storici erano eventi di proporzioni relativamente piccole: nessuna isola-continente delle dimensioni di Atlantide è mai stata inondata e sommersa in una notte fino ad oggi. Quello che Ignatius Donnelly non poteva sapere allo stato delle conoscenze dell'epoca era in definitiva che le montagne della dorsale medioatlantica non stanno subendo alcun processo di progressivo affondamento a causa dell'emergere di altre, ma che stavano invece venendo a galla come risultato di formazione di nuova roccia sul fondale marino. Le Azzorre non costituiscono la cima di montagne affondate che ancora si mostrano sopra la superficie dell'acqua, bensì rappresentano invece il punto più alto di una catena montuosa che si sta formando sotto le profondità dell'oceano Atlantico allorché l'Africa e le Americhe si

allontanano sulle rispettive placche tettoniche. E questo vale anche per qualunque Mu e per qualunque Lemuria in ogni altro oceano.

I "PUNTI CALDI" DELLA LITOSFERA

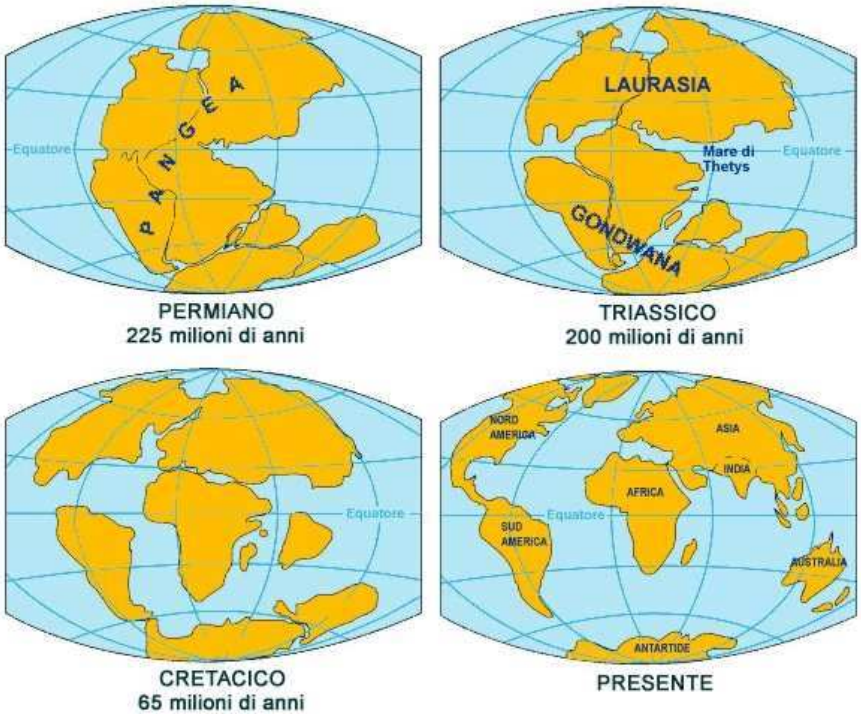
Il fenomeno della subduzione porta con sé la formazione di grandi archi vulcanici perché, secondo la teoria della tettonica delle placche, esso provoca il riscaldamento della placca oceanica, più fredda e densa, durante la sua discesa al di sotto della crosta continentale. La crosta subdotta dunque fonde e, essendo più leggera, "viene a galla" generando imponenti fenomeni eruttivi. Intere catene montuose, come le Ande, si sono formate in seguito a processi di questo tipo: molti dei più alti rilievi della catena sono vulcani attivi. Ma anche il Giappone, terra fortemente vulcanica (il suo simbolo stesso è il vulcano Fujiama), si è formato proprio in conseguenza della subduzione della placca Pacifica sotto quella Euroasiatica in corrispondenza della profondissima fossa del Giappone, cui l'arcipelago corre parallelo. La maggior parte dell'attività vulcanica avviene dunque lungo i margini delle zolle, dove la litosfera è più debole: l'intero oceano Pacifico è infatti circondato da una temibile "cintura di fuoco", costituita da centinaia di vulcani. Ma il vulcanismo riguarda pure zone lontane da questi punti, come la *rift valley* dell'Africa orientale, dove sorge un vulcano come il Kilimangiaro: tale *rift valley* rappresenta difatti una zona in cui la crosta continentale ha iniziato a lacerarsi e dove si prevedono future grandi eruzioni magmatiche. Invece la presenza di 10.000 o più vulcani sottomarini, attualmente quasi tutti spenti, sul fondo dell'oceano Pacifico, e quindi all'interno di una enorme placca, per lungo tempo non ha trovato una spiegazione. La figura evidenzia una *rift valley*.



Sembrano in gran parte distribuiti in modo del tutto casuale sul fondo dell'oceano, ma alcuni formano chiare catene lineari, come alle Hawaii. La loro presenza in regioni lontane dai margini delle zolle è stata spiegata solo recentemente. Entro il mantello terrestre si innalzano sottili colonne verticali (dette pennacchi) di magma particolarmente caldo, proveniente dal nucleo, che rimangono in posizione fissa mentre le zolle si spostano al di sopra di essi. Questi pennacchi generano "punti caldi" nella litosfera che li sormonta e, in corrispondenza di questi punti caldi, si verifica l'attività vulcanica. Il sito di tale tipo di vulcanismo si sposta allo spostarsi della zolla. Non tutti i punti caldi vulcanici del mantello si trovano negli oceani. Un esempio di punto caldo continentale è il parco nazionale di Yellowstone, negli Stati Uniti. Attualmente non si verificano eruzioni vulcaniche in questo luogo ma la zona è caratterizzata da un intenso flusso di calore crostale, che produce sorgenti termali e i

getti di vapore dei geyser. Molti milioni di persone nel mondo vivono sotto la minaccia permanente di eruzioni vulcaniche, in particolar modo di tipo esplosivo. Eppure sono moltissimi, nel mondo, gli insediamenti situati in prossimità dei vulcani, nonostante un reale grave pericolo, perché i suoli prodotti dalla degradazione del materiale vulcanico sono assai fertili.

Il vulcano Pinatubo, situato a nord di Manila, la capitale delle Filippine, ha avuto un imponente risveglio di attività nel 1991, scagliando nell'atmosfera milioni di tonnellate di ceneri. Queste, a causa delle intensissime piogge tropicali, hanno prodotto immense colate di fango che hanno ucciso 550 persone e ne hanno lasciate 650.000 senza tetto. Il caso del Pinatubo mostra quale pericolo ci sia nel considerare inattivo o estinto un vulcano: esso non aveva dato segni di attività per più di 600 anni!

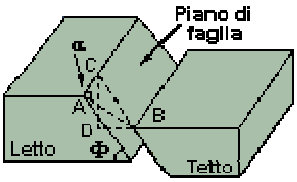


Evoluzione della Pangea

Le faglie

Come si formano

Dal punto di vista geologico, in prima approssimazione le rocce possono comportarsi in maniera fragile oppure in maniera duttile. Nel primo caso si ha la formazione di una **faglia**; nel secondo di una piega. Di solito il comportamento fragile si ha in condizioni di bassa temperatura e pressione, quindi a basse profondità, mentre il comportamento duttile delle rocce è caratteristico di zone con temperature e pressioni alte, condizioni che si trovano quindi a profondità maggiori. Comportamenti fragile e duttile, spesso associati, dipendono anche dalla velocità dell'applicazione dello stress tettonico e dalla presenza di fluidi quali l'acqua all'interno della porzione di crosta terrestre interessata. Le rocce che si comportano fragilmente, se sottoposte ad uno sforzo, si deformano superando il campo elastico fino ad arrivare ad un *punto di rottura* (comportamento fragile). Le due parti di roccia che così vengono a separarsi determinano la dislocazione e, riacquistando molto velocemente il loro volume originario, generano una serie di onde che danno origine ai terremoti (teoria del rimbalzo elastico). La *faglia* deve presentare evidenti segni di movimento relativo, cosa che le distingue ad esempio dalle diaclasi.

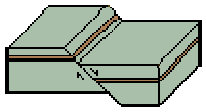


Con il nome di faglia vengono indicate tutte le discontinuità piane lungo le quali si ha spostamento. Da un punto di vista geometrico un piano di faglia, che sarà caratterizzato da una direzione, un'immersione ed un'inclinazione, separerà due blocchi i quali prenderanno il nome di tetto e letto in funzione della loro rispettiva posizione rispetto al piano di faglia. Si definirà tetto il blocco che si trova al di sopra del piano di faglia, letto quello che giacerà al di sotto. Si definisce rigetto lo spostamento, misurato in punti omologhi, che i due blocchi subiscono lungo il piano di faglia. Il rigetto di una faglia si scompone in realtà in :

- **Rigetto reale**: corrisponde al reale spostamento avvenuto lungo il piano di faglia (segmento AB della figura).
- **Rigetto verticale apparente**: rappresenta la componente verticale, sul piano di faglia, del rigetto reale (segmento CB).
- **Rigetto orizzontale**: rappresenta la componente orizzontale del rigetto reale misurata lungo la direzione del piano di faglia (segmento AC).
- **Rigetto verticale**: costituisce lo spostamento misurato lungo la verticale (segmento CD).
- **Rigetto laterale**: costituisce lo spostamento avvenuto lungo il piano orizzontale (segmento DB). Si definisce **pitch** l'angolo che una linea sul piano di faglia, forma con la direzione del piano stesso. In funzione del tipo di spostamento che avviene lungo la discontinuità, le faglie possono suddividersi in genere in:

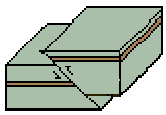
Faglie normali

Se il movimento avviene perpendicolarmente alla direzione della superficie di separazione con uno spostamento verso il basso del tetto rispetto al letto.



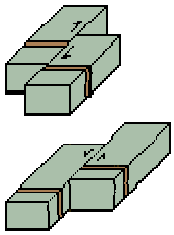
Faglie inverse

Se il movimento avviene perpendicolarmente alla direzione della superficie di separazione con uno spostamento verso l'alto del tetto rispetto al letto.



Faglie trascorrenti

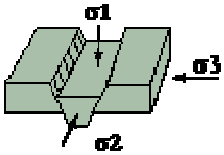
Se il movimento avviene lungo, la direzione del piano di faglia; in particolare si distingueranno faglie trascorrenti destre e sinistre secondo che ad un osservatore che staziona su un blocco, l'altro apparirà essere stato spostato rispettivamente verso la sua destra o sinistra.



In natura molto spesso le faglie hanno movimenti intermedi tra quello delle faglie normali (e/o inverse) e quello delle faglie trascorrenti. In tale caso si parlerà di faglie oblique normali o inverse; in particolare se lo spostamento prevalente sarà quello verticale si avranno faglie normali e/o inverse con componenti di trascorrenza destra o sinistra, viceversa se prevarrà lo spostamento orizzontale si avranno faglie trascorrenti destre o sinistre a componente normale o inversa. Considerando che la deformazione avviene in mezzo omogeneo ed isotropo lungo piani simmetrici, è possibile aggiungere ai criteri classificativi di tipo qualitativo anche un parametro fisico che è rappresentato dalla geometria del campo degli sforzi corrispondenti. In particolare avremo:

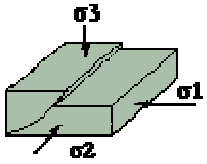
Faglie normali

È caratterizzata da una geometria del campo tensionale con la componente principale massima (sigma 1) verticale, la componente principale minima (sigma 3) orizzontale e perpendicolare al sigma 1 e la componente intermedia (sigma 2), giacente sul piano orizzontale e parallela al piano di faglia.



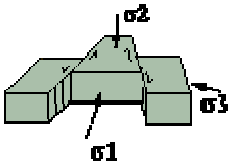
Faglie inverse

È caratterizzata da una geometria del campo tensionale con la componente principale massima (sigma 1) giacente sul piano orizzontale, la componente principale minima (sigma 3) verticale e la componente intermedia (sigma 2), giacente sul piano orizzontale e parallela al piano di faglia.

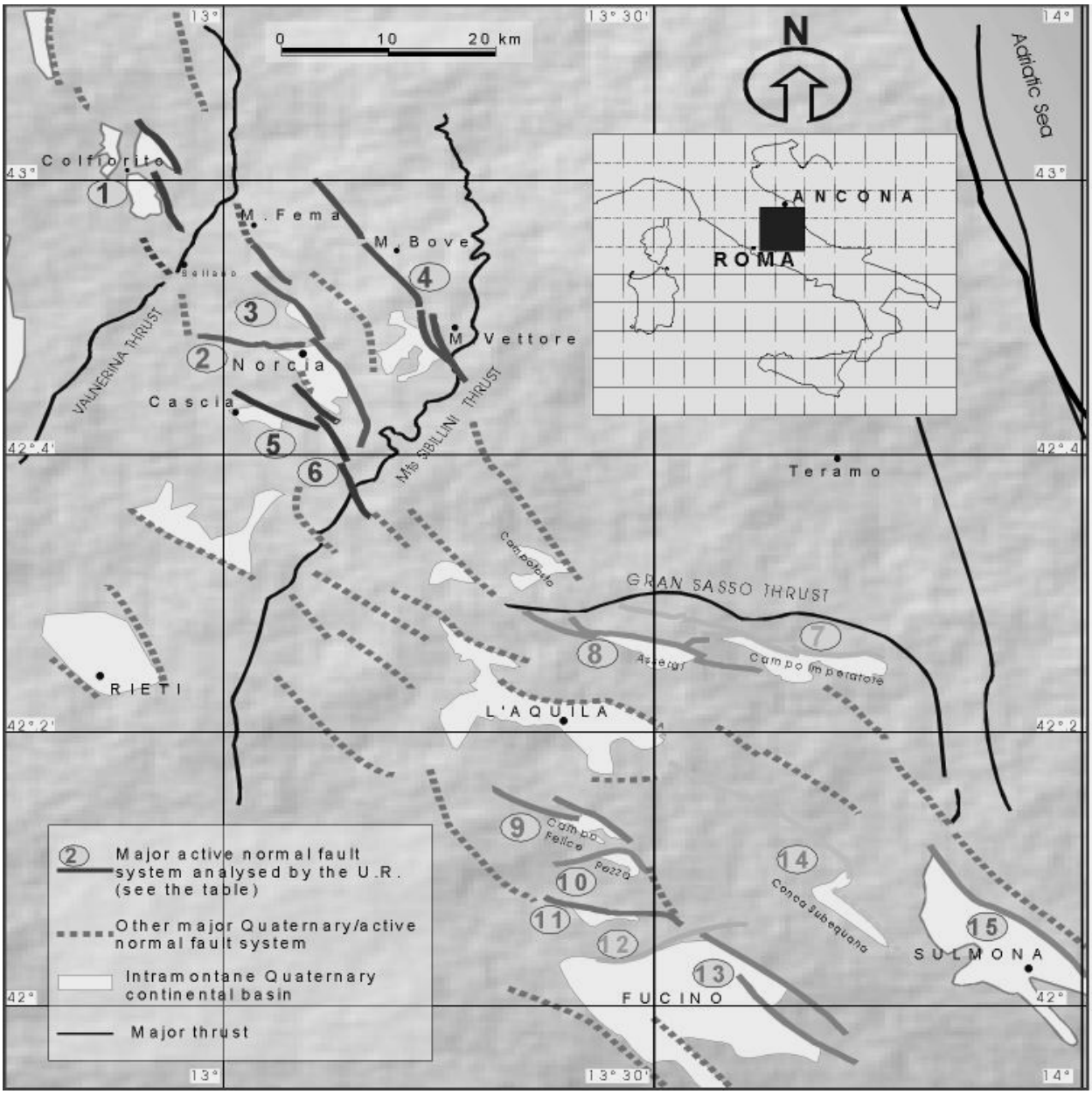


Faglie trascorrenti

È caratterizzato da una geometria del campo tensionale con le componenti principali massima (sigma 1) e minima (sigma 3) giacenti sul piano orizzontale ed orientate rispettivamente in corrispondenza delle bisettrici dell'angolo acuto e dell'angolo ottuso formati da due piani coniugati; la componente intermedia (sigma 2) sarà verticale.



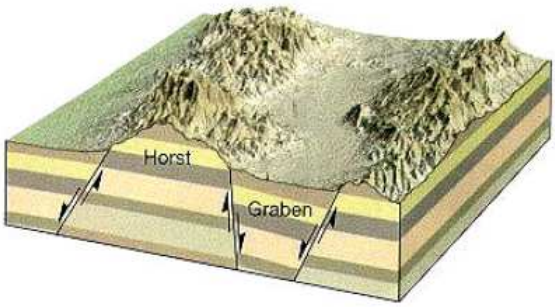
La classificazione sopra riportata ha come riferimento le relazioni esistenti fra le tre componenti principali rispetto all'orizzontale. Queste relazioni sono valide solo per livelli superficiali in quanto, con il progredire delle profondità, l'andamento degli assi delle tre componenti subisce variazioni più o meno marcate dipendenti da numerosi fattori. Ciò comporterà che l'andamento dei piani delle faglie subirà dei cambiamenti nell'orientazione adattandosi di volta in volta alla nuova geometria del campo tensionale.

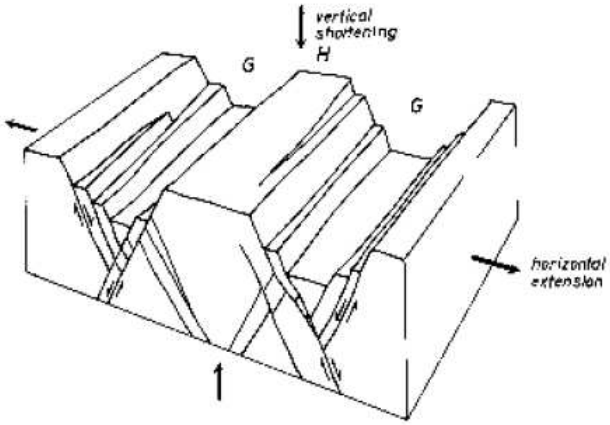


I sistemi di faglie nell'Appennino centrale

Sistemi di faglie normali

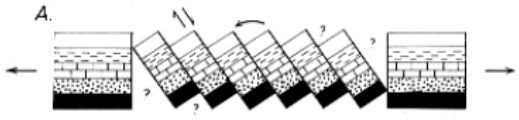
- Sistemi coniugati
- Horst e graben
- Half graben

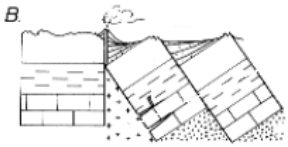


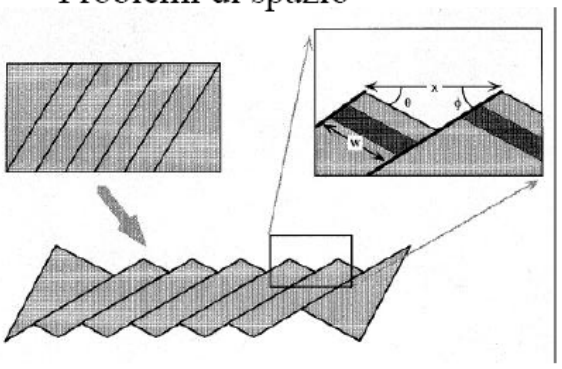


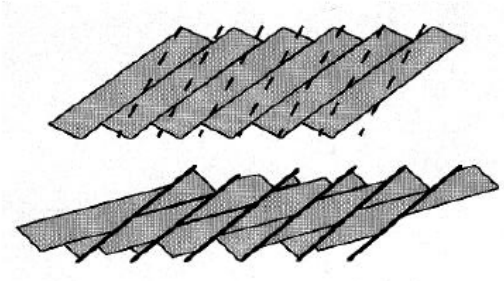
Strutture a domino

- Sistemi di faglie normali ruotate (domino o bookshelf structure) – half graben
- Problemi di spazio





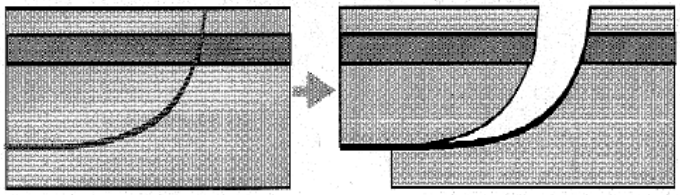


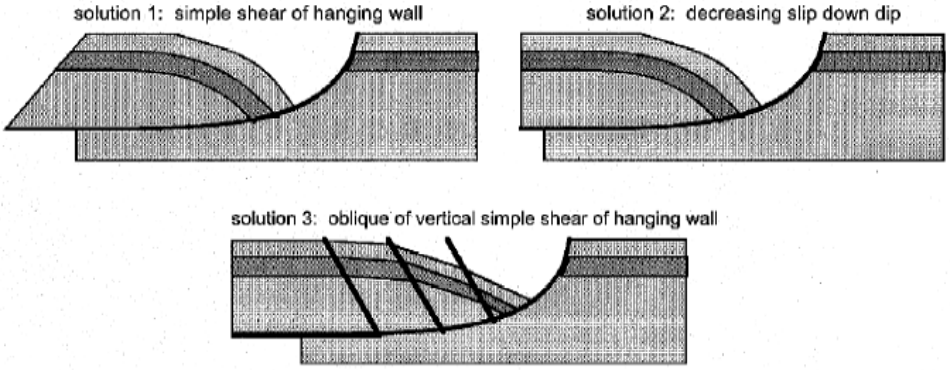


Più generazioni di faglie ruotate = alti valori di estensione.

Faglie listriche

- Ruota solo l'HW
- Diversi assetti nell'HW
  - Taglio semplice
  - Decremento del rigetto
  - Faglie antitetiche





HW = hanging wall (vedi "The Faults" a pag.34).

Un esempio di strati rocciosi con faglia

THE FAULTS

In geology, a fault or fault line is a planar fracture in rock in which the rock on one side of the fracture has moved with respect to the rock on the other side. Large faults within the Earth's crust are the result of differential or shear motion and active fault zones are the causal locations of most earthquakes. Earthquakes are caused by energy release during rapid slippage along a fault. A fault that runs along the boundary between two tectonic plates is called a transform fault. Since faults do not usually consist of a single, clean fracture, the term *fault zone* is used when referring to the zone of complex deformation that is associated with the fault plane. The two sides of a non-vertical fault are called the *hanging wall* and *footwall*. By definition, the hanging wall occurs above the fault and the footwall occurs below the fault. This terminology comes from mining. When working a tabular ore body the miner stood with the footwall under his feet and with the hanging wall hanging above him. The creation and behaviour of faults, in both an individual small fault and within the greater fault zones which define the tectonic plates, is controlled by the relative motion of rocks on either side of the fault surface. Because of friction and the rigidity of the rock, the rocks cannot simply glide or flow past each other. Rather, stress builds up in rocks and when it reaches a level that exceeds the strain threshold, the accumulated potential energy is released as strain, which is focused into a plane along which relative motion is accommodated — the fault. Strain is both accumulative and instantaneous depending on the rheology of the rock; the ductile lower crust and mantle accumulates deformation gradually via shearing whereas the brittle upper crust reacts by fracture, or instantaneous stress release to cause motion along the fault. A fault in ductile rocks can also release instantaneously when the strain rate is too great. The energy released by instantaneous strain release is the cause of earthquakes, a common phenomenon along transform

Microfracturing and AMR theory

Microfracturing, or microseismicity, is sometimes thought of as a symptom caused by rocks under strain, where small-scale failures, perhaps on areas the size of a dinner plate or a small area, release stress under high strain conditions. It is only when sufficient microfractures link up into a large slip surface that a large seismic event or earthquake can occur. According to this theory, after a large earthquake, the majority of the stress is released and the frequency of microfracturing is exponentially lower. A related theory, accelerating moment release (AMR), hypothesizes that the seismicity rate accelerates in a well-behaved way prior to large earthquakes, and may be a promising tool for earthquake prediction on the scale of days to years. This is being increasingly used to predict rock failures within mines and applications are being attempted for the portions of faults within brittle rheological conditions. Similar behaviour is observed in the tremors preceding volcanic eruptions.

Slip, heave, throw

The sense of *slip* is defined by the relative movements of geological features present on either side of the fault plane and is a vector. The sense of slip defines the type of fault. This is distinct from the throw of the fault, which is the vertical offset. Heave is the measured horizontal offset of the fault. The vector of slip can be qualitatively measured by fault bend folding, i.e. drag folding of strata on either side of the fault; the direction

and magnitude of heave and throw can be measured only by finding common intersection points on either side of the fault. In practise it is usually only possible to find the slip direction of faults, and an approximation of the heave and throw vector.

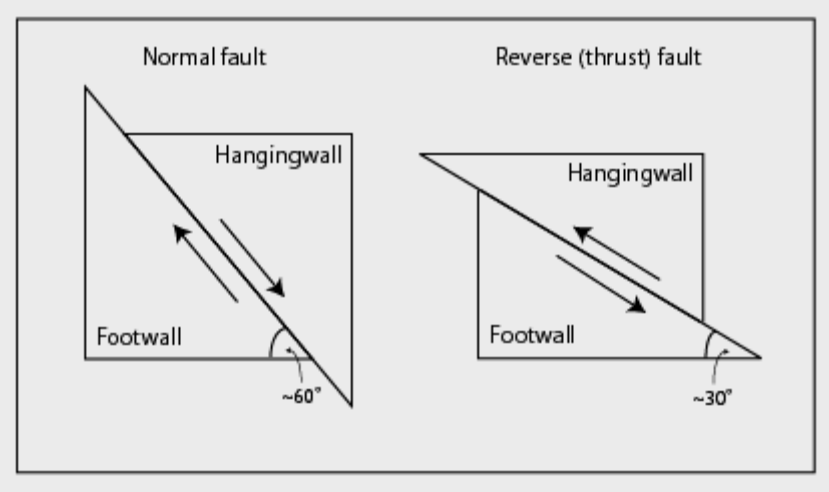
Fault types

Faults can be categorized into three groups based on the sense of slip. A fault where the main sense of movement (or slip) on the fault plane is vertical is known as a dip-slip fault. Where the main sense of slip is horizontal the fault is known as a transcurrent or strike-slip fault. Oblique-slip faults have significant components of both strike and dip slip. For all naming distinctions, it is the orientation of the net dip and sense of slip of the fault which must be considered, not the present-day orientation, which may have been altered by local or regional folding or tilting.

Dip-slip faults

Dip-slip faults can be again classified into the types "reverse" and "normal". A normal fault occurs when the crust is extended. Alternatively such a fault can be called an extensional fault. The hanging wall moves downward, relative to the footwall. A downthrown block between two normal faults dipping towards each other is called a graben. An upthrown block between two normal faults dipping away from each other is called a horst. Low-angle normal faults with regional tectonic significance may be designated detachment faults. A reverse fault is the opposite of a normal fault — the hanging wall moves up relative to the footwall. Reverse faults are indicative of shortening of the crust. The dip of a reverse fault is relatively steep, greater than 45°.

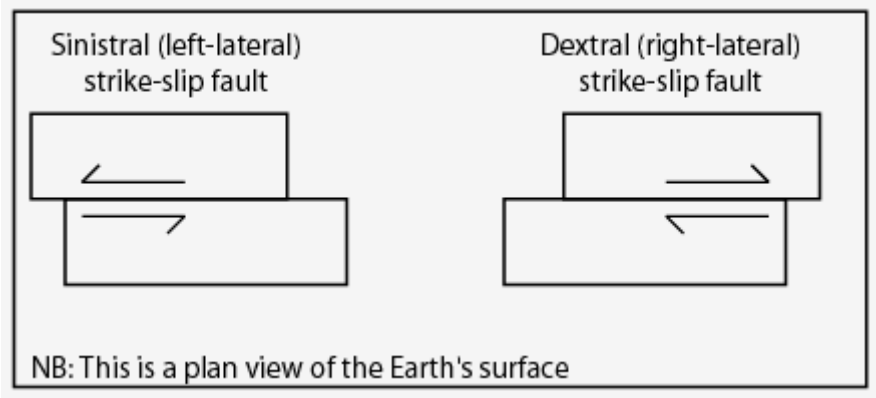
A thrust fault has the same sense of motion as a reverse fault, but with the dip of the fault plane at less than 45°. Thrust faults typically form ramps, flats and fault-bend (hanging wall and foot wall) folds. Thrust faults are responsible for forming nappes and klippen in the large thrust belts. The fault plane is the plane that represents the fracture surface of a fault. Flat segments of thrust fault planes are known as *flats*, and inclined sections of the thrust are known as *ramps*. Typically thrust faults move *within* formations by forming flats, and climb up section with ramps. Fault-bend folds are formed by movement of the hangingwall over a non-planar fault surface and are found associated with both extensional and thrust faults. Faults may be reactivated at a later time with the movement in the opposite direction to the original movement (fault inversion). A normal fault may therefore become a reverse fault and vice versa.



Cross-sectional illustration of normal and reverse dip-slip faults.

Strike-slip faults

The fault surface is usually near vertical and the footwall moves either left or right or laterally with very little vertical motion. Strike-slip faults with left-lateral motion are also known as *sinistral* faults. Those with right-lateral motion are also known as *dextral* faults. A special class of strike-slip faults is the transform fault, which is a plate tectonics feature related to spreading centers such as mid-ocean ridges. In modern geology, transform faults are better referred to as transform plate boundaries (not truly a type of fault at all) because they penetrate completely through the Earth's lithosphere.



Schematic illustration of the two strike-slip fault types.

Oblique-slip faults

A fault which has a component of dip-slip and a component of strike-slip is termed an oblique-slip fault. Nearly all faults will have some component of both dip-slip and strike-slip, so defining a fault as oblique requires both dip and strike components to be measurable and significant. Some oblique faults occur within transtensional and transpressional regimes, others occur where the direction of extension or shortening changes during the deformation but the earlier formed faults remain active.

HADE ; Hade is defined as the complement of dip, it is the angle between the fault plane and a vertical plane that strikes parallel to the fault.

Fault rock

All faults have a measurable thickness, made up of deformed rock that is characteristic of the level in the crust where the faulting happened, the rock types affected by the fault and the presence and nature of any mineralising fluids. Fault rocks are classified by their textures and the implied mechanism of deformation. A fault that passes through different levels of the lithosphere will have many different types of fault rock developed along its surface. Continued dip-slip displacement will tend to juxtapose fault rocks characteristic of different crustal levels, with varying degrees of overprinting. This effect is particularly clear in the case of detachment faults and major thrust faults.

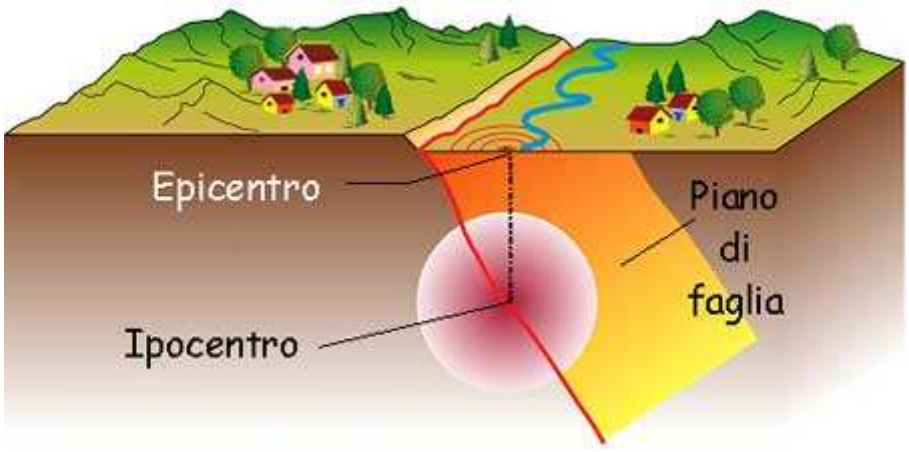
The main types of fault rock are:

Cataclasite - A fault rock which is cohesive with a poorly developed or absent planar fabric, or which is incohesive, characterised by generally angular clasts and rock fragments in a finer-grained matrix of similar composition.

Mylonite - A fault rock which is cohesive and characterized by a well developed planar fabric resulting from tectonic reduction of grain size, and commonly containing rounded porphyroclasts and rock fragments of similar composition to minerals in the matrix
Tectonic or Fault Breccia - A medium- to coarse-grained cataclasite containing >30% visible fragments.
Fault Gouge - An incohesive, clay-rich fine- to ultrafine-grained cataclasite, which may possess a planar fabric and containing <30% visible fragments. Rock clasts may be present
Pseudotachylite - Ultrafine-grained vitreous-looking material, usually black and flinty in appearance, occurring as thin planar veins, injection veins or as a matrix to pseudoconglomerates or breccias, which infills dilation fractures in the host rock.
Clay smear clay-rich fault gouge formed in sedimentary sequences containing clay-rich layers which are strongly deformed and sheared into the fault gouge.

Binari deformati dal terremoto

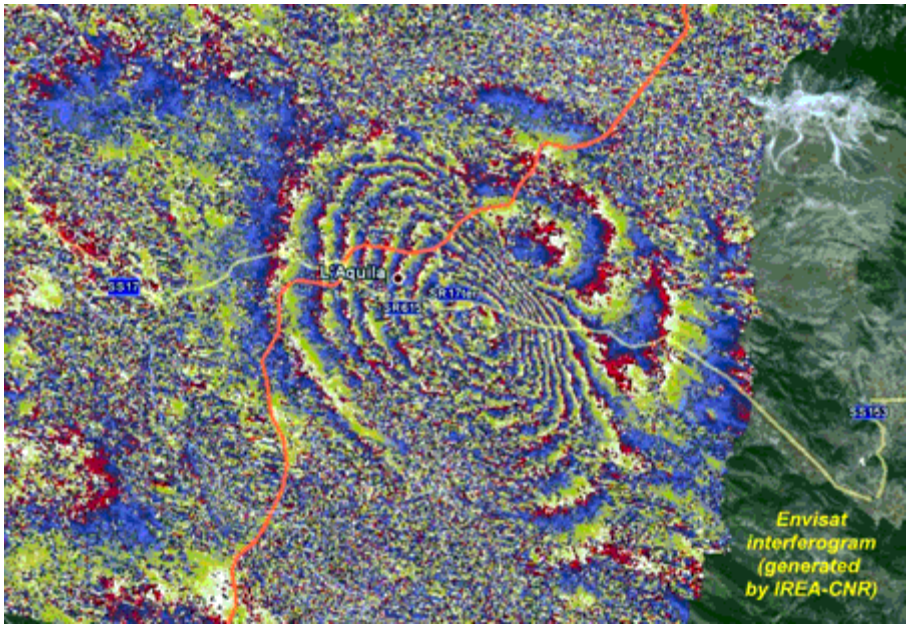
LA FAGLIA INTERESSATA DAL SISMA



L'area geografica interessata dal terremoto avvenuto il 6 aprile in Abruzzo ha subito una deformzione che si estende per circa 650 chilometri quadrati, con una linea di frattura (faglia) avente direzione appenninica, cioè NW-SE, lunga almeno 15 chilometri. La massima deformazione rilevata è compresa tra i centri di Bazzano e Monticchio, piccole frazioni nei pressi dell'Aquila, calcolata in circa 25 cm nella direzione di illuminazione del sensore, che è inclinata di 23 gradi rispetto alla verticale.

Deformazioni del suolo dopo il terremoto del 6 Aprile 2009 (L'Aquila)

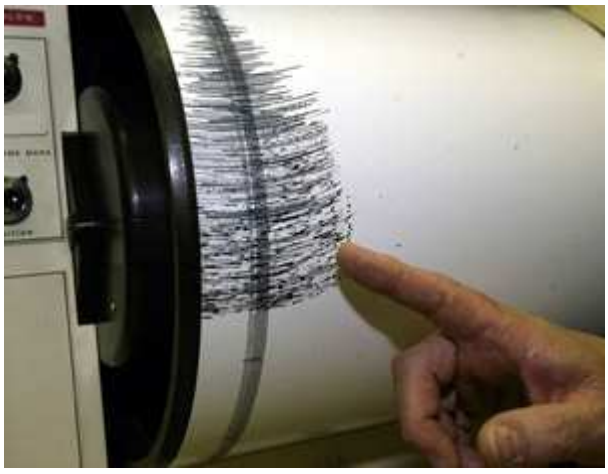
Le nuove immagini ("**interferogrammi**"), sono state ottenute dall'Istituto per il Rilevamento Elettromagnetico dell'Ambiente del Consiglio Nazionale delle Ricerche di Napoli (IREA-CNR), che ha elaborato i dati inviati dal satellite Envisat, messi a disposizione quasi in tempo reale dall'Agenzia Spaziale europea (ESA).



L'interferogramma evidenzia la deformazione intercorsa tra il 1 febbraio e il 14 aprile 2009 e si presenta con le sue caratteristiche frange di colore. Nel caso del satellite Envisat, il più grande satellite europeo in orbita attorno alla Terra, ciascuna frangia corrisponde a circa 28 mm di deformazione nella direzione di illuminazione del sensore, che è di circa 23 gradi rispetto alla verticale. I nuovi dati sono stati resi immediatamente disponibili al Dipartimento della Protezione Civile Nazionale.

COSA SONO I TERREMOTI

I **terremoti** (dal latino *terrae motus*) sono vibrazioni della crosta terrestre, provocate da un'improvvisa liberazione di energia in un punto profondo della crosta terrestre; da questo luogo si propagano in tutte le direzioni una serie di onde elastiche, dette "onde sismiche". La superficie terrestre è in lento ma costante movimento (vedi placca tettonica) e i terremoti si verificano quando la tensione risultante eccede la capacità del materiale di sopportarla. Questa condizione occorre molto spesso sui confini delle placche tettoniche nelle quali la litosfera terrestre può essere suddivisa. Gli eventi sismici che si verificano nei confini tra placche sono detti terremoti interplacca, quelli meno frequenti che avvengono all'interno delle placche della litosfera sono detti terremoti intraplacca. I terremoti si verificano ogni giorno sulla Terra, ma la maggior parte causa poco o nessun danno. La durata media di una scossa è molto al di sotto dei 30 secondi; per i terremoti più forti, però, può arrivare fino a qualche minuto. Le onde elastiche che si propagano durante un terremoto sono di diverso tipo e in alcuni casi possono risultare in un movimento prevalentemente orizzontale o verticale del terreno (scossa ondulatoria o sussultoria). Un terremoto può essere accompagnato da forti rumori che possono ricordare boati, rombi, tuoni, sequenze di spari, etc.; questi suoni sono dovuti al passaggio delle onde sismiche all'atmosfera e sono più intensi in vicinanza dell'epicentro. I terremoti possono causare gravi distruzioni e alte perdite di vite umane, attraverso una serie di agenti distruttivi, il principale dei quali è il movimento violento del terreno, accompagnato da altri effetti quali inondazioni (ad esempio, maremoto o rottura di infrastrutture come ad esempio le dighe), cedimenti del terreno (frane, smottamenti), incendi o fuoriuscite di materiali pericolosi. In un particolare terremoto, ciascuno di questi agenti può essere predominante e, storicamente, ha causato gravi danni o numerose vittime. I terremoti sono gli eventi naturali di gran lunga più potenti sulla terra. I grandi terremoti possono rilasciare un'energia superiore a migliaia di bombe atomiche in pochi secondi, solitamente misurata in termini di *momento sismico*. A tal riguardo basti pensare che un terremoto riesce a spostare in pochi secondi volumi di roccia di centinaia di chilometri cubi. Il singolo terremoto che ha fatto registrare più vittime negli ultimi mille anni è il terremoto. Quello a più alto magnitudo, invece, è il Terremoto di Valdivia (Cile) del 1960, che toccò magnitudo 9.5 .



Sismogramma del terremoto del 6.4.09 in Abruzzo registrato dalla stazione sismologica di Prato.

EARTHQUAKE

An earthquake (also known as a tremor or temblor) is the result of a sudden release of energy in the Earth's crust that creates seismic waves. Earthquakes are recorded with a seismometer, also known as a seismograph. The moment magnitude of an earthquake is conventionally reported, or the related and mostly obsolete Richter magnitude, with magnitude 3 or lower earthquakes being mostly imperceptible and magnitude 7 causing serious damage over large areas. Intensity of shaking is measured on the modified Mercalli scale. At the Earth's surface, earthquakes manifest themselves by shaking and sometimes displacing the ground. When a large earthquake epicenter is located offshore, the seabed sometimes suffers sufficient displacement to cause a tsunami. The shaking in earthquakes can also trigger landslides and occasionally volcanic activity. In its most generic sense, the word *earthquake* is used to describe any seismic event — whether a natural phenomenon or an event caused by humans — that generates seismic waves. Earthquakes are caused mostly by rupture of geological faults, but also by volcanic activity, landslides, mine blasts, and nuclear experiments. An earthquake's point of initial rupture is called its focus or hypocenter. The term epicenter refers to the point at ground level directly above the hypocenter. Tectonic earthquakes will occur anywhere within the earth where there is sufficient stored elastic strain energy to drive fracture propagation along a fault plane. In the case of transform or convergent type plate boundaries, which form the largest fault surfaces on earth, they will move past each other smoothly and aseismically only if there are no irregularities or asperities along the boundary that increase the frictional resistance. Most boundaries do have such asperities and this leads to a form of stick-slip behaviour. Once the boundary has locked, continued relative motion between the plates leads to increasing stress and therefore, stored strain energy in the volume around the fault surface. This continues until the stress has risen sufficiently to break through the asperity, suddenly allowing sliding over the locked portion of the fault, releasing the stored energy. This energy is released as a combination of radiated elastic strain seismic waves, frictional heating of the fault surface, and cracking of the rock, thus causing an earthquake. This process of gradual build-up of strain and stress punctuated by occasional sudden earthquake failure is referred to as the Elastic-rebound theory. It is estimated that only 10 percent or less of an earthquake's total energy is radiated as seismic energy. Most of the earthquake's energy is used to power the earthquake fracture growth or is converted into heat generated by friction. Therefore, earthquakes lower the Earth's available elastic potential energy and raise its temperature, though these changes are negligible compared to the conductive and convective flow of heat out from the Earth's deep interior.

Earthquake fault types

There are three main types of fault that may cause an earthquake: normal, reverse (thrust) and strike-slip. Normal and reverse faulting are examples of dip-slip, where the displacement along the fault is in the direction of dip and movement on them involves a vertical component. Normal faults occur mainly in areas where the crust is being extended such as a divergent boundary. Reverse faults occur in areas where the crust is being shortened such as at a convergent boundary. Strike-slip faults are steep structures where the two sides of the fault slip horizontally past each other ; transform boundaries

are a particular type of strike-slip fault. Many earthquakes are caused by movement on faults that have components of both dip-slip and strike-slip; this is known as oblique slip.

Earthquakes away from plate boundaries

Where plate boundaries occur within continental lithosphere, deformation is spread out a over a much larger area than the plate boundary itself. In the case of the San Andreas fault continental transform, many earthquakes occur away from the plate boundary and are related to strains developed within the broader zone of deformation caused by major irregularities in the fault trace (e.g. the "Big bend" region). The Northridge earthquake was associated with movement on a blind thrust within such a zone. Another example is the strongly oblique convergent plate boundary between the Arabian and Eurasian plates where it runs through the northwestern part of the Zagros mountains. The deformation associated with this plate boundary is partitioned into nearly pure thrust sense movements perpendicular to the boundary over a wide zone to the southwest and nearly pure strike-slip motion along the Main Recent Fault close to the actual plate boundary itself. This is demonstrated by earthquake focal mechanisms. All tectonic plates have internal stress fields caused by their interactions with neighboring plates and sedimentary loading or unloading (e.g. deglaciation). These stresses may be sufficient to cause failure along existing fault planes, giving rise to intraplate earthquakes.

Shallow-focus and deep-focus earthquakes

The majority of tectonic earthquakes originate at the ring of fire in depths not exceeding tens of kilometers. Earthquakes occurring at a depth of less than 70 km are classified as 'shallow-focus' earthquakes, while those with a focal-depth between 70 and 300 km are commonly termed 'mid-focus' or 'intermediate-depth' earthquakes. In subduction zones, where older and colder oceanic crust descends beneath another tectonic plate, deep-focus earthquakes may occur at much greater depths (ranging from 300 up to 700 kilometers). These seismically active areas of subduction are known as Wadati-Benioff zones. Deep-focus earthquakes occur at a depth at which the subducted lithosphere should no longer be brittle, due to the high temperature and pressure. A possible mechanism for the generation of deep-focus earthquakes is faulting caused by olivine undergoing a phase transition into a spinel structure.

Earthquakes and volcanic activity

Earthquakes often occur in volcanic regions and are caused there, both by tectonic faults and the movement of magma in volcanoes. Such earthquakes can serve as an early warning of volcanic eruptions, like during the Mount St. Helens eruption of 1980. Earthquake swarms serve as markers for the location of the flowing magma throughout the volcanoes. In the United States, these are then recorded by seismometers and tiltimeters (a device which measures the ground slope) and used as sensors to predict imminent or upcoming eruptions.

Earthquake clusters

Most earthquakes form part of a sequence, related to each other in terms of location and time. Most earthquake clusters consist of small tremors which cause little to no damage, but there is a theory that earthquakes repeat themselves.

Aftershocks

An aftershock is an earthquake that occurs after a previous earthquake, the mainshock. An aftershock is in the same region of the main shock but always of a smaller

magnitude. If an aftershock is larger than the main shock, the aftershock is redesignated as the main shock and the original main shock is redesignated as a foreshock. Aftershocks are formed as the crust around the displaced fault plane adjusts to the effects of the main shock.

Earthquake swarms

Earthquake swarms are sequences of earthquakes striking in a specific area within a short period of time. They are different from earthquakes followed by a series of aftershocks by the fact that no single earthquake in the sequence is obviously the main shock, therefore none have notable higher magnitudes than the other. An example of an earthquake swarm is the 2004 activity at Yellowstone National Park.

Earthquake storms

Sometimes a series of earthquakes occur in a sort of earthquake storm, where the earthquakes strike a fault in clusters, each triggered by the shaking or stress redistribution of the previous earthquakes. Similar to aftershocks but on adjacent segments of fault, these storms occur over the course of years, and with some of the later earthquakes as damaging as the early ones. Such a pattern was observed in the sequence of about a dozen earthquakes that struck the North Anatolian Fault in Turkey in the 20th century and has been inferred for older anomalous clusters of large earthquakes in the Middle East.

Size and frequency of occurrence

Minor earthquakes occur nearly constantly around the world in places like California and Alaska in the U.S., as well as in Guatemala. Chile, Peru, Indonesia, Iran, Pakistan, the Azores in Portugal, Turkey, New Zealand, Greece, Italy, and Japan, but earthquakes can occur almost anywhere, including New York City, London, and Australia. Larger earthquakes occur less frequently, the relationship being exponential; for example, roughly ten times as many earthquakes larger than magnitude 4 occur in a particular time period than earthquakes larger than magnitude 5. In the (low seismicity) United Kingdom, for example, it has been calculated that the average recurrences are: an earthquake of 3.7 - 4.6 every year, an earthquake of 4.7 - 5.5 every 10 years, and an earthquake of 5.6 or larger every 100 years. This is an example of the Gutenberg-Richter law. The number of seismic stations has increased from about 350 in 1931 to many thousands today. As a result, many more earthquakes are reported than in the past, but this is because of the vast improvement in instrumentation, rather than an increase in the number of earthquakes. The USGS estimates that, since 1900, there have been an average of 18 major earthquakes (magnitude 7.0-7.9) and one great earthquake (magnitude 8.0 or greater) per year, and that this average has been relatively stable. In recent years, the number of major earthquakes per year has decreased, although this is thought likely to be a statistical fluctuation rather than a systematic trend. More detailed statistics on the size and frequency of earthquakes is available from the USGS. Most of the world's earthquakes (90%, and 81% of the largest) take place in the 40,000-km-long, horseshoe-shaped zone called the circum-Pacific seismic belt, also known as the Pacific Ring of Fire, which for the most part bounds the Pacific Plate. Massive earthquakes tend to occur along other plate boundaries, too, such as along the Himalayan Mountains.

With the rapid growth of mega-cities such as Mexico City, Tokyo or Tehran, in areas of high seismic risk, some seismologists are warning that a single quake may claim the lives of up to 3 million people.

Induced seismicity

While most earthquakes are caused by movement of the Earth's tectonic plates, human activity can also produce earthquakes. Four main reasons contribute to this phenomenon: constructing large dams and buildings, drilling and injecting liquid into wells, and by coal mining and oil drilling. Perhaps the best known example is the 2008 Sichuan earthquake in China's Sichuan Province in May; this tremor resulted in 69,227 fatalities and is the 19th deadliest earthquake of all time. The Zipingpu Dam is believed to have fluctuated the pressure of the fault 1,650 feet (503 m) away; this pressure probably increased the power of the earthquake and fastened the rate of movement for the fault. The greatest earthquake in Australia's history was also induced by humanity, through coal mining. The city of Newcastle was built over a large sector of coal mining areas. The earthquake was spawned from a fault which reactivated due to the millions of tonnes of rock removed in the mining process.

How to measure and locate an earthquake

Earthquakes can be recorded by seismometers up to great distances, because seismic waves travel through the whole Earth's interior. The absolute magnitude of a quake is conventionally reported by numbers on the Moment magnitude scale (formerly Richter scale, magnitude 7 causing serious damage over large areas), whereas the felt magnitude is reported using the modified Mercalli scale (intensity II-XII).

Every tremor produces different types of seismic waves which travel through rock with different velocities: the longitudinal P-waves (shock- or pressure waves), the transverse S-waves (both body waves) and several surface waves (Rayleigh and Love waves). The propagation velocity of the seismic waves ranges from approx. 3 km/s up to 13 km/s, depending on the density and elasticity of the medium. In the Earths interior the shock- or P waves travel much more faster than the S waves (approx. relation 1,7 : 1). The differences in travel time from the epicentre to the observatory are a measure of the distance and can be used to image both sources of quakes and structures within the Earth. Also the depth of the hypocenter can be computed roughly.

In solid rock P-waves travel at about 6 to 7 km per second; the velocity increases within the deep mantle to ~13 km/s. The velocity of S-waves ranges from 2-3 km/s in light sediments and 4-5 km/s in the Earths crust up to 7 km/s in the deep mantle. As a consequence, the first waves of a distant earth quake arrive at an observatory via the Earths mantle.

Rule of thumb: On the average, the kilometer distance to the earthquake is the number of seconds between the P and S wave times 8. Slight deviations are caused by inhomogenities of subsurface structure. By such analyses of seismograms the Earth's core was located 1913 by Beno Gutenberg.

Effects/impacts of earthquakes

There are many effects of earthquakes including, but not limited to the following:

Shaking and ground rupture are the main effects created by earthquakes, principally resulting in more or less severe damage to buildings or other rigid structures. The severity of the local effects depends on the complex combination of the earthquake magnitude, the distance from epicenter, and the local geological and geomorphological conditions, which may amplify or reduce wave propagation. The ground-shaking is measured by ground acceleration.

Specific local geological, geomorphological, and geostructural features can induce high levels of shaking on the ground surface even from low-intensity earthquakes. This effect is called site or local amplification. It is principally due to the transfer of the seismic motion from hard deep soils to soft superficial soils and to effects of seismic energy focalization owing to typical geometrical setting of the deposits. Ground rupture is a visible breaking and displacement of the Earth's surface along the trace of the fault, which may be of the order of several metres in the case of major earthquakes. Ground rupture is a major risk for large engineering structures such as dams, bridges and nuclear power stations and requires careful mapping of existing faults to identify any likely to break the ground surface within the life of the structure. Landslides are a major geologic hazard because they can happen at any place in the world, much like earthquakes. Severe storms, earthquakes, volcanic activity, coastal wave attack, and wildfires can all produce slope instability. Landslide danger may be possible even though emergency personnel are attempting rescue.

Fires

Following an earthquake, fires can be generated by break of the electrical power or gas lines. In the event of water mains rupturing and a loss of pressure, it may also become difficult to stop the spread of a fire once it has started. For example, the deaths

Soil liquefaction

Soil liquefaction occurs when, because of the shaking, water-saturated granular material (such as sand) temporarily loses its strength and transforms from a solid to a liquid. Soil liquefaction may cause rigid structures, as buildings or bridges, to tilt or sink into the liquefied deposits. This can be a devastating effect of earthquakes. For example, in the 1964 Alaska earthquake, many buildings were sunk into the ground by soil liquefaction, eventually collapsing upon themselves.

Tsunami

Tsunamis are long-wavelength, long-period sea waves produced by an sudden or abrupt movement of large volumes of water. In the open ocean, the distance between wave crests can surpass 100 kilometers, and the wave periods can vary from five minutes to one hour. Such tsunamis travel 600-800 kilometers per hour, depending on water depth. Large waves produced by an earthquake or a submarine landslide can overrun nearby coastal areas in a matter of minutes. Tsunamis can also travel thousands of kilometers across open ocean and wreak destruction on far shores hours after the earthquake that generated them.

Ordinarily, subduction earthquakes under magnitude 7.5 on the Richter scale do not cause tsunamis, although some instances of this have been recorded. Most destructive tsunamis are caused by earthquakes of magnitude 7.5 or more.

Floods

A flood is an overflow of any amount of water that reaches land. Floods usually occur because of the volume of water within a body of water, such as a river or lake, exceeds the total capacity of the formation, and as a result some of the water flows or sits outside of the normal perimeter of the body. However, floods may be secondary effects of earthquakes, if dams are damaged. Earthquakes may cause landslips to dam rivers, which then collapse and cause floods. The terrain below the Sarez Lake in Tajikistan is in danger of catastrophic flood if the landslide dam formed by the earthquake, known as

the Usoi Dam, were to fail during a future earthquake. Impact projections suggest the flood could affect roughly 5 million people.

Human impacts

Earthquakes may result in disease, lack of basic necessities, loss of life, higher insurance premiums, general property damage, road and bridge damage, and collapse of buildings or destabilization of the base of buildings; this may lead to collapse in future earthquakes. Earthquakes can also precede volcanic eruptions, which cause further problems; for example, substantial crop damage, like in the "Year Without a Summer" (1816).

Preparation

In order to determine the likelihood for future seismic activity, geologists and other scientists examine the rock of an area to determine if the rock appears to be "strained". Studying the faults of an area to study the buildup time it takes for the fault to build up stress sufficient for an earthquake also serves as an effective predicition technique. Measurements of the amount of pressure which collocates on the fault line each year, time passed since the last major temblor, and the energy and power of the last earthquake are made. Together the facts allow scientists to determine how much pressure it takes for the fault to generate an earthquake. Though this method is useful, it has only been implemented on California's San Andreas Fault.

Today, there are ways to protect and prepare possible sites of earthquakes from severe damage, through the following processes: earthquake engineering, earthquake preparedness, household seismic safety, seismic retrofit (including special fasteners, materials, and techniques), seismic hazard, mitigation of seismic motion, and earthquake prediction.

History

Pre-Middle Ages

From the lifetime of Greek Anaxagoras to the 14th century, earthquakes were attributed to "air (vapors) in the cavities of the Earth".Tales of Milet, who lived from 625-547 (BCE) was the only documented person who believed that earthquakes were caused by tension between the earth and water. Other theories existed, including Greek philosopher Anaxamines of Milet's (585-526 BCE) beliefs that short incline episodes of dryness and wetness caused seismic activity. Greek philosopher Democritus (460-371BCE) blamed water in general for earthquakes. Pliny the Elder called earthquakes "underground thunderstorms".

Earthquakes in culture

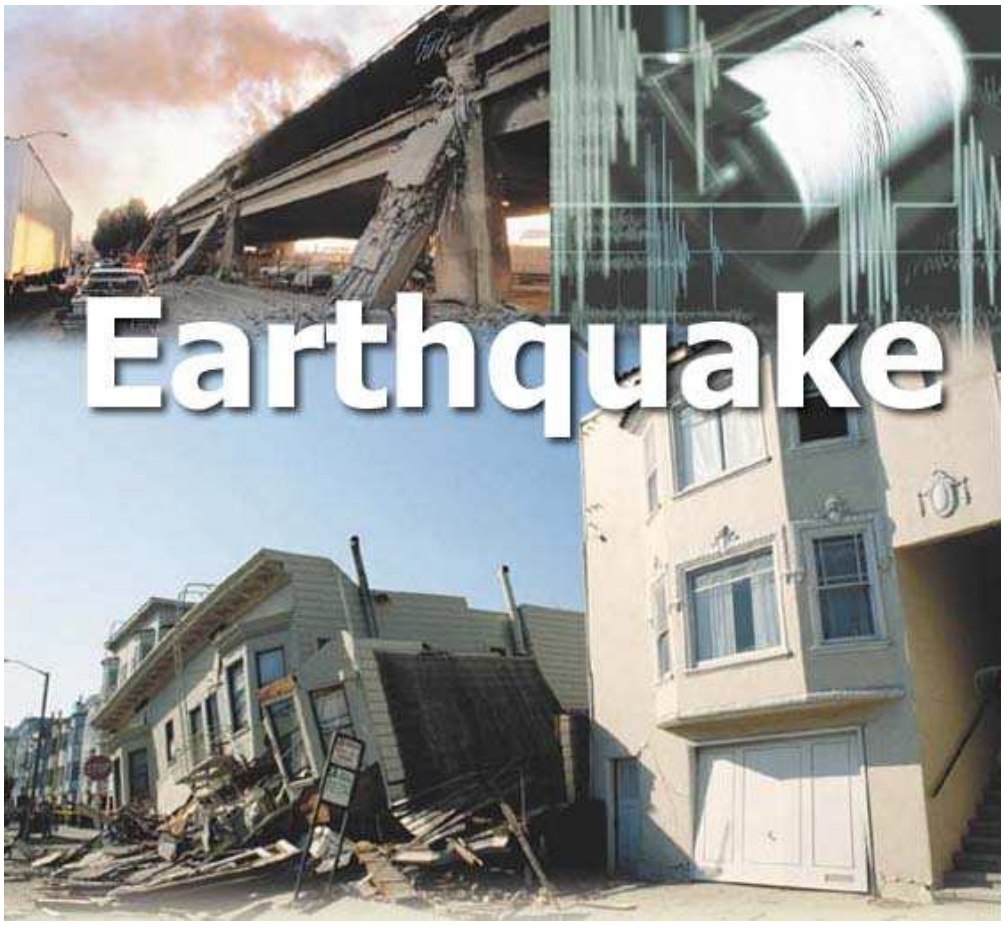
In Norse mythology, earthquakes were explained as the violent struggling of the god Loki. When Loki, god of mischief and strife, murdered Baldr, god of beauty and light, he was punished by being bound in a cave with a poisonous serpent placed above his head dripping venom. Loki's wife Sigyn stood by him with a bowl to catch the poison, but whenever she had to empty the bowl the poison would drip on Loki's face, forcing him to jerk his head away and thrash against his bonds, causing the earth to tremble.

In Greek mythology, Poseidon was the cause and god of earthquakes. When he was in a bad mood, he would strike the ground with a trident, causing this and other calamities. He also used earthquakes to punish and inflict fear upon people as revenge.

Popular culture

In modern popular culture, the portrayal of earthquakes is shaped by the memory of great cities laid waste, such as Kobe in 1995 or San Francisco in 1906. Fictional earthquakes tend to strike suddenly and without warning.[38] For this reason, stories about earthquakes generally begin with the disaster and focus on its immediate aftermath, as in *Short Walk to Daylight* (1972), *The Ragged Edge* (1968) or *Aftershock: Earthquake in New York* (1998). A notable example is Heinrich von Kleist's classic novella, *The Earthquake in Chile*, which describes the destruction of Santiago in 1647. Haruki Murakami's short fiction collection, *After the Quake*, depicts the consequences of the Kobe earthquake of 1995.

The most popular single earthquake in fiction is the hypothetical "Big One" expected of California's San Andreas Fault someday, as depicted in the novels *Richter 10* (1996) and *Goodbye California* (1977) among other works. Jacob M. Appel's widely-anthologized short story, *A Comparative Seismology*, features a con artist who convinces an elderly woman that an apocalyptic earthquake is imminent. In *Pleasure Boating in Lituya Bay*, one of the stories in Jim Shepard's *Like You'd Understand, Anyway*, the "Big One" leads to an even more devastating tsunami.



ERDBEBEN

Als Erdbeben werden messbare Erschütterungen des Erdkörpers bezeichnet. Der deutlich größte Anteil aufgezeichneter Erdbeben ist zu schwach, um von Menschen wahrgenommen zu werden. Auch andere Bewegungen der Erdoberfläche, wie etwa durch Tidenhub oder durch Eigenschwingungen der Erde (Erdspektroskopie) sind nicht fühlbar, da sie zu langsam erfolgen oder zu schwach sind. Erdbeben bestehen in der Regel nicht aus einzelnen Erschütterungen, sondern ziehen meist weitere nach sich. Man spricht in diesem Zusammenhang von Nachbeben. Starke Erdbeben können Häuser und Bauten zerstören, Tsunamis und Erdrutsche auslösen und dabei Menschen töten. Sie können die Gestalt der Erdoberfläche verändern und zählen zu den Naturkatastrophen. Unterseeische Erdbeben werden im Volksmund auch als Seebeben bezeichnet. Die Wissenschaft, die sich mit Erdbeben befasst, heißt Seismologie.

Historisches

Schon in der Antike fragten sich Menschen, wie Erdbeben und Vulkanausbrüche entstehen. Man schrieb diese Ereignisse häufig Göttern zu (in der griechischen Mythologie dem Poseidon). Manche Wissenschaftler im alten Griechenland glaubten, die Kontinente schwämmen auf dem Wasser und schaukelten wie ein Schiff hin und her. Andere Leute glaubten, Erdbeben brächen aus Höhlen aus. In Japan gab es den Mythos von einem Drachen, der den Erdboden erzittern ließ und auch noch Feuer spie, wenn er wütend war. Im europäischen Mittelalter schrieb man Naturkatastrophen dem Wirken Gottes zu. Mit der Entdeckung und Erforschung des Magnetismus entstand die Theorie, man könne Erdbeben wie Blitze ableiten. Man empfahl daher Erdbebenableiter nach Art der ersten Blitzableiter. Erst Anfang des 20. Jahrhunderts kam die heute allgemein anerkannte Theorie von der Plattentektonik und der Kontinentaldrift durch Alfred Wegener auf. Ab der Mitte des 20. Jahrhunderts wurden die Erklärungsmuster der tektonischen Beben verbreitet diskutiert. Bis zum Beginn des 21. Jahrhunderts konnten allerdings keine Möglichkeiten zur Vorhersage von Erdbeben daraus entwickelt werden.

Entstehung und Beschreibung von Erdbeben

Erdbeben entstehen durch dynamische Prozesse der Erde. Eine Folge davon ist die Plattentektonik, also die Bewegungen der Lithosphärenplatten, welche die Erdkruste und den lithosphärischen Mantel umfassen. Insbesondere an den Plattengrenzen, wo sich verschiedene Platten auseinander *(Spreizungszone)*, aufeinander zu *(Kollisionszone)* oder aneinander vorbei *(Transformverwerfung)* bewegen, kommt es zum Aufbau von Spannungen innerhalb des Gesteins, wenn sich die Platten in ihrer Bewegung verhaken und verkanten. Wird die Scherfestigkeit der Gesteine überschritten, entladen sich diese Spannungen durch ruckartige Bewegungen der Erdkruste und es kommt zum tektonischen Beben. Die dabei freigesetzte Energie kann die einer Wasserstoffbombe um das Hundertfache übertreffen. Da die aufgebaute Spannung nicht auf die unmittelbare Nähe der Plattengrenze beschränkt ist, kann der Entlastungsbruch in seltenen Fällen auch im Inneren der Platte auftreten, wenn das Krustengestein eine Schwächezone aufweist. Eine Voraussetzung für das Auftreten von Erdbeben ist demnach das Vorhandensein spröden, bruchfähigen Gesteins. Die Temperatur nimmt zum Erdinneren hin jedoch stetig zu, wodurch das Gestein mit zunehmender Tiefe immer weniger spröde reagiert und schließlich deformierbar wird. Erdbeben sind daher meist auf die obere Schicht der Erdkruste beschränkt. Manchmal lassen sich Beben bis

in Tiefen von bis zu 700 km lokalisieren. Dieser scheinbare Widerspruch wird durch die Subduktion von Lithosphärenplatten erklärt: Kollidieren zwei Platten, wird die dichtere der beiden unter die leichtere gedrückt und taucht in den Erdmantel ab. Es wird postuliert, dass die Erwärmung des Gesteins der abtauchenden Platte (auch als *Slab* bezeichnet) wesentlich langsamer voranschreitet als deren Abwärtsbewegung und dass darum das Krustenmaterial bis in die oben genannte Tiefen bruchfähig bleibt. Die Hypozentren innerhalb der abtauchenden Platte würden somit Rückschlüsse auf die Position des Slab in der Tiefe erlauben (so genannte Wadati-Benioff-Zone). Erdbeben können ferner zum Beispiel durch den Aufstieg von Magma unterhalb von Vulkanen ausgelöst werden oder auch durch Förderung von zum Beispiel Erdgas, da die Druckveränderung wiederum auch die Spannungsverhältnisse im Gestein beeinflusst. Weiter können Erdbeben auch durch einstürzende unterirdische Hohlräume im Bergbau entstehen (Gebirgsschlag). Sowohl vulkanische Beben als auch Gebirgsschläge sind jedoch von der Energiefreisetzung weitaus limitierter als tektonische Beben. Durch unterseeische Erdbeben, bei der Eruption ozeanischer Vulkane oder durch unterseeische Erdrutsche können so genannte Tsunamis ausgelöst werden. Das ist dann möglich, wenn die vertikale Bewegung der Erdplatten mindestens vier Meter beträgt und die Erdstöße eine gewisse Stärke auf der Richterskala erreichen. Durch die plötzliche vertikale Verlagerung großer Teile des Ozeanbodens entstehen Wellen, die sich mit Geschwindigkeiten von bis zu 800 Kilometer pro Stunde fortbewegen. Auf dem offenen Meer sind Tsunamis kaum wahrnehmbar, gelangt die Welle jedoch in flacheres Wasser, kann sich der Wellenberg auf bis zu 100 Meter Höhe erheben. Am häufigsten entstehen Tsunamis im Pazifik. Deshalb besitzen die an den Pazifik angrenzenden Staaten ein Tsunami-Frühwarnsystem.

Aufzeichnung der Erdbebenwellen

Erdbeben erzeugen verschiedene Typen von Erdbebenwellen, die sich durch die ganze Erde ausbreiten und von Seismographen (bzw. Seismometern) überall auf der Erde aufgezeichnet werden können. Die Aufzeichnungen nennt man Seismogramme. Die mit starken Erdbeben einhergehenden Zerstörungen (zum Beispiel Gebäudeschäden, Spaltenbildung) an der Erdoberfläche sind auf die sogenannten *Oberflächenwellen* zurückzuführen, die eine elliptische Bodenbewegung auslösen. Durch Auswertung der Stärke und Laufzeiten von Erdbebenwellen kann nicht nur die Position des Erdbebenherdes bestimmt werden, sondern es werden auch Erkenntnisse über das Erdinnere gewonnen. Die Positionsbestimmung unterliegt als Messung an Wellen der gleichen Unschärfe, die aus Wellenphänomenen in anderen Bereichen der Physik bekannt sind. Im Allgemeinen nimmt die Unschärfe der Ortsbestimmung mit zunehmender Wellenlänge zu, das bedeutet: Eine Quelle von langperiodischen Wellen kann nicht so genau lokalisiert werden wie eine Quelle von kurzperiodischen Wellen. Da schwere Erdbeben den größten Teil ihrer Energie im langperiodischen Bereich entwickeln, kann besonders die Tiefe der Quelle nicht genau bestimmt werden.

Erdbebenherd

Durch den Vergleich der Laufzeiten der seismischen Wellen eines Erdbebens in weltweit verteilten Observatorien, wo die Magnituden mit Seismographen gemessen werden, kann im Rahmen der physikalisch bedingten Unschärfe auf die Position des Hypozentrums als Quelle der Wellen geschlossen werden. Das Hypozentrum wird entsprechend auch als *Erdbebenherd* bezeichnet. Die Quelle der seismischen Wellen kann

sich im Laufe eines Bebens verschieben, weshalb nach internationaler Übereinkunft die zuerst gemessene Position als Hypozentrum des Erdbebens gilt. Der Ort auf der Erdoberfläche direkt über dem Hypozentrum heißt Epizentrum. Die Bruchfläche, die das Erdbeben auslöst, wird in ihrer Gesamtheit als *Herdfläche* bezeichnet. In den meisten Fällen erreicht diese Bruchfläche die Erdoberfläche nicht, sodass der Erdbebenherd in der Regel nicht sichtbar wird. Im Fall eines größeren Erdbebens, dessen Hypozentrum in nur geringer Tiefe liegt, kann die Herdfläche bis an die Erdoberfläche reichen und dort zu einem deutlichen Versatz führen. Der genaue Ablauf des Bruchprozesses legt die *Abstrahlcharakteristik* des Bebens fest, bestimmt also, wie viel Energie in Form von seismischen Wellen in jede Richtung des Raumes abgestrahlt wird. Dieser Bruchmechanismus wird als Herdvorgang bezeichnet. Der Ablauf des Herdvorganges kann aus der Analyse von Ersteinsätzen an Messstationen rekonstruiert werden. Das Ergebnis einer solchen Berechnung ist die Herdflächenlösung.

Erdbebenstärke

Um Erdbeben miteinander vergleichen zu können, ist es notwendig, deren Stärke zu ermitteln. Da eine direkte Messung der durch freigesetzten Energie eines Erdbebens schon allein auf Grund der Tiefenlage des Herdprozesses nicht möglich ist, wurden in der Seismologie verschiedene Erdbebenskalen entwickelt.

Intensität

Die ersten Erdbebenskalen, die Ende des 18. bis Ende des 19. Jahrhunderts entwickelt wurden, konnten nur die *Intensität* eines Erdbebens beschreiben, also die Auswirkungen auf Menschen, Tiere, Gebäude und natürliche Objekte wie Gewässer oder Berge. Im Jahre 1883 entwickelten die Geologen M. S. De Rossi und F. A. Forel eine zehnstufige Skala zur Bestimmung der Intensität von Erdbeben. Wichtiger wurde jedoch die im Jahre 1902 eingeführte die zwölfteilige Mercalliskala. Sie beruht allein auf der subjektiven Einschätzung der hör- und fühlbaren Beobachtungen sowie der Schadensauswirkung auf Landschaft, Straßen oder Gebäude (Makroseismik). 1964 wurde sie zur MSK-Skala und später zur EMS-Skala weiterentwickelt. Intensitätsskalen werden auch heute noch verwendet, wobei verschiedene Skalen existieren, die an die Bauweise und Bodenverhältnisse des jeweiligen Landes angepasst sind. Die räumliche Verteilung der Intensitäten wird häufig durch Fragebogenaktionen zuständiger Forschungseinrichtungen (in Deutschland beispielsweise bundesweit durch die BGR per Online-Formular) ermittelt und in Form von Isoseistenkarten dargestellt. Isoseisten sind Isarithmen gleicher Intensitäten. Die Möglichkeit zur Erfassung von Intensitäten beschränkt sich auf relativ dicht besiedeltes Gebiet.

Magnitude

Durch die Entwicklung und stete Verbesserung von Seismometern ab der zweiten Hälfte des 19. Jahrhunderts eröffnete sich die Möglichkeit, objektive, auf physikalischen Größen basierende Messungen vorzunehmen, was zur Entwicklung der Magnitudenskalen führte. Diese ermöglichen über empirisch gefundene Beziehungen und physikalische Gesetzmäßigkeiten, von den an seismologischen Messstationen aufgezeichneten ortsabhängigen Amplitudenwerten auf die Stärke eines Bebens zurückzuschließen.

Es gibt verschiedene Methoden, die Magnitude zu berechnen. Die unter Wissenschaftlern gebräuchlichste Magnitudenskala ist heute die Momenten-Magnituden-Skala. Von den Medien wird die in den 1930er Jahren von Charles Francis Richter und

Beno Gutenberg eingeführte Richterskala am häufigsten zitiert, die auch als *Lokalbebenmagnitude* bezeichnet wird. Zur exakten Messung der Erdbebenstärke benutzt man Seismographen die in 100 km Entfernung zum Epizentrum des Erdbebens liegen sollten. Mit der Richter-Skala werden die seismischen Wellen in logarithmischer Einteilung gemessen. Sie diente ursprünglich der Quantifizierung von Erdbeben im Raum Kalifornien. Liegt eine Erdbebenmessstation zu weit vom Erdbebenherd entfernt (> 1000 km) und ist die Stärke des Erdbebens zu groß (ab etwa Magnitude 6), kann diese Magnitudenskala jedoch nicht oder nur eingeschränkt verwendet werden. Sie ist aufgrund der einfachen Berechnung und der Vergleichbarkeit mit älteren Erdbebeneinstufungen vielfach auch in der Seismologie noch in Gebrauch.

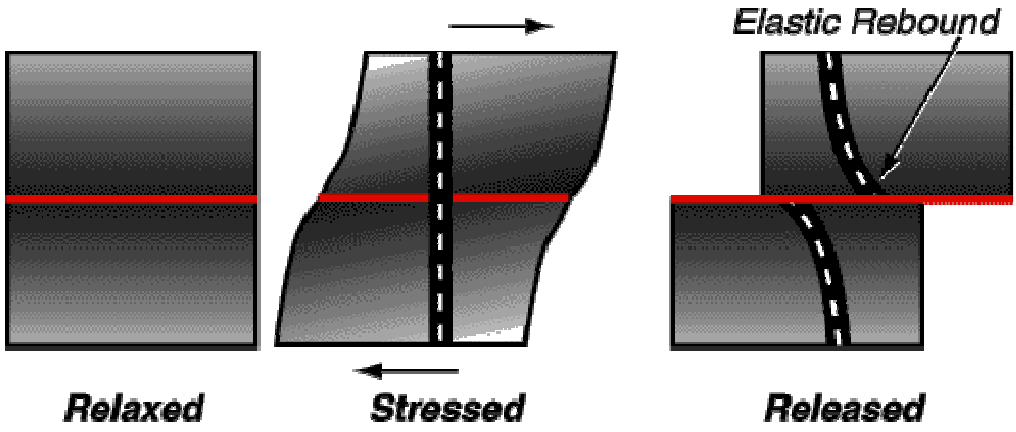
Vorhersage

Die zeitlich und räumlich exakte Vorhersage von Erdbeben ist nach dem heutigen Stand der Wissenschaft nicht möglich. Die verschiedenen bestimmenden Faktoren sind qualitativ weitestgehend verstanden. Auf Grund des komplexen Zusammenspiels aber ist eine genaue Quantifizierung der Herdprozesse bislang nicht möglich, sondern nur die Angabe einer Wahrscheinlichkeit für das Auftreten eines Erdbebens in einer bestimmten Region. Allerdings kennt man *Vorläuferphänomene*. Einige davon äußern sich in der Veränderung geophysikalisch messbarer Größen, wie z. B. der seismischen Geschwindigkeit, der Neigung des Erdbodens oder die elektromagnetischen Eigenschaften des Gesteins. Andere Phänomene basieren auf statistischen Beobachtungen, wie etwa das Konzept der *seismische Ruhe*, die bisweilen auf ein bevorstehendes größeres Ereignis hindeutet. Wiederholt wurde auch von ungewöhnlichem Verhalten bei Tieren kurz vor größeren Erdbeben berichtet. Dadurch gelang in einem Einzelfall im Februar 1975 die rechtzeitige Warnung der Bevölkerung vor einem Erdbeben. Alle bekannten Vorläuferphänomene variieren jeweils sehr stark in Zeitverlauf und Größenordnung. Zudem wäre der instrumentelle Aufwand, der für eine lückenlose Erfassung dieser Phämone erforderlich wäre, aus heutiger Sicht finanziell und logistisch nicht realisierbar. Wegen des volkswirtschaftlichen Schadens und eventueller Opfer (Massenpanik oder Massenhysterie) ist eine Frühwarnung der Bevölkerung vor einem einzelnen Erdbeben nur sinnvoll, wenn die Zahl der zu erwartenden Opfer des Erdbebens als sehr groß eingeschätzt wird, oder wenn das Erdbeben sehr genau in Raum und Zeit vorausgesagt werden kann.

Erdbeben von Basel 1356 - Holzschnitt

DEFORMAZIONE SISMICA

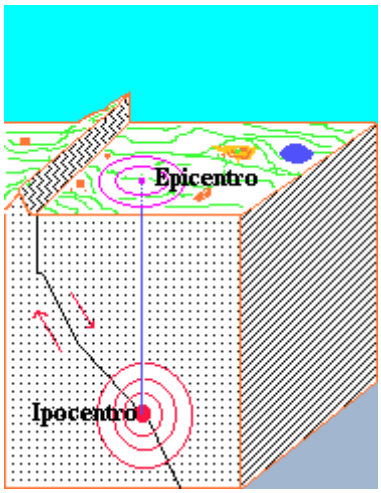
Quando durante un terremoto si forma una frattura si hanno principalmente due tipi di deformazione: STATICA e DINAMICA. La deformazione STATICA è rappresentata dallo spostamento permanente del terreno dovuto all'evento sismico.
Il ciclo sismico progredisce da uno stato in cui si ha una faglia non sottoposta a stress, verso una faglia sollecitata fino ad arrivare infine alla rottura che da luogo al terremoto. Tale processo è guidato dalla tettonica a zolle, ove il moto delle diverse placche, il loro scontro, le azioni di subduzione ed il moto relativo di una placca rispetto all'altra caratterizzano la tipologia delle aree sorgente dei terremoti. La zona interessata dalla frattura subisce una deformazione permanente ed il ciclo sismico riparte con un nuovo accumulo di energia.



RIMBALZO ELASTICO

Per meglio comprendere questa definizione consideriamo una linea di riferimento rettilinea, come potrebbe ad esempio essere una strada, un binario etc. ed immaginiamo che una faglia, che si trova nel suo stato di deformazione pre-rottura, la attraversi. Una volta avvenuto il terremoto, la deformazione subita viene evidenziata notando lo spostamento e la deformazione dell'originaria linea di riferimento, che assume una forma con uno spostamento maggiore nella zona più vicina alla faglia, il riequilibrio delle strutture che fa seguito ad un terremoto e' noto con il termine di rimbalzo elastico.

IPOCENTRO ED EPICENTRO



I terremoti di maggiore magnitudo sono di solito accompagnati da altri eventi secondari (e non necessariamente meno distruttivi) che seguono la scossa principale e si definiscono *repliche* (spesso definite in modo non corretto *scosse di assestamento*). Quando si verificano contemporaneamente o quasi, allora si tratta di *terremoti indotti* (quando il sisma innesca la rottura di altra roccia che era già prossima al punto critico di rottura). La fonte del terremoto è distribuita su un'area significativa -nel caso dei terremoti più devastanti, ha un raggio di oltre un migliaio di chilometri- ma è normalmente possibile identificare un punto preciso dal quale le onde sismiche sono apparentemente partite. Questo si chiama "ipocentro" e qui si è originato il movimento della frattura (*faglia*) o la sua improvvisa generazione. La proiezione verticale dell'ipocentro sulla superficie terrestre viene invece detta "epicentro", ed è il punto in cui si verificano i maggiori danni.

LE ONDE SISMICHE

Le onde sismiche si propagano a partire dall'ipocentro, ossia il punto all'interno della Terra da dove si sprigiona l'energia. Si distinguono tre tipi di onde sismiche:

Onde longitudinali o di compressione (P)

Le **onde P** (onde primarie) fanno oscillare la roccia avanti e indietro, nella stessa direzione di propagazione dell'onda. Esse generano quindi "compressioni" e "rarefazioni" successive nel materiale in cui si propagano. La velocità di propagazione dipende dalle caratteristiche elastiche del materiale e dalla sua densità. Poiché le onde P si propagano più rapidamente, sono anche le prime (P=Primarie) a raggiungere i sismometri, e quindi ad essere registrate dai sismografi. Nella crosta terrestre tali onde viaggiano a una velocità che può raggiungere anche i 10 km al secondo.

Durante la Guerra fredda, queste onde sono state studiate per tenere sotto controllo le nazioni che praticavano esperimenti nucleari. infatti il *primo arrivo* (così vengono definite in gergo le prime onde percepite) di un'onda generata da un'esplosione nucleare è sempre un'onda P.

Onde di taglio o trasversali (S)

Le **onde S**, ovvero onde "secondarie" muovono la roccia perpendicolarmente alla loro direzione di propagazione (*onde di taglio*). Esse sono più lente delle onde P, viaggiando

nella crosta terrestre con una velocità fra 2,3 e 4,6 km/s. Le onde S non possono propagarsi attraverso i fluidi perché questi non oppongono resistenza al taglio.

Onde superficiali (R e L)

Le onde superficiali, a differenza di quello che qualcuno potrebbe pensare, non si manifestano dall'epicentro (il corrispondente verticale sulla superficie dell'ipocentro), ma solo ad una certa distanza da questo. Tali onde sono il frutto del combinarsi delle onde P e delle onde S, sono perciò molto complesse. Le onde superficiali sono quelle che provocano i maggiori danni. Le onde di Rayleigh, dette anche **onde R**, muovono le particelle secondo orbite ellittiche in un piano verticale lungo la direzione di propagazione, come avviene per le onde in acqua. Le **onde di Love**, dette anche onde L, muovono invece le particelle trasversalmente alla direzione di propagazione (come le onde S), ma solo sul piano orizzontale.

I MAREMOTI

I terremoti, specialmente quelli che avvengono sotto il mare o gli oceani, possono provocare maremoti, sia come risultato diretto della deformazione del letto marino causata dal terremoto, sia come risultato di uno smottamento subacqueo indirettamente innescato da questo.

CAUSE DEI TERREMOTI

Alcuni terremoti sono causati dal movimento magmatico all'interno di un vulcano, e possono essere indicatori di una imminente eruzione. In rarissimi casi dei terremoti sono stati associati all'accumulo di grandi masse d'acqua dietro a delle dighe, come per la diga di Kariba in Zambia, Africa, e con l'iniezione o estrazione di fluidi dalla crosta terrestre (Arsenale delle Montagne Rocciose). Tali terremoti avvengono perché la resistenza della crosta terrestre può essere modificata dalla pressione del fluido. Infine, i terremoti (in senso molto ampio) possono essere il risultato della detonazione di esplosivi.

Nel periodo della guerra fredda, i due blocchi studiavano i progressi nucleari del blocco contrapposto grazie all'utilizzo dei sismometri, al punto che i test nucleari (sotterranei o in atmosfera) sono stati usati sia dagli USA che dall'URSS come una sorta di *comunicazione indiretta* col nemico.

PREVEDIBILITÀ DEI TERREMOTI

Già dal XIX secolo sono state studiate le correlazioni tra le variazioni dell'altezza della falda idrica e della gravità locale, oltre che dell'emissione di radon, ma purtroppo allo

stato delle conoscenze non sono ancora stati elaborati modelli che permettano di evidenziare segnali utili alla previsione di un terremoto o delle sue possibili caratteristiche, intensità e localizzazione spaziotemporale. Il radon si forma con il decadimento radioattivo del radio, e in quanto gas nobile non si combina con gli altri elementi e composti chimici e pertanto quello che si forma all'interno delle rocce rimane intrappolato in esse. Ma se improvvisamente si ha rotture di rocce con fessurazioni, come succede con i terremoti, il radon contenuto in profondità esce improvvisamente alla superficie terrestre, dove peraltro già esso è presente in certa misura perché la produzione di radon è continua, aumentando la locale concentrazione di radon con improvvisi picchi o "spifferi". Il fenomeno è allo studio per la più o meno realistica possibilità di realizzare un sistema di previsione a breve termine, e con sicurezza accettabile, dei terremoti, tramite una rete ampia sul territorio di rivelatori di radon.

Il terremoto di Haicheng[5] del 4 febbraio 1975 è stato storicamente il primo e unico terremoto previsto, ma in quel caso i segnali erano talmente intensi e regolarmente progressivi da essere incontrovertibili ed infraintendibili

La tematica è stata oggetto in Italia di discussioni e polemiche fuori dall'ambito scientifico, a seguito del Terremoto dell'Aquila del 6 aprile 2009 in quanto Giampaolo Giuliani, un tecnico di laboratorio non laureato, aveva sostenuto nelle settimane precedenti l'imminenza di una disastrosa scossa che si sarebbe verificata a suo dire in marzo, a grandi linee in quella stessa regione, sulla base di aumentate emissioni di Radon utilizzando metodologie previsionali reputate non scientifiche.

I TERREMOTI PIÙ FORTI DEL XX SECOLO

1. Al largo della costa dell'Ecuador - magnitudo 8.8 - 31 gennaio 1905
2. Dalay City, San Francisco, USA - magnitudo 8.3 - 18 aprile 1906
3. Messina e Reggio Calabria, Italia - magnitudo 7.2 - 28 dicembre 1908
4. Marsica, Italia - magnitudo 7 - 13 gennaio 1915
5. Kamčatka, Russia - magnitudo 8.5 - 3 febbraio 1923
6. Mare di Banda, Indonesia - magnitudo 8.5 - 1 febbraio 1938
7. Moldavia-magnitudo 7.4 - 1940
8. Assam, Tibet - magnitudo 8.6 - 15 agosto 1950
9. Kamčatka, Russia - magnitudo 9.0 - 4 novembre 1952
10. Isole Andreanof, Alaska - magnitudo 8.6 - 9 marzo 1957

[5] Il **terremoto di Haicheng** (magnitudo 7.3 della scala Richter) avvenne nella regione del Liaoning (Cina) il 4 febbraio 1975 alle ore 19:36 CST. Viene citato come il primo terremoto realmente previsto, al punto che si presero provvedimenti preventivi di evacuazione della città, che a quel tempo aveva circa un milione di abitanti. Si stima che l'allarme abbia salvato la vita di circa 150.000 persone. Secondo la versione iniziale delle autorità cinesi, la decisione di evacuare la regione fu presa dopo l'osservazione da parte dei sismologi di alcuni segnali ritenuti premonitori di scosse sismiche: spostamento degli equilibri della falda idrica, deformazioni geodetiche, comportamenti anomali di gatti ed altri animali domestici nei giorni precedenti la scossa. In seguito, dalla lettura di documenti declassificati risultò che in realtà molto importante fu la registrazione di una serie di piccole scosse premonitrici, impercettibili ai soli sensi umani, lo strumento che permise l'allarme sismico.

11. Valdivia, Cile - magnitudo 9.5 - 22 maggio 1960
12. Isole Kurili, Russia - magnitudo 8.5 - 13 ottobre 1963
13. Prince William Sound, Alaska - magnitudo 9.2 - 28 marzo 1964
14. Isole Rat, Alaska - magnitudo 8.7 - 4 febbraio 1965
15. Belice, Italia - magnitudo 6.4 - 14 gennaio 1968
16. Yungay, Perù - magnitudo 7.9 - 31 maggio 1970
17. Friuli, Italia - magnitudo 6.4 - 6 maggio 1976
18. Bucarest, Romania - magnitudo 7.4 - 4 marzo 1977
19. Scutari, Albania - magnitudo 7.9 - 15 aprile 1978
20. Irpinia - Conza della Campania (AV), Italia - magnitudo 6.9 - 23 novembre 1980
21. Città del Messico, Messico - magnitudo 8.1 - 19 settembre 1985
22. Chisinau,Moldavia-magnitudo 7.5-31 agosto 1986
23. Nicomedia, Turchia - magnitudo 7.4 - 17 agosto 1999

I TERREMOTI PIÙ FORTI DEL XXI SECOLO

1. Al largo della costa nord di Sumatra - magnitudo 9.0 - 26 dicembre 2004
2. Sumatra, Indonesia - magnitudo 8.7 - 28 marzo 2005
3. Giakarta, Indonesia - magnitudo 8.4 - 12 settembre 2007
4. Ica, Perù - magnitudo 7.9 - 15 agosto 2007
5. Calama, Cile - magnitudo 7.7 - 14 novembre 2007
6. Wenchuan, Cina - magnitudo 7.8 - 12 maggio 2008
7. Iwate e Tohoku, Giappone - magnitudo 7.2 - 14 giugno 2008

I TERREMOTI PIÙ DISASTROSI DEL XX E XXI SECOLO

Classifica in base al numero di morti dichiarati. I numeri sono da considerare sempre approssimativi e quasi sempre sottostimati.

1. Tangshan, Cina (1976) - ca. 255 000 morti
2. Sumatra settentrionale (2004) - ca. 228 000 morti
3. Haiyuan, Cina (1920) - ca. 200 000 morti (dal punto di vista degli effetti, questo terremoto è stato classificato al XII grado della scala Mercalli)
4. Kanto, Giappone (1923) - ca. 143 000 morti
5. Ashgabat, Turkmenistan (1948) - ca. 110 000 morti
6. Sichuan orientale, Cina (2008) - ca. 88 000 morti
7. Muzzarrafad, Pakistan (2005) - ca. 86 000 morti
8. Messina, Italia (1908) - ca. 72 000 morti
9. Chimbote, Perù (1970) - ca. 70 000 morti
10. Iran occidentale (1990) - ca. 45 000 morti
11. Gulang, Cina (1927) - ca. 41 000 morti
12. Avezzano, Italia (1915) - ca. 33 000 morti
13. Erzincan, Turchia (1939) - ca. 33 000 morti
14. Bam, Iran (2003) - ca. 31 000 morti
15. Quetta, Pakistan (1935) - ca. 30 000 morti
16. Chillan, Cile (1939) - ca. 28 000 morti

17. Spitak, Armenia (1988) - ca. 25 000 morti
18. Guatemala (1976) - ca. 23 000 morti
19. Gujarat, India (2001) - ca. 20 000 morti
20. Cina (1974) - ca. 20 000 morti
21. Kangra, India (1905) - ca. 19 000 morti
22. Karamursel/Golyaka, Turchia (1999) - ca. 17 000 morti
23. Tabas, Iran (1978) - ca. 15 000 morti
24. Agadir, Marocco (1960) - ca. 15 000 morti
25. Qazvin, Iran (1962) - ca. 12 500 morti
26. Qaratog, Tajikistan (1907) - ca. 12 000 morti
27. Khait, Tajikistan (1949) - ca. 12 000 morti
28. Bihar, India-Nepal (1934) - ca. 11 000 morti
29. Fuyun, Xinjiang (Sinkiang), Cina (1931) - ca. 10 000 morti
30. Tonghai, Yunnan, Cina (1970) - ca. 10 000 morti
31. Dasht-e Bayaz, Iran (1968) - ca. 10 000 morti

GRANDI TERREMOTI IN ITALIA DAL '900 IN POI

1. Messina e Reggio Calabria, Italia - magnitudo 7.2 - 28 dicembre 1908
2. Avezzano e Marsica, Italia - magnitudo 6.9 - 13 gennaio 1915
3. Mugello (Firenze) Italia - magnitudo 6.9 - 29 giugno 1919
4. Terremoto di Garfagnana e Lunigiana, Italia - magnitudo 6.5 - 7 settembre 1920
5. Vulture, Italia - magnitudo 6.7 - 23 luglio 1930
6. Belice, Italia - magnitudo 6.4 - 15 gennaio 1968
7. Toscana, Italia - magnitudo 4.5 - 6 febbraio 1971
8. Terremoto di Ancona, Italia - più scosse da febbraio a giugno max. magnitudo 5.1 - 1972
9. Friuli, Italia - magnitudo 6.4 - 6 maggio 1976
10. Irpinia Napoli San Giuliano - Conza della Campania, Italia - magnitudo 6.9 - ore 19.28 del 23 novembre 1980
11. Livorno e Pisa - Due scosse di magnitudo 5.7 e 5.8.- 24 aprile1984.
12. Siracusa, Italia - magnitudo 5.1 - 13 dicembre 1990
13. Novellara, Bagnolo, Correggio (Reggio Emilia), Italia - magnitudo 5.4 - ore 11.56 del 15 ottobre 1996
14. Umbria e Marche, Italia - magnitudo 5.7 - ore 11.43 del 26 settembre 1997
15. Palermo, Italia - magnitudo 5.6 - ore 3.21 del 6 settembre 2002
16. Molise, San Giuliano di Puglia (CB), Italia - magnitudo 5.6 - ore 11.32 del 31 ottobre 2002
17. Vetto, Canossa (Reggio Emilia), Neviano degli Arduini, Traversetolo (Parma), Italia - magnitudo 5.2 - ore 16,25 del 23 dicembre 2008
18. L'Aquila e Abruzzo, Italia - magnitudo 5.8 - ore 3.32 del 6 aprile 2009, 295 morti

SCALE SISMICHE

Ci sono non poche considerazioni da fare sulle scale sismiche ma cominciamo da Mercalli (Giuseppe Mercalli, 1850-1914). La scala Mercalli fornisce una serie di valori che partono dalla soglia 1 e finiscono con la soglia 12 (da ricordare che le ultime due soglie 11 e 12 sono state aggiunte successivamente da due americani). Adesso la scala Mercalli modificata e chiamata MCS (Mercalli, Cancani, Sieberg) è usata principalmente in Europa occidentale e descrive gli effetti distruttivi sull'ambiente. A differenza della MCS la scala Richter (Charles Francis Richter, 1900-1985) determina la quantità di energia liberata da un terremoto espressa in joule, le soglie di questa scala prendono il nome di magnitudo.

CLASSIFICAZIONE DELLA SCALA MERCALLI: (GRADI)

I	*strumentale*	Scossa rilevata solo dai sismografi installati sopra l'epicentro.
II	*leggerissima*	Scossa rilevata dai sismografi installati a pochi chilometri dall'epicentro. Non viene avvertita dalla popolazione.
III	*leggera*	Scossa considerata generalmente di assestamento, rilevata dai sismografi ubicati in un raggio di circa 10 chilometri dall'epicentro. Normalmente non viene percepita dalla popolazione.
IV	*mediocre*	Scossa percepita solo ai piani più alti degli edifici, e rilevata dai sismografi posti a una distanza non superiore ai 100 chilometri.
V	*forte*	Scossa che riesce a far oscillare i lampadari e far cadere qualche soprammobile nella zona direttamente interessata. Viene rilevata dai sismografi in un raggio di 200 chilometri dall'epicentro.
VI	*molto forte*	Scossa che provoca crepe nelle pareti e giunge a far suonare le campane a causa dell'oscillazione della struttura dei campanili. Rilevata dai sismografi distanti fino a 600 chilometri dall'epicentro.
VII	*fortissima*	Scossa che può far crollare qualche edificio e provocare vittime. I sismografi la rilevano anche a distanza di 1000 chilometri dall'epicentro.
VIII	*rovinosa*	Scossa che provoca crepe sul terreno, il crollo di

		diversi edifici, di campanili e che può provocare la caduta di massi dalle pareti delle montagne.
IX	*disastrosa*	Crolla il 60% degli edifici. Nei laghi l'acqua si intorbidisce e si formano delle onde che si infrangono con forza sulla riva. Lo stesso dicasi per le acque dei mari.
X	*disastrosissima*	Distruzione totale degli edifici. Le rotaie dei treni si deformano, i ponti e le dighe possono crollare. Nel terreno si aprono larghe crepe.
XI	*catastrofica*	Catastrofe. I rilievi franano a valle e si aprono crateri nel terreno.
XII	*grande catastrofe*	Distruzione di tutto quanto esiste in superficie in un raggio di 20-30 chilometri dall'epicentro.

CLASSIFICAZIONE DELLA SCALA RICHTER: (MAGNITUDO)

Quantità di energia liberata in joule.

Nota: *Joule prende il nome da il fisico inglese James Prescott Joule (1818-1889) Il Joule (simbolo J) esprime l'energia necessaria e distribuita per compiere un determinato lavoro, la formula più semplice è espressa come: - 1 joule= 1 Watt in un secondo, quindi il lavoro eseguito per generare un watt per 1 secondo.* Adesso osserviamo i valori del magnitudo...

2,5	*minore di 1,6 x 10 alla 7ma*	Joule
3,5	*1,6 x 10 alla 7ma*	Joule
4,2	*7.5 x 10 alla 8va*	Joule
4,5	*4 x 10 alla 9na*	Joule
4,8	*2,1 x 10 alla 10ma*	Joule
5,4	*5,7 x 10 alla 11ma*	Joule
6,1	*2,8 x 10 alla 13ma*	Joule
6,5	*2,5 x 10 alla 14ma*	Joule
6,9	*2,3 x 10 alla 15ma*	Joule
7,3	*2,1 x 10 alla 16ma*	Joule
8,1	*> 1,7 x 10 alla 18ma*	Joule
> 8,1	*non classificabile*	Joule

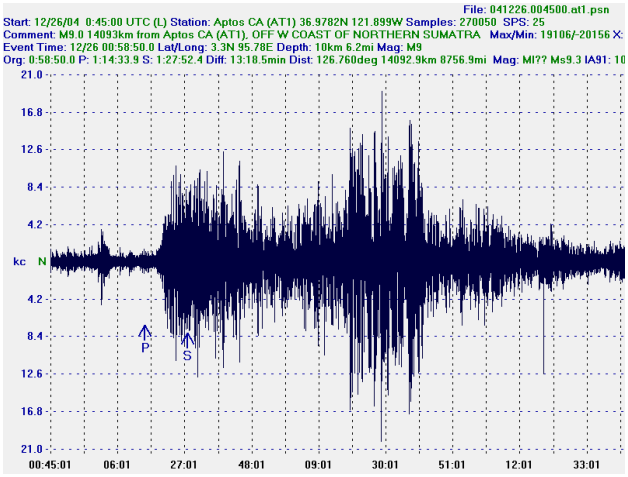
Adesso classifichiamo i **livelli di percezione della scala Ritcher**:

da 0 a 1,9	percezione solo strumentale
da 2 a 2,9	solo se siamo supini e molto attenti
da 3 a 3,9	pochissimi lo avvertono, in genere è scambiato per un rumore ambientale
da 4 a 4,9	si avverte, lampadario che si muove e vibrazione di bicchieri
da 5 a 5,9	viene molto avvertito, possibili fessure sulle mura, gli oggetti si muovono anche pesanti, piccoli crolli
da 6 a 6,9	comincia a essere molto pericoloso, crollo di case e innalzamento di onde del mare
da 7 a 7,9	fortissimo, poche costruzioni riescono a non crollare
da 8 a 8,9	grandissimo pericolo, tutte le costruzioni crollano, onde altissime anche oltre i 40 metri
da 9 in poi	Terremoto che ha causato lo Tsunami nel dicembre 2004 (magnetudo 9,3/9,4). Tutti conosciamo le conseguenze.

Molto spesso si confrontano le due scale cercando di fare accostamenti tra i gradi Mercalli e il magnitudo Ritcher. Non sappiamo quanto possano essere vere queste corrispondenze, sappiamo però che in certi casi non sono assolutamente uguali. Non esiste una precisa corrispondenza tra magnitudo e intensità. Un terremoto ha diverse caratteristiche: intensità (rilevabile con la scala MCS) magnitudo (misurabile con la scala Richter), profondità, localizzazione, geologia ecc.. non è detto che un sisma di magnitudo 6.5 abbia effetti del X grado MCS. Porto un esempio pratico: il terremoto del Basso Tirreno (settembre 2002) le cui onde sismiche hanno fatto vibrare tutta la costa settentrionale siciliana, è stato di magnitudo 5.6 ma a Palermo ha avuto effetti pari al VI MCS (secondo la vostra "equivalenza" avrebbe dovuto provocare effetti dell'VIII MCS). Questo non è successo perchè l'ipocentro si trovava a mare, a circa 40 km dal costa, e come ben saprete più ci si avvicina all'epicentro del sisma più l'intensità, e gli eventuali effetti, cresceranno. Mentre la scossa che ha colpito il Molise nell' ottobre-novembre dello stesso anno ha avuto magnitudo 5.4, ma la frattura è avvenuta in terraferma di conseguenza gli effetti sono stati maggiori, e sono stati stimati pari all'VIII MCS soltanto in un paese vicino al luogo dell'epicentro, per la particolare geologia del sottosuolo (gli effetti nella zona dell'epicentro variavano dai VII ai VI).

TERREMOTO: L'ITALIA È PRIMA AL MONDO NEGLI STUDI SISMICI

Il Centro Nazionale delle Ricerche ha presentato una nuova scala di valutazione sismica che affiancherà quelle tradizionali come la Mercalli. Il progetto ESI 2007, che favorisce il risparmio di vite umane e di denaro in caso di terremoto, ha confermato il primato della ricerca italiana nel campo degli studi sismologici. Così, pochi giorni dopo il grande risultato ottenuto dalla casa in legno Sofie, che in una simulazione ha resistito ad una forza d'urto impressionante, il CNR bissa il successo e fa colpo sul Giappone.



ESI 2007 (Environmental Seismic Intensity Scale) è una scala di intensità sismica del tutto innovativa. Si basa sugli effetti che i terremoti producono sull'ambiente e sul territorio, e non più solo su edifici ed infrastrutture. Questa scala di valutazione, consentirà dunque di pianificare strategie territoriali complesse che attraverso una migliore conoscenza dell'insieme degli effetti dei sismi, possono favorire un enorme risparmio di vite umane e di miliardi di euro di danni.

La scala ESI 2007 rientra tra le attività promosse per l'anno Internazionale del Pianeta Terra, ed è stata presentata nei giorni scorsi dai ricercatori del Cnr che hanno lavorato insieme all' Università dell'Insurbia, e all'APAT (Agenzia per la protezione dell'ambiente e per i servizi tecnici).

Storicamente le scale macrosismiche, che permettono di paragonare gli effetti dei terremoti nello spazio e nel tempo, basano il grado di intensità su tre fattori: gli effetti prodotti sull'uomo, sulle strutture antropiche e sull'ambiente naturale - ha spiegato Sabina Porfido del Cnr di Napoli - quest'ultimo aspetto però è talvolta sottostimato, pur costituendo un importantissimo fattore di valutazione. **La scala ESI 2007, costituita da 12 gradi di intensità, analoghi a quelli delle scale tradizionali, si basa invece esclusivamente sugli effetti indotti sull'ambiente.**

La scala del Cnr, dunque, esamina abbassamenti e sollevamenti del suolo, fenomeni franosi, fratture del suolo, variazioni dei corsi d'acqua, variazioni di attività

chimiche nelle sorgenti fino ad arrivare agli tsunami. Come ha spiegato Eliana Esposito dello IAMC (Istituto per l'ambiente marino e costiero), la scala è stata elaborata attraverso la revisione critica dei dati di un elevato numero di terremoti avvenuti in Asia (tra cui quello devastante di Sumatra nel 2004), America meridionale e settentrionale, medioriente ed Europa (di cui 150 in Italia).

ESI 2007 integrerà le tradizionali scale di valutazione, come ad esempio la Mercalli, che si basano essenzialmente sui danni agli edifici, sostituendole nei gradi massimi (quando la maggior parte degli edifici sono distrutti), o quando le aree colpite sono disabitate e dunque i dati sugli effetti ambientali sono gli unici disponibili.

Questo nuovo metodo di rilevazione potrebbe evitare prospettive devastanti, come nel caso del terremoto che ha colpito il Giappone centrale lo scorso luglio, mettendo a rischio la centrale nucleare di Kashiwazaki. Gli esperti giapponesi, infatti, pur avendo previsto un sisma di forte intensità, non avevano calcolato la possibilità degli eventi franosi che si sono verificati proprio a ridosso della centrale nucleare.

In Italia ESI 2007 aiuterà a capire le mutazioni morfologiche e strutturali del territorio nelle zone colpite da terremoto favorendo la predisposizione di tutte le azioni necessarie per prevenire e ridurre il livello di impatto di un terremoto.

IL SISMOGRAFO

Il **sismografo** è lo strumento che viene utilizzato per registrare i fenomeni sismici. Si distingue dal sismometro, strumento che effettua la sola misura e non la registrazione della stessa. Il sismografo è costituito da una serie di elementi che consentono la rappresentazione grafica dell'andamento del segnale sismometrico nel tempo sismogramma. Analizzando il sismogramma si può conoscere l'entità, la natura (con una singola stazione solo in modo parziale), e la distanza del sisma dal punto dove è avvenuta la registrazione del sismogramma stesso. Il sismografo deve dunque rappresentare fedelmente il movimento del suolo oppure le grandezze (accelerazione o velocità) con le quali si può in seguito estrapolare il movimento assoluto del suolo.

Stazione sismica

Una *stazione sismica* o *stazione sismografica* è l'insieme di diverse strumentazioni, atte a misurare lo spostamento, la velocità o l'accelerazione del suolo. Una stazione sismica può essere analogica o digitale. Normalmente una stazione sismografica è composta da più sensori disposti ortogonalmente in maniera da registrare i movimenti sui tre assi (verticale, nord-sud e est-ovest).

Componenti

Alimentazione = Sistema variabile per la fornitura di energia.
Sensore o sismometro = Strumento per la misura della quantità d'interesse.
Amplificatore e Filtro = Sistema per il condizionamento e l'isolamento dei segnali di interesse.
Convertitore analogico digitale (opzionale) = Sistema per la conversione in digitale dei dati.
Registratore (opzionale) = Sistema per la memorizzazione del segnale sismico in loco.
Modem (opzionale) = Sistema per la trasmissione del segnale sismico registrato via telefono o radio.
Trasmettitore = Sistema per la trasmissione del segnale via radio.
Antenna (opzionale) = Utilizzata per la trasmissione dei dati via radio
GPS = Sistema per il rilevamento dell'ora esatta (indispensabile) e, in aggiunta, della

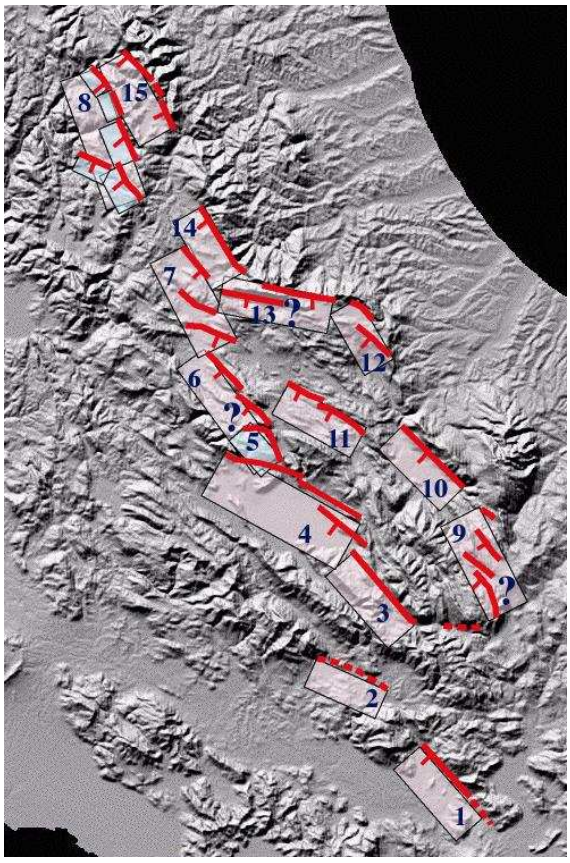
L'invenzione del primo sismografo viene spesso attribuita al cinese Zhang Heng e datata 132 d.C. Il suo apparecchio aveva una struttura estremamente ingegnosa ed elegante: all'interno di un'anfora, stava un pendolo che, se messo in oscillazione da una scossa sismica, urtava alcune levette. Tali levette erano otto, disposte tutto intorno all'anfora, ed ognuna di esse era collegata alla riproduzione di un dragoncello; se urtata, ne apriva la bocca, facendo cadere la pallina contenutavi in un recipiente sottostante. La pallina, cadendo, faceva un rumore metallico, che fungeva da allarme. Tuttavia, è discutibile se questo apparecchio possa essere veramente considerato un sismografo, dato che la capacità di *registrazione* delle scosse è quasi assente (controllando quale drago avesse aperto la bocca, si poteva intuire la *direzione* della

scossa, ma non l'*intensità*, la *durata* e altre caratteristiche), e quindi sarebbe forse più giusto considerarlo al limite un sismoscopio.
In Italia, la tradizione ha sempre attribuito l'invenzione e la creazione del primo sismografo al padre benedettino Don Andrea Bina. Il suo apparecchio costruito a Perugia verso la metà del Settecento, nell'ambito dei suoi studi sui terremoti, consisteva in una lunga fune appesa al soffitto di una stanza e con attaccato, all'altra estremità, un pesante masso. Tale masso aveva uno stilo nella parte inferiore, la cui punta sprofondava nella sabbia contenuta in una vaschetta, che a sua volta galleggiava in un ampio vaso pieno d'acqua. In occasione dei terremoti, il pendolo lasciava nella sabbia delle tracce da cui, come scrisse Bina stesso,
... si potrà conoscere la qualità e l'impeto delle scosse. Se il terremoto sarà stato regolare, o di ondeggiamento, rettilinei saranno li solchi, se tremulo ed irregolare saranno tortuosi; se sarà stato vorticoso...si conoscerà ciò dalla profondità a cui lo stilo sarà penetrato entro la materia molle...
I sismografi a pendolo a filo sono stati poi con il tempo sostituiti da sistemi costituiti da pendoli orizzontali, sostenuti da molle, con cui è possibile costruire strumenti di dimensioni ridotte ed elevata sensibilità. La registrazione del movimento avveniva con sistemi meccanici composti da una trasmissione, più o meno complessa, che terminava con un pennino che registrava i movimenti su un nastro di carta mosso da un meccanismo a orologeria. Si è passati successivamente a sistemi elettromagnetici nei quali il sensore era costituito da una bobina resa solidale al pendolo e immersa nel campo di un magnete permanente mentre la registrazione veniva effettuata con un registratore a carta galvanometrico. Attualmente i sismografi elettromagnetici si sono evoluti col l'applicazione dei computer che permettono di registrare i dati in forma digitale con dinamiche estremamente elevate e di applicare ai segnali rilevati filtraggi che permettono di eliminare le interferenze dovute ai fenomeni locali (traffico e altre attività dell'uomo) o alle caratteristiche del sistema di rilevamento (risonanza del pendolo). La principale stazione di rilevamento dei sismi in Italia è situata nell'Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, (INGV) dove arrivano le rilevazioni di tutte le principali stazioni d'Italia. Esso nasce intorno al 1999 e subito assume una notevole importanza a livello europeo

LA MAPPA DELLA FAGLIA ABRUZZESE: ECCO COSA È SUCCESSO

10 Aprile 2009

- Da Paganica a Collebrincioni: è su questa direttrice che sono stati trovati indizi *"di fagliazione superficiale legati al terremoto del 6 aprile"*. Lo afferma Emanuele Tondi, del Dipartimento Scienze della Terra dell'Università di Camerino che con i suoi colleghi sta setacciando il territorio per mappare le tracce della faglia che ha generato la scossa principale di magnitudo 5.8 nella notte tra domenica 5 e lunedì 6 aprile. Per quanto riguarda le scosse che si sono susseguite da lunedì in poi, Tondi spiega: *"Ogni volta che si attiva una faglia ci sono repliche successive. Inoltre una faglia che si attiva crea una perturbazione che attiva altre faglie generando altri terremoti"*. Queste crisi sismiche, ha quindi confermato l'esperto *"possono durare anche diversi mesi. Una faglia* - spiega - *dà fastidio all'altra. Nell'Appennino centrale ci sono diverse faglie attive in grado di generare terremoti e anche quella di Sulmona è una faglia per così dire 'come tante' altre faglie attive dell'Appennino centrale"* e il monitoraggio sulla faglia principale del sisma nell'aquilano, *"è importante per caratterizzarla e per lavorare sull'attività futura"*. In un documento, quindi, i geologi del Dipartimento di Scienza della Terra dell'Università di Camerino fanno il punto dei rilievi preliminari lungo la parte occidentale dell'area dell'epicentro, *"in accordo* - scrivono Fabrizio Agosta, Pietro Paolo Pierantoni e Emanuele Tondi - *con colleghi geologi del Cnr e dell'Istituto Superiore Protezione e Ricerca Ambientale (Ispra)"*. Ecco i risultati dei primi rilievi:



 PIZZOLI: procedendo da nord-ovest verso l'area epicentrale, la prima sosta e' stata effettuata al di sopra l'abitato di Pizzoli, lungo la strada che porta alla sommità del rilievo. Sono state rilevate poche lesioni nei manufatti, mentre nessuna evidenza di deformazione superficiale e' stata osservata lungo le pareti esposte della faglia. Ad Arischia, alla sommità del paese, è stata rinvenuta una frana di crollo-scorrimento dovuta agli effetti dello scuotimento sismico.

 PETTINO: procedendo verso sud-est, lungo la strada per Canzatessa, sono state osservate lesioni profonde agli edifici. I rilevamenti effettuati lungo il rilievo calcareo sul versante meridionale del Monte Pettino hanno comunque confermato che i piani di scivolamenti della faglia principali non sono stati riattivati durante il terremoto. In prossimità de L'Aquila la presenza di lesioni lungo le pareti degli edifici ha permesso di documentare l'effetto delle onde di taglio generate dal sisma. In località Case

Castelvecchio sono state osservate diverse fratture nell'asfalto orientate parallelamente alla faglia. In località San Sisto non sono state osservate fratture nel terreno, mentre gli effetti dello scuotimento del suolo indotto dal sisma sugli edifici presenti sono risultati essere molto evidenti. All'interno della città de L'Aquila sono stati condotti diversi rilevamenti lungo la traccia della faglia. Pur avendo riscontrato profonde lesioni su edifici e crolli, non sono state riscontrate fratture nel terreno.

 COLLEBRINCIONI-TEMPERA-PAGANICA: lungo la strada che collega L'Aquila con il paese di Collebrincioni, e' stato rinvenuto un piano di scivolamento. In località Collebrincioni sono state rinvenute diverse fratture nell'asfalto. Presso la località Le Macchie, in corrispondenza di una cava attiva, sono state rinvenute 78 fratture sia nell'asfalto che nel suolo. Queste fratture, orientate parallelamente alla faglia, hanno mostrato superfici fresche e non alterate; si suppone quindi esse si siano formate in seguito all'evento sismico del 6 Aprile. Proseguendo verso Tempera, a est del paese, a ridosso del fosso di Fontanelle, sono state rilevate 30 fratture orientate parallelamente alla faglia. Queste fratture sono risultate essere di pochi centimetri.(ANSA)

LA FAGLIA DI ONNA

Di Davide Valsecchi

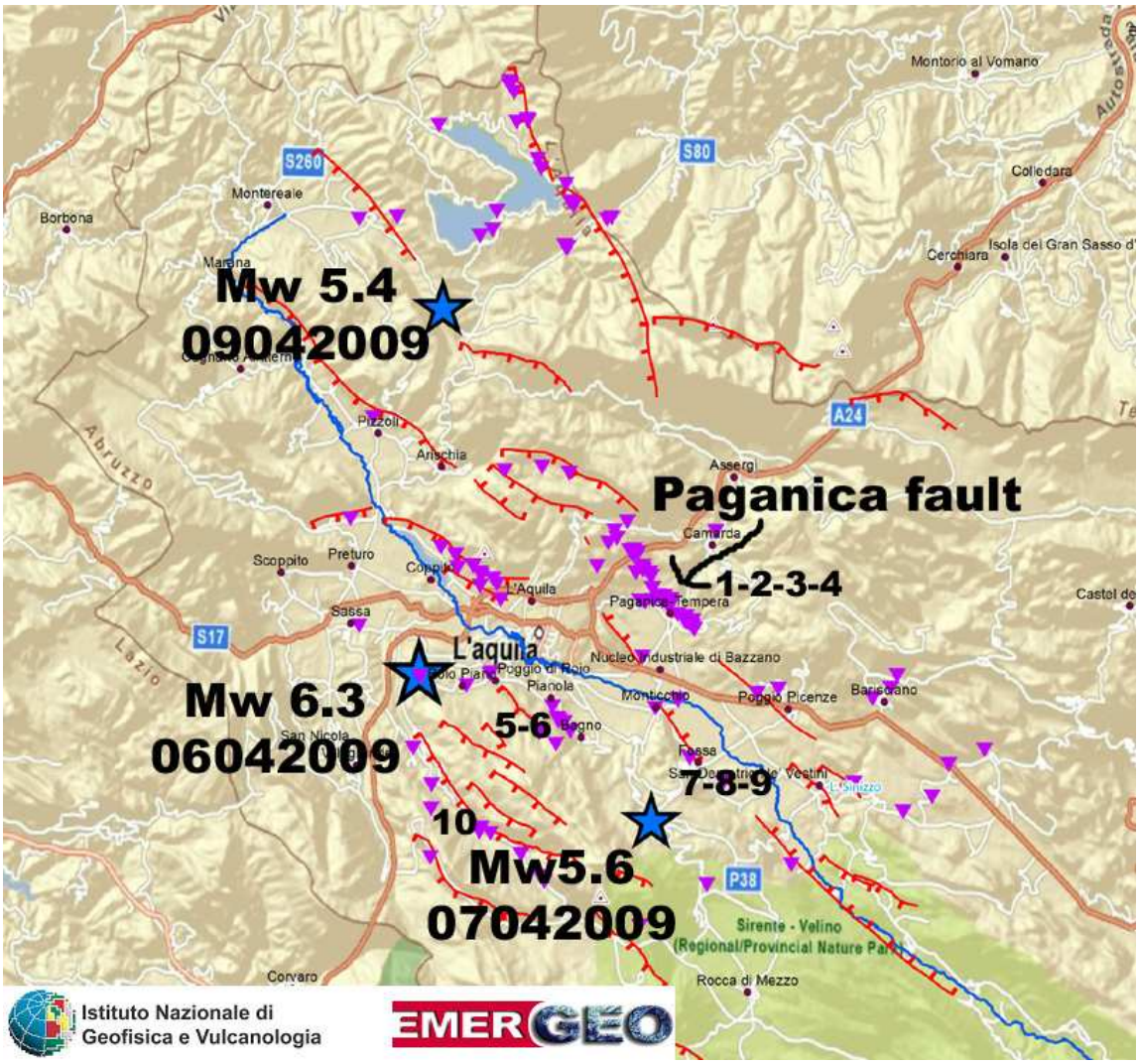
Io non ho una televisione, le poche volte che mi capita di guardarla è a cena da qualche amico o nei bar e forse questo mi aiuta ad informarmi sulla tragedia che ha colpito l'Abruzzo in modo diverso. Non sono assalito dalla violenza delle immagini o dall'irruenza cinica dei giornalisti televisivi che, nei pochi minuti di collegamento, cercano di cristallizzare la disperazione della gente per servirla come dessert al pubblico. Io seguo i giornali, stampati e on-line, approfondendo a tutto campo, consultando la wikipedia o i siti specializzati. Forse un modo più responsabile, anche se a volte più impegnativo, di ricercare la verità del mondo che ci circonda. Purtroppo anche la comunicazione su Internet, in questi giorni convulsi, si è fatta vaga, incompleta e confusa. Ma tutto questo mio ciarlare è solo una divagazione perché stamani ho trovato sul web una foto che mi ha fatto riflettere e che mi andava di mostrarvi (vedi foto). La

foto della faglia, la spaccatura nel terreno, che ha dato vita al terremoto che ha portato tanta distruzione e tanti morti. Il cuore del disastro. Sembra una cosa piccola, un lunga trincea larga una trentina di centimetri e profonda mezzo metro ma che in realtà si estende nel cuore della terra. Eppure la differenza tra prima e dopo è tutta lì, in quei venti o trenta centimetri in cui il mondo si è spostato. Un piccolo segno, una piccola ferita nel terreno. Intorno una distruzione sconsolante. Il terremoto appare come un gesto banale, un piccolo squarcio che si apre nell'arco dei due, tre minuti. Il tempo in cui è durata la scossa. Le case, rigide costruzione organizzate in un complesso equilibrio di forze, pareti, soffitti e muri portanti, incastonate all'interno di altre strutture altrettanto rigide come le strade, gli acquedotti, le condutture del gas, scosse dalle fondamenta per tre minuti e spostate, dalla loro posizione originale, in un movimento complesso che ha origine da una spinta di venticinque centimetri che coinvolge tutto fin nel cuore della terra. Questa è la semplicità e la brutalità del terremoto. Spinte, contrazioni, cedimenti, traslazioni, torsioni e crolli, progressivi o di schianto, che per tre minuti sconvolgono ogni equilibrio. La forza messa in atto da quella piccola fessura nel terreno è impressionante e spaventosa. Chissà qual è il rumore della terra che urla per tre minuti?! Non oso immaginare il fragore e la vastità di suoni che avvolgono quei momenti prima ancora che sia la paura e le grida della gente ad alzarsi tra la polvere. Io non ho una televisione, non guardo i telegiornali che si beatificano degli ascolti, ma il semplice vedere questa foto mi spaventa e mi rende partecipe a quella tragedia verso la quale è rivolta l'attenzione di tutti.

Di Lorenzo Colantonio

Anche questa è una foto della rottura della crosta terrestre che ha causato la prima violenta scossa di terremoto. Tecnicamente si chiama faglia ed è per altro una faglia normale, dicono gli esperti, cioè una rottura per distensione. In quel punto la terra si è allargata. L'effetto è stato la scossa tellurica. La faglia è situata nell'immediata periferia di Onna, frazione dell'Aquila, a circa trecento metri di distanza dalle case che sono state totalmente rase al suolo. È larga circa 35 centimetri ed è possibile infilarci una gamba, si estende per lunghezza per oltre 40 metri e costeggia il fiume Aterno. Possiamo dire che, sempre secondo gli esperti, questa rottura ha causato il terremoto d'Abruzzo. Nelle vicinanze della faglia principale se ne scorgono altre quattro di dimensioni inferiori, ma una in particolare passa sotto un villino. Che, incredibile ma vero, è una delle poche case rimasta in piedi.

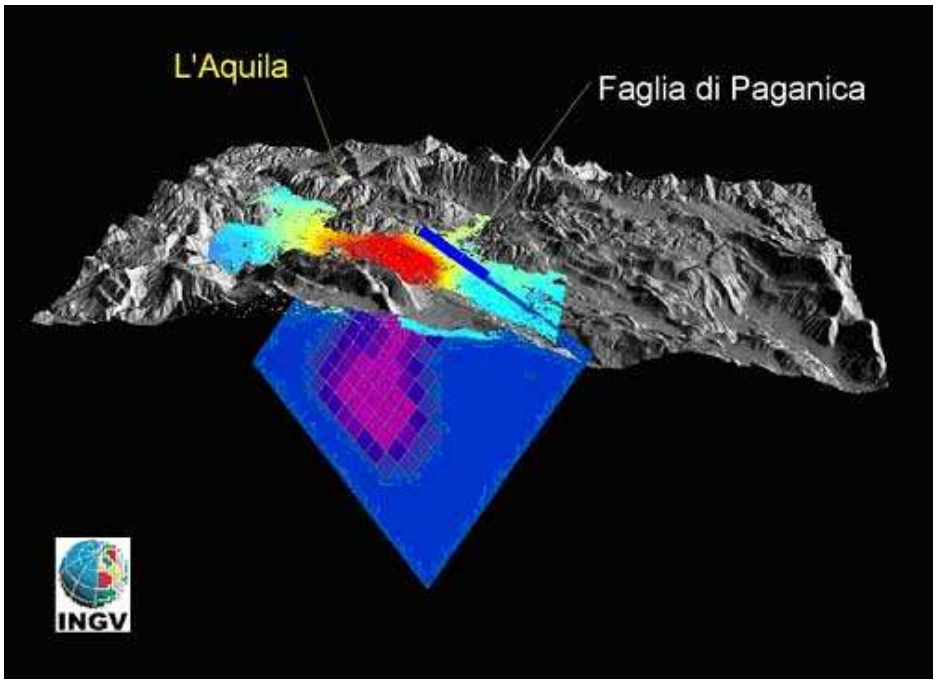
Un'altra immagine della faglia



LA DISTRIBUZIONE DELLE FAGLIE ATTIVE NEL TERRITORIO AQUILANO

LA FAGLIA DI PAGANICA

La faglia individuata grazie ai dati di COSMO-SkyMed



23 Aprile 2009

Le foto del sisma abruzzese scattate da COSMO SkyMed, il sistema satellitare duale di osservazione della Terra sviluppato dall'Agenzia Spaziale Italiana in cooperazione col Ministero della Difesa, hanno ottenuto un forte riscontro mediatico. Un successo che conferma il valore del prezioso contributo messo a disposizione della Protezione Civile da una macchina complessa, messasi subito al lavoro. Ogni giorno le immagini ottenute con tecniche interferometriche e multi temporali, processate e analizzate dai tecnici di **Asi** e **Telespazio**, hanno detto la loro. Permettendo di rilevare nei dettagli gli spostamenti avvenuti sul terreno, fino ad identificare la faglia che ha originato il terremoto. Un successo che ha consentito a tutti gli italiani di vedere le ferite inferte dal sisma. E un successo dietro il quale c'è il lavoro di decine di persone e di diverse strutture, dall'**Irea** (Istituto rilevamento elettromagnetico dell'ambiente) del CNR fino all'**INGV** (l'Istituto nazionale di geofisica e vulcanologia). Senza dimenticare, naturalmente, **e-GEOS**, la società consorziata da Telespazio e ASI che svolge il ruolo di promoter per le attività di COSMO SkyMed. Il risultato forse più importante ottenuto dai satelliti COSMO è stato l'identificazione della faglia che ha originato il sisma del 6 aprile 2009. Tale faglia (la faglia di Paganica) era già riportata nella cartografia geologica a partire dagli anni Novanta. Nella figura sopra è rappresentato il piano di faglia risultante da un modello numerico elaborato dall'INGV (Istituto nazionale di geofisica) e basato sui dati COSMO-SkyMed. Grazie a questo modello è stato possibile ricostruire con buona approssimazione la posizione del piano di faglia, ovvero il piano lungo il quale è avvenuto lo scorrimento dei due lembi di crosta terrestre. La traccia nera in figura rappresenta l'emersione parziale del piano di faglia alla superficie. Il piano immerge di circa 50° verso Sud-Ovest e passa sotto alla città de L'Aquila. Il blocco di crosta terrestre a Sud Ovest del piano ha scorso verso il basso di circa 90 centimetri (nella direzione della massima pendenza), e ha causato in superficie l'abbassamento del suolo visibile in figura con il colore rosso. Secondo i dati interferometrici, il piano della dislocazione incontra la superficie presso l'abitato di Paganica, dove i geologi dell'INGV

hanno riscontrato sul terreno l'esistenza di fratture con spostamenti di alcuni centimetri. Il terremoto in Abruzzo del 6 aprile 2009 è il secondo che sia mai stato studiato con i dati dei satelliti COSMO-SkyMed; il primo fu il terremoto di Sichuan, Cina, 12 maggio 2008. In quel caso fu calcolato il primo interferogramma in banda X per una misura di spostamento co-sismico (Stramondo et al., 2008), ma la sua utilità fu limitata a causa della scarsa copertura dell'area. Attualmente la disponibilità di tre satelliti della costellazione COSMO-SkyMed consente una copertura ad alta frequenza temporale che ha permesso di ottenere i risultati qui esposti.

La faglia che si è aperta dopo il terremoto vicino il lago di Sinizzo nel comune di San Demetrio nè Vestini (foto: Ansa)

La forza e la tenerezza della poesia ...

TERREMOTO DELL'AQUILA: UNA POESIA DI GIOVANNI PETTINARO

DISARMATE DI CEMENTO

6 aprile 2009
ore 3,32
terremoto
L'Aquila
scattano
le trappole-case
disarmate di cemento

Bambini
studenti
e povera gente
pagano
con la vita
i profitti
criminali
e sporchi
di alcuni assassini
colpevoli
di omicidio
volontario

Di alcuni assassini
col titolo incorniciato
di dottore qualificato
in cemento disarmato

Omicidio volontario
se la mente
di chi costruisce
sa cosa fa la mano

L'aquila
lastricata
di cadaveri
la strada
del dio profitto

L'aquila
lastricata
di calcinacci
e polvere

la coscienza
incosciente
dei controllori
delle case-trappole
disarmate di cemento

Teramo 19 aprile 2009
Giovanni Pettinaro - Direttore Didattico

APPENDICE

LA PAROLA "GEOLOGIA"

L'origine del termine geologia è nelle parole greche *ghe*, Terra e *logos*, discorso, scienza. Significa perciò scienza della Terra. In italiano, la prima attestazione, nella forma geologia, risale agli inizi del Seicento.

La geologia è la scienza che studia cause e meccanismi di trasformazione della struttura della crosta terrestre.

La riflessione geologica è una forma di indagine della natura assai antica. E' praticata infatti fin dalla preistoria, quando la pietra forniva la maggior parte degli utensili e i ricoveri più sicuri.

Gli Egizi, gli Assiri, i Babilonesi accompagnavano lo sfruttamento minerario e le tecnologie metallurgiche avanzate con teorie rudimentali che attribuivano i fenomeni geologici a lotte fra divinità o a movimenti di testuggini, serpenti o giganti, sui quali riposava la Terra.

Già nel V e VI secolo avanti Cristo, i filosofi presocratici avevano teorie geologiche di tipo naturalistico. Credevano, cioè, che la terra cambiasse forma e aspetto sotto la spinta di fenomeni naturali, come l'erosione o i terremoti.

Nell'era cristiana le teorie geologiche incompatibili con la versione biblica della creazione vennero rifiutate. Solo nel Rinascimento la ricerca geologica ricominciò a progredire.

Verso il XIII secolo, Restoro d'Arezzo ipotizzò l'esistenza di una massa fusa nel centro della terra, e Leonardo da Vinci confutò la versione biblica della creazione dimostrando che i fossili non sono scherzi della natura, ma resti di organismi antichi.

Dalle forme di evidente origine acquatica dei fossili, Leonardo evinse che la crosta terrestre era soggetta a innalzamenti e abbassamenti dovuti all'avanzare e all'arretrare delle acque marine.

Solo alla fine del Settecento, tuttavia, la geologia si liberò delle ultime vestigia delle teorie bibliche, divenendo una vera scienza. Si stabilì così una classificazione dei minerali basata sulla loro composizione chimica e si distinsero due discipline: l'orittognosia che si occupa dei fossili, dei minerali e dei loro giacimenti e la geognosia che si occupa delle rocce e della struttura dei terreni. Da quest'ultima nasce la geologia moderna che si divide in tettonica e in stratigrafia.

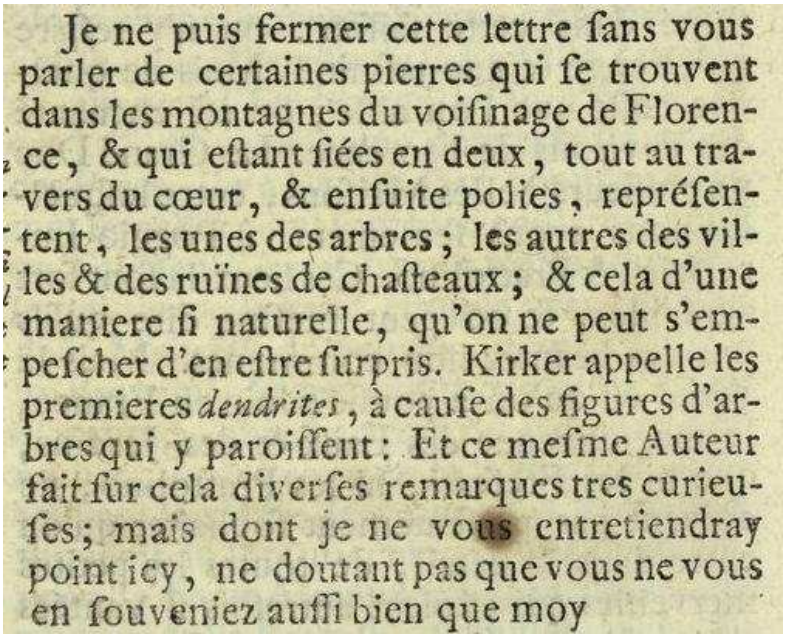
La prima, detta anche geologia storica, si occupa dei mutamenti della crosta terrestre nel tempo; la seconda della descrizione, composizione e stratificazione della crosta terrestre.

Alla base della moderna geologia vi è la teoria delle zolle o placche continentali. Le terre emerse, sostiene questa teoria, si formano da un unico continente, detto Pangea, che, attraverso un processo di deriva si sarebbe diviso in sei zolle continentali: eurasiatica, africana, americana, pacifica, indiana e antartica.

Ciascuna di queste zolle corrisponde all'incirca ad un continente. Esse si spostano "galleggiando" su uno strato di materia allo stato liquido. Quando, nel loro lentissimo movimento, si scontrano, i margini si sovrappongono creando intere catene montuose.

Le applicazioni pratiche della geologia riguardano soprattutto l'ingegneria, la difesa del suolo, la ricerca di materie prime.

Le prospezioni geologiche garantiscono che il suolo sopporti il peso delle costruzioni e contribuiscono alla difesa da frane, alluvioni e terremoti. I geologi sono protagonisti nella ricerca di minerali e materie prime del sottosuolo e individuano con l'analisi petrografica miniere e giacimenti petroliferi.


Je ne puis fermer cette lettre ſans vous parler de certaines pierres qui ſe trouvent dans les montagnes du voiſinage de Florence, & qui eſtant ſiées en deux, tout au travers du cœur, & enſuite polies, repréſentent, les unes des arbres; les autres des villes & des ruïnes de chaſteaux; & cela d'une maniere ſi naturelle, qu'on ne peut s'empeſcher d'en eſtre ſurpris. Kirker appelle les premieres *dendrites*, à cauſe des figures d'arbres qui y paroiſſent: Et ce meſme Auteur fait ſur cela diverſes remarques tres curieuſes; mais dont je ne vous entretiendray point icy, ne doutant pas que vous ne vous en ſouveniez auſſi bien que moy

COS'È LA GEOLOGIA?

Partendo dall'origine greca del termine *Geo=Terra e Logos=Discorso*, cioè "Discorso sulla Terra", si intuisce subito quanti "discorsi" si possano fare sul nostro pianeta e, quindi, quanto sia vasta la materia della **Geologia**, che potremmo definire come: la scienza che studia la Terra a partire dal suo consolidamento fino ai giorni nostri attraverso l'analisi degli eventi fisici, chimici e biologici verificatisi nel tempo. Proprio per questa vastità, lo studio approfondito del nostro pianeta ha portato a suddividere la geologia in molte discipline specializzate. Tra queste le più conosciute sono: la **Vulcanologia**, che studia i vulcani, la **Sismologia**, che si occupa di terremoti, la **Geomorfologia** che esamina le forme e il modellamento del paesaggio, la **Pedologia** che studia i suoli, l'**Idrogeologia** che si concentra sui corsi d'acqua superficiali e sotterranei, la **Mineralogia** e la **Petrografia** che si occupano rispettivamente di minerali e rocce, e la **Paleontologia** che a partire dai fossili ricostruisce la storia della vita sulla Terra dalla sua origine sino ad oggi.

CHI È E COSA FA IL GEOLOGO?

Il **geologo** è prima di tutto uno scienziato, un individuo curioso e appassionato del mondo che lo circonda. Il suo compito è quello di ricostruire la storia del nostro Pianeta attraverso gli indizi conservati nelle rocce, nei sedimenti dei laghi e dei mari, nel ghiaccio dei ghiacciai, nelle forme del paesaggio. Il geologo guarda la Natura con un particolare tipo di occhiali, quelli del tempo, e conosce i tempi e i processi che hanno modellato e creato il paesaggio che oggi ammiriamo. In altre parole, il geologo è uno storico della Terra. Per diventare geologi bisogna, innanzi tutto, laurearsi in **Scienze geologiche**, poi non deve spaventare la vita all'aria aperta, comprese le lunghe camminate con carta e bussola alla mano, bisogna essere buoni osservatori e, visto che certe teorie geologiche nascono da pochi indizi che la Natura ci offre a volte casualmente, non guasta avere la stoffa e l'intuito dell'investigatore. Questo insieme di passioni e competenze deve passare attraverso l'applicazione rigorosa del **metodo scientifico**. Il geologo può lavorare su una nave, se si occupa di geologia marina, o in un laboratorio, se è un'analista, ma più comunemente il suo lavoro lo svolge all'aria aperta ad **esplorare il territorio**.

Quali sono gli strumenti del geologo?

Il geologo si avvale di diversi strumenti per svolgere la propria professione, qui di seguito verranno citati quelli utilizzati per il lavoro all'aperto o, come si usa dire, *per l'attività di rilevamento geologico*.

Quaderno di campagna
Diario del geologo, serve per annotare tutte le osservazioni, i pensieri, gli schizzi; cioè tutto quello che non può solo essere colto da una macchina fotografica o riportato direttamente in carta.

Stereoscopio

Permette di vedere in tre dimensioni le foto aeree cioè di vedere in rilievo il paesaggio fotografato. Con questo strumento, disponibile anche in versione da campo, il

Carta topografica
Rappresenta, tramite l'ausilio di simboli grafici, una porzione di territorio ad una determinata scala. Il geologo deve saper leggere perfettamente una carta topografica per sapere sempre dove si trova e dove sta andando (orientamento) e per annotare graficamente ciò che sta vedendo. Il risultato finale del suo "osservare e annotare" è la carta geologica.

Bussola
Indica il Nord magnetico terrestre e serve per orientare la carta, per determinare con precisione le direzioni, la posizione dell'affioramento e, in casi estremi, l'esatta posizione del geologo. La **bussola da geologo**, che misura la direzione degli strati rocciosi, è dotata di una specie di *pendolino* che oscilla su una scala graduata che permette di determinare anche la pendenza degli strati.

Altimetro
Indica la quota sul livello del mare del punto in cui ci si trova. L'altimetro deve essere tarato su un punto a quota nota e misura le variazioni della pressione atmosferica che diminuisce all'aumentare della quota.

Binocolo
Indispensabile per le osservazioni da punti panoramici, per inquadrare le forme del territorio nel loro insieme e per descrivere da lontano zone non raggiungibili direttamente. Spesso la soluzione di un problema è suggerita da una visione d'insieme, piuttosto che da un dettaglio visto da vicino.

Martello da geologo

Serve al geologo per staccare dei frammenti di roccia (campioni) che esaminerà con cura in laboratorio. Il martello da geologo è costituito da un unico corpo d'acciaio con la mazza terminante a punta da un lato e piatta dall'altro.

Sacchetti e scatoline

Indispensabili per conservare, separati ed etichettati i campioni di roccia prelevati.

Matite colorate

Necessarie per realizzare schizzi e per annotare sulla carta topografica e sul quaderno di campagna, affioramenti, forme e altre indicazioni, anche numeriche.

Metro a nastro o cordella metrica

Serve per effettuare misure lineari quali lo spessore degli strati e l'estensione di un affioramento di roccia.

Lente di ingrandimento

Permette di individuare quegli elementi accessori quali fossili e minerali, presenti nella roccia e non osservabili ad occhio nudo.

Acido cloridrico o acetico

Indispensabile per la stima del contenuto di carbonato di calcio della roccia. Questo minerale costituisce di solito, e soprattutto nelle rocce sedimentarie, il cemento che tiene insieme i granuli che compongono la roccia stessa. Facendo gocciolare l'acido cloridrico

(HCl) diluito al 10% su di un frammento roccioso si osserverà una reazione di effervescenza (la roccia fa le bolle, frizza): più è forte la reazione, maggiore è il carbonato di calcio contenuto nella roccia.

Comparatore

Permette di effettuare per confronto una stima speditiva della granulometria, ossia della dimensione dei granuli che compongono la roccia. Il comparatore può essere costituito da un contenitore trasparente che contiene, opportunamente separati, granuli corrispondenti alle principali classi granulometriche oppure le stesse classi possono essere rappresentate graficamente.

Macchina fotografica

Meglio se digitale per poter disporre subito delle fotografie una volta rientrati dal lavoro di terreno. È ormai diventata indispensabile nella professione del geologo; come si è soliti dire "spesso un'immagine vale più di mille parole".

ERE GEOLOGICHE, GEOCRONOLOGIA

Era	Periodo	Epoca	Cronologia in milioni di anni	Spessore delle rocce	Durata in milioni di anni
Neozoico o Quaternario	Olocene		0.01	500 m	1
	Pleistocene		2		
Cenozoico o Terziario	Neogene	Pliocene	7	7 km	60
		Miocene	23		
	Paleogene	Oligocene	34		
		Eocene	53		
		Paleocene	65		
Mesozoico o Secondario	Cretaceo		130	10 km	140
	Giurassico	Malm	204		
		Dogger			
		Lias			
	Triassico		245		
Paleozoico o Primario	Permiano		290	15 km	360
	Carbonifero		360		
	Devoniano		400		
	Siluriano		418		
	Ordoviciano		495		
	Cambriano		530		
Archeozoico o Precambriano	Algonchiano		1300	30 km	1000
	Archeano		4600		

Etimologia dei nomi

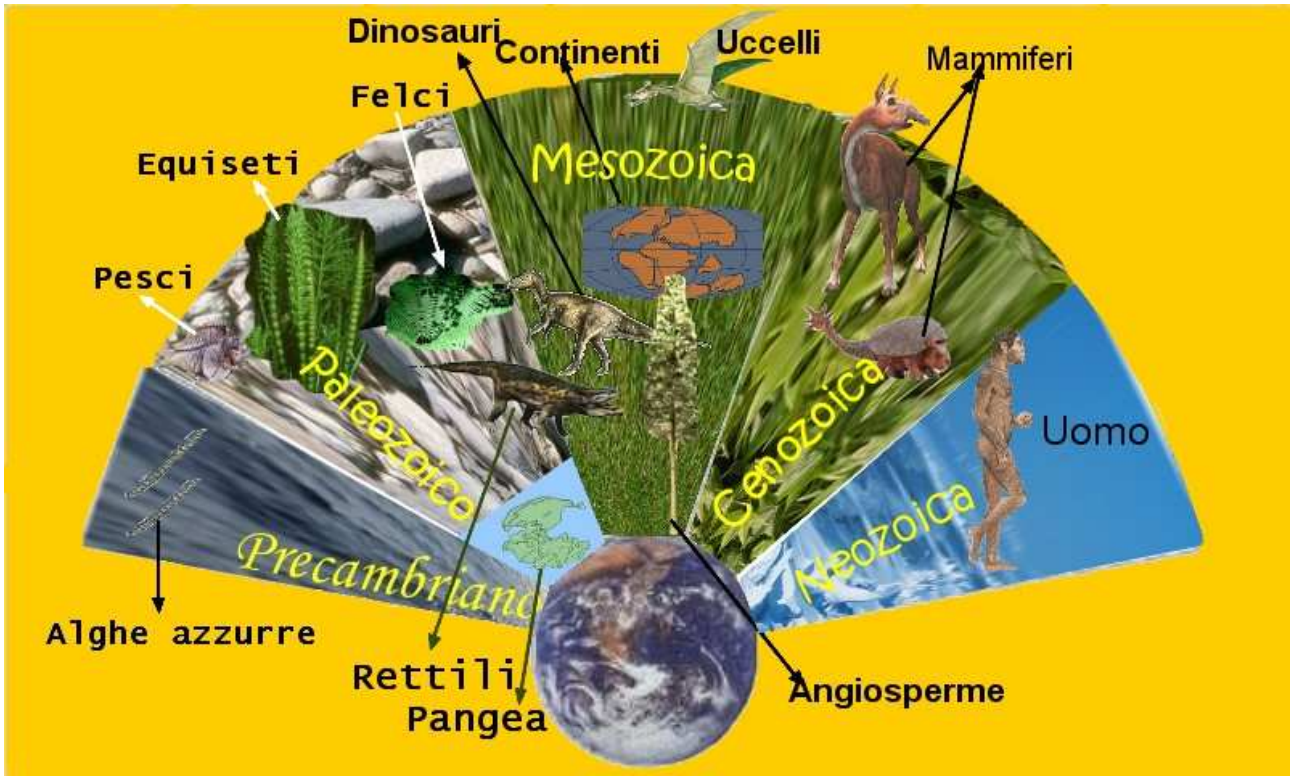
ARCHEOZOICO dal greco *arkhios* = antico e *zoion* = animale
Archeano, dal greco *archè* = principio
Algonchiano il nome deriva dalla regione canadese Algonkin

PALEOZOICO dal greco *palaios* = antico e *zoion* = animale
Cambriano da Cambria, nome latino del Galles
Siluriano da antica tribù celtica dei Siluri, abitanti del Galles
Devoniano dal nome della regione Devon in Inghilterra
Carbonifero dalla ricchezza di carbone fossile nei relativi strati
Permiano dal nome della provincia russa di Perm, negli Urali

MESOZOICO dal greco *mesos* = medio e *zoion* = animale
Triassico dagli strati del terreno, due di origine marina, separati da uno continentale (dal greco *trias*)
Giurassico dal nome della catena montuosa del Giura
Cretaceo dal nome della craie, calcare bianco costituito di gusci di Foraminiferi

CENOZOICO dal greco *kainos* = recente e *zoion* = animale
Eocene dal greco *eos* = aurora, del recente
Oligocene dal greco *oligos* = poco, recente
Miocene dal greco *meion* = meno, recente
Paleocene dal greco *palaios* = antico e *kainos* = recente

NEOZOICO dal greco *neos* = nuovo e *zoion* = animale
Pleistocene dal greco *pleistos* = moltissimo e *kainos* = recente
Olocene dal greco *olos* = tutto e *kainos* = recente



MINERALI E ROCCE

Minerale e roccia sono termini che indicano materiali ben distinti fra loro.

I MINERALI

Nell'industria estrattiva si attribuisce il termine *minerale* anche a sostanze estraibili dal sottosuolo, tipico il caso del metano. Un minerale può essere costituito da un solo elemento chimico, come l'oro (Au), oppure da uno o più elementi legati assieme in un composto chimico, come ad esempio il quarzo (SiO_2).
Il termine "minerale" comprende non soltanto la composizione chimica ma anche la struttura cristallina del materiale. La composizione dei minerali varia dai semplici elementi chimici (Sali) fino ad arrivare a silicati molto complessi (la maggior parte dei composti organici sono solitamente esclusi), con migliaia di forme conosciute. Lo studio dei minerali è detto mineralogia. I minerali sono essenziali per la nostra vita.

Cos'è un minerale?

I **minerali** (dal latino medievale *minerale(m)*, derivato del francese antico *minière*, "miniera") sono sostanze naturali inorganiche, generalmente allo stato solido, formatesi attraverso processi geologici, fisici e chimici.
Il minerale è un corpo solido cristallino, con composizione chimica definita o variabile in campo ristretto. La maggior parte dei minerali è caratterizzata dall'avere una ben precisa *struttura cristallina*. A livello atomico i minerali cristallini infatti possiedono un reticolo cristallino formato dalla ripetizione di una struttura geometrica detta *cella unitaria*.
Un cristallo è un corpo solido a facce piane riconducibile a una determinata figura geometrica. La struttura si riferisce alla disposizione spaziale ordinata a lungo raggio degli atomi nella loro struttura molecolare. Esistono 32 disposizioni di base degli atomi nelle tre dimensioni e tutti i cristalli conosciuti rientrano in una di queste 32 disposizioni. Alcune specie minerali si presentano allo stato liquido come il mercurio Hg mentre altri, come l'opale, hanno struttura amorfa quindi non possiedono una struttura cristallina. Questi ultimi sono detti minerali *metamittici*.
Alcuni minerali inoltre presentano il fenomeno dell'isomorfismo, cioè può verificarsi che due o più minerali presentino identica struttura atomica e composizione chimica analoga. Sia la composizione chimica che la struttura cristallina concorrono a definire un minerale. Due o più minerali possono avere la stessa composizione ma differente struttura cristallina (sono detti *polimorfi*). Per esempio, la pirite e la marcasite sono entrambi solfuri di ferro. Analogamente, alcuni minerali hanno differente composizione chimica ma stessa struttura cristallina (sono detti *isomorfi*): halite (composta da sodio e cloro), galena (solfuro di piombo - composta da piombo e zolfo) e periclasio (composto da magnesio ed ossigeno) hanno tutti la stessa struttura cristallina cubica.

La struttura cristallina influenza notevolmente le proprietà fisiche di un minerale. Per esempio, diamante e grafite hanno la medesima composizione chimica ma le loro differenti strutture cristalline rendono la grafite molto tenera ed il diamante molto duro (è il materiale più duro conosciuto). Per essere classificata come minerale, una sostanza dev'essere solida ed avere una struttura cristallina. Dev'essere anche un corpo solido omogeneo di origine naturale con una composizione chimica ben definita.
I nomi dei minerali hanno origini e significati quanto mai vari e alle volte curiosi: generalmente ci si riferisce al nome dello scopritore, al nome di una personalità scientifica, alla località geografica dove è stato ritrovato , a qualche proprietà particolare, alla composizione chimica, alla forma,... Ad esempio, Potassio = simbolo chimico "K", dal latino Kalium. Il termine attuale deriva invece da Potassa, dal tedesco Pottasche (cenere di vaso). Questo a sua volta deriva dal francese Pot (vaso) e dal tedesco Asche (cenere) e prende origine dall'uso di bollire cenere di vegetali in vasi metallici. Alle volte allo stesso minerale sono stati attribuiti nomi diversi, il che ha portato ad una certa confusione. Per ovviare a tali inconvenienti e ad altri, nel 1959 è stata istituita all'interno alla Associazione Mineralogica Internazionale (I.M.A.) una commissione per i nuovi minerali, per la ridefinizione di nomi esistenti, per cambiamenti, con il compito di vigilare tutte le proposte. La IMA è responsabile dell'approvazione e della denominazione di nuove specie rinvenute in natura. Quanto alla classificazione, è sempre stata eseguita quella proposta da H. Strunz nel 1933, pur riveduta, aggiornata e modificata nel corso di questi anni. Tenendo conto della composizione chimica e, successivamente, nell'ambito di ogni classe, della struttura dei singoli minerali, si è giunti alla seguente ripartizione:

- Elementi, leghe, carburi, nitriti, fosfuri
- Solfuri seleniuri, arseniuri, tellururi, solfosali
- Alogenuri e alogenosali
- Ossidi, idrossidi, arseniti, seleniti, telluriti e iodati
- Carbonati, borati e nitrati
- Solfati, tellurati, cromati, molibdati, e wolframati
- Fosfati, arseniati e vanadati
- Silicati
- Composti organici

La diffusione dei minerali è molto varia: un certo numero di specie minerali (come il quarzo, la mica e l'ortoclasio) sono alla base della composizione di numerose rocce e, pertanto, estremamente diffusi nella crosta terrestre.
Molte specie minerali sono viceversa accessorie, ossia non necessariamente presenti nelle rocce che tipicamente li ospitano. Queste specie sono pertanto meno frequenti delle prime (se non decisamente rare).

Oltre a questo, numerose specie minerali sono presenti solo occasionalmente e, in certi casi, di talune specie sono stati rinvenuti pochi campioni e di dimensioni ridotte.

Proprietà fisiche dei minerali

La classificazione di una specie minerale fra le oltre 4.000 conosciute, può essere molto semplice (per circa 300 specie) ma può anche essere molto difficoltosa per le specie più rare. Un minerale può essere identificato mediante alcune proprietà fisiche e chimiche, alcune di esse possono essere sufficienti per arrivare ad un'identificazione sicura, in altri casi si rende necessario ricorrere ad analisi più approfondite (analisi chimica, diffrazione ai raggi X) costose e col rischio di danneggiare l'esemplare.

Le proprietà fisiche più utilizzate per l'identificazione sono:

Durezza: la durezza di un minerale è misurata dalla capacità di un minerale di scalfire o essere scalfito da altri minerali e si misura solitamente secondo la scala di Mohs di durezza dei minerali, con valori crescenti da 1 (talco) a 10 (diamante).

Lucentezza: indica il modo in cui la superficie del minerale interagisce con la luce e può variare da opaca a vetrosa. Si divide in lucentezza metallica,(che riflette completamente la luce) e lucentezza non metallica(che invece la rifrange)

Colore: indica l'aspetto del minerale in luce riflessa (ciò che vede l'occhio nudo). Il colore di un minerale può dipendere esclusivamente dalla sua composizione chimica (come nel caso dei minerali idiocromatici), oppure dalla presenza di impurità (come nel caso dei minerali allocromatici). Il colore, facile da individuare, in molti casi non è diagnostico per il riconoscimento poiché la stessa specie mineralogica può presentare differenti colorazioni.

Birifrangenza: proprietà ottica, evidenziabile in luce trasmessa, ossia interponendo il minerale tra la fonte luminosa e l'osservatore. Attraverso un cristallo con proprietà birifrangenti è possibile osservare gli oggetti con contorni sdoppiati (classico esempio è la calcite).

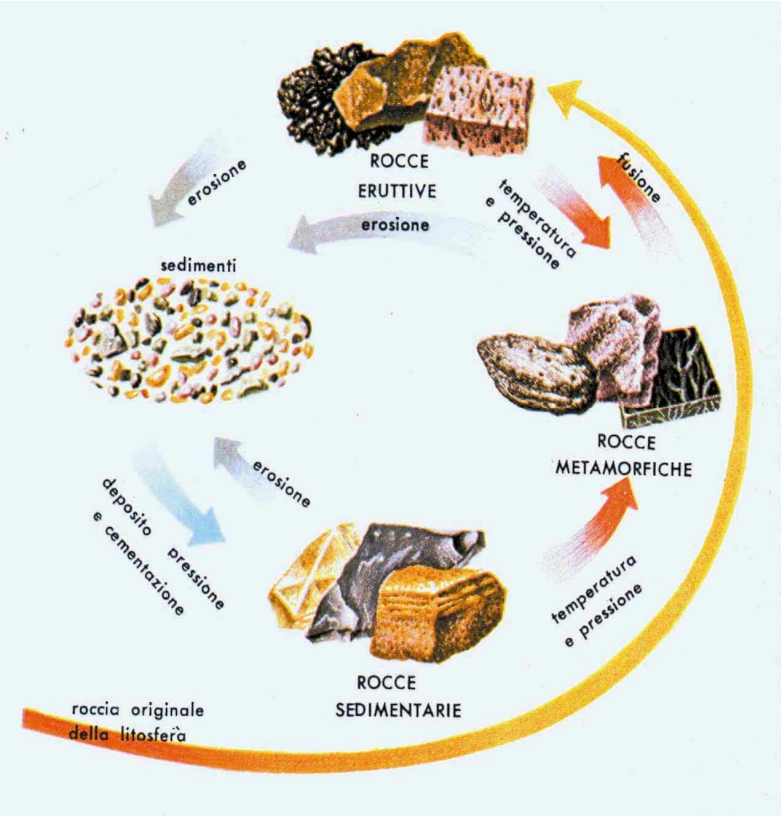
Sfaldatura: descrive il modo in cui alcuni minerali si sfaldano. Nella sfaldatura un minerale si frammenta in parti più piccole, lungo alcuni piani preferenziali di cristallizzazione, mantenendo costanti i valori angolari tra le diverse facce dei frammenti, in altri termini l'aspetto esterno cristallino si mantiene anche nei frammenti più minuti. Nelle sezioni sottili, la sfaldatura è visibile sotto forma di famiglie di linee sottili, parallele entro la singola famiglia, ed intersecantisi ad angoli costanti, attraverso il minerale.

Frattura: descrive il modo in cui un minerale si rompe senza seguire i piani di sfaldatura. Solitamente le superfici di fratturazione non sono piane, ma hanno una morfologia irregolare, presentandosi a forma concoidale, irregolare, fibrosa.

Densità: è la massa del minerale, relativa ad 1 cm^3 di volume. Viene misurata con l'ausilio di una bilancia di precisione e di un picnometro.

Conducibilità: consiste nel verificare se il minerale è un buon conduttore elettrico.

Altre proprietà: diversi tipi di luminescenza (come la fluorescenza in risposta ai raggi ultravioletti, la fosforescenza e la triboluminescenza), magnetismo e paramagnetismo, radioattività, malleabilità (risposta ai cambiamenti di forma dovuti ad azione meccanica).
Queste ultime caratteristiche sono tuttavia difficilmente utilizzabili come strumenti diagnostici.
Determinate specie minerali possono infine presentare un aspetto molto particolare dovuto a peculiari effetti ottici.



Il ciclo delle rocce

LE ROCCE

Cos'è una roccia?

Una roccia è un miscuglio di più specie minerali cristallini e/o amorfi in diverse proporzioni e pertanto, diversamente da un minerale, la composizione chimica di una roccia non è esprimibile con una formula chimica.

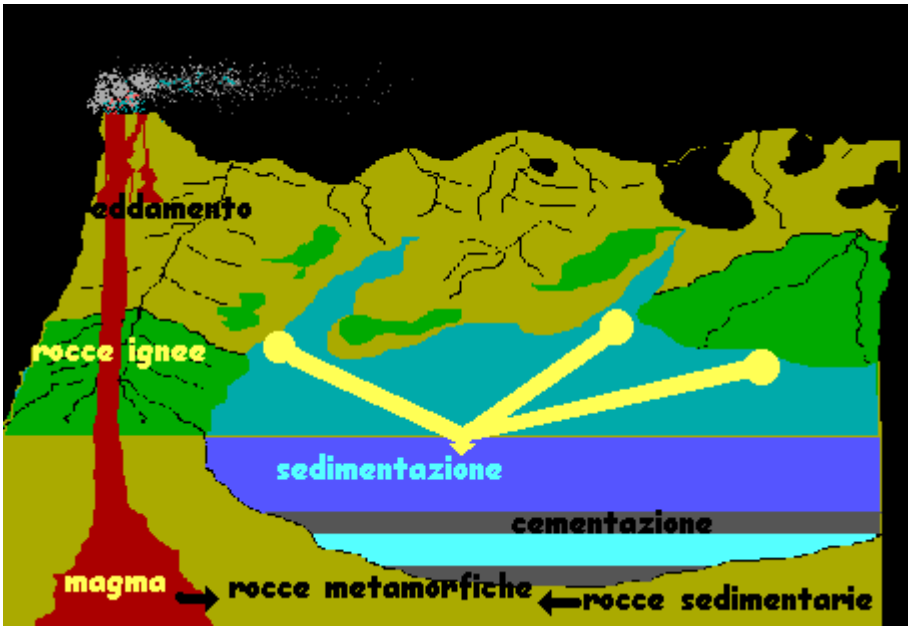
Tipi di rocce

A seconda del processo che dà loro origine (litogenesi), le rocce vengono distinte in tre grandi categorie:

Le **rocce magmatiche** dette anche ignee sono le rocce generate per raffreddamento del magma, una massa silicatica fusa, contenente elementi volatili (acqua, anidride carbonica, acidi, idrogeno ecc...) che conferiscono ad essa fluidità e accelerano le reazioni chimiche. Queste rocce vengono a loro volta suddivise, in base alla velocità e al luogo di raffreddamento del magma, in rocce magmatiche intrusive o plutoniche,

effusive o vulcaniche (foto), ipoabissali o filonia-ne: le prime si formano all'interno della crosta terrestre o nella parte più alta del mantello terrestre e sono caratterizzate da un lento raffreddamento che favorisce la crescita dei cristalli al loro interno (all'incirca 150 mila anni), tipiche rocce di questo tipo sono i graniti, le sieniti, le dioriti, le quarzo-dioriti; le seconde invece si formano in seguito ad un eruzione o a una colata lavica e pertanto subiscono un raffreddamento rapidissimo (un anno circa) che "congela" parte della roccia in uno stato amorfo. Sono formate da pasta di fondo microcristallina; la loro struttura è vetrosa. Esempi sono il basalto, il porfido, l'ossidiana e la pomice. Ci sono poi le rocce filoniane o ipoabissali, che solidificando sotto la superficie terrestre ma in piccole cavità hanno un raffreddamento abbastanza veloce. Le rocce magmatiche costituiscono la quasi totalità della crosta e del mantello terrestre. Esempi ne sono il basalto, il granito, la diorite.

Le **rocce sedimentarie** sono le rocce generate per sedimentazione di detriti inorganici, organici e sali minerali, consolidati dalla successiva o contemporanea deposizione/precipitazione di una sostanza cementante. Si tratta in sostanza di antichi sedimenti litificati a seguito di fasi di degradazione meteorica, erosione, trasporto e sedimen-tazione. Sono le rocce più diffuse sulla superficie terrestre in quanto coprono oltre l'80% delle terre emerse. Alcuni esempi sono l'arenaria, il conglomerato, il calcare (foto), la dolomia.



Uno schema interpretativo della formazione delle rocce metamorfiche che evidenzia la loro derivazione da rocce magmatiche e sedimentarie.

Le **rocce metamorfiche** sono rocce magmatiche o sedimentarie che sono state portate in condizioni termodinamiche (pressione e temperatura) diverse da quelle presenti al momento della litificazione della roccia. In seguito a questi cambiamenti la roccia subisce trasformazioni chimiche e fisiche che ne alterano ad esempio la composizione mineralogica o l'isotropia. Alcuni esempi sono l'alabastro, le filladi, gli gneiss (foto), il marmo.

Ennio Morlotti (1910), Rocce (1986), pastello ad olio su carta, cm 34 x 38

IMMAGINI DELLA MOSTRA

"*Terrae Motus*" – Il delirio della Terra

I NUMERI

Lunghezza del cartellone m. 8.40
Quantità di colore utilizzato: 4 litri
Pennelli: 20
Tempo: progettazione 6 ore; esecuzione 20 ore

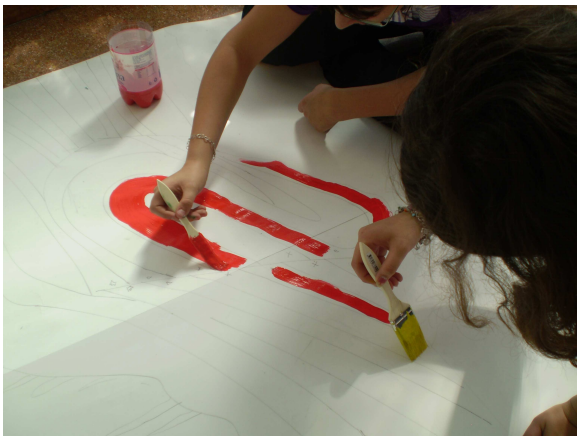
IMPRESSIONI

… progettare, ridere, imbrattarsi, confrontarsi, ascoltarsi, tagliare, colorare, arruffare, cadere, scivolare, scarparsi (voce del verbo "togliersi le scarpe"), mangiare, gelatarsi (voce del verbo "io gelato", e tu?), gavettonare, battagliare, imitare, riflettere, pavimentonare (voce del verbo: "varda lì, ghe xe 'na macia"), scalonare (voce del verbo salire sulla scala), inchiodare, incollare, cantare, giocare, rincorrersi, paninare (voce del verbo " tuti i dì, pan e sopresa"…), vagabondare, pensare, man-ditare (voce del verbo "questo l'ho fatto io"), …

CONCLUSIONI

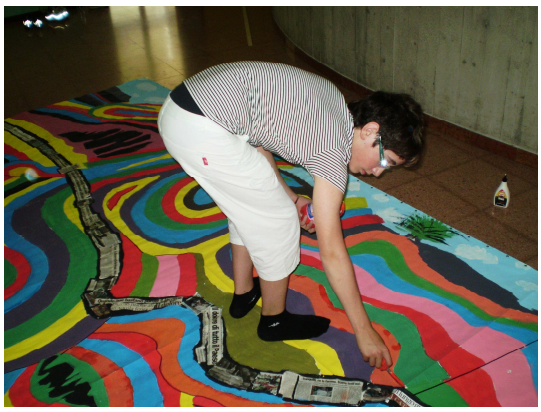
Ognuno ha le proprie, ma abbiamo trascorso dei bei pomeriggi!

Galleria fotografica



EARTHQUAKE
TERRAE
MOTUS
ΠΟΤΡΕΣ
TERREMOTO
TÉRMET

Il lungo giorno del dolore



Ore 18.10 del 27 maggio 2009

… a lavoro quasi terminato, in gruppo, per condividere la gioia di stare insieme …

E adesso …

Il nostro ... capolavoro!

tutto è imminente, il silenzio ghermisce, la speranza vive e la vita...cont
International Herald Tribune
La Gazzetta dello Sport

Emozioni in colore.

L'impatto visivo è potente, sembra d'immergersi in un groviglio di neuroni impazziti che cercano con-nessioni logiche che non troveranno mai. Le fasce di colore si affastellano, si scontrano, s'abbracciano in un dis/ordine geologico apparentemente senza senso. È il cercarsi per perdersi nelle viscere annodate della Terra. Masse di colore fluidificano pensieri ed emozioni, paure e speranze, e cercano forzosi squilibri cromatici. È il piegarsi, lo spezzarsi, il dialogare tra le parole e i colori. Una lunga teoria di parole separa l'alto e il basso, ma non basta. La parola è potente, sguscia dal ventre impazzito ed è scheggia che imbratta la faccia di chi osserva questi serpenti pietrificati di rocce antichissime. E sono rigurgiti di aliti soffocati dalla deriva di continenti perennemente in ricerca di pace. Trascinano una natura inquieta eppure così appagante di albe e tramonti. Rocce che sono immagini di un immaginario col-lettivo: pensieri, gioie, angosce, mostri fantastici della mente e del cuore. Eppure il dipingere, il diventare colore tra i colori, il camminarci sopra a piedi nudi ha liberato gabbie e schemi e sono sgorgati sorrisi e si sono sgranati occhi vividi di gioia di vivere.

Le rocce, nel surreale del loro essere materia inanimata, sono sgusciate piene di luce verso un cielo pieno di nubi fradice di pianti, ma anche di tante speranze di nuovi percorsi di vita.

Grazie ragazze e ragazzi della 3B!

R.A.

"... l'universo vive, la Terra risente, tutto è imminente, il silenzio ghermisce, la speranza vive, e la vita ... continua...."

International Herald Tribune
Earthquake kills scores in Italy

Le Monde

Inferno in Abruzzo, oltre 150 morti
Terremoto devastante alle porte de L'Aquila. 1500 i feriti

E ... per finire ....

IL GIORNO DELL'INAUGURAZIONE

Pianiga (VE) - 29 maggio 2009

Pianiga (VE) – Parco dei Gelsi – 1 giugno 2009
con il Dirigente scolastico prof. Cacco Fiammello