



Il ciclo delle rocce

1. Introduzione

La Terra è il pianeta dinamico che chiamiamo "casa". Si è formato circa 4,6 miliardi di anni fa e da allora ha continuato a cambiare. All'inizio era estremamente calda, al punto che probabilmente il pianeta era costituito quasi interamente da magma fuso. Nel corso di alcune centinaia di milioni di anni, il pianeta iniziò a raffreddarsi e si formarono oceani di acqua liquida. Gli elementi pesanti iniziarono ad affondare oltre gli oceani e il magma verso il centro del pianeta. Quando ciò accadde, la Terra si differenziava in strati, con lo strato più esterno che era una copertura solida di materiale relativamente più leggero mentre il materiale fuso, più denso, affondava al centro. La struttura della Terra è un'affascinante e complessa disposizione di strati che compongono l'interno del nostro pianeta. Comprendere questa struttura è fondamentale per geologi e scienziati, poiché fornisce informazioni sulla composizione, sul comportamento e sui processi che modellano il nostro pianeta. Questa conoscenza è essenziale anche per vari campi, tra cui geologia, sismologia e tettonica a placche, poiché aiuta a spiegare fenomeni naturali come terremoti, vulcani e la formazione di continenti e bacini oceanici. La nostra Terra è in continua evoluzione. Un terremoto o un'eruzione vulcanica sono cambiamenti che avvengono molto velocemente. Ma la maggior parte dei cambiamenti avviene così lentamente che non li notiamo affatto. Un terremoto può spaccare la terra in pochi secondi. La lava proveniente da un'eruzione vulcanica può diffondersi sul fianco di un vulcano in pochi minuti. Un forte temporale può inondare un quartiere in un giorno. Questi cambiamenti si osservano facilmente. Ma la maggior parte dei cambiamenti avviene così lentamente che non li notiamo affatto. I continenti strisciano lentamente sulla superficie della Terra ad una velocità media di otto centimetri all'anno. Nel corso di centinaia di milioni di anni si formano le montagne, che poi vengono lentamente erose.

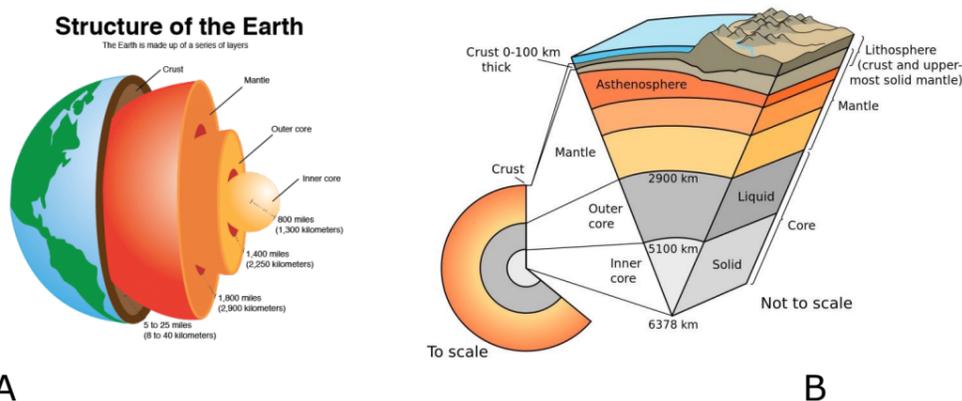


Figura 1.

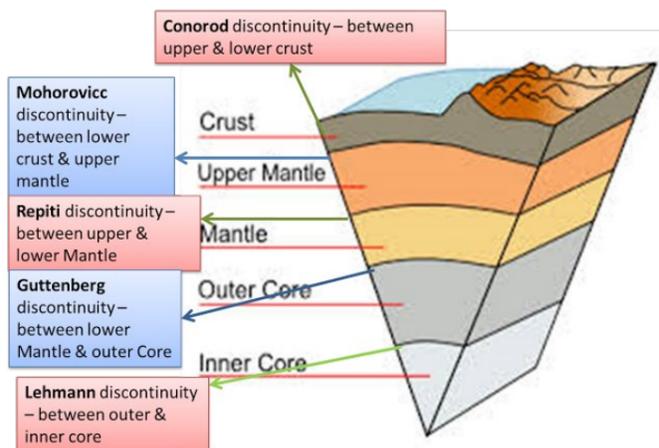
A

B

A Struttura interna della Terra. B. Spicchio della Terra: la litosfera è la parte esterna rocciosa. È costituita dalla crosta più leggera e dalla parte superiore del mantello più solida. Notare che lo spessore della litosfera è di 100 km nella nei fondali oceanici e d aumenta sotto i continenti. La litosfera è la parte più bella e rigida della Terra. l'astenosfera

Fonte: National Geographic.

La Terra è composta da cinque gusci concentri diversi per pressione, temperatura e composizione chimica, delineati nella seguente figura. Sono state individuate attraverso **tomografia sismica**.



Discontinuità tra gli involucri concentrici che costituiscono la Terra.

Le principali discontinuità individuate sono:

- La **discontinuità di Conrad**, corrispondente a un piano sub-orizzontale nella **crosta continentale** ad una profondità che va da 15 a 20 km;
- La **discontinuità di Mohorovičić** (Moho), situata a una profondità compresa fra 5 e 90 km, segna il limite fra la **crosta** (oceanica o continentale) e il **mantello**, e mostra una variazione della natura dei materiali. La **Moho** è compresa fra 0 e 15 km sotto la crosta oceanica, 30 km sotto una crosta continentale di tipo zoccolo e a una più grande profondità (fino a 80 km) sotto le catene di montagne recenti.
- La **discontinuità di Gutenberg**, situata a 2900 km, marca il limite fra il mantello inferiore e il **nucleo esterno**- che si comporta come un liquido.
- La **discontinuità di Lehmann**, situata a 5100 km di profondità, delimita il nucleo esterno e il **nucleo interno** (detto anche "semi solido").

Il mantello è lo strato interno per lo più solido degli altri strati interni. Il mantello si trova tra il nucleo denso e super riscaldato della Terra e il suo sottile strato esterno, la crosta. Il mantello ha uno spessore di circa 2.900 chilometri e costituisce circa l'84 per cento del volume totale della Terra. Viviamo sulla crosta terrestre, uno strato di roccia spesso circa 30 chilometri. Potrebbe sembrare spesso, ma in realtà è molto sottile, considerando le dimensioni della Terra. La crosta terrestre e parte dello strato sottostante, il mantello, sono suddivisi in grandi pezzi chiamati placche tettoniche. Il mantello è uno spesso strato di roccia appena sotto la crosta. È solido e duro come le altre rocce, ma in realtà scorre molto lentamente, tanto lentamente quanto crescono le unghie di una persona. Il nucleo esterno è uno strato liquido, composto principalmente da ferro e nichel, che si muove attorno al nucleo interno. Questo movimento fa sì che la Terra si comporti come un enorme calamita. Il nucleo interno è una palla solida composta quasi interamente da due metalli, ferro e nichel. Fa più caldo qui che sulla superficie del sole!

Gli strati della Terra lavorano insieme e ognuno gioca un ruolo importante. Sotto i nostri piedi, i diversi strati della Terra si muovono e interagiscono continuamente. Il calore intenso che fuoriesce dal nucleo e nel mantello fa sì che il mantello fluisca in circolo. Il movimento del mantello fa muovere le placche. Le placche mobili creano vulcani, che rilasciano gas nell'atmosfera, che agisce come una coperta gigante, mantenendo caldo il pianeta, che rende possibile la vita sulla Terra!

Le rocce raccontano la storia sulla Terra e contengono indizi importanti sul nostro pianeta. Rivelano informazioni su luoghi remoti e su tempi lontani del passato. Le condizioni di questi luoghi si possono conoscere dalle rocce che vengono raccolte dagli scienziati. Le rocce danno ad essi anche uno sguardo indietro nel tempo. Conosciamo la vita di molto tempo fa grazie ai fossili trovati nelle rocce sedimentarie. I fossili ci dicono quando, dove e come piante e animali antichi un tempo vivevano sulla Terra.

Le rocce possono anche raccontarci la storia della Terra stessa. Contengono indizi su come si è formata la Terra e su come è cambiata nel corso di circa 4,6 miliardi di anni.

La Terra è un sistema complesso formato da cinque "sfere" o sistemi principali, che interagiscono per produrre gli ambienti a noi familiari: geosfera, biosfera, idrosfera, atmosfera e criosfera.

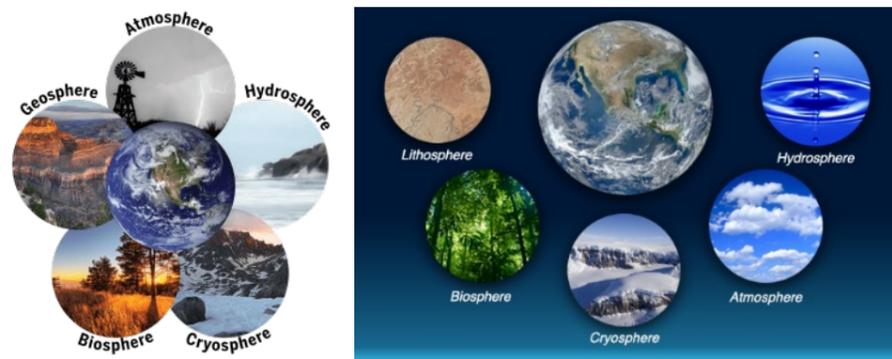


Figura 3. Le cinque sfere terrestri connesse ed interagenti. Fonte NASA.

Queste sfere cambiano continuamente e interagiscono tra loro attraverso retroazione positiva o negativa. Il primo sistema, la geosfera, è costituito dall'interno e dalla superficie della Terra, entrambi costituiti da rocce. La biosfera è il secondo sistema, che comprende le regioni del pianeta che possono sostenere gli esseri viventi. L'idrosfera, il terzo sistema, è costituita dalle aree della Terra ricoperte da enormi quantità di acqua. L'atmosfera è il quarto sistema ed è formata da un involucro di gas, che mantiene caldo il pianeta, fornendo ossigeno per la respirazione e diossido di carbonio per la fotosintesi. Infine, c'è il quinto sistema, che contiene enormi quantità di ghiaccio ai poli e altrove, che costituisce la criosfera. Tutti e cinque questi sistemi enormi e complessi interagiscono tra loro per mantenere la Terra come la conosciamo. Le numerose interazioni tra i sistemi della Terra sono complesse e si verificano costantemente, sebbene i loro effetti non siano sempre evidenti. Ci sono alcuni esempi estremamente drammatici di interazione tra i sistemi della Terra, come le eruzioni vulcaniche e gli tsunami, ma ci sono anche cambiamenti lenti, quasi impercettibili, che alterano la chimica degli oceani, il contenuto della nostra atmosfera e la biodiversità microbica nel suolo. Ogni parte di questo pianeta, dal nucleo interno della Terra alla parte superiore dell'atmosfera, ha un ruolo nel rendere la Terra la dimora di miliardi di forme di vita. Se osservata dallo spazio, una delle caratteristiche più evidenti della Terra è la sua abbondanza di acqua. Sebbene l'acqua liquida sia presente in tutto il mondo, la stragrande maggioranza dell'acqua sulla Terra, ben il 96,5%, è salina e non è acqua che gli esseri umani e la maggior parte degli altri animali possono bere senza essere trasformata. Tutta l'acqua liquida sulla Terra, sia dolce che salata, costituisce l'idrosfera, ma fa anche parte di altre sfere. Ad esempio, anche il vapore acqueo nell'atmosfera è considerato parte dell'idrosfera. Il ghiaccio, essendo acqua ghiacciata, fa parte dell'idrosfera, ma gli viene dato il nome proprio, criosfera. Fiumi e laghi possono sembrare più comuni di ghiacciai e iceberg, ma circa il 75% di tutta l'acqua dolce sulla Terra è rinchiusa nella criosfera.

Non solo i sistemi terrestri si sovrappongono, ma sono anche interconnessi. I cambiamenti che avvengono in un sistema influenzano un altro. Quando una particella d'aria nell'atmosfera si satura d'acqua, le precipitazioni, come pioggia o neve, possono cadere sulla superficie terrestre. Quelle precipitazioni collegano l'idrosfera con la geosfera promuovendo l'erosione e gli agenti atmosferici, processi superficiali che distruggono lentamente le rocce di grandi dimensioni in piccoli frammenti. Nel corso del tempo, l'erosione e gli agenti atmosferici trasformano grandi massi di rocce, o anche montagne, in sedimenti, come sabbia o fango. Anche la criosfera può essere coinvolta nell'erosione, poiché i grandi ghiacciai estraggono frammenti di roccia dal substrato roccioso sottostante. La geosfera comprende tutte le rocce che compongono la Terra, dalla roccia parzialmente fusa sotto la crosta, alle antiche e imponenti montagne, ai granelli di sabbia su una spiaggia.

2. Onde sismiche e struttura della Terra

La struttura della Terra è stata dedotta grazie allo studio delle onde sismiche generate dai terremoti, che si propagano all'interno del pianeta. I terremoti sono eventi distruttivi sulla superficie, ma è possibile usarli come strumenti per conoscere le caratteristiche degli strati interni del Geode profondo che cambia nel tempo. Le onde sismiche sono registrate in tempo reale dai sismometri.

Quando si verifica un terremoto l'energia viaggia verso l'esterno in tutte le direzioni sotto forma di onde, simili a un'increspatura che si diffonde sulla superficie di uno stagno quando un sasso vi cade. Le onde sismiche si dividono in due tipi: onde di massa o di volume e onde di superficie. Le onde di massa si distinguono in onde longitudinali, P "prime", ed onde trasversali S "seconde": Le onde P, sono più veloci e rallentano quando attraversano strati liquidi; le onde S, più lente, non si trasmettono nei liquidi. Le onde di superficie sono note come onde di Love e onde di Rayleigh.

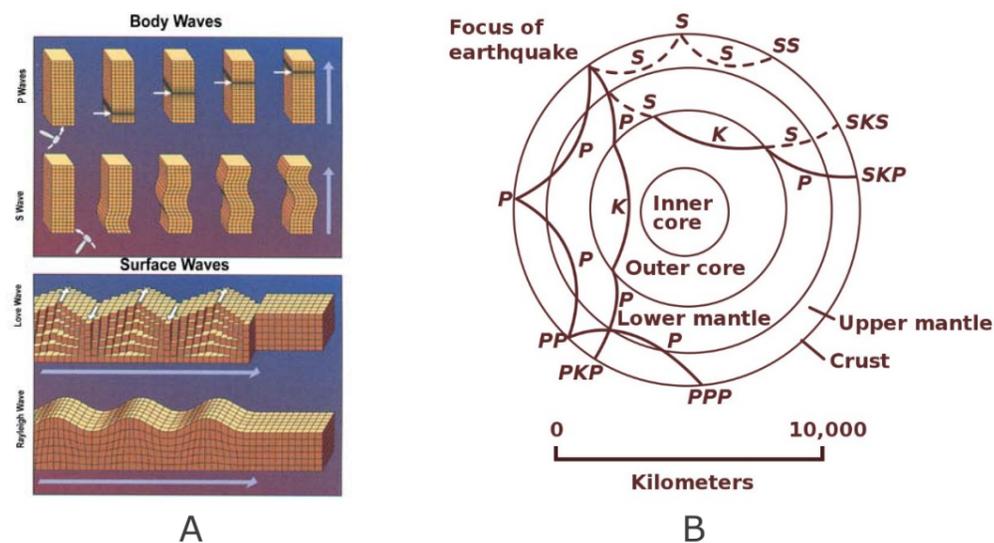


Figura 4.

A. Onde di corpo e onde di superficie. B. Schema sulla propagazione dei diversi tipi di onde sismiche. Fonte: Wikipedia.org.

Le Onde di Love sono onde superficiali polarizzate orizzontalmente generate dall'interferenza delle Onde S con superficie libera del terreno sono onde sismiche di superficie che causano spostamenti orizzontali del terreno durante un terremoto. Le Onde di Love fanno vibrare il terreno sul piano orizzontale in direzione ortogonale rispetto alla direzione di propagazione dell'onda. La velocità delle onde di Love è maggiore di quella delle onde S negli strati più superficiali della crosta, ma minore della stessa negli strati più bassi.

Le onde di Rayleigh sono un tipo di onde superficiali che si propagano nei solidi e sono prodotte sulla terra dai terremoti o da altre sorgenti di energia sismica, come un'esplosione o anche un potente impatto.

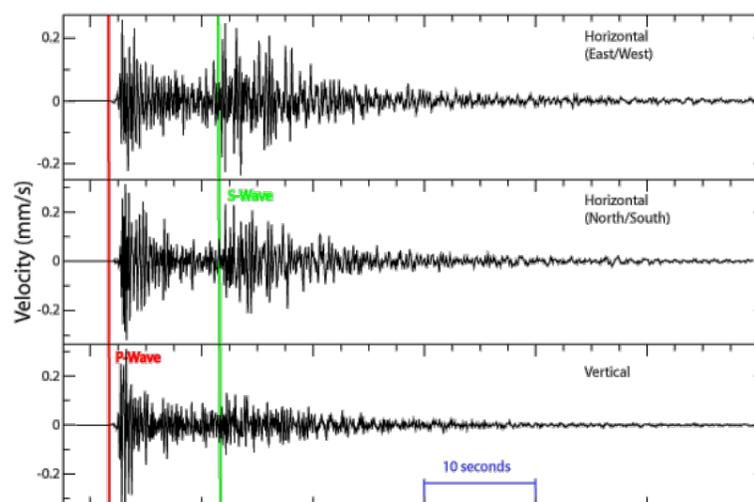


Figura 5. Sismogrammi orientati: sono registrate le componenti tridimensionali dell'arrivo delle onde P ed S, lungo le direzioni orizzontali Nord-Sud ed Est-Ovest e Verticale alla superficie terrestre. Fonte: Wikipedia.org.

I terremoti sono eventi distruttivi sulla superficie, ma le onde possono propagarsi nella roccia per migliaia di chilometri, arrivando fino al centro della Terra. Le immagini dei gusci profondi, nuclei, mantello e litosfera, vengono create utilizzando sismogrammi ottenuti dai dati delle onde sismiche raccolti in tutto il mondo.

L'interno del pianeta è sostanzialmente diviso in quattro regioni: il nucleo interno allo stato solido, il nucleo esterno allo stato fuso, il mantello e la crosta.

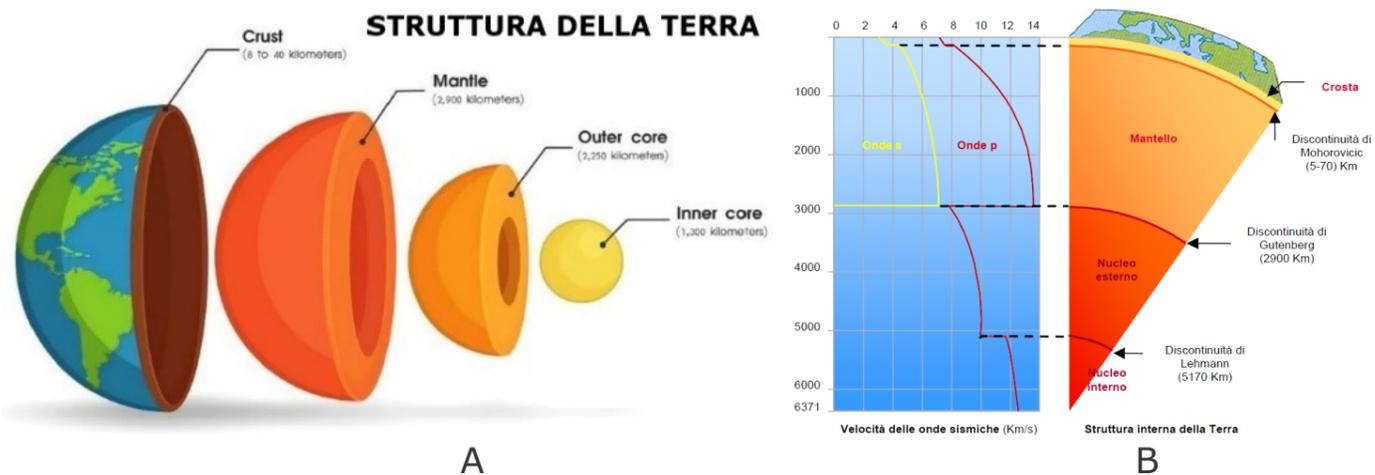


Figura 6. Struttura profonda della Terra: nucleo interno solido, nucleo esterno fluido, mantello e crosta. B. Nel settore blu alla sinistra è mostrato il grafico, in rosso, delle onde P longitudinali al centro alla crosta. L'andamento delle onde S trasversali è illustrato dal grafico giallo. A destra immagine di uno spaccato della struttura interna della Terra. Fonte: Wikipedia.org.

La crosta e il mantello litosferico sono separati dalla discontinuità di Mohorovicic, con densità di 3g/cm^3 . Il mantello superiore litosferico ha una densità di $3,5\text{g/cm}^3$. La velocità di propagazione delle onde sismiche longitudinali (P) accelera di colpo da circa 7 km/s a circa $8,2\text{ km/s}$. La velocità delle onde S passa invece da $3,9\text{ km/s}$ nella crosta inferiore a $4,5\text{ km/s}$ nel mantello.

Il nucleo rappresenta quasi la metà del raggio terrestre, ma ammonta solo al 16,1% del volume terrestre. La maggior parte del volume della Terra (82,5%) è costituito dal mantello. Solo l'1,4%, una piccola frazione, è costituita dalla crosta. Il nucleo interno è situato proprio al centro della Terra, a partire da una profondità di circa 3,500 chilometri. È composto principalmente da **ferro solido e nichel**. Nonostante le temperature estremamente elevate a questa profondità, il nucleo interno rimane solido a causa dell'enorme pressione. Si stima che nei gusci più profondi la pressione sia da 3 a 4 milioni di volte superiore alla pressione dell'atmosfera a livello del mare, pari a 1 atm, e la temperatura tra $4000\text{--}5000^\circ\text{C}$. Il nucleo interno è sottoposto a una pressione intensa, che lo mantiene solido nonostante le alte temperature. Il mantello è composto principalmente da minerali silicati, con ferro e magnesio come elementi dominanti. Il materiale del mantello vicino alla fredda crosta esterna è di circa 700°C . Olivina, pirosseni e granato sono i minerali comuni presenti nel mantello. La crosta continentale è composta da rocce ricche di silice principalmente da minerali di silicato, inclusi quarzo, feldspato, mica e vari tipi di roccia. La crosta oceanica è composta da rocce scure e povere di silice come il basalto. Il silicio e l'ossigeno sono gli elementi più abbondanti nella crosta e costituiscono la spina dorsale di questi minerali.

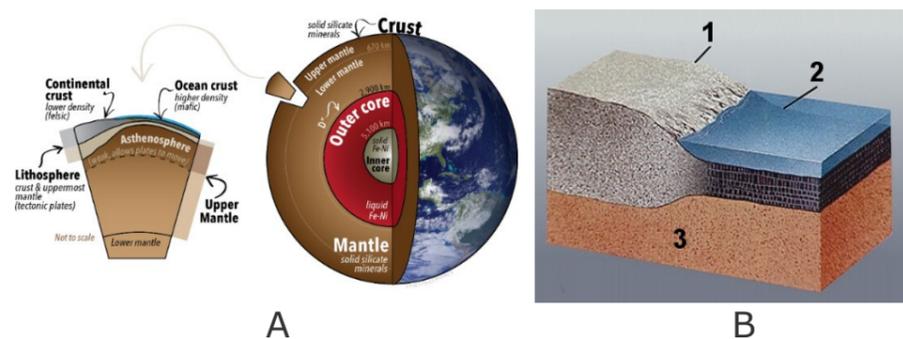


Figura 7.

A. A sinistra è mostrato uno spaccato che mostra la crosta continentale, quella oceanica e gli strati del mantello superiore. La litosfera è lo strato più superficiale. B. 1. Crosta continentale; 2. Crosta oceanica; 3. Astenosfera. Fonte: Karla Panchuk (2018) CC BY 4.0. Foto della Terra della NASA.

Sappiamo che la litosfera è costituita dalla crosta e dal mantello litosferico. Poiché la crosta è distinta in oceanica e continentale anche la litosfera viene suddivisa allo stesso modo. La litosfera oceanica ha spessori minimi di circa 10 km in prossimità delle dorsali oceaniche, diventando più spessa allontanandosi dalle dorsali fino a circa 100 km, in corrispondenza ad un aumento della profondità dell'oceano. Più è vecchia la crosta oceanica, più il fondo marino è profondo. La crosta oceanica è lo strato più superficiale della porzione oceanica delle placche tettoniche. È composta dalla crosta oceanica superiore, con sedimenti, lave a cuscino e un complesso di dicchi, e dalla crosta oceanica inferiore, composta da troctolite, gabbro e rocce ultramafici. La crosta sovrasta lo strato rigido più

superficiale del mantello. La figura 8 illustra la serie degli strati rocciosi di una tipica crosta oceanica e continentale.

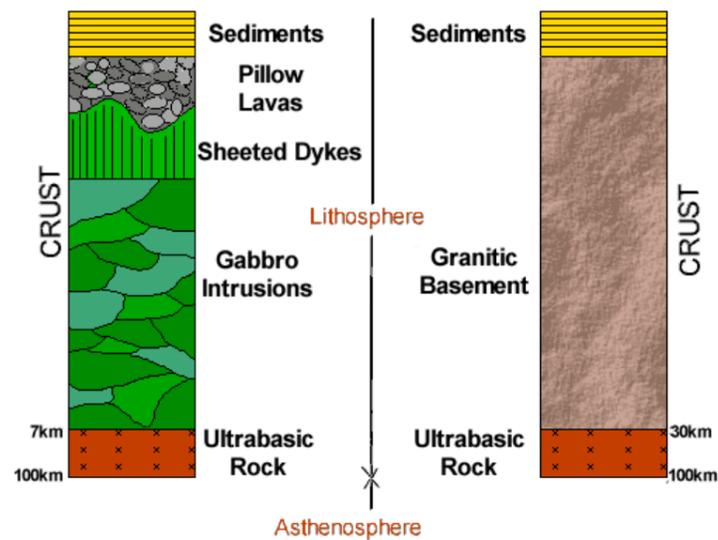


Figura 8. Schema degli strati litologici di una tipica crosta oceanica e continentale. Fonte. Wikipedia.org.

L'età della crosta oceanica è stata determinata mappando sistematicamente le variazioni dell'intensità del campo magnetico terrestre attraverso il fondale marino e confrontando i risultati con la nostra comprensione della cronologia dell'inversione del campo magnetico terrestre nelle ultime centinaia di milioni di anni. Le età delle diverse parti della crosta sono mostrate nella figura 18.7. La crosta oceanica più antica si trova a circa 280 milioni di anni fa nel Mediterraneo orientale, e le parti più antiche dell'oceano aperto si trovano a circa 180 milioni di anni fa su entrambi i lati dell'Atlantico settentrionale. Può sorprendere, considerando che parti della crosta continentale hanno quasi 4.000 Ma, che il fondale marino più antico abbia meno di 300 Ma. Naturalmente, la ragione di ciò è che tutto il fondale marino più vecchio è stato distrutto per subduzione o spinto verso l'alto per diventare parte della crosta continentale. Ad esempio, ci sono frammenti di fondale marino nella Columbia Britannica che risalgono a circa 380 e 220 milioni di anni fa, e ci sono rocce simili nello Scudo canadese che sono più vecchie di 3 miliardi di anni.

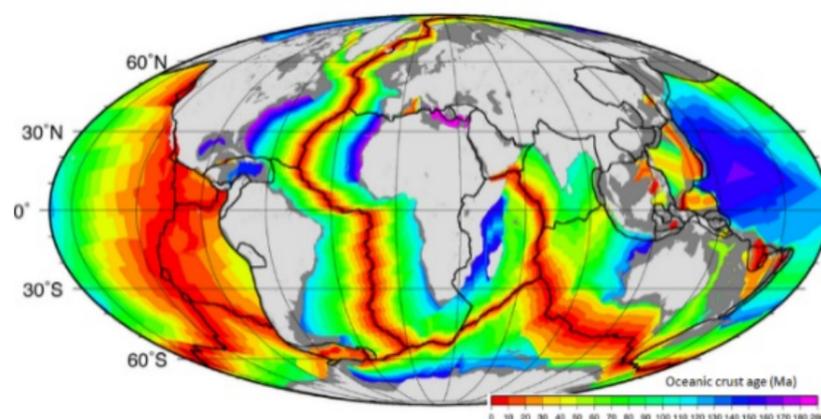


Figura 9. Le età della crosta oceanica. Fonte. http://www.ngdc.noaa.gov/mgg/oceanage/data/2008/image/age_oceanic_lith

Sin dalla sua formazione, la Terra ha perso calore nello spazio. Tuttavia, l'interno della Terra è estremamente caldo, e raggiunge la temperatura di circa 6000°C in prossimità del nucleo interno.

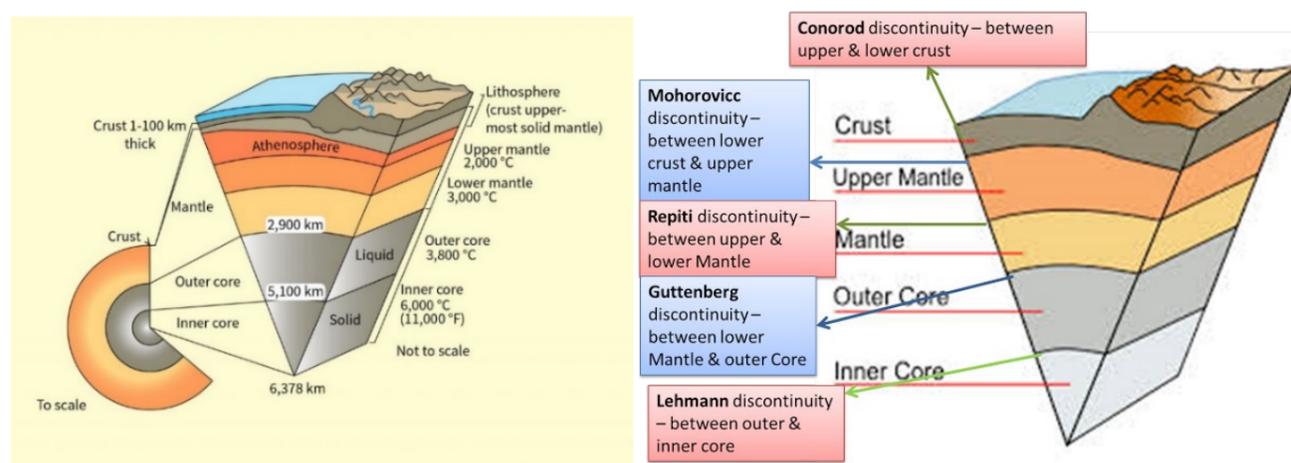


Figura 10. Schemi degli spessori degli involucri terrestri e delle temperature nelle zone di transizione tra gli strati. Fonte: UGS.

Gli strati fisici della Terra includono la litosfera e l'astenosfera; gli strati chimici sono crosta, mantello e nucleo. Indubbiamente, la Terra è composta da innumerevoli combinazioni di elementi. Indipendentemente da quali elementi sono coinvolti due variabili principali- temperatura e pressione-sono responsabili della creazione di tre strati chimici distinti.

3. Gradiente geotermico

Il tasso di variazione della temperatura per unità di profondità nella Terra, comunemente indicato come **gradiente geotermico**, varia con l'aumentare della profondità, di modo che riflette la struttura e i processi fisici che si verificano all'interno della Terra. Il gradiente geotermico è definito come la variazione di temperatura in funzione della profondità, in quanto il flusso di calore aumenta all'aumentare della profondità, come fanno i minatori. In alcune miniere e gallerie profonde si raggiungono temperature al limite della sopravvivenza umana. Il gradiente geotermico è definito come l'aumento della temperatura con la profondità nella Terra. La temperatura aumenta a un tasso di $(25 - 30)^\circ\text{C}$ per km, oppure di $(2 - 3)^\circ\text{C}$ ogni 100 m di profondità. Ma l'incremento può variare da $(1 - 5)^\circ\frac{\text{C}}{100\text{m}}$. Il campo normale di variazione del gradiente geotermico solitamente è compreso fra $1,5^\circ\frac{\text{C}}{100\text{m}}$ e $5,0^\circ\frac{\text{C}}{100\text{m}}$. Il "grado geotermico" indica quanti metri di profondità sono necessari per avere un incremento di 1°C di temperatura. Al di sotto della superficie omeoterma l'incremento medio della temperatura è circa 3°C ogni 100 m di profondità.

La maggior parte dei gradienti geotermici derivano da una singola misurazione della temperatura sul fondo di un pozzo. Il gradiente viene quindi calcolato dalla differenza tra la temperatura del fondo del foro (BHT) e la temperatura media annua della superficie terrestre nel sito del pozzo, divisa per la profondità del pozzo. Al di sotto della superficie di omotermia il gradiente geotermico medio ϕ può essere calcolato misurando o stimando le temperature a due profondità z_1 e z_2 , $z_1 > z_2$ con la seguente formula:

$$\phi = 100 \frac{T_2 - T_1}{z_1 - z_2} = \frac{\Delta T}{\Delta Z} \quad (1)$$

Dove T_2 la temperatura misurata alla profondità z_2 e T_1 la temperatura misurata alla profondità z_1 .

Nella figura 11 è mostrato il tasso di aumento della temperatura rispetto all'aumento della profondità nell'interno della Terra in zone distanti dai confini delle placche e dai punti caldi.

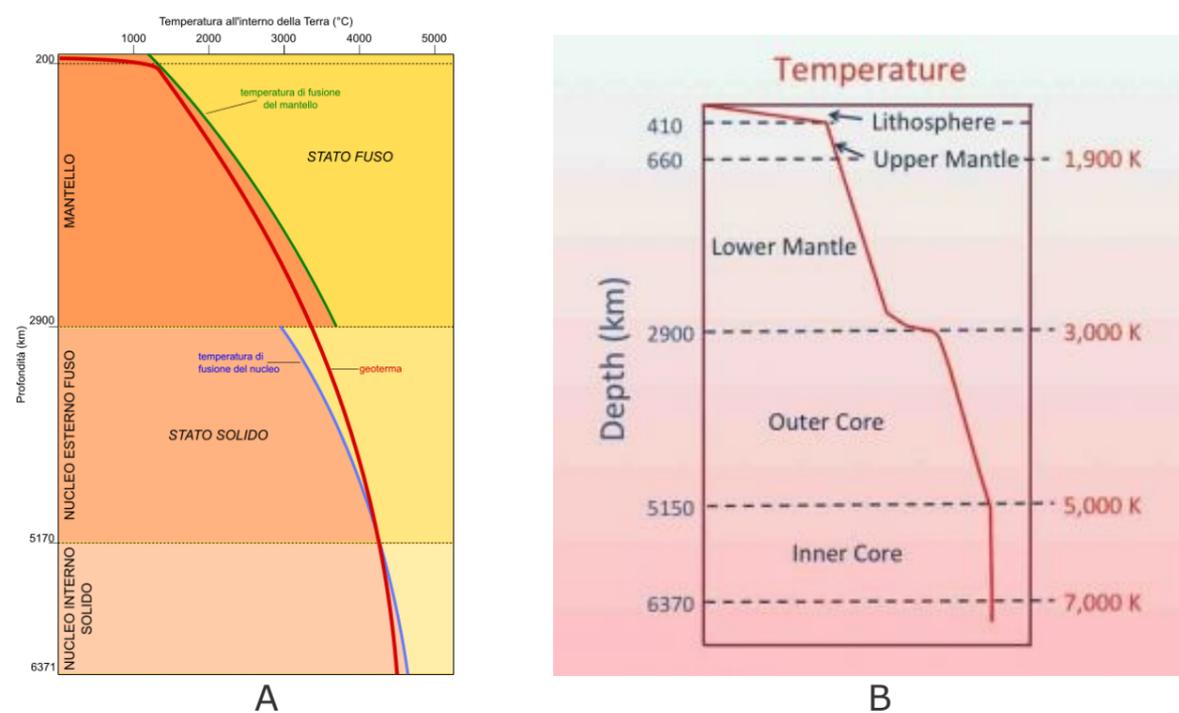


Figura 11.

A. La curva rossa sul grafico rappresenta l'andamento del gradiente geotermico, la curva verde indica la variazione della temperatura del mantello fuso mentre la curva azzurra indica l'andamento della temperatura di fusione del nucleo esterno ed interno solido. Notare che la pendenza della tratto di curva relativo ai primi 200 m di crosta è quasi costante, ossia il gradiente è basso. Fonte. Wikipedia.org.

B. Andamento del gradiente geotermico e struttura termica della Terra: temperatura di fusione del mantello e del nucleo della Terra. Fonte. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*. Wikipedia.org.

Il diagramma della figura 12A illustra il profilo del gradiente geotermico della litosfera, della astenosfera, dove alcune rocce sono fuse, e del nucleo interno solido. La linea rossa tratteggiata mostra la temperatura minima per la fusione della rispettiva roccia del mantello. Il gradiente geotermico rimane al di sotto della temperatura di fusione della roccia, tranne che nell'astenosfera. Si verificano bruschi aumenti negli strati rocciosi del mantello più prossimi all'astenosfera e al confine tra nucleo e mantello.

Nella figura 12B si confrontano l'andamento della geoterma con le curve di fusione delle rocce silicatiche del mantello superiore e del mantello inferiore. Il confronto continua tra geoterma e curva di fusione delle leghe di ferro del nucleo esterno liquido e del nucleo interno solido, costituito da lega di ferro solide.

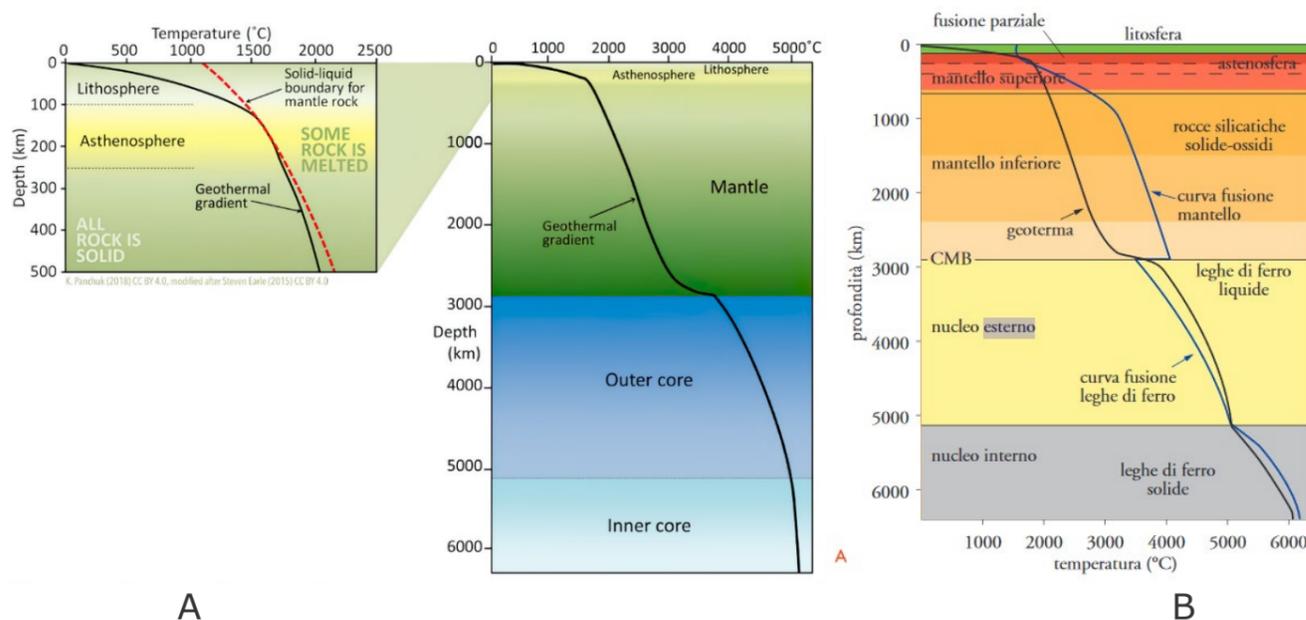


Figura12.

A

B

- A. Andamento della geoterma (curva rossa) in funzione della profondità: le variazioni di temperatura con la profondità sono registrate sull'asse orizzontale. La linea rossa tratteggiata mostra la temperatura minima affinché la rispettiva roccia del mantello fonda. Il gradiente geotermico rimane al di sotto della temperatura di fusione della roccia, tranne che nell'astenosfera. Forti aumenti si verificano nel mantello più superficiale e al confine tra nucleo e mantello. Fonte Wikipedia.org.
- B. Confronto tra l'andamento della geoterma, in nero, e le curve di fusione delle rocce silicatiche del mantello superiore e del mantello inferiore, in blu. Il confronto continua tra geoterma e curva di fusione delle leghe di ferro del nucleo esterno liquido e del nucleo interno solido costituito da lega di ferro solido. Fonte Wikipedia.org.

Il diagramma della figura 13A mostra l'andamento del gradiente di temperatura in gradi kelvin per km nei gusci della Terra, dal centro alla superficie. Nell'immagine della figura 13B sono rappresentate sia le curve dei gradienti geotermici dei continenti e dell'oceano, che aumentano con la profondità, sia le zone non caratterizzate da miscele di liquidi e cristalli separate dalle aree liquide

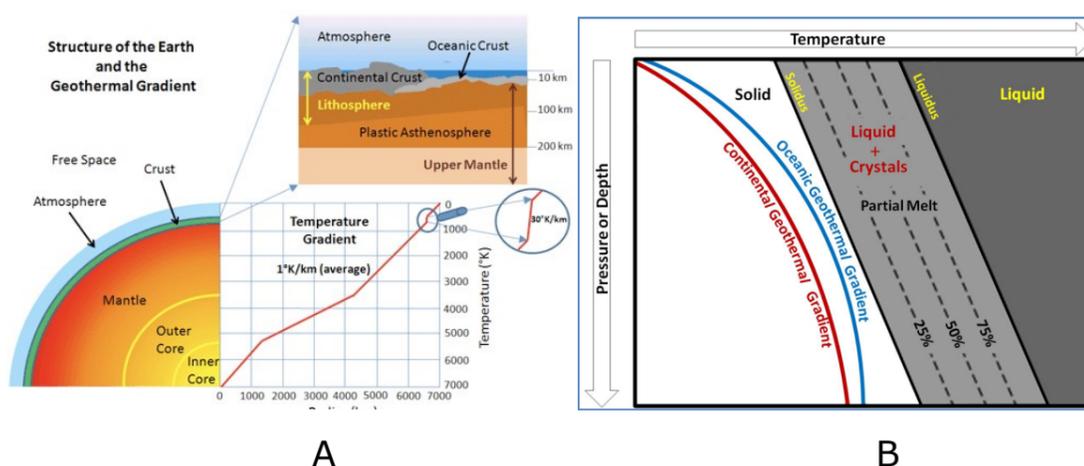


Figura13.

A

B

- A. Il diagramma mostra il gradiente geotermico della Terra e spiega come all'aumentare della profondità aumenta conseguentemente la temperatura: il gradiente medio è $1^{\circ}\text{K}/\text{km}$. B. La temperatura varia con la profondità nella Terra, quindi con la pressione, lungo il gradiente geotermico. La curva rossa rappresenta il gradiente geotermico continentale e la curva azzurra il gradiente geotermico oceanico. Le rocce solide contribuiscono al gradiente del 25%, i liquidi assieme ai cristalli parzialmente fusi contribuiscono del 50%.

Fonte: http://www.tulane.edu/~sanelson/Natural_Disasters/volcan&magma.htm.

Osserviamo che comunemente il gradiente di $25^{\circ}\frac{\text{C}}{\text{km}}$ assunto "normale" per i continenti è valido soltanto per uno stretto range di (1.5-3.5) km di profondità e per uno spessore sottile di roccia sedimentaria. Il gradiente oceanico "normale" varia nell'intervallo (50 – 75°C)/km per una crosta con età maggiore di 20 milioni di anni (Ma) e per una litosfera con uno spessore maggiore di 50 km.

4. Introduzione alla legge di Fourier per la conduzione del calore

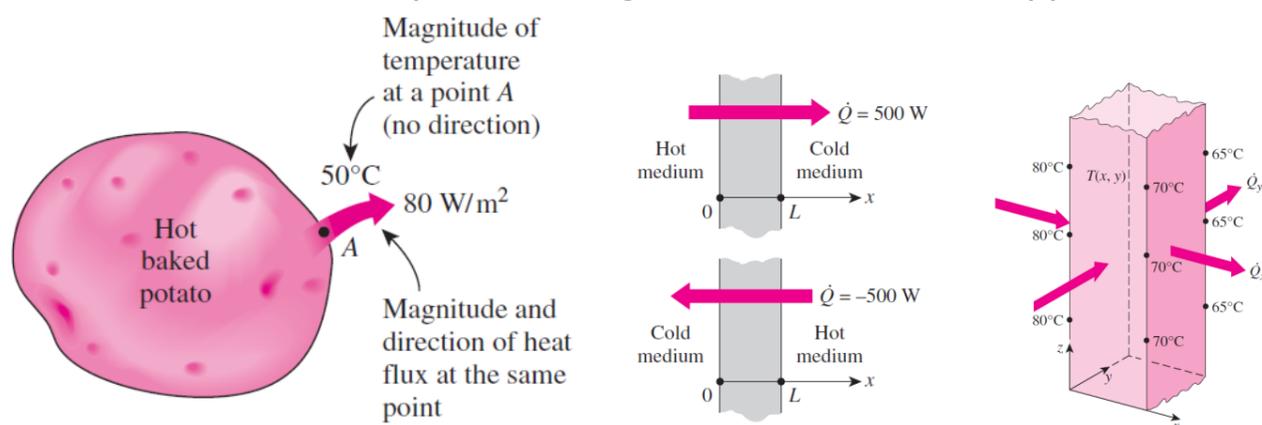
Ricordiamo che il trasferimento di calore ha direzione e grandezza. La velocità di conduzione del calore in una direzione assegnata è proporzionale al gradiente di temperatura, che è il tasso di variazione della temperatura con la distanza in quella direzione. In generale la conduzione del calore in un mezzo è tridimensionale e dipendente dal tempo. Quindi la temperatura in un punto (x, y, z) al tempo t in coordinate rettangolari è espressa come $T(x, y, z, t)$, che rappresenta il campo scalare delle temperature all'interno di un volume V di un corpo dove avviene la conduzione. Il sistema di

coordinate per una data geometria è quello che descrive meglio le superfici della geometria. Ad esempio, un parallelepipedo è meglio descritto in coordinate rettangolari poiché ogni superficie può essere descritta da un valore costante delle coordinate x , y o z . In questo articolo considereremo solo situazioni che sono meglio descritte con le coordinate in parola. La temperatura in ogni punto di un mezzo varia con la posizione e con il tempo, quattro variabili indipendenti, ed è espressa dalla seguente relazione funzionale:

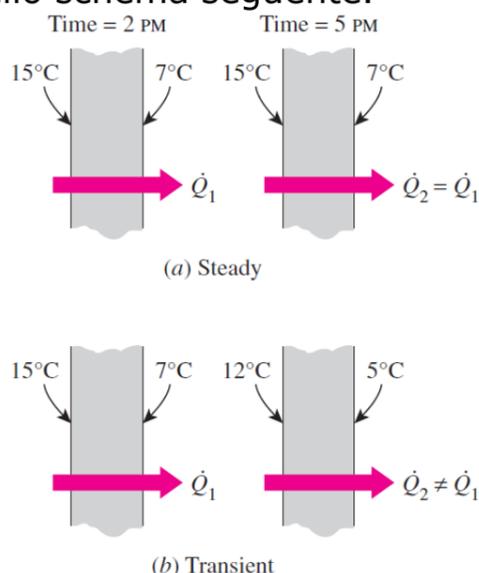
$$T = T(x, y, z, t)$$

Questa notazione è utilizzata anche per identificare le variabili coinvolte in un problema di trasferimento di calore in quanto $T(x, y, z, t)$ implica che la temperatura varia con le variabili spaziali x , y e z e con il tempo. La conduzione del calore in un mezzo è detta costante quando la temperatura non varia nel tempo, per cui $T = T(x, y, z)$ e transitoria quando dipende dal tempo.

La conduzione del calore in un mezzo è detta **unidimensionale** quando la conduzione è significativa solo in una dimensione e trascurabile nelle altre due dimensioni primarie, **bidimensionale** quando la conduzione nella terza dimensione è trascurabile, e **tridimensionale** quando la conduzione in tutte le dimensioni è significativa. La quantità di calore trasmessa nell'unità di tempo per conduzione attraverso un materiale solido, o equivalentemente attraverso un fluido in quiete, è chiamata potenza termica e si indica con \dot{Q} . Si definisce **densità di flusso termico** \dot{q} la potenza termica per unità di superficie. Le sue dimensioni, nel Sistema Internazionale, sono quelle di una quantità di calore per unità di superficie. In simboli $\dot{q} = \frac{\dot{Q}}{A} [\frac{W}{m^2} = W \cdot m^{-2}]$ nel sistema internazionale delle unità di misura (S.I.). La forza motrice per qualsiasi forma di trasferimento di calore è la differenza di temperatura ΔT . Maggiore è la differenza di temperatura, maggiore è la velocità di trasferimento di calore. Il trasferimento di calore ha sia direzione che intensità: quindi è una grandezza vettoriale, come è illustrato negli schemi seguenti dove è indicata la direzione del trasferimento di calore: positivo nella direzione scelta come positiva; negativo nella direzione opposta.



I problemi di trasferimento di calore sono spesso classificati come costanti (*steadystate*) o transitori (*unsteady*). Il termine **costante** implica che non si ha nessuna variazione nel tempo in nessun punto all'interno del mezzo. Mentre **transitorio** implica variazione nel tempo o dipendenza dal tempo. Pertanto, la temperatura o il flusso di calore rimangono invariati nel tempo durante il trasferimento di calore costante attraverso un mezzo in qualsiasi posizione, sebbene entrambe le quantità possano variare da una posizione all'altra. Un esempio di conduzione di calore costante (a) e transitoria (b) in una parete piana è illustrato nello schema seguente.



Consideriamo, ad esempio, il trasferimento di calore attraverso le pareti di una casa: è costante quando le condizioni all'interno della casa e all'esterno rimangono costanti per diverse ore. Ma anche in questo caso, le temperature sulle superfici interna ed esterna della parete saranno diverse a meno che le temperature all'interno e all'esterno della casa non siano le stesse. Il raffreddamento di una mela in un frigorifero, d'altra parte, è un processo di trasferimento di calore transitorio poiché la

temperatura in qualsiasi punto fisso all'interno della mela cambierà nel tempo durante il raffreddamento. Durante il trasferimento di calore transitorio, la temperatura normalmente varia nel tempo e nella posizione. Nel caso speciale di variazione nel tempo ma non nella posizione, la temperatura del mezzo cambia **uniformemente** nel tempo, ovvero $T = T(t)$. Tali sistemi di trasferimento di calore sono chiamati **sistemi concentrati**. Un piccolo oggetto metallico come un sottile filo di rame, ad esempio, può essere analizzato come un sistema concentrato durante un processo di riscaldamento o raffreddamento.

Ritornando al flusso di calore uscente dalla superficie terrestre, ovvero al gradiente geotermico, osserviamo che le mappe del flusso di calore elaborate da gruppi di ricerca nelle diverse regioni della Terra sono state ottenute attraverso osservazioni dirette o attraverso calcoli. Qui di seguito presentiamo quattro mappe del flusso di calore superficiale relative all'Europa.

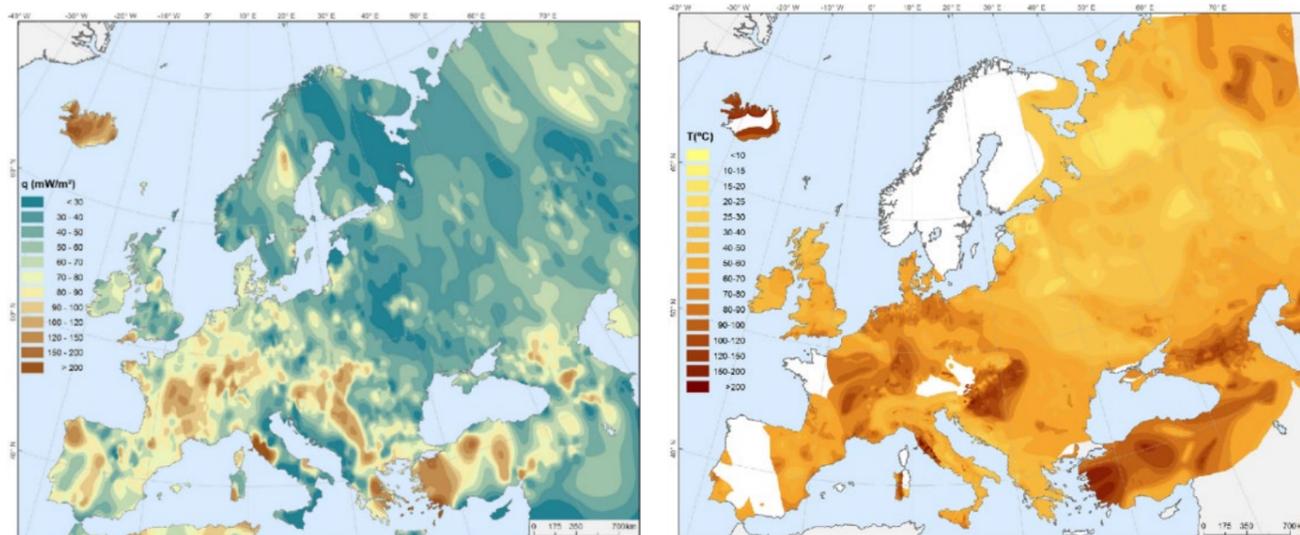


Figura 14.

A

B

A. Mappa del flusso di calore superficiale per l'Europa. Fonte Atlante delle risorse geotermiche in Europa.

B. Mappa della temperatura a 2000 m di profondità per l'Europa. Fonte Atlante delle risorse geotermiche in Europa.

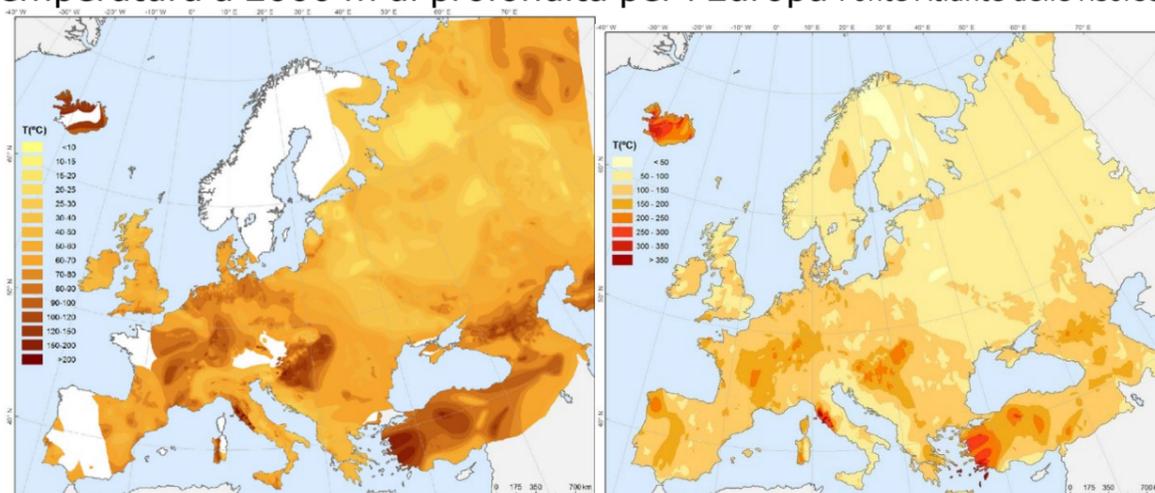


Figura 15.

C

D

C. Mappa della temperatura a 2000 m di profondità per l'Europa. Fonte Atlante delle risorse geotermiche in Europa.

D. Mappa della temperatura calcolata a 4500 m di profondità per l'Europa.

Fonte Atlante delle risorse geotermiche in Europa.

Le mappe del flusso di calore dell'Europa sono state ricavate sulla base delle osservazioni esistenti e sono state integrate da numerosi risultati di temperature ottenuti con trivellazioni profonde unitamente ai gradienti ed ai modelli di flusso di calore locale. Nelle aree senza dati il campo di flusso di calore è stato estrapolato sulla base della struttura tettonica regionale e della correlazione osservata tra flusso di calore e età dell'ultimo evento tettono-termico. La correlazione tra il modello del flusso di calore e la struttura della crosta caratteristica delle diverse zone ha consentito di comprendere alcune implicazioni geofisiche preliminari. In particolare, le aree di maggiore sismicità possono essere collegate alle zone di elevato gradiente di temperatura orizzontale, così come un flusso di calore superficiale più alto può essere generalmente osservato nelle zone di spessore crostale indebolito. Inoltre, le notevoli variazioni regionali nella temperatura calcolata sulla discontinuità di Moho, sono state attribuite al contributo del flusso di calore del mantello superiore.

Il flusso di **calore conduttivo**, \dot{Q} , è correlato al gradiente geotermico dall'equazione:

$$\dot{Q} = \lambda \frac{dT}{dz}$$

Dove λ è la conduttività termica e $\frac{dT}{dz}$ è il gradiente geotermico differenziale o puntiforme.

Quando il gradiente geotermico è molto alto le temperature degli strati litosferici aumenteranno lungo una curva chiamata **geoterma conduttiva** fino a raggiungere il mantello convettivo. La curva è spesso definita dall'isoterma di ~ 1330 °C o inferiore, dove può verificarsi la fusione, come mostrato in figura 14 (a e b). Il valore del gradiente geotermico medio all'interno del mantello terrestre è

controllato e mantenuto da moti convettivi, come evidenzia la figura 14 c. Il bilancio termico litosferico si basa, invece, in gran parte sui contributi del flusso di calore dall'astenosfera e sui contributi della produzione di calore radiogenico nella crosta. Altre fonti di generazione di calore nella litosfera includono sia reazioni metamorfiche esotermiche, che rilasciano energia termica nell'ambiente ($\Delta H < 0$), che reazioni endotermiche, che per avvenire assorbono calore dall'ambiente ($\Delta H > 0$). Contribuiscono, inoltre, all'entità del gradiente in parola sia la dissipazione di calore dovuta ai terremoti e ai processi advettivi correlati che quella associata agli spostamenti di faglia e ai magmi che cristallizzano, cambiando fase da liquido a solido. Nella crosta terrestre, la produzione di calore radiogenico avviene principalmente dalle rocce granitiche nella crosta cristallina superiore e dagli scisti caldi nei bacini sedimentari spessi, che contengono elementi radioattivi.

5. Legge di Fourier per la conduzione del calore

Per studiare la conduzione prendiamo in considerazione l'equazione del bilancio dell'energia interna in forma differenziale, nella sua formulazione in termini della derivata sostanziale, in cui compaiono esplicitamente solo i flussi di tipo diffusivo. Supponendo poi, in questo contesto, di considerare un mezzo solido, per cui per cui si può trascurare il termine convettivo e la produzione legata alla funzione dissipativa, l'equazione del bilancio, considerando la legge di Fourier, diventa:

$$\rho c \frac{\partial T}{\partial t} - \dot{u}^+ = k \nabla^2 T$$

Dove il termine \dot{u}^+ denota l'eventuale presenza di produzioni di energia dovute all'effetto Joule: \dot{u}^+ ha le dimensioni di energia per unità di volume e per unità di tempo.

La velocità di conduzione del calore (potenza termica trasmessa) attraverso un mezzo in una direzione precisata, ad esempio, nella direzione x , è proporzionale alla differenza di temperatura attraverso il mezzo e all'area normale alla direzione di trasferimento di calore, ma è inversamente proporzionale alla distanza in quella direzione (spessore). Questa relazione può essere espressa nella forma differenziale dalla legge di Fourier, che per la conduzione del calore unidimensionale vale:

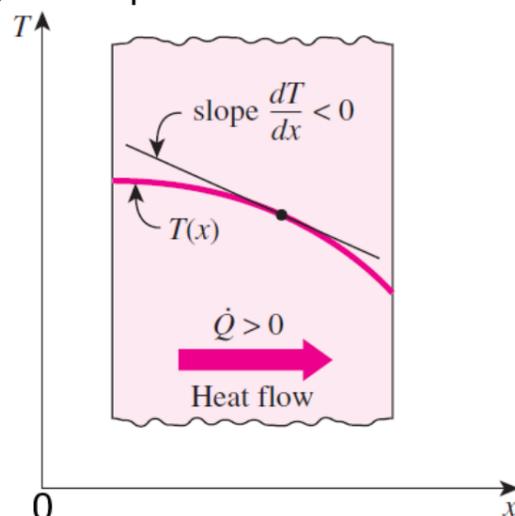
$$\dot{Q}_{cond} = -\lambda A \frac{dT}{dx} \quad (1)$$

dove λ è la conduttività termica del materiale, che è una misura della capacità di un materiale di condurre calore, e dT/dx è il gradiente di temperatura, che è la pendenza della curva di temperatura su un piano astratto T - x , ed A è la superficie attraverso la quale il calore fluisce in direzione ortogonale.

Dividendo entrambi i membri della (1) per A si ottiene:

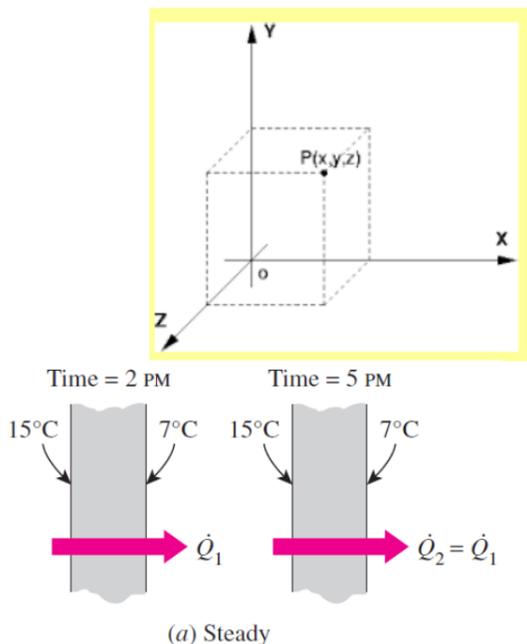
$$\frac{\dot{Q}_{cond}}{A} = \dot{q}_{cond} = -\lambda \frac{dT}{dx} \quad (2)$$

Quindi, \dot{Q}_{cond}/A , la **densità di flusso termico** conduttivo, è proporzionale al gradiente di temperatura $\frac{dT}{dx}$. La conduttività termica λ di un materiale, in generale, varia con la temperatura. Ma risultati sufficientemente accurati possono essere ottenuti utilizzando un valore costante per la conduttività termica alla temperatura media. Il gradiente di temperatura dT/dx è semplicemente la pendenza della curva di temperatura $T = T(x)$ su un piano astratto T - x .



Il calore fluisce nella direzione della temperatura decrescente, per cui il gradiente di temperatura è negativo quando il calore scorre nella direzione positiva x . Il segno negativo assicura che il trasferimento di calore nella direzione positiva x sia una quantità positiva. La legge di Fourier è utilizzata nei problemi di trasmissione del calore per trovare un'espressione che descrive il campo termico in corpo. Tale legge però è valida solo nell'ipotesi di operare in un campo termico in regime stazionario. Per ottenere una relazione generale per la legge di Fourier sulla conduzione del calore, si consideri un mezzo in cui la distribuzione della temperatura è tridimensionale. Quando il campo di temperatura è variabile sia nello spazio che nel tempo la temperatura dipende dalla posizione e dal tempo, per cui il **campo di temperatura è non stazionario**, quindi variabile nel tempo e nello spazio.

La funzione $T = f(x, y, z, t)$ esprime un campo scalare continuo nel quale la variazione di temperatura varia punto per punto con continuità.



La temperatura dipende sia dalla posizione che dal tempo. In simboli scriviamo:

$$T = f(x, y, z, t)$$

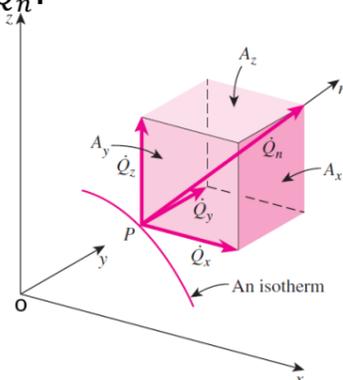
Derivando otteniamo il vettore gradiente:

$$\text{grad } T = \left(\frac{\partial T}{\partial x} + \frac{\partial T}{\partial y} + \frac{\partial T}{\partial z} + \frac{\partial T}{\partial t} \right).$$

Un campo di temperatura unidimensionale stazionario è espresso da:

$$T = f(x): \frac{\partial T}{\partial y} = \frac{\partial T}{\partial z} = 0; \frac{\partial T}{\partial t} = 0$$

Qui di seguito analizzeremo la conduzione di calore tridimensionale attraverso un elemento di volume, che ci consente di determinare la relazione generale per la legge di Fourier sulla conduzione del calore in un mezzo in cui la distribuzione della temperatura è, appunto, tridimensionale. A tale scopo consideriamo il seguente schema, che mostra una superficie isoterma nel mezzo che ha un vertice in P, che è l'origine del vettore \dot{Q}_n .



Il vettore di trasferimento di calore in un punto P su questa superficie deve essere perpendicolare alla superficie e deve puntare nella direzione della temperatura decrescente. Se \mathbf{n} è la normale della superficie isoterma nel punto P, la velocità di conduzione del calore (flusso) in quel punto può essere espressa dalla legge di Fourier dalla relazione seguente:

$$\dot{Q}_n = -\lambda A \frac{\partial T}{\partial n} \quad [\text{W}]$$

In coordinate rettangolari, il vettore di conduzione del calore può essere espresso in termini delle sue componenti come:

$$\vec{\dot{Q}}_n = \dot{Q}_x \vec{i} + \dot{Q}_y \vec{j} + \dot{Q}_z \vec{k}$$

Dove \vec{i}, \vec{j} e \vec{k} sono vettori unitari e $\dot{Q}_x, \dot{Q}_y, \dot{Q}_z$ sono le grandezze delle velocità di trasferimento del calore nelle direzioni x, y e z, che possono essere determinate dalla legge generale di Fourier, che esprime i flussi di calore che attraversano le facce A_x, A_y e A_z nelle tre direzioni dello spazio. In simboli si scrive:

$$\dot{Q}_x = \lambda A_x \frac{\partial T}{\partial x}, \quad \dot{Q}_y = \lambda A_y \frac{\partial T}{\partial y} \quad \text{e} \quad \dot{Q}_z = \lambda A_z \frac{\partial T}{\partial z}$$

Dove A_x, A_y e A_z sono aree di conduzione del calore normali alle direzioni x, y e z, rispettivamente, e $\partial T/\partial x, \partial T/\partial y$ e $\partial T/\partial z$ sono le derivate parziali di T lungo x, y e z, che tengono conto della direzione. Un mezzo attraverso cui viene condotto il calore può comportare la conversione di energia meccanica, elettrica, nucleare o chimica in calore o energia termica. Nell'analisi della conduzione del calore, tali processi di conversione sono caratterizzati come generazione di calore o energia termica. Si noti che la generazione di calore è un fenomeno volumetrico. Ciò significa che si verifica in tutto il corpo di un mezzo. Pertanto, la velocità di generazione di calore in un mezzo è solitamente specificata per unità di volume ed è indicata da \dot{e}_{gen} , la cui unità è Wm^{-3} . La velocità di generazione del calore in un mezzo può variare con il tempo e con la posizione all'interno del mezzo. Quando la variazione della generazione del calore con la posizione è nota, la velocità totale di generazione del calore in un mezzo di volume V può essere determinata da:

$$\int_V \dot{e}_{gen} dV \quad [\text{W}]$$

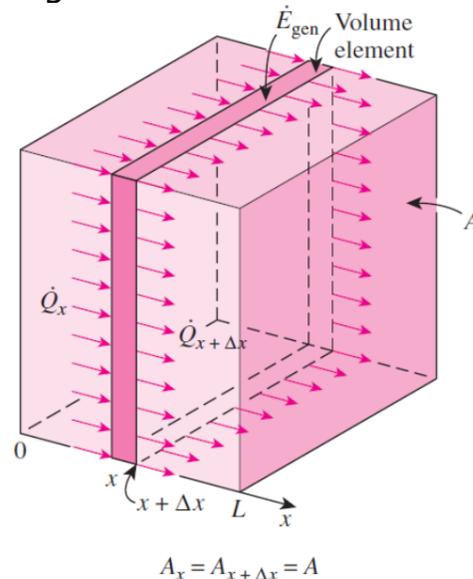
Nel caso speciale di generazione di calore uniforme, come nel caso del riscaldamento tramite resistenza elettrica in un materiale omogeneo, la relazione nell'equazione suddetta si riduce a:

$$\dot{E}_{gen} = \dot{e}_{gen} V$$

dove \dot{e}_{gen} è la velocità costante di generazione di calore per unità di volume.

5.1 Conduzione del calore monodimensionale

Consideriamo, ad esempio, la conduzione di calore unidimensionale attraverso un elemento di volume in una grande parete piana e fissiamo l'attenzione su un elemento sottile di spessore Δx , come mostrato nella seguente immagine. Vogliamo determinare il bilancio di energia.



A tal fine, supponiamo che la densità della parete sia ρ , il calore specifico sia c e l'area della parete normale alla direzione del trasferimento di calore sia A . Un bilancio energetico su questo elemento sottile durante un piccolo intervallo di tempo Δt può essere espresso come:

$$\dot{Q}_x - \dot{Q}_{x+\Delta x} + \dot{E}_{Gen,Elem} = \frac{\Delta E_{Element}}{\Delta t} \quad (a)$$

Il cambiamento nel contenuto energetico dell'elemento e la velocità di generazione del calore all'interno dell'elemento possono essere espressi dalle relazioni:

$$\Delta E_{Element} = E_{t+\Delta t} - E_t = mc(T_{t+\Delta t} - T_t) = \rho c A \Delta x (T_{t+\Delta t} - T_t) \quad (b)$$

$$\dot{E}_{gen,element} = \dot{e}_{gen} V_{element} = \dot{e}_{gen} A \Delta x. \quad (c)$$

Sostituendo nell'equazione (a), otteniamo:

$$\dot{Q}_x - \dot{Q}_{x+\Delta x} + \dot{e}_{gen} A \Delta x = \rho c A \Delta x \frac{T_{t+\Delta t} - T_t}{\Delta t} \quad (d)$$

Dividendo per $A \Delta x$ si ottiene:

$$-\frac{1}{A} \frac{\dot{Q}_{x+\Delta x} - \dot{Q}_x}{\Delta x} + \dot{e}_{gen} = \rho c \frac{T_{t+\Delta t} - T_t}{\Delta t} \quad (e)$$

Calcolando il limite per $\Delta x \rightarrow 0$ del primo termine e il limite per $\Delta t \rightarrow 0$ del secondo termine otteniamo:

$$\frac{1}{A} \frac{\partial}{\partial x} \left(\lambda A \frac{\partial T}{\partial x} \right) + \dot{e}_{gen} = \rho c \frac{\partial T}{\partial t} \quad (f)$$

Questo risultato può essere dimostrato tenendo conto della definizione della derivata e della legge di Fourier sulla conduzione del calore, possiamo calcolare il limite seguente:

$$\lim_{\Delta x \rightarrow 0} \frac{\dot{Q}_{x+\Delta x} - \dot{Q}_x}{\Delta x} = \frac{\partial \dot{Q}}{\partial x} = \frac{\partial}{\partial x} \left(-\lambda A \frac{\partial T}{\partial x} \right) \quad (g)$$

Notiamo che l'area A è costante per una parete piana, quindi l'equazione del bilancio per la conduzione del calore in regime transitorio unidimensionale diventa:

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(\lambda \frac{\partial T}{\partial x} \right) + \dot{e}_{gen} = \rho c \frac{\partial T}{\partial t} \quad (h)$$

Calcolando la derivata del primo addendo si ottiene:

$$\lambda \frac{\partial^2 T}{\partial x^2} + \dot{e}_{gen} = \rho c \frac{\partial T}{\partial t} \quad (i)$$

Poiché il calore fluisce anche lungo le direzioni y e z si ottiene:

$$\lambda \frac{\partial^2 T}{\partial y^2} + \dot{e}_{gen} = \rho c \frac{\partial T}{\partial t} \quad \text{e} \quad \lambda \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} + \dot{e}_{gen} = \rho c \frac{\partial T}{\partial t} \quad (l)$$

Sommando le tre derivate seconde parziali ricaviamo:

$$\lambda \left(\frac{\partial^2 T}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 T}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} \right) + \dot{e}_{gen} = \rho c \frac{\partial T}{\partial t} \quad (m)$$

Ma per definizione $(\frac{\partial^2 T}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 T}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 T}{\partial z^2}) = \nabla^2 T$ è l'operatore di Laplace. Quindi l'equazione di bilancio diventa:

$$\lambda \nabla^2 T + \dot{e}_{gen} = \rho c \frac{\partial T}{\partial t} \quad (n)$$

L'equazione del bilancio così scritta, è un'equazione alle derivate parziali per la temperatura. È l'equazione generale di Fourier della conduzione del calore. Da essa, con opportune semplificazioni, si possono studiare casi particolari di notevole interesse, che qui di seguito elenchiamo: (1) Stato stazionario monodimensionale; (2). Stato transitorio senza produzione di energia; (3) Stato stazionario senza generazione di calore.

5.2 Caso monodimensionale: $\lambda \frac{\partial^2 T}{\partial x^2} + \dot{e}_{gen} = \rho c \frac{\partial T}{\partial t}$

1. Stato stazionario monodimensionale con produzione di energia, $\frac{\partial}{\partial t} = 0$. Nell'equazione compare il termine di generazione: **equazione di Poisson.**

$$\frac{d^2 T}{dx^2} + \frac{\dot{e}_{gen}}{\lambda} = 0$$

2. Stato transitorio senza generazione di calore: $\dot{e}_{gen} = 0$. **Equazione di Fourier.**

$$\frac{\partial^2 T}{\partial x^2} = \frac{\rho c}{\lambda} \frac{\partial T}{\partial t}$$

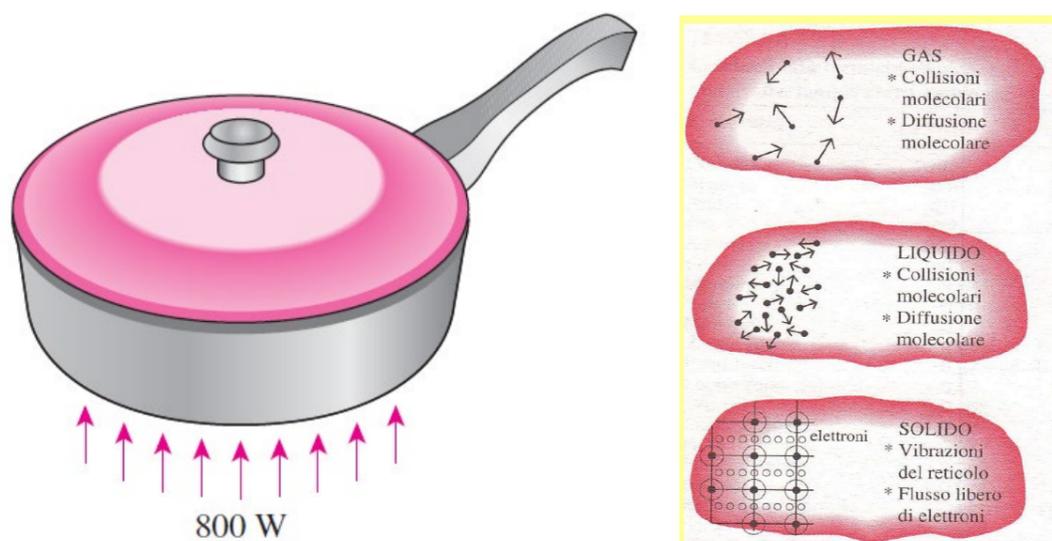
3. Stato stazionario senza generazione di calore: $\dot{e}_{gen} = 0$. **Equazione di Laplace.**

$$\nabla^2 T = 0 \quad \text{equivalente a} \quad \frac{d^2 T}{dx^2} = 0$$

Notiamo che abbiamo sostituito le derivate parziali con derivate ordinarie nel caso di conduzione termica stazionaria unidimensionale poiché le derivate parziali e ordinarie di una funzione sono identiche quando la funzione dipende da una sola variabile $T = T(x)$ come in questo caso.

Vediamo qualche esempio.

1. Consideriamo una padella di acciaio posta sopra su un fornello acceso come nell'immagine qui sotto. La sezione inferiore della padella è spessa 0,4 cm e ha un diametro di 18 cm. L'unità di riscaldamento elettrico sul piano della cucina consuma 800 W di potenza durante la cottura e l'80 per cento del calore generato nell'elemento riscaldante viene trasferito uniformemente alla padella. Supponendo una conduttività termica costante, si ottiene l'equazione differenziale che descrive la variazione della temperatura nella sezione inferiore della padella durante il funzionamento costante.



Per analizzare la variazione di temperatura sul fondo della padella deve applicare l'equazione differenziale. La sezione inferiore della padella ha una grande area superficiale rispetto al suo spessore e può essere approssimata come una grande parete piana. Il flusso di calore viene applicato alla superficie inferiore della padella in modo uniforme e anche le condizioni sulla superficie interna sono uniformi. Pertanto, ci aspettiamo che il trasferimento di calore attraverso la sezione inferiore della padella avvenga dalla superficie inferiore verso l'alto e il trasferimento di calore in questo caso può essere ragionevolmente approssimato come unidimensionale. Prendendo la direzione normale alla superficie inferiore della padella come asse x , avremo $T = T(x)$ durante il funzionamento costante poiché la temperatura in questo caso dipenderà solo da x . La conduttività termica è data come costante e non c'è generazione di calore all'interno della sezione inferiore della padella. Pertanto, l'equazione differenziale che governa la variazione di temperatura nella sezione inferiore della padella in questo caso è semplicemente $(d^2 T / dx^2) = 0$. Si noti che le condizioni sulla superficie del mezzo (acqua) non hanno alcun effetto sull'equazione differenziale.

2. Assegnazione delle condizioni al contorno per l'equazione di Fourier

Studiamo il campo di temperature non stazionario che si instaura quando si pone una lastra inizialmente fredda in un fluido ambiente più caldo, in un istante iniziale in cui necessariamente la distribuzione di temperatura è una funzione nota dello spazio (condizione iniziale).

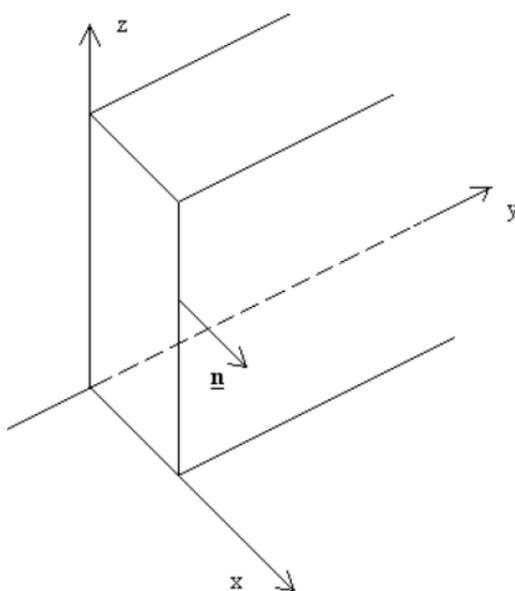
L'equazione di Fourier è:

$$\rho c \frac{\partial T}{\partial t} = K \nabla^2 T$$

Vogliamo risolverla imponendo le condizioni iniziali:

$$T(x, y, z, t_0) = T_0(x, y, z)$$

Le condizioni al contorno ci dicono, in ogni istante $t > t_0$, cosa succede sul bordo del dominio d'integrazione scelto, rappresentato dal bordo della lastra. In un problema di questo tipo, risulta difficile da un punto di vista fisico, pensare di assegnare una condizione alla Dirichlet, cioè imporre la distribuzione della temperatura sul bordo della lastra al variare del tempo. Tenendo conto della legge di scambio termico per convezione, si veda il prossimo paragrafo, dobbiamo considerare un coefficiente di scambio termico convettivo, h , infinito. Questo assunto mantiene un flusso di calore finito con una differenza di temperatura nulla. Risulta, invece, più appropriato imporre una condizione alla Neumann sulla derivata normale della temperatura sul bordo, che si traduce nell'imporre cioè una **condizione sul flusso termico**, che, come vedremo in seguito, può anche essere del tipo misto, cioè conduttivo e convettivo.



Supponiamo per esempio, inizialmente, che una faccia sia adiabatica, lo scambio di calore attraverso la superficie in questione sarà quindi nullo. Poiché il flusso è $-k\nabla T$, lo scambio attraverso la superficie piana di versore normale sarà:

$$-k\nabla T \cdot \vec{n} = 0$$

se L è lo spessore della lastra lungo x e il versore normale è parallelo all'asse x , risulta

$$\left. \frac{\partial T}{\partial n} \right|_{x=L} = \left. \frac{\partial T}{\partial x} \right|_{x=L} = 0$$

Abbiamo così assegnato una condizione sul flusso termico per mezzo di una derivata spaziale.

Più in generale, noto il flusso termico \dot{q} , la condizione da assegnare è quindi:

$$-k \left. \frac{\partial T}{\partial x} \right|_{x=L} = \dot{q}$$

che rappresenta la condizione di Neumann nel caso generale.

In presenza di un fluido ambiente che lambisce una superficie del solido, in assenza di generazioni superficiali, il calore ceduto per conduzione dalla lastra è pari a quello assorbito per convezione dal fluido, e la suddetta condizione può quindi essere posta anche nella forma:

$$-k \left. \frac{\partial T}{\partial x} \right|_{x=L} = h(T_p - T_f)$$

Dove h è il coefficiente convettivo costante, T_{fl} è la temperatura del fluido che lambisce la parete e T_p è la temperatura della parete. Quest'ultima condizione, detta di tipo misto, può essere scritta anche nel seguente modo:

$$hT_p + k \left. \frac{\partial T}{\partial x} \right|_{x=L} = hT_f$$

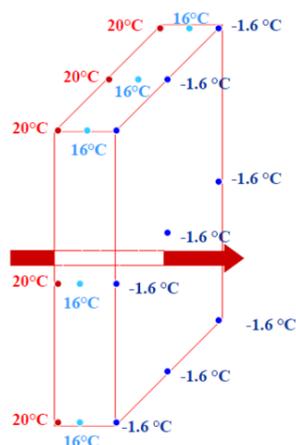
Questa relazione rende evidente la relazione lineare imposta tra temperatura e gradiente di temperatura alla parete. Naturalmente, qui si è assunto per semplicità che il coefficiente di scambio termico convettivo è costante e noto. In situazioni complesse h può essere a sua volta funzione della temperatura superficiale, che è una incognita. Ancora, in problemi ben più complessi dove lo scambio termico per conduzione è considerato accoppiato a quello di convezione nel fluido esterno al solido, h è funzione a sua volta del campo di moto. Altrimenti, a diversi livelli di approssimazione, ad esempio nello scambio termico tra i gusci concentrici del Geode, h è considerato noto nel senso che può essere stimato a priori da relazioni disponibili nelle ricerche geochimiche.

Generalizzando, la condizione al contorno può essere sempre scritta come combinazione lineare della funzione incognita (T nel nostro caso) e della sua derivata spaziale in direzione normale al bordo L .

$$aT_L + b \frac{\partial T}{\partial n} \Big|_L = c$$

Ovviamente, i vari casi si distinguono a seconda del valore delle tre costanti a , b e c .

1. Calcoliamo la soluzione dell'equazione di Laplace per il passaggio di calore attraverso la parete seguente.

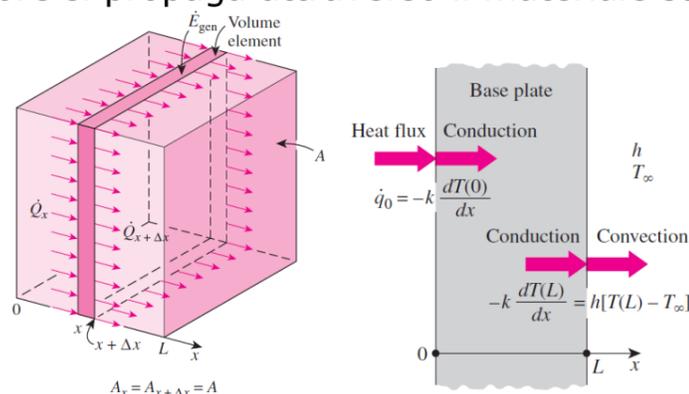


$$\frac{d^2 T}{dx^2} = 0$$

$$\frac{d}{dx} \left[\frac{dT(x)}{dx} \right] = 0 \quad \frac{dT(x)}{dx} = c_1$$

$$dT(x) = c_1 dx \quad T(x) = c_1 x + c_2$$

La conducibilità termica λ di un materiale, in generale, dipende dalla temperatura T e da x , ne consegue che non può essere eliminata dalla derivata. Il coefficiente di conducibilità termica λ in generale non è costante, essendo una proprietà della materia, e in condizioni di equilibrio termodinamico, è funzione di due grandezze termodinamiche. In pratica si può però considerare funzione della sola temperatura $\lambda = \lambda(T)$. Senza commettere errori molto gravi, per variazioni relativamente limitate di temperatura previste nel corso della fenomenologia, si può però considerare λ costante. Ciò significa che, in punti diversi a diversa temperatura, avremo la stessa conducibilità termica. In altri termini si può supporre che la conducibilità termica nella maggior parte delle applicazioni pratiche rimanga costante, con valore prossimo a un valore medio. L'equazione sopra in quel caso si riduce a conducibilità costante, dove il rapporto $\lambda/\rho c$ è la diffusività termica del materiale e rappresenta la velocità con cui il calore si propaga attraverso il materiale stesso.



Osservando l'immagine a sinistra vale $\dot{Q}_x = \dot{Q}_{x+\Delta x}$ e $A_x = A_{x+\Delta x} = A$ perché il flusso di calore è costante. Nell'immagine a destra la densità del flusso termico in ingresso vale $\dot{q}_0 = -k \frac{dT_0}{dx}$ (una condizione al contorno di terzo ordine) mentre il flusso termico convettivo in aria è dato da $-k \frac{dT(L)}{dx} = h [T(L) - T_\infty]$ per il principio di conservazione del calore. T_∞ è la temperatura del fluido (aria) a contatto con la parete ed h è il coefficiente di convezione del fluido.

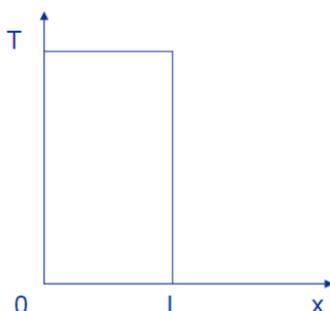
La conducibilità termica λ indica la capacità di un materiale a condurre il calore. Per esempio a temperatura ambiente il rame ha $\lambda = 401 \text{ W/mK}$, mentre l'acqua ha $\lambda = 0.613 \text{ W/mK}$). Il rame conduce il calore quasi 1000 volte più dell'acqua, per questo motivo si dice che è un buon conduttore termico, mentre l'acqua è un cattivo conduttore termico pur essendo un mezzo eccellente per

accumulare calore. Infatti il calore specifico dell'acqua è $c_p = 4.186 \text{ kJ/kg K}$, mentre per il rame è $c_p = 0.385 \text{ kJ/kg K}$.

Nella tabella 1 sono riportati i valori della conducibilità termica e della capacità termica volumetrica di alcune rocce derivati da VDI 4060. Nella tabella 2 è sono riportati i valori della capacità termica di alcuni materiali comuni alla temperatura $T = 20^\circ\text{C}$.

5.3 Condizioni al contorno nel caso monodimensionale piano

Osserviamo che per descrivere completamente un problema di trasferimento di calore devono essere imposte le condizioni di contorno in un determinato dominio spaziale, ovvero per ciascuna direzione del sistema di coordinate lungo cui il trasferimento di calore è significativo. In sostanza sono tre i modi operative: stabilire una distribuzione di temperatura sul contorno (problema di Dirichlet); specificare una distribuzione di flusso sul contorno (problema di Neumann); assegnare lo scambio termico superficiale in presenza di ambiente fluido esterno a temperatura nota (condizione convettiva che conduce a un problema di Robin con condizione al contorno del tipo misto). Il tipo di condizioni da imporre non è dettato da nessuna legge, ma dalla convenienza rispetto al problema fisico in esame. In pratica l'assegnazione del tipo di condizioni dipende da ciò che è noto a priori e dal tipo di modello impiegato. Ovviamente non bisogna perdere di vista l'analisi matematica, poiché problemi di esistenza e di unicità della soluzione possono porre limitazioni alle condizioni al contorno da imporre per determinati tipi di equazione. La temperatura di una superficie esposta può essere misurata direttamente e facilmente: uno dei modi più semplici per specificare le condizioni termiche su una superficie è specificare la temperatura, in quanto può essere misurata direttamente e facilmente. Per il trasferimento di calore unidimensionale attraverso una parete piana di spessore L , le condizioni al contorno della temperatura specificate possono essere espresse ponendo $T(0, t) = T_1$ e $T(L, t) = T_2$ dove T_1 e T_2 sono le temperature specificate sulle superfici a $x = 0$ e $x = L$, rispettivamente. Utilizziamo un sistema di riferimento cartesiano ortogonale su una lastra. Se due dimensioni sono prevalenti rispetto alla terza si possono trascurare gli effetti di bordo in quanto i gradienti sono significativi solo lungo quest'ultima, che rappresenta la direzione lungo lo spessore.



Nelle ipotesi fatte, il bilancio di energia si riduce all'equazione di Laplace. Nelle ipotesi fatte, il bilancio di energia si riduce all'equazione di Laplace:

$$\frac{\partial^2 T}{\partial x^2} = 0$$

La soluzione di questa equazione differenziale del secondo ordine, come abbiamo già visto, è:

$$T(x) = c_1 x + c_2$$

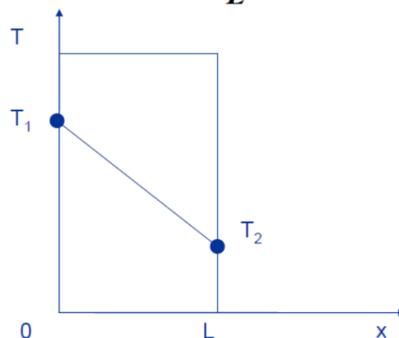
Le costanti c_1 e c_2 sono determinate le condizioni al contorno del primo tipo, ovvero in $x=0$ e in $x=L$:

$$x = 0, T(0) = T_1; \quad x = L, T(L) = T_2 \quad \text{con } T_1 > T_2$$

La temperatura è una funzione lineare del di x ed ha pendenza negativa pari: $-(T_1 - T_2)/L$.

$$T(x) = T_1 - \frac{T_1 - T_2}{L} x.$$

$$T(x) = T_1 - \frac{T_1 - T_2}{L} \cdot x$$



L'andamento della temperatura è lineare e il valore delle due costanti è così determinato:

$$\frac{d^2 T}{dx^2} = 0 \Rightarrow \frac{dT}{dx} = C_1 \Rightarrow T(x) = C_1 \cdot x + C_2$$

Inserendo le condizioni al contorno si ricava:

$$T(0) = T_1 = c_2 \quad \text{e} \quad T_2 = T(L) = c_1 L + T_1 = \longrightarrow c_1 = -\frac{T_1 - T_2}{L}$$

Orbene $\frac{dT}{dx} = c_1$ da cui $dT = c_1 dx$. Integrando si ha: $T(x) = c_1 x + T_1 = -\frac{T_1 - T_2}{L} x + T_1$.

Semplificando si ottiene:

$$T(x) = T_1 - \frac{T_1 - T_2}{L} x$$

Poiché l'andamento delle temperature è lineare, il flusso termico è costante, cioè indipendente dalla ascissa x .

Per calcolare la potenza termica scambiata, basta moltiplicare il flusso per l'area A della superficie di scambio ottenendo:

$$\dot{q} = -k \frac{\partial T}{\partial x} = -k \left(\frac{T_2 - T_1}{L} \right) = \frac{k}{L} (T_1 - T_2)$$

Si nota che $\dot{q} > 0$ implica $T_1 > T_2$, cioè il flusso di calore è concorde col verso dell'asse x . Per il calcolo della potenza termica scambiata, basta moltiplicare il flusso per l'area della superficie di scambio

$$\dot{Q} = \frac{kA}{L} (T_1 - T_2)$$

Si definisce **conduttanza termica** la quantità $K = \frac{kA}{L}$, che dipende dalla natura del materiale e dalla geometria. L'espressione del calore scambiato per unità di tempo diventa, quindi:

$$\dot{Q} = K \Delta T$$

La conduttanza termica viene introdotta per sviluppare una analogia con la legge di Ohm. Infatti, se la causa che può generare una corrente elettrica di intensità I è la differenza di potenziale ΔV , quella che può generare un flusso di calore è una differenza di temperatura ΔT .

Si definisce **resistenza termica** la quantità $R = \frac{1}{K}$. In analogia con la legge di Ohm, si ha:

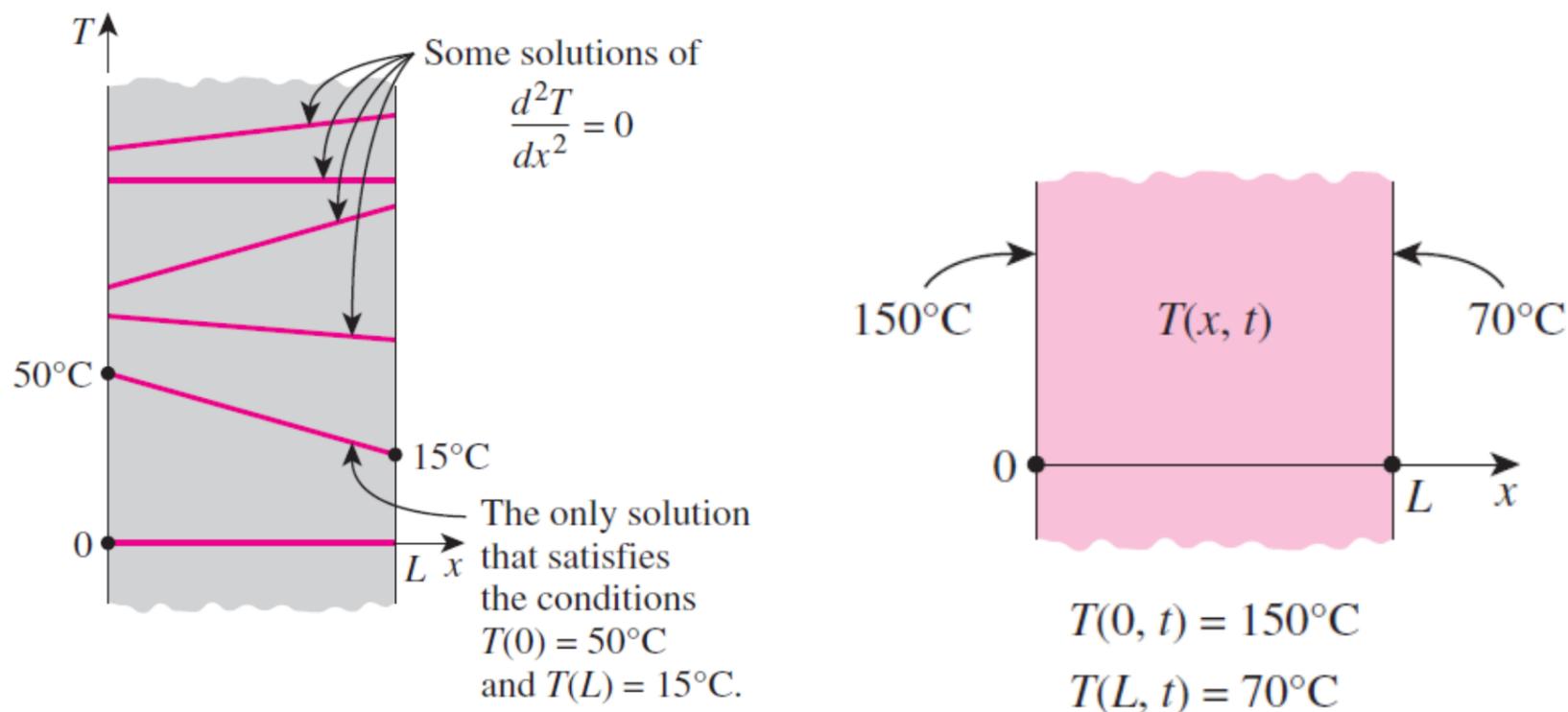
$$\Delta T = R \dot{Q}$$

Ossia:

$$\dot{Q} = K \Delta T$$

A conclusione del paragrafo desideriamo richiamare l'attenzione del lettore sul fatto che le temperature specificate possono essere costanti, come nel caso della conduzione di calore costante, oppure possono variare nel tempo. L'immagine a sinistra qui sotto riporta alcune soluzioni grafiche dell'equazione di Laplace.

Nell'immagine a sinistra sono rappresentati gli andamenti di alcune funzioni $T(x)$ ottenute risolvendo l'equazione di Laplace in caso monodimensionale $\frac{\partial^2 T}{\partial x^2} = \frac{d^2 T}{dx^2} = 0$. Per le condizioni al contorno $T(0) = 50^\circ\text{C}$ e $T(L) = 15^\circ\text{C}$ c'è un'unica soluzione che soddisfa l'equazione di Laplace. Nell'immagine a destra è rappresentato un campo di temperatura $T(x, t)$ all'interno delle superfici di una parete piana di spessore L con le condizioni limite di temperatura specificate su entrambe.



Ricordiamo che nel Sistema Internazionale (S.I.) delle unità di misure, la conducibilità termica è espressa in watt per metro per kelvin, $[W/m \cdot K]$ con il watt (W) che rappresenta l'unità di misura della potenza, il metro (m) rappresenta l'unità di misura della lunghezza e il grado Kelvin (K) rappresenta l'unità di misura della temperatura. Nella tabella 1 sono riportati i valori della conducibilità termica λ di alcune rocce, mentre nella tabella 2 sono riportati i valori della conducibilità termica di alcune sostanze (leghe) e di alcuni elementi a 20°C .

Tipo di Roccia	Conducibilità termica media λ [W/mK]			Capacità termica volumetrica [MJ/m ³ K]
	min.	medio	max	
Rocce magmatiche				
Basalto	1.3	1.7	2.3	2.3-2.6
Diorite	2.0	2.6	2.9	2.9
Gabbro	1.7	1.9	2.5	2.6
Granite	2.1	3.4	4.1	2.1-3.0
Peridotite	3.8	4.0	5.3	2.7
Rhyolite	3.1	3.3	3.4	2.1
Rocce metamorfiche				
Gneiss	1.9	2.9	4.0	1.8-2.4
Marmo	1.3	2.1	3.1	2.0
Metaquarzite		5.8		2.1
Miscascisti	1.5	2.0	3.1	2.2
isti argillosi	1.5	2.1	2.1	2.2-2.5
Rocce sedimentarie				
Calcari	2.5	2.8	4.0	2.1-2.4
Marne	1.5	2.1	3.5	2.2-2.3
Quarzite	3.6	6.0	6.6	2.1-2.2
Salgemma	5.3	5.4	6.4	1.2
Arenaria	1.3	2.3	5.1	1.6-2.8
Rocce argillose, limi	1.1	2.2	3.5	2.1-2.4
Rocce non consolidate				
Ghiaie asciutte	0.4	0.4	0.5	1.4-1.6
Ghiaie bagnate		1.8		2.4
Morene	1.0	2.0	2.5	1.5-2.5
Sabbia asciutta	0.3	0.4	0.8	1.3-1.6
Sabbia bagnata	1.7	2.4	5.0	2.2-2.9
Limi e argille asciutti	0.4	0.5	1.0	1.5-1.6
Limi e argille bagnate	0.9	1.7	2.3	1.6-3.4
Torba	0.2	0.4	0.7	0.5-3.8

Tabella 1

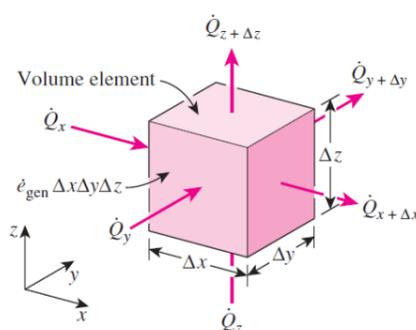
Materiale	Conducibilità termica a 20° C (W/mK)
Acciaio con 5% Ni	29
Acciaio con 30% Ni	105
Acqua (liquida in quiete a 20°C)	0,63
Acqua pesante 10 - 100°C	0,56 - 0,65
Alcool	0,21
Alluminio	210
Aria (in quiete a 20°C)	0,026
Argentana	27
Argento	420
Asfalto	0,64
Basalto	1,27 - 3,5
Bronzo	58 - 65
Carbone	0,14 - 0,17
Carbone di storta	4
Carbone in polvere	0,12
Cartone	0,14 - 0,23
Cartongesso in lastre	0,21
Caucciù	0,13 - 0,23
Celluloide	0,35
Cellulosa compressa	0,24
Cemento in polvere	0,070
Cenere	0,069
Creta	0,90
Duralluminio	160
Ferro elettrolitico	87
Ferro ed acciaio	46,5 - 58
Gesso	0,4
Ghiaccio	2,20 - 2,50
Ghisa	50
Glicerina	0,220
Grafite	4,9
Granito	3,18 - 4,10

Tabella 2

5.4 Equazione generale di conduzione del calore

Nella sezione precedente abbiamo considerato la conduzione del calore unidimensionale e abbiamo assunto che la conduzione del calore in altre direzioni fosse trascurabile. La maggior parte dei problemi di trasferimento del calore riscontrati nella pratica può essere approssimata come unidimensionale e in questo testo ci occupiamo principalmente di tali problemi. Tuttavia, non è sempre così e a volte dobbiamo considerare anche il trasferimento del calore in altre direzioni. In tali casi si dice che la conduzione del calore è **multidimensionale** e in questa sezione sviluppiamo l'equazione differenziale che governa tali sistemi in sistemi di coordinate rettangolari.

Presenteremo in questa sezione la conduzione di calore tridimensionale analizzando il passaggio di calore attraverso un elemento di volume a forma di parallelepipedo, di lunghezza x , larghezza y e altezza z , come mostrato nell'immagine seguente. Supponiamo che la densità del corpo sia ρ e il calore specifico sia c .



Un bilancio energetico su questo elemento di volume durante un piccolo intervallo di tempo Δt può essere espresso dalla seguente equazione:

$$\dot{Q}_x + \dot{Q}_y + \dot{Q}_z - (\dot{Q}_{x+\Delta x} + \dot{Q}_{y+\Delta y} + \dot{Q}_{z+\Delta z}) + \dot{E}_{Gen,Elem} = \frac{\Delta E_{Element}}{\Delta t} \quad (a')$$

Il cambiamento nel contenuto energetico dell'elemento e la velocità di generazione del calore all'interno dell'elemento possono essere espressi dalle seguenti equazioni:

$$\Delta E_{Element} = E_{t+\Delta t} - E_t = mc(T_{t+\Delta t} - T_t) = \rho c \Delta x \Delta y \Delta z (T_{t+\Delta t} - T_t). \quad (b')$$

$$\dot{E}_{gen,element} = \dot{e}_{gen} V_{element} = \dot{e}_{gen} \Delta x \Delta y \Delta z. \quad (c')$$

Sostituendo (c') e (b') in (a') otteniamo:

$$\dot{Q}_x + \dot{Q}_y + \dot{Q}_z - (\dot{Q}_{x+\Delta x} + \dot{Q}_{y+\Delta y} + \dot{Q}_{z+\Delta z}) + \dot{e}_{gen} \Delta x \Delta y \Delta z = \rho c \Delta x \Delta y \Delta z \frac{T_{t+\Delta t} - T_t}{\Delta t}. \quad (d')$$

Dividendo per $\Delta x \Delta y \Delta z$ ricaviamo:

$$-\frac{1}{\Delta y \Delta z} \frac{\dot{Q}_{x+\Delta x} - \dot{Q}_x}{\Delta x} - \frac{1}{\Delta x \Delta z} \frac{\dot{Q}_{y+\Delta y} - \dot{Q}_y}{\Delta y} - \frac{1}{\Delta x \Delta y} \frac{\dot{Q}_{z+\Delta z} - \dot{Q}_z}{\Delta z} + \dot{e}_{gen} = \rho c \frac{T_{t+\Delta t} - T_t}{\Delta t}. \quad (e')$$

Notiamo che le aree di trasferimento di calore dell'elemento per la conduzione del calore nelle direzioni x, y e z sono rispettivamente $A_x = \Delta y \Delta z$, $A_y = \Delta x \Delta z$ e $A_z = \Delta x \Delta y$. Calcolando il limite $\Delta t \rightarrow 0$ si ottiene:

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(k \frac{\partial T}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(k \frac{\partial T}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(k \frac{\partial T}{\partial z} \right) + \dot{e}_{gen} = \rho c \frac{\partial T}{\partial t} \quad (f')$$

Quest'ultima è l'equazione generale della conduzione del calore in coordinate rettangolari.

Tenendo conto della definizione della derivata e dalla legge di Fourier sulla conduzione del calore calcoliamo i limiti per $\Delta x \rightarrow 0$, $\Delta y \rightarrow 0$ e $\Delta z \rightarrow 0$ delle eguaglianze qui sotto ottenendo:

$$\begin{aligned} \lim_{\Delta x \rightarrow 0} \frac{1}{\Delta y \Delta z} \frac{\dot{Q}_{x+\Delta x} - \dot{Q}_x}{\Delta x} &= \frac{1}{\Delta y \Delta z} \frac{\partial \dot{Q}_x}{\partial x} = \frac{1}{\Delta y \Delta z} \frac{\partial}{\partial x} \left(-k \Delta y \Delta z \frac{\partial T}{\partial x} \right) = -\frac{\partial}{\partial x} \left(k \frac{\partial T}{\partial x} \right) \\ \lim_{\Delta y \rightarrow 0} \frac{1}{\Delta x \Delta z} \frac{\dot{Q}_{y+\Delta y} - \dot{Q}_y}{\Delta y} &= \frac{1}{\Delta x \Delta z} \frac{\partial \dot{Q}_y}{\partial y} = \frac{1}{\Delta x \Delta z} \frac{\partial}{\partial y} \left(-k \Delta x \Delta z \frac{\partial T}{\partial y} \right) = -\frac{\partial}{\partial y} \left(k \frac{\partial T}{\partial y} \right) \\ \lim_{\Delta z \rightarrow 0} \frac{1}{\Delta x \Delta y} \frac{\dot{Q}_{z+\Delta z} - \dot{Q}_z}{\Delta z} &= \frac{1}{\Delta x \Delta y} \frac{\partial \dot{Q}_z}{\partial z} = \frac{1}{\Delta x \Delta y} \frac{\partial}{\partial z} \left(-k \Delta x \Delta y \frac{\partial T}{\partial z} \right) = -\frac{\partial}{\partial z} \left(k \frac{\partial T}{\partial z} \right) \end{aligned}$$

Nel caso di conduttività k (λ) termica è costante, l'equazione (f') diventa:

$$\frac{\partial^2 T}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 T}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} + \frac{\dot{e}_{gen}}{k} = \frac{1}{\alpha} \frac{\partial T}{\partial t} \quad (g')$$

Dove la proprietà $k/\rho c$ è di nuovo la **diffusività termica del materiale**. L'equazione (g') è nota come equazione di **Fourier-Biot** e si riduce a queste forme in condizioni specificate:

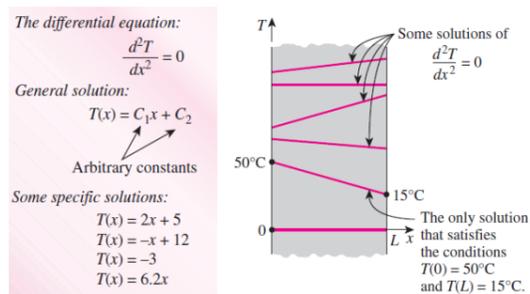
(1) <i>Steady-state:</i> (called the Poisson equation)	$\frac{\partial^2 T}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 T}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} + \frac{\dot{e}_{gen}}{k} = 0$
(2) <i>Transient, no heat generation:</i> (called the diffusion equation)	$\frac{\partial^2 T}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 T}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} = \frac{1}{\alpha} \frac{\partial T}{\partial t}$
(3) <i>Steady-state, no heat generation:</i> (called the Laplace equation)	$\frac{\partial^2 T}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 T}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} = 0$

Si noti che nel caso speciale del trasferimento di calore unidimensionale nella direzione x, le derivate rispetto a y e z scompaiono e le equazioni precedenti si riducono a quelle sviluppate nella sezione precedente per una parete piana.

5.5 Condizioni al contorno generali

Le equazioni di conduzione del calore di cui sopra sono state sviluppate utilizzando un bilancio energetico su un elemento differenziale all'interno del mezzo e rimangono le stesse indipendentemente dalle condizioni termiche sulle superfici del mezzo. Vale a dire, le equazioni differenziali non incorporano alcuna informazione relativa alle condizioni sulle superfici come la temperatura superficiale o un flusso di calore specificato. Tuttavia, sappiamo che il flusso di calore e la distribuzione della temperatura in un mezzo dipendono dalle condizioni sulle superfici e la descrizione di un problema di trasferimento di calore in un mezzo non è completa senza una descrizione completa delle condizioni termiche sulle superfici di delimitazione del mezzo. Le espressioni matematiche delle condizioni termiche ai confini sono chiamate **condizioni al contorno**.

Da un punto di vista matematico, risolvere un'equazione differenziale è essenzialmente un procedimento di integrazione, e quindi la soluzione di un'equazione differenziale in genere coinvolge costanti arbitrarie.



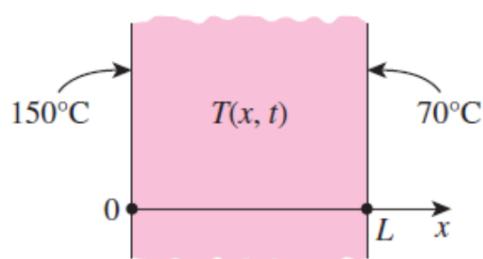
Ne consegue che per ottenere una soluzione unica a un problema, dobbiamo specificare più della semplice equazione differenziale di riferimento. Dobbiamo specificare alcune condizioni (come il valore della funzione o delle sue derivate a un certo valore della variabile indipendente) in modo che forzare la soluzione a soddisfare queste condizioni in punti specificati risulti in valori unici per le costanti arbitrarie e quindi in una soluzione unica. Ma poiché l'equazione differenziale non ha spazio per informazioni o condizioni aggiuntive, dobbiamo fornirle separatamente sotto forma di condizioni iniziali o al contorno. Consideriamo la variazione di temperatura lungo il muro di una casa in mattoni in inverno. La temperatura in qualsiasi punto del muro dipende, tra le altre cose, dalle condizioni sulle due superfici del muro come la temperatura dell'aria della casa, la velocità e la direzione dei venti e l'energia solare incidente sulla superficie esterna. Cioè, la distribuzione della temperatura in un mezzo dipende dalle condizioni ai confini del mezzo e dal meccanismo di trasferimento di calore all'interno del mezzo. Per descrivere completamente un problema di trasferimento di calore, devono essere fornite due condizioni al contorno per ciascuna direzione del sistema di coordinate lungo il quale il trasferimento di calore è significativo. Pertanto, dobbiamo specificare due condizioni al contorno per problemi unidimensionali, quattro condizioni al contorno per problemi bidimensionali e sei condizioni al contorno per problemi tridimensionali. Nel caso del muro di una casa, ad esempio, dobbiamo specificare le condizioni in due posizioni (la superficie interna ed esterna) del muro poiché il trasferimento di calore in questo caso è unidimensionale. Ma nel caso di un parallelepipedo, dobbiamo specificare sei condizioni al contorno (una su ciascuna faccia) quando il trasferimento di calore in tutte e tre le dimensioni è significativo. L'argomentazione fisica presentata sopra è coerente con la natura matematica del problema poiché l'equazione di conduzione del calore è di secondo ordine (vale a dire, coinvolge derivate seconde rispetto alle variabili spaziali) in tutte le direzioni lungo le quali la conduzione del calore è significativa, e la soluzione generale di un'equazione differenziale lineare di secondo ordine coinvolge due costanti arbitrarie per ogni direzione. Vale a dire, il numero di condizioni al contorno che devono essere specificate in una direzione è uguale all'ordine dell'equazione differenziale in quella direzione. Riconsidera il muro di mattoni già discusso. La temperatura in qualsiasi punto del muro in un momento specificato dipende anche dalle condizioni del muro all'inizio del processo di conduzione del calore. Tale condizione, che di solito è specificata al momento $t = 0$, è chiamata **condizione iniziale**, che è un'espressione matematica per la distribuzione della temperatura del mezzo inizialmente. Nota che abbiamo bisogno di una sola condizione iniziale per un problema di conduzione del calore indipendentemente dalla dimensione poiché l'equazione di conduzione è di primo ordine nel tempo. Nelle coordinate rettangolari, la condizione iniziale può essere specificata nella forma generale dalla funzione:

$$T(x, y, z, 0) = f(x, y, z) \quad (A)$$

dove $f(x, y, z)$ rappresenta la distribuzione della temperatura nel mezzo al tempo $t = 0$. Quando il mezzo è inizialmente a una temperatura uniforme T_i , la condizione iniziale può essere espressa come $T(x, y, z, 0) = T_i$. Si noti che in condizioni *stazionarie*, l'equazione di conduzione del calore non coinvolge alcuna derivata temporale e quindi non abbiamo bisogno di specificare una condizione iniziale. L'equazione di conduzione del calore è di primo ordine nel tempo e quindi la condizione iniziale non può coinvolgere alcuna derivata (è limitata a una temperatura specificata). Tuttavia, l'equazione di conduzione del calore è di secondo ordine nelle coordinate spaziali e quindi una condizione al contorno può coinvolgere derivate prime ai confini così come valori di temperatura specificati. Le condizioni al contorno più comunemente riscontrate nella pratica sono le condizioni al contorno di *temperatura specificata*, *flusso di calore specificato*, *convezione* e *radiazione*.

5.6 Condizione al contorno per la temperatura

La temperatura di una superficie esposta può solitamente essere misurata direttamente e facilmente. Pertanto, uno dei modi più semplici per specificare le condizioni termiche su una superficie è specificare la temperatura. Per il trasferimento di calore unidimensionale attraverso una parete piana di spessore L , possono essere espresse come in figura:



$$T(0, t) = 150^\circ\text{C}$$

$$T(L, t) = 70^\circ\text{C}$$

$$T(0, t) = T_1$$

$$T(L, t) = T_2$$

dove T_1 e T_2 sono le temperature specificate sulle superfici in $x = 0$ e $x = L$, rispettivamente. Le temperature specificate possono essere costanti, come nel caso della conduzione termica costante, oppure possono variare nel tempo.

Un altro caso caratteristico è la **conduzione non stazionaria** che esamineremo adesso per il semplice caso di conduzione non stazionaria senza generazione. Supponiamo di avere una lastra a temperatura iniziale $T_0(x)$ relativamente elevata e di immergerla in un fluido non necessariamente in quiete a temperatura T_∞ più bassa. Ci proponiamo di studiare l'andamento della temperatura nello spazio e nel tempo durante il raffreddamento, la funzione incognita essendo $T = T(x, t)$. Il fenomeno può essere

studiato utilizzando l'equazione di Fourier:

$$\rho c \frac{\partial T}{\partial t} = k \nabla^2 T$$

che, ponendo $\alpha = \frac{k}{\rho c}$, si può scrivere nella seguente forma:

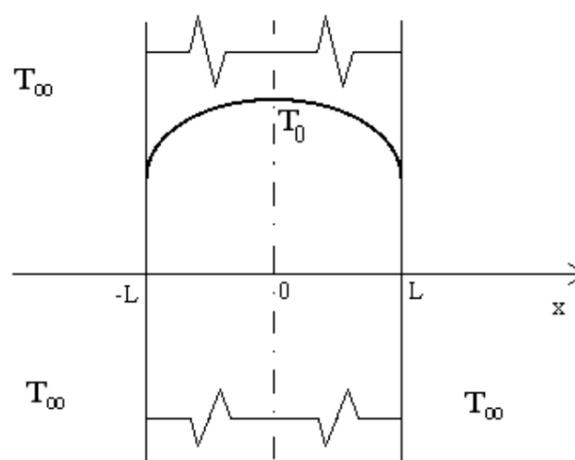
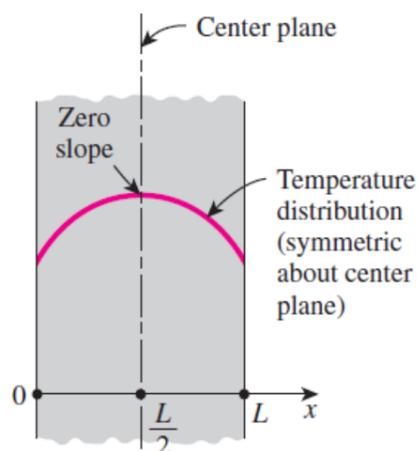
$$\frac{\partial T}{\partial t} = \alpha \frac{\partial^2 T}{\partial x^2}$$

Dove α è la **diffusività termica** che ha le stesse dimensioni del **coefficiente di viscosità cinematica**:

$$[v] = [\alpha] = \frac{L^2}{T}$$

Cioè le dimensioni di una velocità per una lunghezza. La diffusività termica regola gli scambi di energia come il coefficiente di viscosità cinematica regola gli scambi di quantità di moto.

Si noti preliminarmente che la fenomenologia in esame mostra una evidente simmetria assiale, per cui ci si può limitare a studiare il semi-spessore sostituendo ad una condizione al contorno estrema la condizione al contorno di simmetria rispetto al piano centrale.

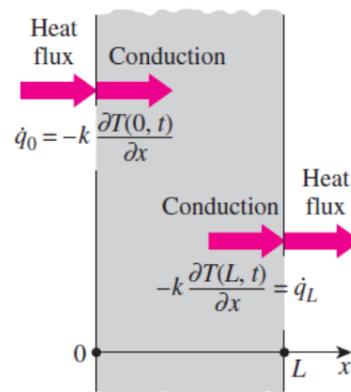


La condizione al contorno di simmetria termica sul piano centrale di una parete piana è espressa da: $(\partial T(L/2, t)/\partial x) = 0$.

Notiamo che alcuni problemi di trasferimento di calore possiedono simmetria termica come risultato della simmetria nelle condizioni termiche imposte. Ad esempio, le due superfici di una grande piastra calda di spessore L sospesa verticalmente nell'aria sono soggette alle stesse condizioni termiche e quindi la distribuzione della temperatura in una metà della piastra è la stessa di quella nell'altra metà. Ciò significa che il problema di trasferimento di calore in questa piastra possiede simmetria termica rispetto al piano centrale di equazione $x = L/2$. Inoltre, la direzione del flusso di calore in qualsiasi punto della piastra è verso la superficie più vicina al punto e non c'è flusso di calore attraverso il piano centrale. Pertanto, il piano centrale può essere visto come una superficie isolata e la condizione termica in questo piano di simmetria può essere espressa come nell'immagine sopra.

5.7 Condizioni al contorno del flusso di calore

Quando ci sono sufficienti informazioni sulle interazioni energetiche su una superficie, potrebbe essere possibile determinare la velocità di trasferimento di calore e quindi il flusso di calore per unità di area \dot{q} , ossia la velocità di trasferimento di calore per unità di superficie, W/m^2 . Queste informazioni possono essere utilizzate come condizioni al contorno.



Le condizioni al contorno del flusso di calore su entrambe le superfici di una parete piana sono: $x=0$, $\dot{q}_0 = (\partial T(0, t)/\partial x)$; $(\partial T(L, t)/\partial x) = \dot{q}_L$. Il flusso di calore nella direzione x positiva in qualsiasi punto del mezzo, compresi i confini, può essere espresso dalla legge di Fourier sulla conduzione dall'equazione:

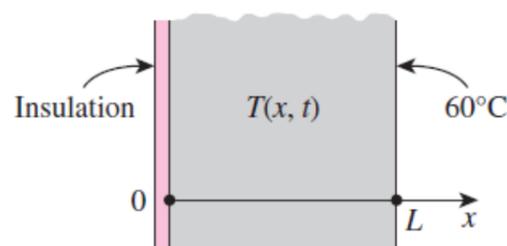
$$\dot{q} = -k \frac{\partial T}{\partial x} = \left(\begin{array}{l} \text{Heat flux in the} \\ \text{positive } x \text{ - direction} \end{array} \right) \quad (W/m^2)$$

Quindi, la condizione al contorno su un confine si ottiene impostando il flusso di calore specificato uguale a $-k(\partial T(L, t)/\partial x) = \dot{q}_L$ a quel confine. Il segno del flusso di calore specificato è determinato dal controllo: **positivo** se il flusso di calore è nella direzione positiva dell'asse delle coordinate e **negativo** se è nella direzione opposta. Si noti che è estremamente importante avere il segno corretto per il flusso di calore specificato poiché il segno sbagliato invertirà la direzione del trasferimento di calore e farà sì che il guadagno di calore venga interpretato come perdita di calore. Per una parete di spessore L sottoposta a un flusso di calore di $50 Wm^{-2}$ nel mezzo da entrambi i lati. Ad esempio, le condizioni al contorno del flusso di calore specificato possono essere espresse dalle relazioni:

$$-k(\partial T(L, t)/\partial x) = 50 \text{ e } -k(\partial T(L, t)/\partial x) = -50$$

Si noti che il flusso di calore sulla superficie in $x=L$ scorre nella direzione negativa di x , e quindi è $50 Wm^{-2}$. La direzione delle frecce del flusso di calore in $x = L$ nella immagine sopra sarebbe, in questo caso, invertita.

Nell'immagine qui sotto è mostrato lo schema di una parete piana termicamente isolata con condizione limite di temperatura assegnata.



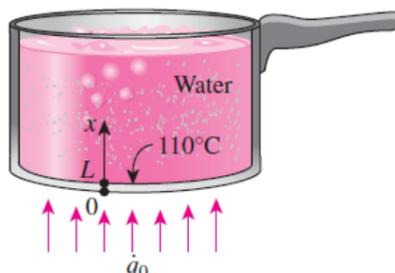
Sappiamo che alcune superfici sono comunemente isolate nella pratica per ridurre al minimo la perdita di calore (o l'aumento di calore) attraverso di esse. L'isolamento riduce il trasferimento di calore ma non lo elimina completamente a meno che il suo spessore non sia infinito. Tuttavia, il trasferimento di calore attraverso una superficie correttamente isolata può essere considerato pari a zero poiché un isolamento adeguato riduce il trasferimento di calore attraverso una superficie a livelli trascurabili. Pertanto, una superficie ben isolata può essere modellata come una superficie con un flusso di calore pari a zero. Quindi la condizione al contorno su una superficie perfettamente isolata, ad esempio in $x = 0$, può essere espressa da:

$$-k(\partial T(L, t)/\partial x) = 0 \quad \text{oppure} \quad (\partial T(0, t)/\partial x) = 0$$

In altre parole, su una **superficie isolata**, la prima **derivata della temperatura** rispetto alla variabile spaziale (**il gradiente di temperatura**) nella direzione normale alla superficie isolata è zero.

Ciò significa anche che la funzione temperatura deve essere perpendicolare a una superficie isolata poiché la pendenza della temperatura sulla superficie deve essere pari a zero.

Vediamo un ultimo esempio. Si consideri una padella di alluminio utilizzata per preparare lo stufato di manzo su un fornello elettrico, come nell'immagine:



La sezione inferiore della padella è spessa $L = 0,3 \text{ cm}$ e ha un diametro di $D = 20 \text{ cm}$. L'unità di riscaldamento elettrico consuma 800 W di potenza durante la cottura e il 90 per cento del calore generato nell'elemento riscaldante viene trasferito alla padella. Durante il funzionamento, la temperatura della superficie interna della padella ha il valore di 110 °C .

Si vuole esprimere le condizioni al contorno per la sezione inferiore della padella durante questo processo di cottura. A tale scopo, si devono stabilire le condizioni al contorno per il fondo della padella. Osserviamo che il trasferimento di calore attraverso la sezione inferiore della padella può essere ragionevolmente approssimato come unidimensionale. Prendiamo la direzione normale alle superfici inferiori della padella come asse x con l'origine sulla superficie esterna, come mostrato nell'immagine. Quindi le superfici interna ed esterna della sezione inferiore della padella possono essere rappresentate rispettivamente da $x = 0$ e $x = L$. Durante il funzionamento il flusso di calore è costante e la temperatura dipenderà solo da x e quindi si ha che $T = T(x)$.

La condizione al contorno sulla superficie esterna del fondo della padella in $x = 0$ può essere approssimata come flusso di calore stabilito poiché si suppone che il 90 per cento degli 800 W , ossia 720 W , viene trasferito alla padella su quella superficie. Pertanto, si scrive:

$$-k \frac{dT}{dx} = \dot{q}_0$$

Dove \dot{q}_0 è esprimibile da:

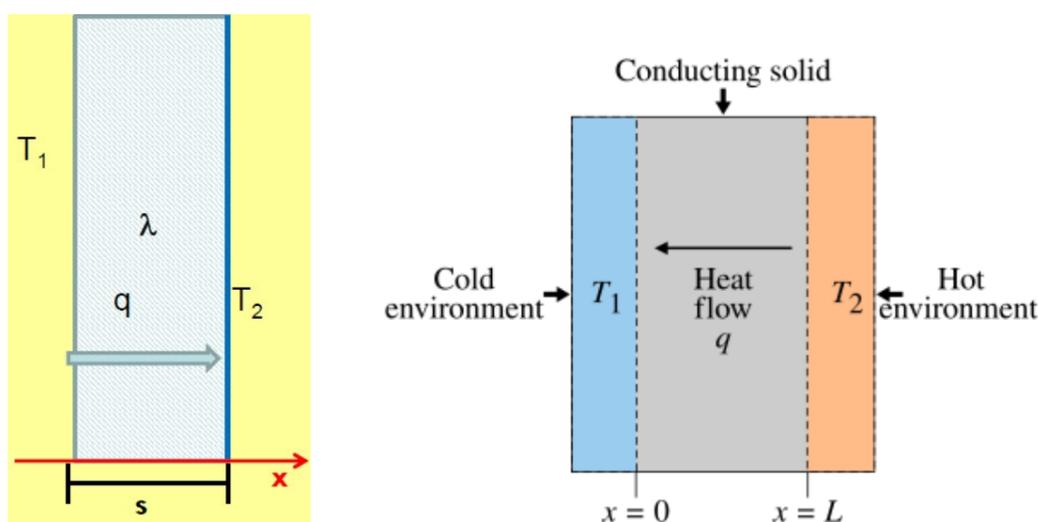
$$\dot{q}_0 = \frac{\text{Tasso di trasferimento di calore}}{\text{Area della superficie di base}} = \frac{0.720 \text{ kW}}{\pi (0.1 \text{ m})^2} = 22.9 \text{ kWm}^{-2}$$

La temperatura sulla superficie interna del fondo della padella è pari a 110 °C . Quindi la condizione al contorno su questa superficie può essere espressa da:

$$T(L) = T(0.003 \text{ m}) = 110 \text{ °C}.$$

Presentiamo in conclusione altri esempi:

Prendiamo in considerazione una parete di materiale omogeneo ed isotropo, delimitata da due superfici piane e parallele, di estensione infinita, mantenute a temperatura costante ed uniforme e conducibilità costante e tale che $T_1 > T_2$.



Sappiamo che in questo caso l'equazione si riduce a un flusso monodirezionale specifico esprimibile dalla equazione:

$$\dot{q} = -\lambda \frac{dT}{dx} \quad [\text{Wm}^{-2}]$$

$$dT = -\frac{\dot{q}}{\lambda} dx; \int_{T_1}^T dT = -\frac{\dot{q}}{\lambda} \int_0^s dx \text{ da cui ricaviamo: } T_2 - T_1 = -\frac{\dot{q}}{\lambda} s. \text{ Si ottiene, quindi: } T_1 - T_2 = \frac{\dot{q}}{\lambda} s.$$

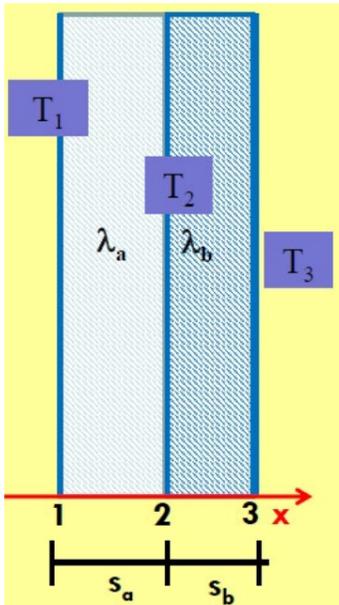
Infine si ha:

$$T(x) = T_1 - \frac{\dot{q}}{\lambda} x.$$

• Conduzione stazionaria in un multistrato

Si consideri una parete costituita da due strati di materiali a e b, di spessori diversi tra loro. La parete è composta di due strati non omogenei, ad esempio, cemento e tufo giallo (ignimbrite campana) e tufo grigio (Ceneri vulcaniche di Roccamonfina), lo strato complessivo non è omogeneo, per cui bisogna studiare separatamente i due strati.

La soluzione di questo problema ci consente di definire la resistenza conduttiva in analogia con la resistenza totale di un circuito elettrico con resistenze in parallelo.



Sappiamo che in questo caso l'equazione si riduce a un flusso monodirezionale specifico esprimibile dalla equazione:

- Strato s_a

$$\dot{q}_a = -\lambda_a \frac{dT}{dx} = -\lambda_a \left(\frac{T_2 - T_1}{s_a} \right) = \lambda_a \left(\frac{T_1 - T_2}{s_a} \right)$$

$$T(x) = T_1 - \frac{\dot{q}}{\lambda} x; T_a = \left(\frac{T_2 - T_1}{s_a} \right) + T_1$$

- Strato s_b

Per analogia si può ricavare:

$$\dot{q}_b = -\lambda_b \frac{dT}{dx} = -\lambda_b \left(\frac{T_3 - T_2}{s_b} \right) = \lambda_b \left(\frac{T_2 - T_3}{s_b} \right)$$

Ricordando la legge di variazione della temperatura lungo x si ha:

$$T_b = \left(\frac{T_3 - T_2}{s_b} \right) (x - s_a) + T_2$$

Rielaborando e inserendo i flussi specifici \dot{q}_a e \dot{q}_b si ricava:

$$T_a = \left(\frac{T_2 - T_1}{s_a} \right) + T_1$$

$$T_1 - T_2 = \frac{\dot{q}_a s_a}{\lambda_a}$$

$$T_b = \left(\frac{T_3 - T_2}{s_b} \right) (x - s_a) + T_2$$

$$T_2 - T_3 = \frac{\dot{q}_b s_b}{\lambda_b}$$

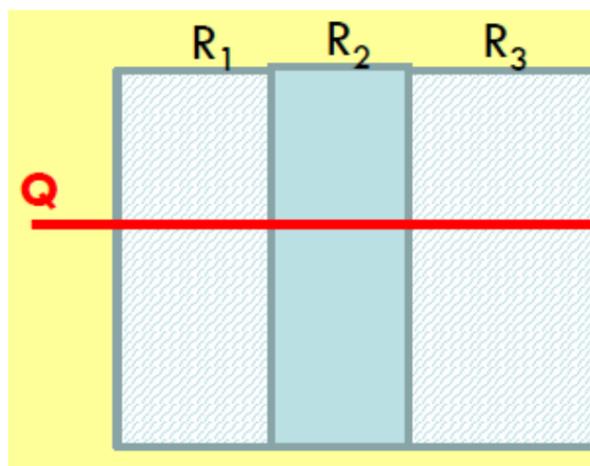
Ma in regime stazionario $\dot{q} = \dot{q}_a = \dot{q}_b$. Sommando membro a membro le due equazioni si ricava:

$$(T_1 - T_2) + (T_2 - T_3) = \dot{q} \left(\frac{s_a}{\lambda_a} + \frac{s_b}{\lambda_b} \right)$$

$$\dot{q} = \frac{T_1 - T_3}{\left(\frac{s_a}{\lambda_a} + \frac{s_b}{\lambda_b} \right)}$$

La somma $\left(\frac{s_a}{\lambda_a} + \frac{s_b}{\lambda_b} \right)$ è chiamata **resistenza conduttiva**.

La resistenza termica conduttiva $\left(\frac{s_a}{\lambda_a} + \frac{s_b}{\lambda_b} \right)$ di un mezzo dipende dalla geometria e dalle caratteristiche termiche del mezzo. Qui sotto è mostrato lo schema di una parete a tre strati non omogenei con resistenze termiche, rispettivamente R_1 , R_2 , R_3 .



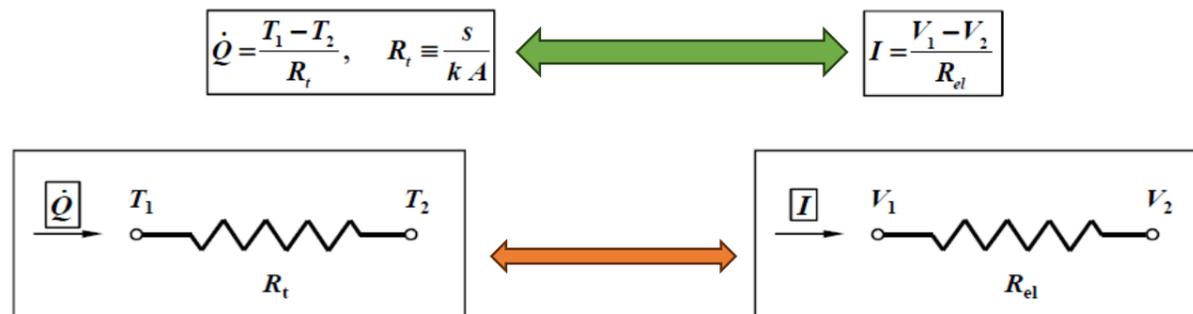
Supponendo che i coefficienti conduttivi di ciascuno strato sia λ_1 , λ_2 e λ_3 il flusso di calore può essere espresso dalla seguente relazione:

$$\dot{Q} = A \cdot \frac{T_1 - T_2}{\left(\frac{s_1}{\lambda_1} + \frac{s_2}{\lambda_2} \right)} = A \cdot \frac{T_1 - T_2}{R_1 + R_2}$$

Ricordando che la **conduttanza termica** è definita da $K = \frac{kA}{L}$, essendo A l'area ed L lo spessore ddi uno strato, è possibile sviluppare una analogia con la legge di Ohm. Sappiamo che una corrente elettrica di intensità I che fluisce in un circuito elettrico è generata dalla differenza di potenziale applicata agli estremi, allora, per analogia, un flusso di calore può essere generato da una differenza di temperatura ΔT . La resistenza termica è definita come l'inverso della conduttanza K, ovvero $R = \frac{1}{K}$. In analogia con la legge di Ohm espressa da $RI = \Delta V$ si ricava:

$$\Delta T = R\dot{Q} = (1/K)\dot{Q} \text{ per cui } \dot{Q} = K\Delta T \text{ e } R_t = \frac{\Delta T}{\dot{Q}}$$

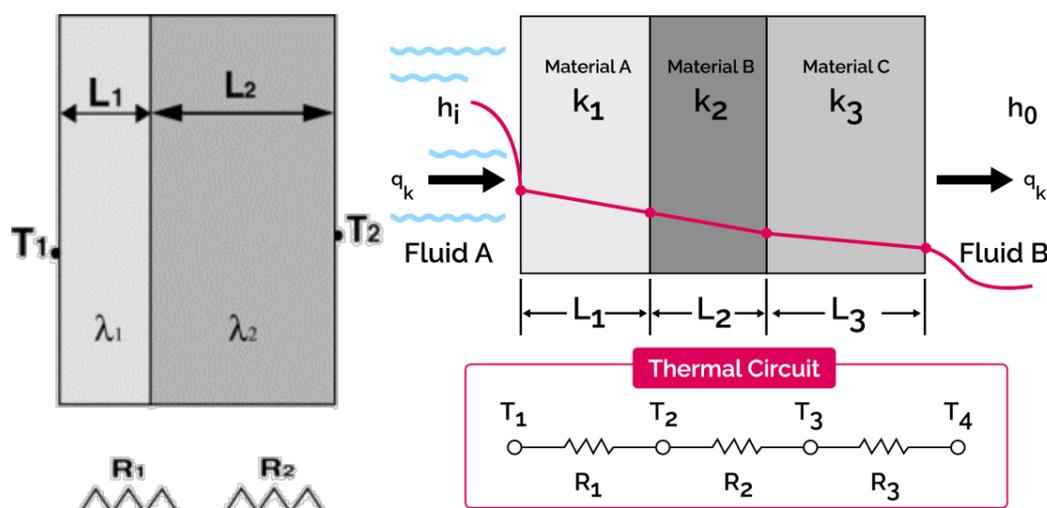
L'analogia tra un circuito termico e un circuito elettrico è schematizzata qui:



• Sistemi termici in serie e in parallelo

Sulla base dell'analogia elettrica con il trasferimento di calore per conduzione una lastra o strato è una pura resistenza al trasferimento di calore. Un sistema termico è un sistema costituito da più corpi in serie o in parallelo: un **circuito termico** termico è in serie se la differenza di temperatura esterna è tale che provoca lo stesso flusso termico in ogni lastra. La differenza di temperatura ai capi di ogni lastra sarà diversa. Un sistema termico è invece costituito da più corpi **in parallelo** se la differenza di temperatura esterna è la stessa per ogni singola lastra, mentre i flussi termici sono tali che la loro somma dà il flusso termico totale.

Nell'immagine qui sotto sono schematizzati due sistemi termici in serie. Quello a destra ha le pareti esterne a contatto con due fluidi diversi. Gli strati di materiale diverso sono analoghi a due resistenze (immagine a sinistra) e a tre resistenze (immagine a destra) poste in serie.



La conduttanza termica $K = \frac{kA}{L}$ sarà diversa per il materiale e per lo spessore. Ricordando che $\Delta T = R\dot{Q}$ e $R_t = \frac{\Delta T}{\dot{Q}} = \frac{L}{kA}$. In piena analogia con l'elettrotecnica, per il circuito termico in serie possiamo scrivere: $R_t = \frac{\Delta T}{\dot{Q}} = \frac{L}{kA}$ e $R_{Tot} = \sum_{i=1}^n R_i = \sum_{i=1}^n \frac{L_i}{k_i A}$. La potenza termica è espressa da:

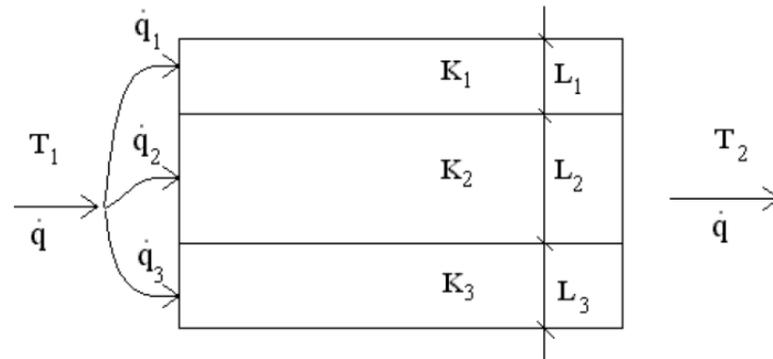
$$\dot{Q} = K_{TOT}\Delta T$$

Quindi, la conduttanza totale per il **sistema in serie** può essere espressa dalla relazione:

$$K_{TOT} = \frac{1}{R_{TOT}} = \frac{1}{\sum_{i=1}^n \frac{L_i}{k_i A}}$$

Una volta calcolata la potenza termica, \dot{Q} , è possibile calcolare le temperature alle interfacce delle lastre applicando la formula della potenza termica ad ogni singola lastra, dove evidentemente la incognita stavolta è il ΔT_i agli estremi della lastra *i*-ma. A partire da un bordo, in cascata, si calcolano tutte le temperature intermedie.

Un sistema termico in parallelo composto da tre lastre di materiali diversi e spessori differenti, ma con le stesse aree di scambio termico, è schematizzato nella seguente immagine:



La differenza di temperatura ai capi di ogni lastra è diversa. Per questo circuito termico la **conduttanza totale** vale, invece:

$$K_{TOT} = \sum_{i=1}^n K_i$$

Questa relazione si dimostra, infatti, tenendo conto che per la lastra generica *i*-ma vale la relazione:

$$\dot{Q}_i = K_i \Delta T$$

Sommando per tutte le *i*, mettendo in evidenza ΔT , ed essendo $\dot{Q} = \sum_i^n \dot{Q}_i$ avremo:

$$\dot{Q} = K_{tot} \Delta T$$

Quindi, l'asserto è dimostrato.

Tuttavia, quando le superfici interne ed esterne delle pareti sono esposte all'aria o ad altri fluidi, è necessario considerare un altro fattore. In questo caso, il **coefficiente di scambio termico convettivo** *h* viene utilizzato per determinare la resistenza convettiva del mezzo. L'espressione del flusso termico totale è la seguente.

$$\dot{Q} = \frac{1}{\sum_{i=1}^n \frac{L_i}{k_i A} + \frac{1}{hA}} (T_1 - T_2)$$

I fenomeni di scambio termico per conduzione e i fenomeni elettrici sono fenomeni diffusivi legati da una costante, rispettivamente resistività elettrica e conducibilità termica, al gradiente del potenziale elettrico e al gradiente di temperatura dalle seguenti equazioni differenziali:

$$\vec{j} = \sigma \vec{E} = -\sigma \text{grad}V \quad \longleftrightarrow \quad \vec{q} = -k \text{grad}T$$

Essendo σ è la **conduttività elettrica**, il reciproco della **resistività elettrica** ρ , che nel sistema S.I. è misurata in **Siemens per metro** ($S m^{-1}$). Ricordo che in modulo $\rho = E/j$, che in forma vettoriale diventa: $\vec{E} = \rho \vec{j}$, essendo \vec{E} il campo elettrico.

L'analogia tra la **conducibilità elettrica** σ e la **conducibilità termica** k evidenzia che come i buoni conduttori elettrici che, avendo un alto valore di σ consentono il passaggio di corrente con piccole differenze di potenziale, così i buoni conduttori termici, essendo caratterizzati da un alto valore di k , consentono il passaggio di calore con limitate differenze di temperatura. Al contrario, dovendo isolare termicamente un ambiente si ricorrerà ad isolanti termici con basso valore di k , così come per l'isolamento elettrico si ricorre a materiali con basso valore di σ .

6. Convezione termica

La convezione è il trasferimento di calore da un luogo a un altro dovuto al movimento del fluido. È il meccanismo di scambio termico caratteristico dei fluidi dove al trasporto del calore per conduzione è associato il trasporto di massa per convezione, che comporta il trasporto di materiale tra una superficie di confine (ad esempio una superficie solida o liquida) e un fluido in movimento o tra due fluidi in movimento relativamente immiscibili. Per esempio, il trasferimento di energia tra una superficie solida ed il liquido o gas adiacente in movimento implica gli effetti combinati di conduzione tra la superficie e lo strato di fluido a contatto con essa ed il trasporto di massa all'interno del fluido

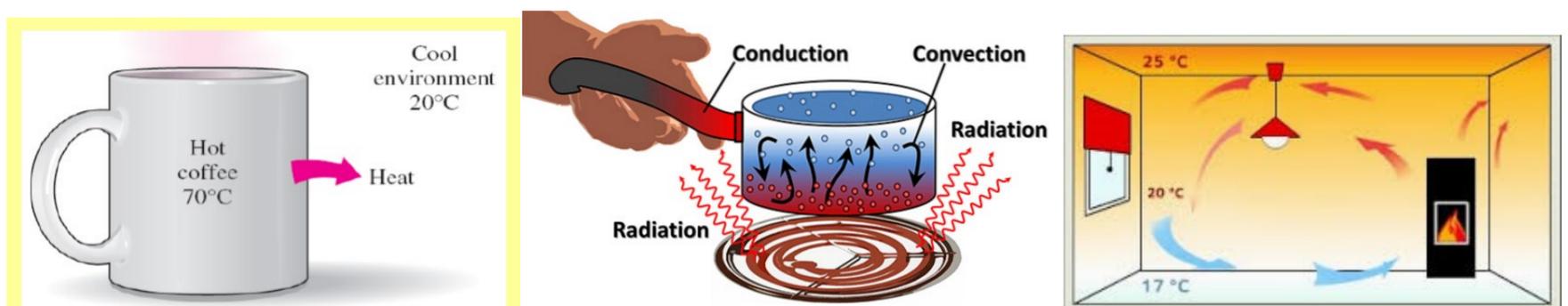


Figura 1. Tipi di conduzione del calore: conduzione convezione e irraggiamento. Fonte. Wikipedia. Org.

Il calore si disperde nel verso delle temperature decrescenti, da un corpo più caldo all'ambiente più freddo. In particolare, il calore fluisce per conduzione termica attraverso il materiale solido, con struttura molecolare fissa con particelle che vibrano attorno alla posizione di equilibrio. Dall'ambiente caldo verso la superficie solida per convezione e irraggiamento e dalla superficie solida più calda verso l'ambiente più freddo per convezione e irraggiamento. Lo scambio di calore che avviene tra una superficie e un fluido che si trovano a diversa temperatura e in movimento l'uno rispetto all'altra avviene per convezione. Le forze ascensionali sono responsabili del moto naturale dell'aria per effetto di una differenza di temperatura e pressione. Le forze di viscosità si oppongono al moto dell'aria.

Nello scambio di calore per convezione sono attivi due meccanismi in genere contemporanei. Il primo è caratterizzato da urti casuali tra le particelle del fluido in movimento e dalla trasmissione termica per conduzione, con velocità $v=0$. Il secondo avviene con scambio di energia termica per trasporto di massa, ossia grazie al movimento macroscopico del fluido. Nel loro insieme le particelle si muovono collettivamente per effetto di un gradiente di temperatura, ΔT , contribuendo così allo scambio di calore.

Nell'immagine della seguente figura 2 in prossimità della superficie della parete la velocità dell'aria è nulla, $v = 0$, in quanto intervengono forze di viscosità che agiscono per l'attrito che la superficie oppone al moto del fluido. Maggiore è la variazione di velocità più intense sono tali forze.

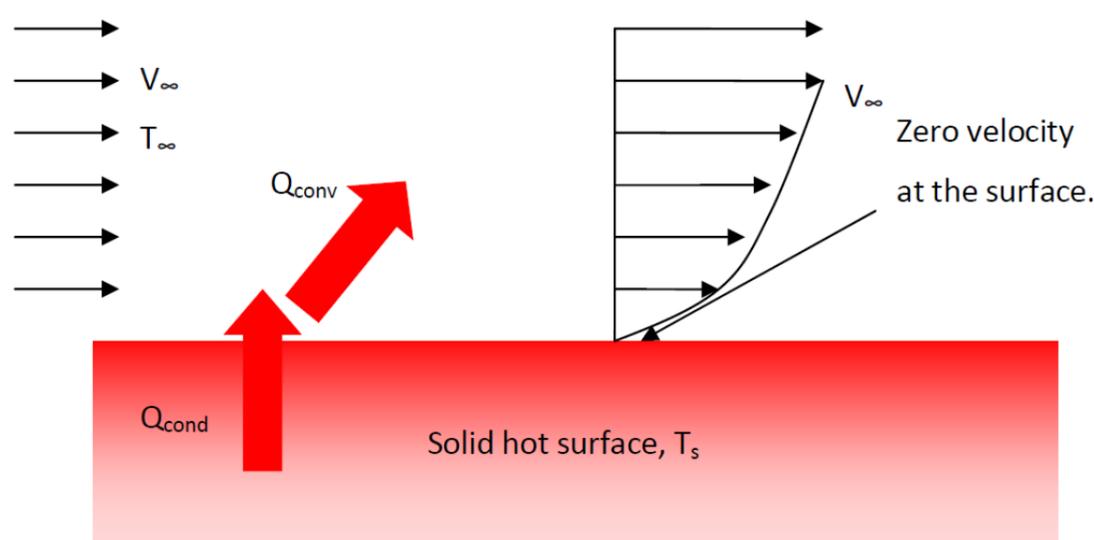


Figura 2. All'interno e in prossimità della parete lo scambio di calore avviene per conduzione. Si suppone che la velocità del fluido sia zero alla parete, questa ipotesi è chiamata **condizione di non slittamento**. Di conseguenza, il trasferimento di calore dalla superficie solida allo strato di fluido adiacente alla superficie avviene per pura conduzione, poiché il fluido è immobile. Fonte. Wikipedia.Org.

6.1 Strato limite di velocità

Osserviamo che sia la velocità del fluido che la temperatura aumentano gradualmente con la distanza dalla parete. Per l'analisi formale di questi incrementi delle variabili tipiche della convezione si definiscono due strati limiti: lo **strato limite dinamico** è definito come la regione di fluido adiacente alla parete in cui la velocità varia da 0 al valore della corrente indisturbata

In particolare, osserviamo che, invece, in un corpo investito da un fluido in moto, ad esempio una lastra piana lambita dal vento che arriva con velocità u_∞ , si sviluppa uno strato limite ove il profilo di velocità raggiunge, in corrispondenza dello stesso, il 99% della u_∞ .

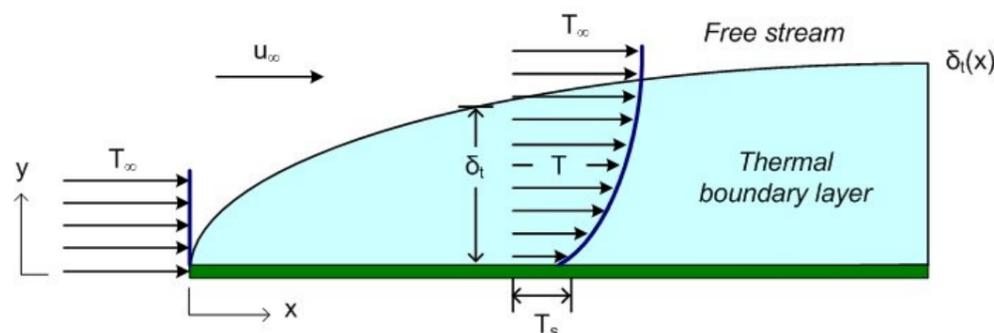


Figura 3. Strato limite termico su una piastra piana orizzontale più fredda dell'aria circostante.

Fonte. Incropera.

Chiamiamo **strato limite di velocità** il luogo di punti all'interno del quale la velocità ha subito una variazione che è pari almeno al 99% della u_∞ . Possiamo, quindi, indicare lo spessore di questo luogo di punti con δ_v e definire, in analogia a quanto fatto prima, la relazione

$$\frac{u_x}{u_\infty} = 0.99$$

Osserviamo che qui l'asse y è ortogonale alla parete, u_x è la generica velocità del fluido in un punto qualsiasi sopra la parete e u_∞ è la velocità del fluido lontano dalla parete. La grandezza adimensionale u^* [leggi: u star] assume valore 0 alla parete e valore 1 all'∞.

Avendo dato questa definizione tra lo strato limite termico e lo strato limite fluidodinamico e avendo scelto una grandezza adimensionale come T^* congrua con la grandezza adimensionale u^* , scopriremo che l'equazione di Fourier presenta una rilevante similitudine con l'equazione di Navier, cioè con l'equazione del moto dei fluidi.

Lo strato limite di velocità è un sottile strato di fluido formato in prossimità di una superficie limite dove gli effetti viscosi del fluido sono significativi. Quando un fluido si muove oltre un oggetto o un oggetto si muove oltre un fluido, le molecole del fluido prossime alla superficie di confine vi si attaccano. Ciò fa sì che le molecole appena sopra la superficie rallentino a causa della collisione con le molecole che si "attaccano" alla superficie. Per cui, queste molecole rallentano il flusso appena sopra di loro. Man mano che ci allontaniamo dalla superficie dell'oggetto, le collisioni influenzate dalla superficie dell'oggetto si riducono. Quindi si crea uno strato di fluido all'interno del quale la velocità del flusso cambia gradualmente da zero sulla superficie dell'oggetto alla velocità del flusso libero a una certa distanza dalla superficie. L'andamento della velocità del fluido e la distribuzione della temperatura sono illustrati nella figura 4A. In 4B è schematizzato la sollecitazione di taglio.

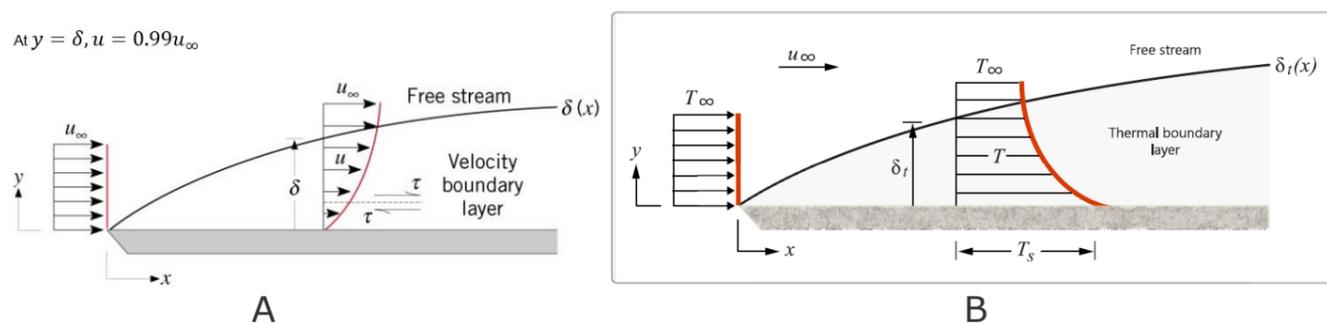


Figura 4.

A. Strato limite dinamico o di velocità. Il risultato della perdita di velocità del viene impartita una sollecitazione di taglio τ sulla superficie dell'oggetto. B. Strato limite termico.

Fonte. [Basic Boundary Layer Theory \(altair.com\)](http://Basic Boundary Layer Theory (altair.com)).

Come risultato della perdita di velocità, viene impartita una sollecitazione di taglio sulla superficie dell'oggetto definito da:

$$\tau_s = \mu \left. \frac{\partial u}{\partial y} \right|_{y=0}$$

Il flusso di calore locale in uno strato limite termico è analogo allo sforzo di taglio in uno strato limite di velocità. Il flusso di calore sulla superficie è proporzionale al gradiente di temperatura. È definito da:

$$q''_s = -k_f \left. \frac{\partial T}{\partial y} \right|_{y=0}$$

Il flusso all'interno dello strato limite di velocità può essere classificato in due tipi:

7. Flusso dello strato limite laminare e turbolento

Il profilo di velocità per uno strato limite turbolento è piuttosto diverso da uno strato limite laminare. È composto da tre regioni o strati. Strato esterno: questo strato è sensibile alle proprietà del flusso esterno. Strato interno: in questo strato la fisica dominante è quella della miscelazione turbolenta. Sottostrato laminare o viscoso: questo strato è attaccato alla parete dove viene applicata la condizione di non slittamento. Lo sforzo di taglio in questo strato è dominato dalla viscosità molecolare.

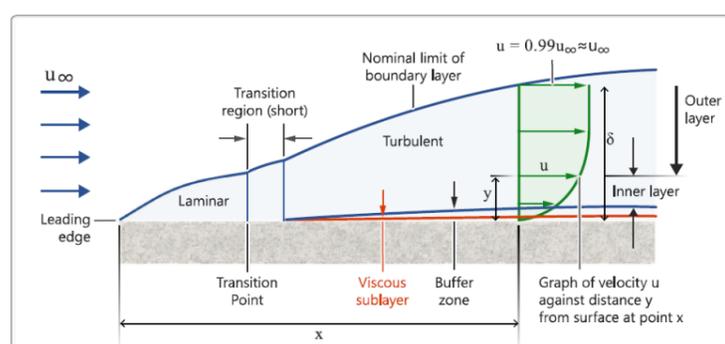


Figura 5. Profilo completo dello strato limite laminare e turbolento. Fonte. [Basic Boundary Layer Theory \(altair.com\)](http://Basic Boundary Layer Theory (altair.com)).

Questi strati si fondono tra loro e la zona di fusione tra lo strato interno e il sottostrato laminare è definita zona cuscinetto. Ne consegue che una miscelazione intensa determina uno strato limite turbolento che ha un gradiente di velocità molto più ripido, con conseguente maggiore sforzo di taglio e maggiore resistenza di attrito superficiale alla parete rispetto a uno strato limite laminare. Inoltre, le velocità di trasferimento di calore sono più elevate per uno strato limite turbolento. La presenza di vortici porta le particelle di fluido a diverse temperature a stretto contatto tra loro e il trasferimento di calore risulta più efficace. Un'altra conseguenza della miscelazione è che uno strato limite turbolento ha un momento maggiore vicino alla parete, quindi può resistere più a lungo al gradiente di pressione avverso ed è meno facilmente guidato dai cambiamenti nella pressione del flusso libero rispetto a uno strato limite laminare. Questa proprietà consente a uno strato limite turbolento di essere attaccato alla superficie dell'oggetto più a lungo.

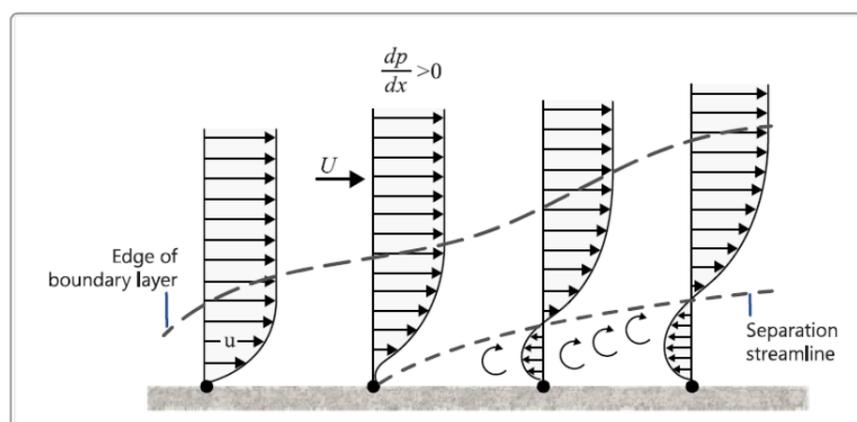


Figura 6. Separazione dello strato limite. Fonte. [Basic Boundary Layer Theory \(altair.com\)](#).

Un gradiente di pressione positivo, definito gradiente di pressione avverso, ha l'effetto opposto sul flusso. Ritarda ulteriormente il flusso, portando a una riduzione della velocità vicino alla parete e a un aumento dello spessore dello strato limite. Questo ritardo continuo fa sì che lo sforzo di taglio sulla parete scenda a zero, il che diventa negativo, causando un'inversione nella direzione del flusso vicino alla superficie. Si sviluppa una regione di flusso di ricircolo con formazione di grandi vortici che ruotano lentamente, con conseguente distacco del flusso dalla superficie dell'oggetto. Il punto in cui il gradiente di velocità è essenzialmente lo sforzo di taglio raggiungono zero è definito punto di separazione.

La separazione porta alla formazione di una grande scia di vortici dietro il corpo, dove la pressione del fluido è molto più bassa rispetto alle regioni in cui il fluido è attaccato alla superficie poiché i vortici non possono convertire l'energia rotazionale in pressione di testa. Come descritto nella sezione precedente, la velocità di flusso vicino alla superficie dell'oggetto è maggiore nel caso di uno strato limite turbolento. Questa maggiore quantità di moto del fluido significa che la separazione del fluido avviene più a valle rispetto al caso di uno strato limite laminare quando soggetto allo stesso gradiente di pressione avverso, con conseguente scia più stretta e di conseguenza minore resistenza di pressione.

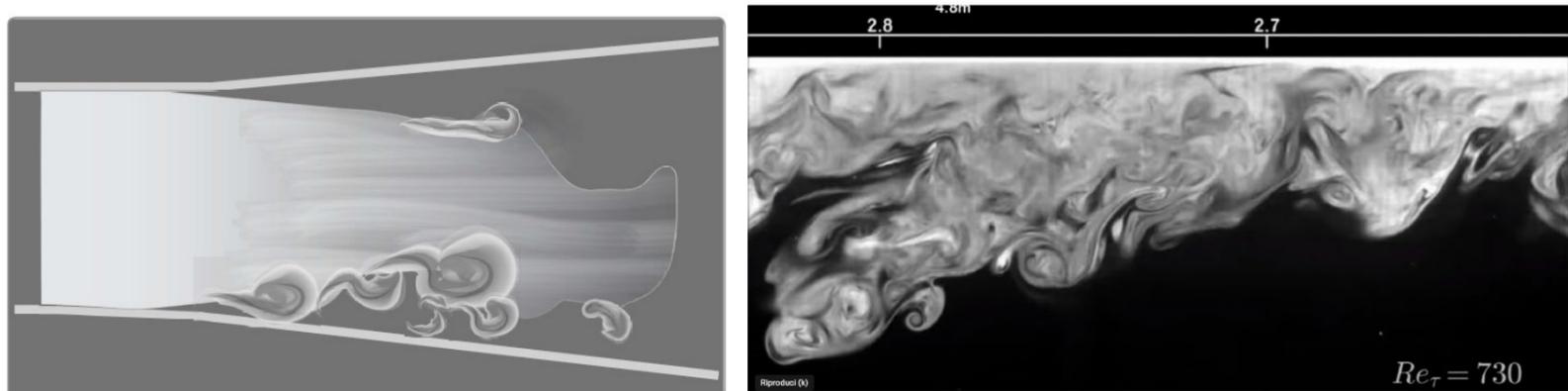


Figura 7. A. Illustrazione della separazione di uno strato limite laminare, superiore, e turbolento, inferiore, in un canale divergente. Fonte. [Basic Boundary Layer Theory \(altair.com\)](#). B. Visualizzazione sperimentale dello strato limite su una lastra piana. Fonte. Elementi di Fisica Tecnica per ingegneria. Edizione italiana a cura di M. Corticelli.

Le proprietà associate al flusso dello strato limite, al trasferimento di calore, alla transizione e separazione sono di grande importanza. La loro applicazione può essere trovata in campi come aerodinamica, idrodinamica, meteorologia, oceanografia, geodinamica, ecc.

Il trasferimento di calore per convezione può essere di due tipi: **convezione naturale** o libera, in cui il movimento del fluido è causato da forze di galleggiamento indotte da differenze di densità

legate a variazioni di temperatura; **convezione forzata** nella quale il fluido è forzato a fluire sulla superficie da dispositivi esterni quali: ventilatori, pompe, vento, etc.

8. Strato limite termico

Lo **strato limite termico** è definito come la regione di fluido in cui si forma uno strato limite termico se le temperature della corrente libera e della superficie lambita sono diverse. La temperatura del fluido adiacente alla parete con temperatura T_s , tale che $T_s > T_\infty$ cioè la temperatura della corrente indisturbata. Si consideri un moto in regime laminare sulla piastra piana. In corrispondenza del bordo d'attacco, il profilo di temperatura è uniforme essendo $T(0, y) = T_\infty$. Le particelle di fluido che vengono in contatto con la superficie raggiungono la temperatura T_s della lastra piana. Si sviluppa un gradiente di temperatura all'interno del fluido.

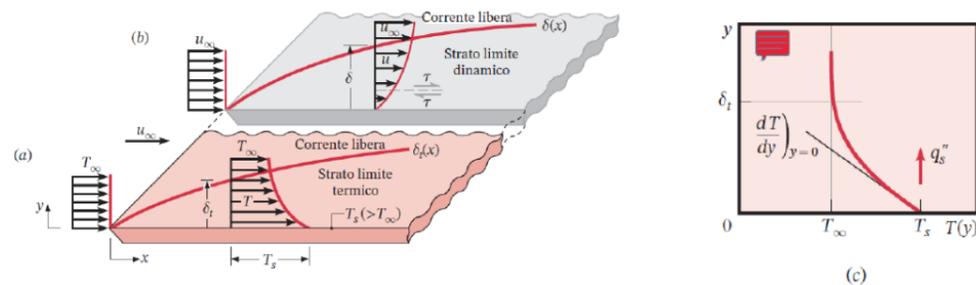


Figura 8. (a). Strato limite termico di spessore δ_t . (b). Strato limite dinamico. (c). Gradiente di temperatura. Fonte. Elementi di Fisica Tecnica per ingegneria. Edizione italiana a cura di M. Corticelli.

La regione di fluido in cui si ha il gradiente di temperatura è lo strato limite termico e il suo spessore δ_t è definito come il valore di y per cui:

$$\frac{T - T_s}{T_\infty - T_s} = 0.99$$

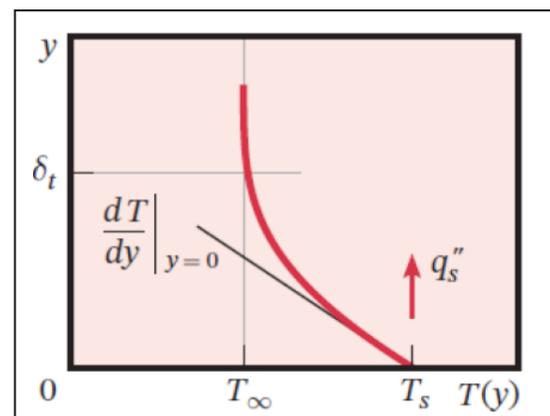
Lo **strato limite termico** è lo strato di spessore δ_t all'interno del quale avviene il 99% del salto di temperatura. Questo rapporto è chiamato T^* (T star), essendo T^* la **temperatura adimensionale**.

Per ogni valore di x dal bordo, il flusso termico specifico si ricava applicando il postulato di Fourier al fluido ad $y = 0$ si ricava il flusso termico specifico q_s''

$$q_s'' = -\lambda \cdot \left. \frac{\partial T}{\partial y} \right|_{y=0}$$

Mentre δ_t aumenta con x , il gradiente di temperatura decresce con x . Ne consegue che

$$\left. \frac{\partial T}{\partial y} \right|_{y=0}$$



diminuisce con x . Quindi q_s'' e h_x decrescono con x come evidenziano gli andamenti di q_s'' e di $\delta_t(x)$.

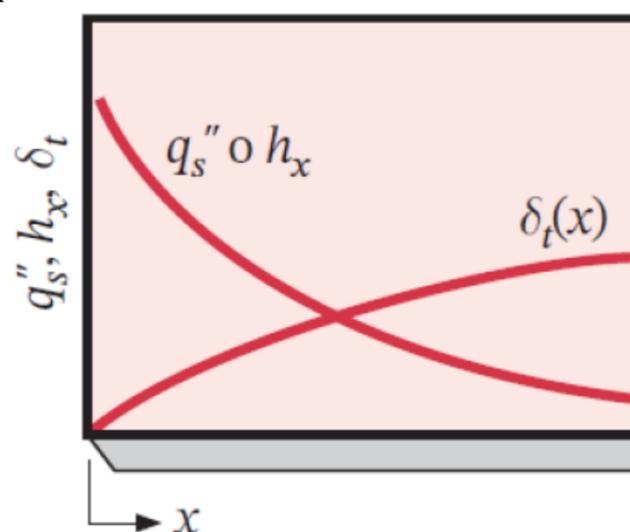


Figura 9. Andamenti di q_s'' , h_x e $\delta_t(x)$. Fonte. Elementi di Fisica Tecnica per ingegneria. Edizione italiana a cura di M. Corticelli.

Notiamo che il flusso termico superficiale è uguale al flusso termico convettivo per cui si ottiene:

$$q_s'' = q_{conv}'' = h_x \cdot (T_s - T_\infty)$$

Combinando le equazioni precedenti, si ricava la seguente espressione del coefficiente convettivo locale

$$h_x = \frac{-\lambda \cdot \left(\frac{\partial T}{\partial y} \Big|_{y=0} \right)}{T_s - T_\infty}$$

Lo strato limite termico presenta proprietà del flusso e profili di temperatura che dipendono dal comportamento dello strato limite fluidodinamico. La seguente figura illustra la zona flusso laminare la regione di transizione e quella del flusso turbolento, dove si manifestano fenomeni di mescolamento e fluttuazioni di velocità.

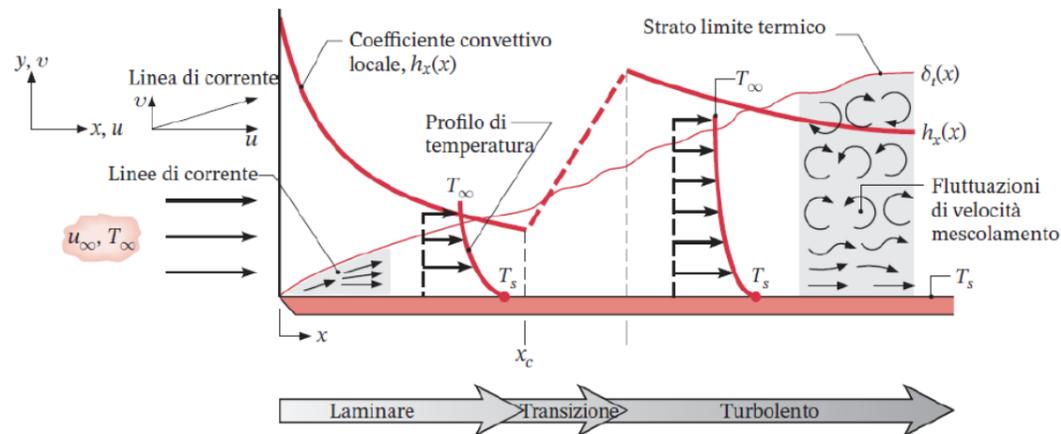


Figura 10. Profili di temperatura nella regione di moto laminare, salto di temperatura nella zona di transizione fluttuazioni di velocità nell'area di mescolamento e andamento dello strato limite termico. Fonte. Elementi di Fisica Tecnica per ingegneria. Edizione italiana a cura di M. Corticelli.

Si noti che nella regione laminare, il moto del fluido è ordinato ed è caratterizzato dalle componenti di velocità nelle direzioni x e y . Il profilo di temperatura risultante cambia in modo graduale nello spessore dello strato limite. Inoltre, a una certa distanza dal bordo di attacco lo strato limite diviene turbolento.

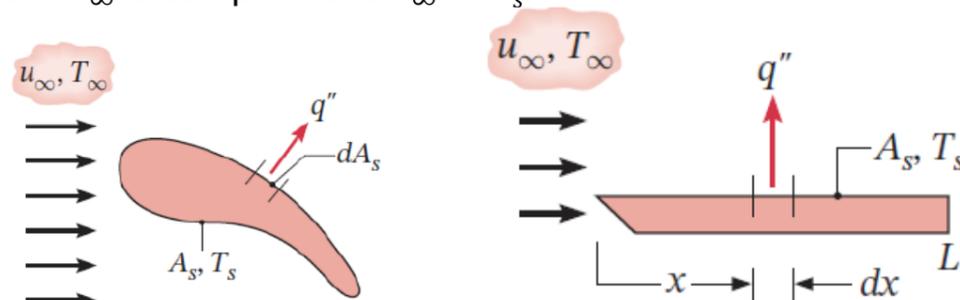
Il moto del fluido nella regione turbolenta è fortemente irregolare e caratterizzato da oscillazioni di velocità, che aumentano lo scambio di energia. Infine gli strati limite diventano più spessi a causa della miscelazione del fluido risultante dalle fluttuazioni, tuttavia i gradienti di temperatura sulla superficie solida risultano più intensi rispetto al caso laminare. Quando si analizza il comportamento dello strato limite per la lastra piana, si considera che la transizione avvenga alla posizione x_c , che entra in gioco nel numero di Reynolds.

9. Numero di Reynolds critico

Nell'analisi del comportamento dello strato limite per la lastra piana, si considera che la transizione avvenga alla posizione x_c . Il numero di Reynolds critico $Re_{x,c}$ è variabile fra 10^5 e $3 \cdot 10^6$ a seconda della scabrezza della superficie e del livello di turbolenza della corrente libera. Nei calcoli si assume un valore rappresentativo pari a:

$$Re_{x,c} = \frac{u_\infty \cdot x_c}{\nu} = 5 \times 10^5$$

Per determinare il coefficiente convettivo locale medio prendiamo in esame una superficie di forma arbitraria ed area A_s con una temperatura superficiale uniforme T_s esposta al moto di un fluido con velocità di corrente libera u_∞ e temperatura $T_\infty < T_s$.



Il flusso termico monodimensionale q'' e lo scambio termico totale sull'area A_s della superficie piana possono essere espressi dalle seguenti relazioni:

- Flusso termico specifico locale: $q'' = h_x \cdot (T_s - T_\infty)$;
- Potenza termica totale: $q = \bar{h} \cdot A_s \cdot (T_s - T_\infty)$;

- Coefficiente convettivo medio su A_s : $\left(\frac{1}{A_s}\right) \int_{A_s} h_x dA_s$;
- Coefficiente convettivo medio da 0 a x : $\bar{h}_x = \frac{1}{x} \int_0^x h_x dx$.

Il Numero di Reynolds, Re , è il rapporto tra le forze d'inerzia e le forze viscosi e viene utilizzato per caratterizzare lo strato limite. Qui daremo l'espressione del numero di Reynolds locale, ovvero relativo alla distanza dal bordo d'ingresso e globale, relativo all'intera lunghezza, L , della superficie:

<p>Locale</p> $Re_x = \frac{w \cdot x}{\nu}$	<p>Globale</p> $Re_L = \frac{w \cdot L}{\nu}$
---	--

dove w rappresenta la velocità del fluido, L è la lunghezza caratteristica della superficie e ν è la viscosità cinematica del fluido. x è la distanza (posizione) dal bordo d'ingresso o altro punto caratteristico.

10. Correnti convettive

Le correnti convettive che nascono in una pentola piena di acqua posta su un fornello acceso sono illustrate in figura 16A. Per il principio di Archimede l'acqua più calda, meno densa, galleggia su quella più fredda e si muove verso l'alto perdendo calore a contatto con la superficie, mentre l'acqua più fredda e densa in superficie affonda verso la zona più calda vicina alla fiamma riscaldandosi. La **convezione** è un processo di trasferimento del calore che avviene attraverso la circolazione di un fluido, ad esempio aria o acqua. Quando il **fluido** si **riscalda**, si espande e diventa meno denso, salendo verso l'alto. Allo stesso tempo, il **fluido** più freddo e denso si sposta verso il basso per sostituire quello più caldo.

La figura 11A mostra un modello che dimostra come si verificano le correnti di convezione in un contenitore d'acciaio appoggiato su una stufa (stove) calda: la cella convettiva oraria è ascendente; quella discendente è antioraria. I blocchi di legno galleggianti sulla superficie dell'acqua si spostano in versi opposti. Questo modello aiuta a comprendere come avviene la convezione all'interno della Terra. Nella figura 11B vengono illustrate le celle convettive nel mantello, che muovono le placche in versi opposti rispetto all'asse della dorsale oceanica.

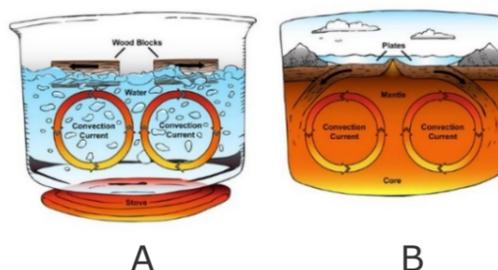


Figura 11.

A. Questo modello dimostra come si verificano le correnti di convezione in un fluido.

Fonte: Wikipedia.org.

Le correnti convettive del mantello danno origine al movimento delle placche tettoniche divergenti della dorsale oceanica, allontanandosi da essa in versi opposti, fino a sprofondare per subduzione sotto le placche continentali. Le placche oceaniche sono ricoperte da rocce sedimentarie e sprofondando per subduzione sotto le catene montuose della crosta e alimentano il riciclo delle rocce. Il trasferimento di calore convettivo coinvolge i processi combinati di conduzione (diffusione del calore) e advezione (trasferimento di calore tramite flusso di fluido in massa). La convezione è solitamente la forma dominante di trasferimento di calore in liquidi e gas.

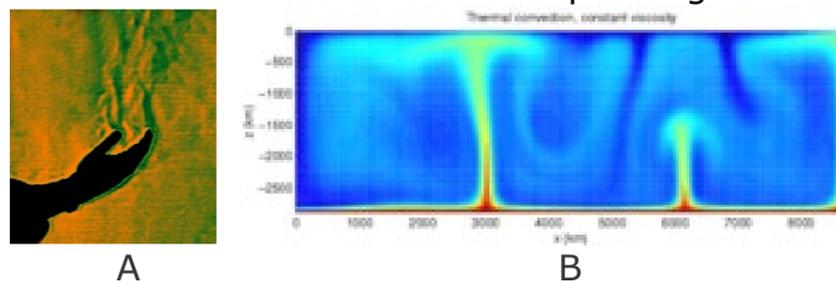


Figura 12.

A. Questa immagine Schlieren¹ a colori rivela la convezione termica da una mano umana, in forma di silhouette, all'atmosfera circostante immobile. Fonte: Wikipedia.org.

B. Simulazione della convezione termica nel mantello terrestre. Le aree calde sono mostrate in rosso, quelle fredde in blu. Un materiale caldo e meno denso in basso si muove verso l'alto e, allo stesso modo, il materiale freddo dall'alto si muove verso il basso. Fonte: Wikipedia.org.

¹ La fotografia Schlieren è un processo per fotografare il flusso dei fluidi. Inventata dal fisico tedesco August Toepler nel 1864 per studiare il moto supersonico, è ampiamente utilizzata nell'ingegneria aeronautica per fotografare il flusso dell'aria attorno agli oggetti.

10.1 Legge di Newton per la convezione termica

La convezione termica (dal latino conveho trasporto) è un fenomeno complesso dato da un insieme di più fenomeni apparentemente semplici. È la modalità di scambio termico che si ha alla superficie di un solido lambito da un fluido per l'effetto combinato della conduzione nel fluido e del trasporto di energia associato allo spostamento di materia, dovuto al moto del fluido stesso. Affinché si abbia convezione è necessario che il fluido sia in moto: nei fluidi in quiete la trasmissione del calore può avvenire solo per conduzione (ed irraggiamento se il fluido è trasparente). Dal punto di vista pratico la convezione può essere classificata in quattro tipi: **convezione naturale**, che si manifesta quando il moto del fluido è dovuto alle differenze di densità indotte dalle differenze di temperatura, ad esempio, un fluido più caldo tende generalmente a salire. È il caso ad esempio dell'acqua in una pentola posta sul fuoco, o dell'aria sull'asfalto caldo; **convezione forzata** che si ha quando il moto relativo tra il fluido e la superficie è indotto dall'esterno tramite appositi dispositivi, ossia pompe o ventilatori; **convezione forzata interna**, che si attiva quando il fluido scorre internamente ad un condotto; **convezione forzata esterna**, che si innesca quando il fluido lambisce dall'esterno un oggetto, ad esempio l'ala di un aereo e la pala di una turbina.

Nella figura 13 seguente sono illustrate la convezione forzata interna ed esterna.

Convezione forzata interna

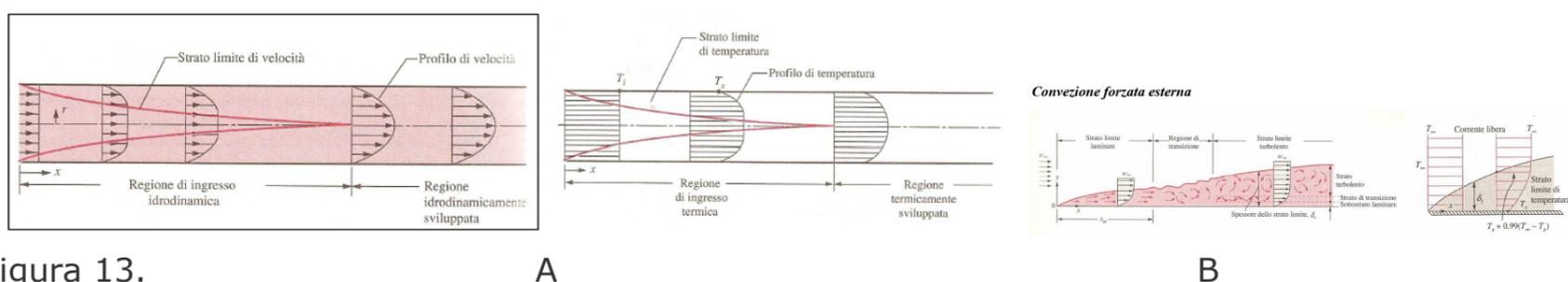


Figura 13.

A

B

A. convezione forzata esterna. B. convezione forzata interna.

Fonte. Elementi di Fisica Tecnica per ingegneria. Edizione italiana a cura di M. Corticelli.

Il meccanismo di scambio termico convettivo risulta, di fatto, generato da due meccanismi che operano insieme: il primo apporto è legato alla conduzione; il secondo apporto è legato al moto del fluido.

Il flusso termico trasmesso per convezione tra una superficie a temperatura T_s e un fluido a temperatura T_f è proporzionale alla differenza di temperatura $\Delta T = (T_s - T_f)$ e all'area A ed è espresso dall'equazione:

$$\dot{Q}_{conv} = h_c A (T_s - T_f) \quad (W)$$

Dove \dot{Q} è il calore trasferito per unità di tempo, A è l'area dell'oggetto, h_c è il coefficiente di scambio termico per convezione (HTC), T_s è la temperatura superficiale dell'oggetto e T_f è la temperatura del fluido. Il coefficiente h_c non è solo una proprietà del fluido, ma è un coefficiente empirico che incorpora gli effetti dovuti alla natura del fluido, al campo di velocità in prossimità della superficie, alla geometria del sistema. Il coefficiente h_c è esprimibile dalla seguente funzione complessa:

$$h_c = F(c_{p,f}, \lambda_f, \nu_f, \nu_\infty, \rho_f, \mu_f, Geom.)$$

Dividendo per l'area A della superficie si ottiene il **flusso termico convettivo specifico**:

$$\dot{q}_{conv} = \frac{\dot{Q}}{A} = h_c (T_s - T_a) \quad (Wm^{-2})$$

$$\dot{q}_{conv} = \dot{q}_{cond} + \text{trasporto di massa}$$

Il problema della convezione consiste nel determinare gli effetti della geometria della superficie e delle condizioni del moto sul coefficiente convettivo, che dipende dagli strati limite che si sviluppano sulla superficie. Per introdurre questi effetti, si considera il regime di convezione forzata di un fluido incomprimibile, stazionario con velocità del flusso indisturbato v_∞ (u_∞). Per introdurre questi effetti, si considera il regime di convezione forzata di un fluido incomprimibile, stazionario con velocità del flusso indisturbato v_∞ e temperatura T_∞ , che fluisce parallelamente a una piastra piana con una temperatura uniforme $T_s > T_\infty$.

La determinazione di h_c è nella maggior parte dei casi ottenuta attraverso esperimenti. Tali esperimenti hanno come risultato delle espressioni matematiche, dette **correlazioni di scambio termico**, che forniscono il valore del coefficiente di convezione mediante numeri adimensionali che consentono di specificare classi di fluidi, condizioni di moto e configurazioni geometriche.

Nella figura seguente sono illustrate le transizioni tra i vari strati, già illustrate in precedenza, che permettono di definire le forze che entrano in gioco.

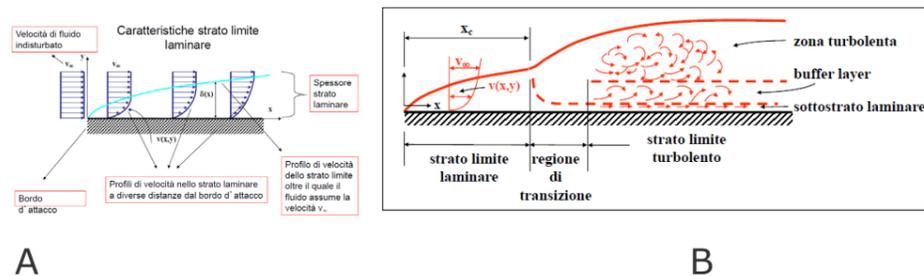


Figura14.

A. Aspetti peculiari di uno strato limite laminare. B. Transizione tra strato limite laminare e strato limite turbolento. Notare lo strato tampone che si attiva dopo la zona di transizione.

Fonte. Corso di Fisica Tecnica Prof. Massimo Paroncini Materiale didattico gratuito.

A una certa distanza dal bordo di attacco lo strato limite diviene turbolento. Il moto del fluido nella regione turbolenta è fortemente irregolare e caratterizzato da oscillazioni di velocità, che aumentano lo scambio di energia; gli strati limite diventano più spessi a causa della miscelazione del fluido risultante dalle fluttuazioni, tuttavia i gradienti di temperatura sulla superficie solida risultano più intensi rispetto al caso laminare. Le transizioni tra le diverse regioni sono strettamente collegate all'effetto di due diverse tipologie di forze, ossia le forze di inerzia, $F_{inerzia}$, e le forze viscosi, $F_{viscose}$. Sappiamo che le forze di inerzia tendono ad accelerare il fluido, mentre le forze viscosi tendono a rallentarlo. Per confrontare le loro intensità si utilizza ovviamente il seguente rapporto: $(F_{inerzia} / F_{viscose})$.

Osserviamo che ci sono numerose variabili associate ad ogni condizione di moto per cui è importante identificare **funzioni universali** tra gruppi adimensionali per ogni condizione di moto convettivo, che consentano di formulare correlazioni tra i diversi coefficienti convettivi. A tale scopo nel prossimo paragrafo definiremo i numeri dimensionali che caratterizzano il flusso parallelo su piastre piane, il flusso turbolento su piastre piane e il flusso trasversale su cilindri e sfere.

11. Forze inerziali e forze viscosi nei fluidi in movimento

Le forze inerziali sono associate all'accelerazione e alla decelerazione del fluido, come nel flusso che si avvicina a un oggetto o cambia direzione, oppure quando viene deviato attorno all'oggetto.

Le forze viscosi sono quelle associate ai gradienti di velocità trasversali, come nello strato limite. Le forze inerziali dominano all'esterno dello strato limite, che di conseguenza è chiamato regione di flusso non viscosa (inviscida). Le forze inerziali derivano dalla massa del fluido e dalla sua accelerazione. Sono associate alla tendenza di un fluido a mantenere il suo movimento (sia a riposo che in moto uniforme) a meno che non agisca una forza esterna. Sono forze che si generano a causa del moto del fluido. Dipendono dalla massa e dall'accelerazione del fluido. Le forze inerziali tendono a prevalere nei flussi ad alta velocità o nei flussi con grandi lunghezze caratteristiche. Sono responsabili della quantità di moto del fluido e contribuiscono alla capacità del fluido di superare la resistenza.

Le forze viscosi sono il risultato dell'attrito interno del fluido (viscosità) che resiste al flusso e alla deformazione. Derivano dalle interazioni tra strati adiacenti di fluido mentre si muovono l'uno accanto o sopra all'altro. Queste forze derivano dall'attrito interno nel fluido dovuto alla sua viscosità. Le forze viscosi resistono al flusso del fluido e sono significative nei flussi a bassa velocità o nei flussi con piccole lunghezze caratteristiche. Queste forze sono responsabili della dissipazione di energia nel fluido e svolgono un ruolo cruciale nel determinare come scorre il fluido, specialmente vicino ai confini solidi. Le forze viscosi dominano nello strato limite in condizioni laminari, ma questo si interrompe quando lo strato limite passa a turbolento e si verifica la miscelazione trasversale di massa.

Ricordiamo che un fluido può essere ideale o reale. Un fluido ideale è un fluido incomprimibile che non presenta sforzi di taglio e viscosità. Un fluido reale possiede viscosità, ovvero all'interno del fluido si manifestano forze di tipo viscoso, che si traducono come resistenza ai cambiamenti di forma della massa fluida.

In **fluidodinamica**, la **legge di Newton-Stokes** è la legge costitutiva che descrive il moto di scorrimento dei fluidi e fornisce la forza di attrito, detta anche **forza di trascinamento**, esercitata su oggetti **sferici in movimento** **sforzo di taglio** τ_{yx} , ad esempio lungo una direzione x , si osserva che il fluido si muove come se fosse formato da singoli strati, detti *lamine*, che scorrono gli uni sugli altri. A causa dell'attrito viscoso, le lamine non si muovono tutte alla stessa velocità, infatti essa varia lungo y . Pertanto si ha che la velocità è massima per la lamina più distante dal piano e decresce linearmente sino ad annullarsi per la lamina a contatto con il piano. Quindi si ricava:

$$\tau_{yx} \propto \frac{\Delta v}{\Delta y}$$

La costante di proporzionalità che lega lo sforzo di taglio alla variazione della velocità lungo la componente y è detta **viscosità** e s'indica con μ . Facendo tendere a 0 lo spessore delle singole lamine, si ottiene la seguente equazione:

$$\tau_{yx} = \mu \frac{\partial v}{\partial y}$$

Nel caso più generale τ_{yx} è una variabile sia del tempo che dello spazio occupato dal fluido. Si definisce, quindi, un campo vettoriale \vec{v} .

$$\vec{v} = \vec{v}(\vec{x}, \vec{y}, \vec{z}, \tau) = v_x \vec{i} + v_y \vec{j} + v_z \vec{k}$$

Nel campo vettoriale si possono definire le linee di corrente che sono l'inviluppo dei vettori velocità. Le linee risultano tangenti ai vettori velocità in ogni loro punto e rappresentano la traiettoria di una particella nel fluido. Una **linea di flusso** è una linea che è sempre tangente al **vettore** gradiente di un **campo scalare** e può rappresentare, tra gli altri, il percorso di una **particella elementare** di **fluido** o del calore nel campo termico. Ne consegue che due linee di flusso non possono mai incrociarsi, poiché in quel punto la velocità avrebbe due valori differenti. Si immagini di prendere una porzione di spazio nella quale scorre un fluido e di poter fotografare in un determinato istante il vettore velocità della particella di fluido. Ripetendo l'operazione nei punti successivi avremo così per ogni punto la direzione del vettore velocità. La linea di flusso non è altro che la curva che risulta sempre tangente a tali vettori. Nel caso in cui il moto risulti **stazionario** ($v=\text{cost}$), le linee di flusso coincidono con le **linee di corrente**, cioè con le **traiettorie** delle particelle di fluido. Una **linea di corrente** è la linea **tangente** in ogni punto al **vettore velocità**. Lina e tubo sono mostrati qui sotto.

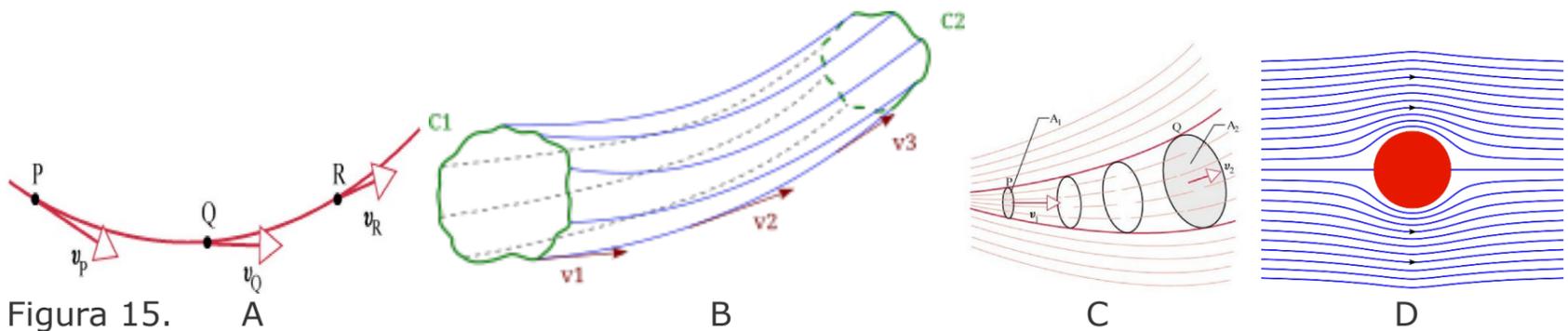


Figura 15.

- A. Linea di flusso. B. Rappresentazione di un tubo di flusso e delle sue linee di flusso. In verde sono rappresentate le curve da cui ha origine il tubo di flusso e in blu le linee di flusso. Fonte. Wikipedia.org.
 B. Flusso potenziale attorno a un cilindro circolare. Il cilindro è posto in un flusso incomprimibile e altrimenti uniforme. Fonte. Wikipedia.org. C. Tubo di flusso definito dal contorno di A_1 . D. Linee di corrente per un flusso potenziale incompressibile attorno ad un cilindro circolare in una corrente uniforme. Fonte. Wikipedia.org.

Il motivo della definizione "viscosità dinamica" o "viscosità cinematica" risiede nel fatto che nelle unità di misura della prima compaiono tutte le grandezze che vengono utilizzate nella dinamica: massa, lunghezza e tempo. Mentre nella seconda solo le unità di misura utilizzate nella cinematica: lunghezza e tempo. Nella seguente figura sono illustrati lo sforzo tangenziale, lo sforzo di taglio che entrano in gioco nei fluidi viscosi.

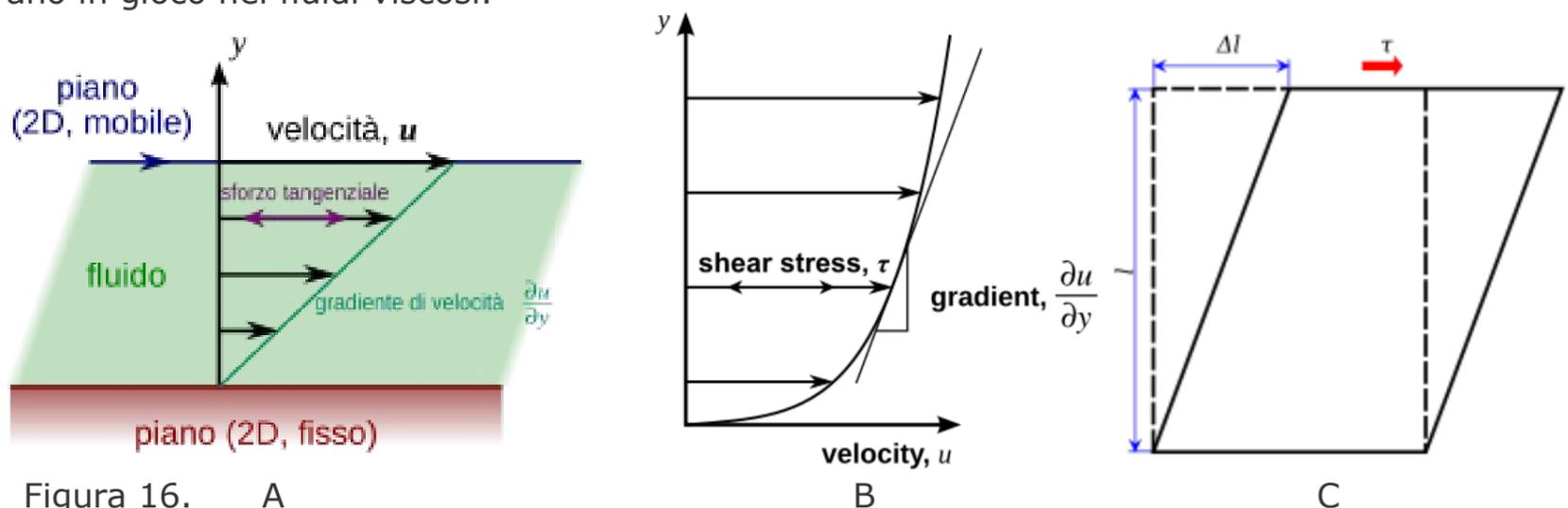


Figura 16. A

- A. Rappresentazione degli sforzi tangenziali agenti su un fluido se la velocità varia linearmente.
 B. Rappresentazione della velocità del fluido non linearmente dipendente dalla distanza dal piano fisso (*shear stress* = sforzo di taglio). Fonte. Wikipedia.org.
 C. Una forza di taglio viene applicata al lato superiore del rettangolo mentre quello inferiore viene tenuto fermo. Lo sforzo di taglio risultante, τ , deforma il rettangolo in un **parallelogramma**.
 Fonte. Wikipedia.org.

La viscosità dinamica di un fluido è una misura della sua resistenza a fluire quando è applicato uno sforzo tangenziale. La causa di tale resistenza è dovuta agli strati adiacenti di fluido che si muovono con velocità diversa. La definizione viene data nel caso di **regime laminare**. La situazione ideale è quella di avere un fluido omogeneo, come in figura 14A, tra due superfici piane orizzontali eguali, una fissa e l'altra mobile. Se la velocità del piano mobile è piccola e inoltre le particelle di fluido si muovono in direzione parallela al piano mobile con una velocità che varia **linearmente** da zero sul piano fisso a u sul piano mobile, in questo caso la viscosità dinamica è espressa da:

$$\mu = \frac{F_d}{S_u} = \tau \frac{d}{u} \quad [\text{Pa} \cdot \text{s}]$$

Dove:

- F è la forza che viene applicata al piano mobile;
- d è la distanza tra i due piani;
- u è la velocità costante del piano mobile;
- s è la superficie di ogni piano;
- $\tau = \frac{F}{s}$ è lo **sforzo di taglio** [Pa].

Nel caso più generale mostrato nella figura 13B la velocità del fluido non è una funzione lineare della distanza dal piano fisso. In questo caso la relazione tra sforzo di taglio e viscosità diventa:

$$\mu = \tau \frac{\partial y}{\partial u}$$

Dove:

- y è la distanza dal piano fisso dello strato di fluido generico;
- u è la velocità locale del fluido.

Ogni strato di fluido si muoverà più velocemente dello strato sottostante. L'attrito tra di loro è la forza che impedisce il moto relativo dei due piani. Quindi il fluido eserciterà una forza sul piano superiore in direzione opposta al suo moto, e una forza eguale e opposta sul piano inferiore. Quindi lo sforzo tangenziale è necessario proprio per garantire una velocità uniforme del piano superiore. Per potere trascurare effetti di bordo, come implicitamente fatto, le dimensioni dei due piani devono essere molto maggiori della loro distanza.

La viscosità cinematica o diffusività cinematica è definita dal rapporto tra la **viscosità dinamica** di un fluido e la sua **densità**. In simboli si ha:

$$\nu = \frac{\mu}{\rho} \quad [\text{m}^2/\text{s}]$$

La viscosità cinematica è una misura della resistenza a scorrere di una corrente fluida sotto l'influenza della **gravità**. Questa tendenza dipende sia dalla viscosità dinamica sia dal **peso specifico** del **fluido**. Ricordiamo che quando due fluidi di uguale **volume** sono messi in viscosimetri capillari identici e lasciati scorrere per gravità, il fluido avente maggior diffusività impiega più tempo a scorrere.

Per esempio il **mercurio** risulta avere una viscosità dinamica 1,7 volte maggiore di quella dell'acqua, ma a causa del suo elevato peso specifico, esso **percola** molto più rapidamente da uno stesso foro a parità di volume. Infatti la viscosità cinematica del mercurio è nove volte minore di quella dell'acqua a **temperatura ambiente**, 20 °C.

Per i **fluidi newtoniani** la viscosità è costante per un largo intervallo di sforzo tangenziale e quindi la viscosità è descritta da un singolo numero. Al contrario per i **fluidi non newtoniani** la viscosità è una funzione dello sforzo tangenziale applicato e in alcuni casi può dipendere anche dalla velocità con cui lo sforzo viene applicato.

12. Numero di Reynolds

Il numero di Reynolds è un numero adimensionale usato in fluidodinamica: è proporzionale al rapporto tra le forze d'inerzia e le forze viscosi. Questo rapporto è una quantità adimensionale che nella letteratura è chiamato **numero di Reynolds** globale denotato con il simbolo \mathbf{R}_e , che è così definito:

$$\mathbf{R}_e = \frac{\mathbf{v}L}{\nu} = \frac{\rho \mathbf{v}L}{\mu}$$

Dove:

- \mathbf{v} è la velocità del flusso locale (m/s);
- L è una lunghezza caratteristica del fenomeno considerato (ad esempio nel caso del moto di un fluido in una tubazione corrisponde al diametro del tubo, mentre nel caso di un profilo alare corrisponde alla lunghezza della **corda**) (m);
- ν è la **diffusività cinematica** (m^2/s) pari al rapporto tra
 - μ è la **viscosità dinamica** ($\text{Pa} \cdot \text{s}$ o $\text{N} \cdot \text{s} / \text{m}^2$) e

- ρ è la **densità** (o massa volumica) (k_g / m^3).

Viene definito "numero di Reynolds critico", $Re_c \cong 5 \cdot 10^5$, il valore in corrispondenza del quale si ha il passaggio dal regime laminare al regime di transizione. Nel caso della lastra piana la lunghezza per la quale avremo il numero di Reynolds critico viene definita lunghezza critica, x_c . Noto questo valore insieme alle altre caratteristiche fisiche del fluido in moto sopra la lastra si può calcolare la lunghezza caratteristica. Se la lunghezza della lastra è tale che il numero Re_c raggiunge e supera significativamente il valore limite di $3.5 \cdot 10^5$ si avrà la transizione a moto turbolento. Se la lastra non è sufficientemente lunga da raggiungere il valore critico di Re_c si avrà solamente il regime laminare, non seguito da regime turbolento. Considerando lo strato limite termico è possibile identificare la zona del fluido che risente del fatto che la lastra è a una temperatura diversa da quella del fluido indisturbato. Al di fuori dello strato limite termico il flusso è praticamente isoterma. All'interno dello strato limite termico il profilo della temperatura ha gradienti significativi.

Il numero di Reynolds critico $Re_{ex,c}$ è variabile fra 10^5 e $3 \cdot 10^6$, a seconda della scabrezza della superficie e del livello di turbolenza della corrente libera. Nei calcoli si assume un valore rappresentativo di 10^5 .

Il Numero di Reynolds locale è espresso dalla relazione seguente:

$$Re_x = \frac{w \cdot x}{\nu}$$

dove x è la distanza (posizione) dal bordo d'ingresso o altro punto caratteristico.

13. Numero Prandtl

Il numero Prandtl, P_r , è un numero adimensionale che dipende dalla natura del fluido. Un fluido viscoso quando interagisce con un solido innesca moti convettivi nel fluido stesso. Il parametro che lo definisce ne mette in evidenza le caratteristiche termofisiche. Questo numero è espresso dal rapporto tra la **diffusività cinematica** e la **diffusività termica**:

$$P_r = \frac{\text{Diffusività molecolare della quantità di moto}}{\text{Diffusività molecolare termica}} = \frac{\mu}{\rho} \cdot \frac{\rho c_p}{\lambda} = \frac{\mu c_p}{\lambda} = \frac{\nu}{\alpha}$$

Dove:

- ν è la **diffusività cinematica** [m^2/s];
- α è la **diffusività molecolare** del calore [m^2/s];
- μ è la **viscosità dinamica** [$P_a \cdot s$];
- c_p è la **capacità termica specifica** a pressione costante [$m^2 K^{-1} s^{-2}$];
- λ è la **conduttività termica** [$W m^{-1} K^{-1}$].

La viscosità cinematica esprime come si diffonde a livello molecolare la quantità di moto. Mentre la **diffusività termica**, α , rappresenta la caratteristica del fluido a far diffondere la potenza termica per conduzione all'interno del sistema.

Il valore di P_r influenza fortemente lo sviluppo dello strato limite dinamico e termico. Per lo strato laminare è stato dimostrato la validità della seguente relazione:

$$(\delta/\delta_t) = P_r^n$$

dove n è una costante positiva, generalmente $n = 1/3$). Per un gas $\delta \approx \delta_t$ mentre per un olio $\delta \gg \delta_t$.

Nella tabella 1 sono riportati i valori di P_r per tre tipi diversi di fluido unitamente al confronto tra energia termica e quantità di moto.

Fluido	Valore di P_r	Confronto tra energia termica e quantità di moto
Gas	$P_r \approx 1$	Il trasporto di energia termica e di quantità di moto sono confrontabili
Liquidi	$P_r \gg 1$	Il trasporto di quantità di moto è maggiore di quello di energia termica.
Matalli liquidi	$P_r \ll 1$	Il trasporto di energia termica è maggiore di quello di quantità di moto

Tabella 1

Valori tipici del numero di Prandtl sono: circa 0,7 per l'aria e la maggior parte dei gas; tra 100 e 40.000 nel caso degli olii motore e circa 0,015 per il mercurio.

14. Numero di Nusselt

Il **numero di Nusselt**, N_u , è il **gruppo adimensionale** che esprime il rapporto tra il **flusso di calore scambiato per convezione** e il flusso di calore scambiato per **conduzione**. Può essere definito dalla seguente relazione:

$$N_u = \frac{hd}{\lambda}$$

Dove:

- h è il **coefficiente di scambio termico**, convettivo [$Wm^{-1}K^{-1}$];
- d è la lunghezza caratteristica in [m];
- λ è la **conduttività termica** in [$Wm^{-1}K^{-1}$].

Il numero di Nusselt rappresenta l'incremento della potenza termica trasmessa per convezione attraverso uno strato di fluido rispetto a quella trasmessa per conduzione attraverso lo stesso strato. Il valore unitario $N_u = 1$ è caratteristico della trasmissione del calore per conduzione pura attraverso lo strato di fluido. All'aumentare del valore di N_u risulta sempre più sviluppato il fenomeno della convezione.

Può essere interpretato anche come il rapporto tra la resistenza al trasporto di calore per **diffusione** e quella al trasporto di calore per **convezione**.

$$N_u = \frac{hd}{\lambda} = \left(\frac{d}{\lambda A}\right) / \left(\frac{1}{hA}\right) = \frac{R_{diffusione}}{R_{convezione}}$$

Il numero di Nusselt viene utilizzato nei problemi di convezione termica, in quanto la sua determinazione permette di conoscere il coefficiente di scambio termico convettivo fra il fluido e la parete. Può perciò essere utile conoscerne il valore medio sulla parete in considerazione, ottenuto come calcolando la seguente **media integrale**:

$$\bar{N}_u = \frac{1}{S'} \int_{S'} N_u dS' \quad (S' = S/d^2)$$

Le funzioni per il calcolo di N_u sono generalmente determinate empiricamente da misure sperimentali o simulazioni di alta fedeltà ed opportunamente validate. Tali funzioni sono definite **correlazioni empiriche** e sono sempre accompagnate da specifiche riguardanti la geometria della superficie e le condizioni di flusso. La correlazione più generale per la convezione forzata esterna su una piastra piana e su altre geometrie immerse ha la forma:

$$\bar{N}_{u_x} = C \cdot Re_x^m \cdot Pr^n$$

dove C , m ed n sono indipendenti dal fluido ma dipendenti dalla superficie e dalle condizioni del moto laminare o turbolento.

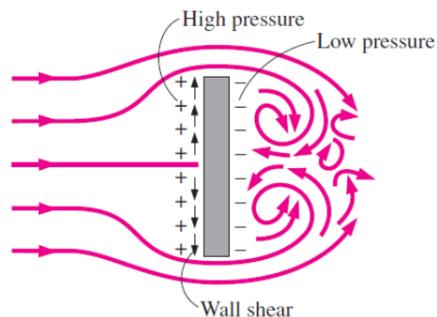
15. Convezione forzata: superfici piane, cilindri e sfere soggetti a flusso trasversale esterno

Consideriamo in questa sezione la convezione forzata da o verso curve caratterizzate da strati limite in crescita libera circondati da una regione di flusso libero che non comporta gradienti di velocità e temperatura. Prenderemo in considerazione gli aspetti pratici della convezione forzata da o verso superfici piane o curve soggette a flusso esterno, caratterizzata da strati limite circondati da una regione di flusso libero che non comporta variazioni di velocità e temperatura. Definiremo la forza di resistenza che dipende dalla densità del fluido, dalla velocità a monte e dalle dimensioni, dalla forma e dall'orientamento del corpo. Analizzeremo il flusso parallelo su piastre piane e il flusso trasversale su cilindri e sfere, presentando grafici e correlazioni empiriche per i coefficienti di resistenza e i numeri di Nusselt.

Per corpi sottili come le ali, la forza di taglio agisce quasi parallelamente alla direzione del flusso. La forza di resistenza per tali corpi sottili è dovuta principalmente alle forze di taglio (l'attrito superficiale).

La forza di resistenza F_d dipende dalla densità del fluido, dalla velocità a monte e dalle dimensioni, dalla forma e dall'orientamento del corpo, tra le altre cose. La forza di trascinamento che agisce su una piastra piana normale al flusso dipende solo dalla pressione ed è indipendente dal taglio della parete, che agisce perpendicolarmente al flusso.

Si consideri la piastra piana posizionata perpendicolarmente alla direzione del flusso come nella seguente figura:



La forza di resistenza dipende solo dalla pressione ed è indipendente dal taglio della parete poiché lo sforzo di taglio (Wall shear) in questo caso agisce perpendicolarmente al flusso. Per corpi sottili come le ali, la forza di taglio agisce quasi parallelamente alla direzione del flusso. La forza di resistenza per tali corpi sottili è dovuta principalmente alle forze di taglio indotte dall'attrito superficiale. La forza di resistenza F_D dipende dalla densità del fluido, dalla velocità a monte e dalle dimensioni, dalla forma e dall'orientamento del corpo. Le caratteristiche di resistenza di un corpo sono rappresentate dal coefficiente di resistenza adimensionale C_D , così definito:

$$C_D = \frac{F_D}{\frac{1}{2} \rho v^2 A}$$

dove A è l'area frontale (l'area proiettata su un piano normale alla direzione del flusso) per corpi smussati che tendono a bloccare il flusso. L'area frontale di un cilindro di diametro D e lunghezza L , ad esempio, è $A = LD$. Per il flusso parallelo su piastre piatte o profili alari sottili, A è l'area superficiale. Il coefficiente di resistenza è principalmente una funzione della forma del corpo, ma può anche dipendere dal numero di Reynolds e dalla rugosità superficiale.

La forza di resistenza è la forza netta esercitata da un fluido su un corpo nella direzione del flusso a causa degli effetti combinati delle forze di taglio e pressione della parete. La componente di resistenza che è dovuta direttamente allo sforzo di taglio della parete, w , è chiamata resistenza di attrito superficiale, poiché è causata da effetti di attrito, mentre la componente innescata direttamente dalla pressione, P , è chiamata **resistenza di pressione**. Quando sono noti i coefficienti di resistenza di attrito e pressione, il coefficiente di resistenza totale è determinato semplicemente dalla loro somma:

$$C_D = C_{D, attrito} + C_{D, pressione}$$

La resistenza di attrito è la componente della forza di taglio della parete nella direzione del flusso e quindi dipende dall'orientamento del corpo e dall'entità dello sforzo di taglio della parete. La resistenza di attrito è zero per una superficie normale al flusso e massima per una superficie parallela al flusso poiché la resistenza di attrito in questo caso è uguale alla forza di taglio totale sulla superficie. Pertanto, per il flusso parallelo su una piastra piana, il coefficiente di resistenza è uguale al coefficiente di resistenza di attrito o semplicemente al coefficiente di attrito. Quindi, per una piastra piana si ha:

$$C_D = C_{D, pressione} = C_f$$

Dove C_f è il coefficiente di attrito medio. Se esso è noto la forza di trascinamento sulla superficie può essere determinata da:

$$C_D = \frac{F_D}{(1/2) \rho v^2 A}$$

In questo caso A è l'area superficiale della piastra esposta al flusso di fluido. Quando entrambi i lati di una piastra sottile sono soggetti al flusso, la superficie A diventa l'area totale delle superfici superiore e inferiore. Si noti che il coefficiente di attrito, in generale, varierà con la posizione lungo la superficie.

Per un flusso parallelo su una piastra piana, la resistenza di pressione è zero, e quindi il coefficiente di resistenza è uguale al coefficiente di attrito e la forza di resistenza è uguale alla forza di attrito. In sintesi sono valide le seguenti uguaglianze:

$$\begin{aligned} C_{D, pressione} &= 0 \\ C_D &= C_{D, friction} = C_f \\ F_{D, pressione} &= 0 \\ F_D &= F_{D, friction} = F_f = C_f A \frac{\rho v^2}{2} \end{aligned}$$

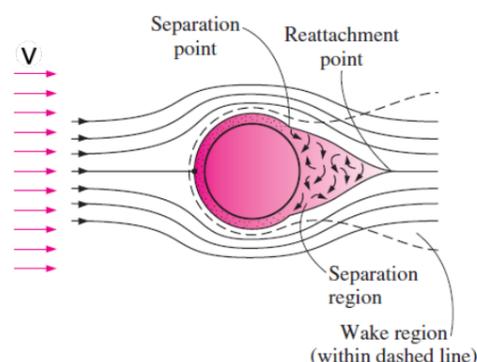
Il coefficiente di resistenza all'attrito è indipendente dalla rugosità superficiale nel flusso laminare, ma è una forte funzione della rugosità superficiale nel flusso turbolento a causa degli elementi di rugosità superficiale che sporgono ulteriormente nel sottostrato laminare altamente viscoso. La

resistenza alla pressione è proporzionale alla differenza tra le pressioni agenti sulla parte anteriore e posteriore del corpo immerso e l'area frontale. Pertanto, la resistenza alla pressione è solitamente dominante per i corpi smussati, trascurabile per i corpi aerodinamici come i profili alari e zero per le sottili piastre piatte parallele al flusso.

Quando un fluido è costretto a scorrere su una superficie curva a velocità sufficientemente elevate, si staccherà dalla superficie del corpo. La regione a bassa pressione dietro il corpo dove si verificano flussi di ricircolo e di ritorno è chiamata **regione di separazione**. Maggiore è l'area di separazione, maggiore sarà la resistenza alla pressione. Gli effetti della separazione del flusso si avvertono molto a valle sotto forma di velocità ridotta, rispetto alla velocità a monte.

La regione di flusso che segue il corpo dove si percepisce l'effetto del corpo sulla velocità è chiamata **scia**. La regione separata giunge al termine quando i due flussi si riattaccano, ma la scia continua a crescere dietro il corpo finché il fluido nella regione della scia non riacquista la sua velocità.

Gli effetti viscosi sono i più significativi nello strato limite, nella regione separata e nella scia. Il flusso al di fuori di queste regioni può essere considerato inviscido. I fenomeni che influenzano la forza di trascinamento influenzano anche il trasferimento di calore: questo effetto appare nel numero di Nusselt. Nella figura seguente sono mostrati la regione di separazione e il riattacco durante il flusso su un cilindro assieme alla regione di scia (Wake region), all'interno della linea tratteggiata.



Si dimostra che i numeri di Nusselt sia locali che medi hanno la forma funzionale seguente:

$$Nu_x = f(x^*, Re, Pr) \text{ e } Nu = g(Re_L, Pr)$$

I dati sperimentali per il trasferimento di calore sono spesso rappresentati in modo conveniente con ragionevole accuratezza da una semplice relazione di legge di potenza che ha la forma seguente:

$$Nu = C Re^m Pr^n$$

dove gli esponenti m e n sono costanti e il valore della costante C dipende dalla geometria e dal flusso.

La temperatura del fluido nello strato limite termico varia da T_s in superficie a circa T_∞ sul bordo esterno del confine. Le proprietà del fluido variano anche con la temperatura e quindi con la posizione attraverso lo strato limite. Per tenere conto della variazione delle proprietà del fluido con la temperatura, in genere vengono valutate alla cosiddetta **temperatura del film**, T_f , pari alla media aritmetica:

$$T_f = \frac{T_x + T_\infty}{2}$$

Si suppone, quindi, che le proprietà del fluido rimangano costanti a quei valori durante l'intero flusso. Un modo alternativo di tenere conto della variazione delle proprietà con la temperatura è valutare tutte le proprietà alla temperatura del flusso libero e moltiplicare la relazione del numero di Nusselt per $(P_{r_\infty}/P_{r_s})^r$. Quando un fluido è costretto a scorrere su una superficie curva a velocità sufficientemente elevate, si staccherà dalla superficie del corpo. La regione a bassa pressione dietro il corpo dove si verificano flussi di ricircolo e di ritorno è chiamata regione di separazione. Maggiore è l'area di separazione, maggiore sarà la resistenza di pressione. Gli effetti della separazione del flusso si avvertono molto a valle sotto forma di velocità ridotta (rispetto alla velocità a monte). La regione di flusso che segue il corpo dove si avverte l'effetto del corpo sulla velocità è chiamata scia. La regione separata giunge al termine quando i due flussi di flusso si riattaccano, ma la scia continua a crescere dietro il corpo finché il fluido nella regione della scia non riacquista la sua velocità. Gli effetti viscosi sono i più significativi nello strato limite, nella regione separata e nella scia. Il flusso al di fuori di queste regioni può essere considerato inviscido, cioè non viscoso.

I coefficienti di resistenza e convezione locali variano lungo la superficie a causa delle modifiche negli strati limite di velocità nella direzione del flusso. Di solito siamo interessati alla forza di resistenza e alla velocità di trasferimento del calore per l'intera superficie, che può essere determinata utilizzando il coefficiente di attrito e il coefficiente convettivo medio.

Pertanto, presentiamo correlazioni per i coefficienti di attrito e convezione sia locali (identificati con il pedice x) sia medi. Quando sono disponibili relazioni per i coefficienti di attrito e convezione locali, i coefficienti di attrito e convezione medi per l'intera superficie possono essere determinati tramite integrazione calcolando gli integrali:

$$C_D = \frac{1}{L} \int_0^L C_{D,x} dx \quad \text{e} \quad h_x = \frac{1}{L} \int_0^L h_x dx$$

Quando sono disponibili i coefficienti medi di resistenza e convezione, la forza di resistenza può essere determinata dall'equazione e la velocità di trasferimento di calore da o verso una superficie isoterma può essere determinata da:

$$C_D = \frac{F_D}{\frac{1}{2} \rho v^2 A}$$

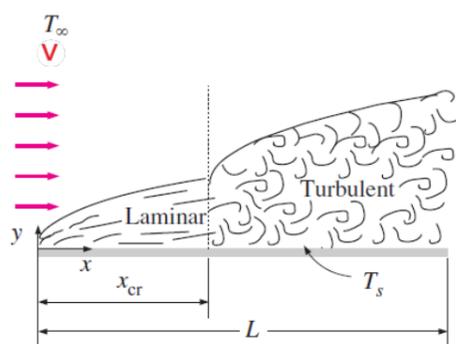
La velocità di trasferimento di calore da o verso una superficie isoterma può essere determinata da

$$\dot{Q} = h A_s (T_s - T_\infty)$$

dove A_s è l'area superficiale.

16. Flusso parallelo su piastre piane

Consideriamo il flusso parallelo di un fluido su una piastra piana di lunghezza L nella direzione del flusso, come mostrato nella figura seguente.



Nell'immagine sono separate le regioni laminare e turbolenta dello strato limite durante il flusso su una piastra piana. La coordinata x viene misurata lungo la superficie della piastra dal bordo anteriore nella direzione del flusso. Il fluido si avvicina alla piastra nella direzione x con velocità, v , a monte uniforme e temperatura T_∞ . Il flusso nello strato limite di velocità inizia come laminare, ma se la piastra è sufficientemente lunga, il flusso diventerà turbolento a una distanza x_{cr} dal bordo anteriore dove il numero di Reynolds raggiunge il suo valore critico per la transizione.

La transizione dal flusso laminare a quello turbolento dipende dalla geometria della superficie, dalla rugosità della superficie, dalla velocità v , dalla temperatura superficiale e dal tipo di fluido, ed è caratterizzata dal numero di Reynolds. Sappiamo che il numero di Reynolds a una distanza x dal bordo anteriore di una piastra piana è espresso da:

$$Re_x = \frac{\rho v x}{\mu} = \frac{v x}{\nu}$$

Sappiamo che il valore del numero di Reynolds varia per una piastra piana lungo il flusso, raggiungendo $Re_L = \frac{vL}{\nu}$ alla fine della piastra. Per il flusso su una piastra piana, la transizione da laminare a turbolento è solitamente considerata come se si verificasse al numero di Reynolds critico, che è espresso da:

$$Re_{cr} = \frac{\rho v x_{cr}}{\mu} = 5 \cdot 10^5$$

Questo valore del numero di Reynolds critico per una piastra piana può variare da $5 \cdot 10^5$ a $3 \cdot 10^6$, a seconda della rugosità della superficie e del livello di turbolenza del flusso libero.

Volendo approfondire l'analisi notiamo che lo spessore dello strato limite e il coefficiente di attrito locale nella posizione x per il flusso laminare e per il flusso turbolento su una piastra piana possono essere determinati dalle seguenti relazioni:

- Flusso laminare: $\delta_{v,x} = \frac{5x}{(Re_x)^{1/2}}$; $C_{f,x} = \frac{0.664}{(Re_x)^{1/2}}$; $Re_x < 5 \cdot 10^5$.
- Flusso turbolento: $\delta_{v,x} = \frac{0.382x}{(Re_x)^{1/5}}$; $C_{f,x} = \frac{0.0592}{(Re_x)^{1/5}}$; $5 \cdot 10^5 < Re_x < 10^7$.

dove x è la distanza dal bordo anteriore della piastra e $Re_x = \frac{v x}{\nu}$ è il numero di Reynolds nella posizione x . Si noti che $C_{f,x}$ è proporzionale a $(Re_x)^{-1/2}$ e quindi a $x^{-1/2}$ per il flusso laminare. Pertanto, $C_{f,x}$ è presumibilmente infinito sul bordo anteriore ($x = 0$) e diminuisce di un fattore $x^{-1/2}$ nella direzione del flusso. I coefficienti di attrito locali sono più alti nel flusso turbolento rispetto al flusso

laminare a causa dell'intensa miscelazione che si verifica nello strato limite turbolento. Si noti che $C_{f,x}$ raggiunge i suoi valori più alti quando il flusso diventa completamente turbolento, e quindi diminuisce di un fattore $x^{-1/5}$ nella direzione del flusso. Il **coefficiente di attrito medio** sull'intera piastra è determinato sostituendo le relazioni precedenti con i numeri di Reynolds relativi alla posizione in $C_f = \frac{1}{L} \int_0^L C_{f,x} dx$. Eseguendo l'integrazione si ottiene il numero adimensionale di C_f :

$$C_f = \frac{1}{L} \int_0^L C_{f,x} dx = \frac{1}{L} \int_0^L \frac{0.664}{(Re_x)^{1/2}} dx = \frac{0.664}{L} \int_0^L \left(\frac{vx}{\nu}\right)^{-1/2} dx = \frac{2 \times 0.664}{L} \left(\frac{\nu L}{\nu}\right)^{-1/2} = \frac{1.328}{Re_L^{1/2}}$$

In alcuni casi, una piastra piana è sufficientemente lunga perché il flusso diventi turbolento, ma non abbastanza lunga da ignorare la regione del flusso laminare. In tali casi, il coefficiente di attrito medio sull'intera piastra viene determinato eseguendo l'integrazione nella equazione $C_D = \frac{1}{L} \int_0^L C_{D,x} dx$

su due parti: la regione laminare $0 \leq x \leq x_{cr}$ e la regione turbolenta $x_{cr} < x \leq L$. Includendo la regione di transizione con la regione turbolenta si ha quindi:

$$C_f = \frac{1}{L} \int_0^{x_{cr}} C_{f,laminare} dx + \frac{1}{L} \int_{x_{cr}}^L C_{f,turbolento} dx$$

Prendendo di nuovo, il numero di Reynolds critico come $Re_{cr} = 5 \cdot 10^5$ ed eseguendo le integrazioni dopo aver sostituito le espressioni indicate, il coefficiente di attrito medio sull'intera piastra è determinato da:

$$C_f = \frac{0.074}{(Re_L)^{1/5}} - \frac{1742}{Re_L} \quad 10^5 \leq Re_L \leq 10^7$$

Le costanti in questa relazione saranno diverse per diversi numeri di Reynolds critici. Inoltre, si presume che le superfici siano lisce e che il flusso libero sia privo di turbolenze. Per il flusso laminare, il coefficiente di attrito dipende solo dal numero di Reynolds e la rugosità superficiale non ha effetto. Per il flusso turbolento, tuttavia, la rugosità superficiale fa sì che il coefficiente di attrito aumenti di parecchie volte, al punto che in regime completamente turbolento il coefficiente di attrito è una funzione della sola rugosità superficiale e indipendente dal numero di Reynolds come nella figura, dove nella prima colonna è registrata la rugosità relativa e nella seconda il coefficiente d' attrito:

Relative roughness, ε/L	Friction coefficient C_f
0.0*	0.0029
1×10^{-5}	0.0032
1×10^{-4}	0.0049
1×10^{-3}	0.0084

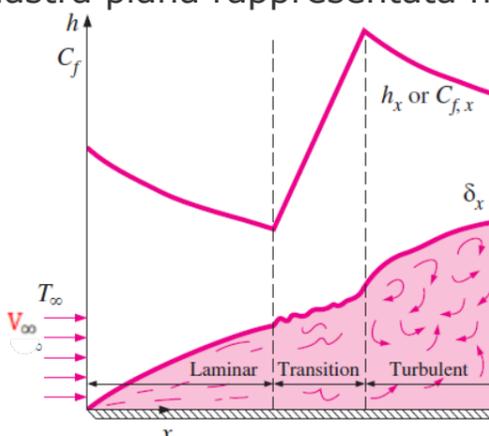
*Smooth surface for $Re = 10^7$. Others calculated from Eq. 7-18.

Un adattamento della curva dei dati sperimentali per il coefficiente di attrito medio relativo alla rugosità della superficie e al flusso turbolento in questo regime è dato da Schlichting con la seguente espressione:

$$C_f = \left(1.89 - 1.62 \log \frac{\varepsilon}{L}\right)^{-2/5}$$

17. Coefficiente di trasferimento di calore

Desideriamo a questo punto ricavare le relazioni che esprimono la variazione dei coefficienti di attrito e del trasferimento di calore locali per il flusso su una piastra piana in funzione del numero di Nusselt locale. A tale scopo si consideri la lastra piana rappresentata nella seguente figura:



Si dimostra che il numero di Nusselt locale in una posizione x per il flusso laminare su una piastra piana può essere espresso da:

$$Nu_x = \frac{h_x x}{k} = 0.332 Re_x^{0.5} Pr^{1/3} \quad Pr > 0.60$$

La relazione corrispondente per il flusso turbolento è:

$$Nu_x = \frac{h_x x}{k} = 0.0296 Re_x^{0.8} Pr^{1/3} \quad \begin{array}{l} 0.6 \leq Pr \leq 60 \\ 5 \times 10^5 \leq Re_x \leq 10^7 \end{array}$$

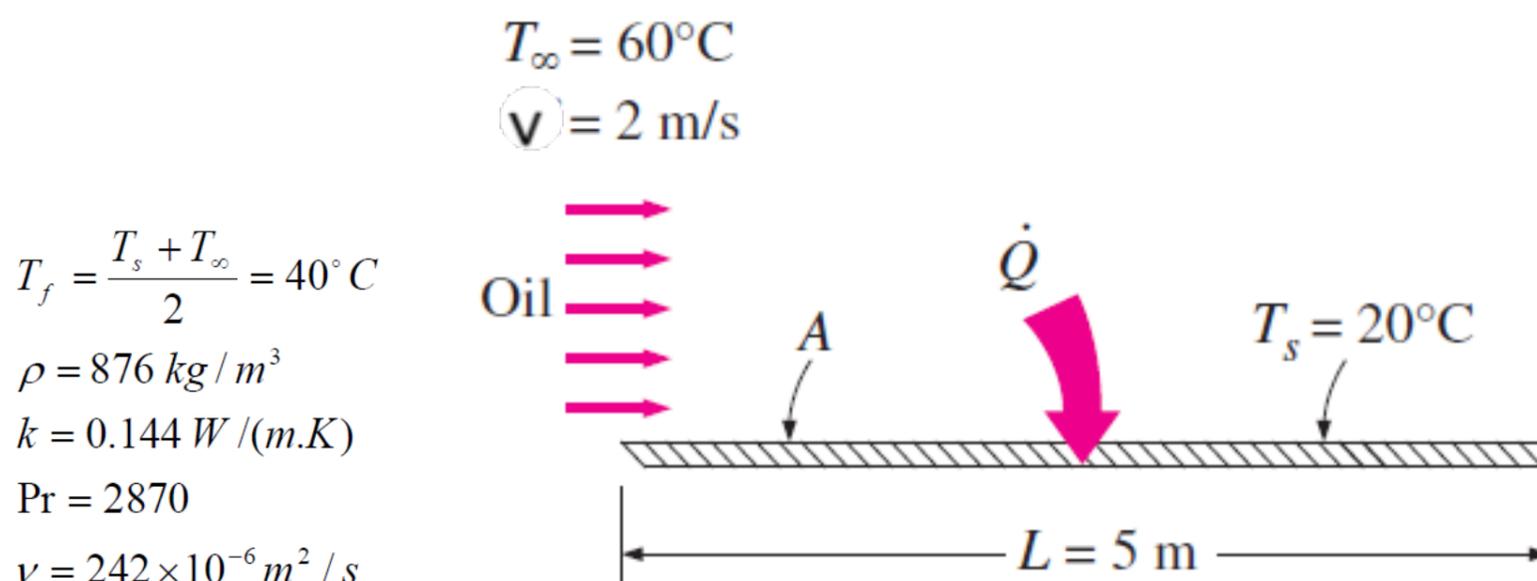
Notiamo che h_x è proporzionale a $Re_x^{0.5}$ e quindi a $x^{0.5}$ per il flusso laminare. Pertanto, $Re_x^{0.5}$ è infinito sul bordo d'attacco ($x=0$) e diminuisce di un fattore $x^{0.5}$ nella direzione del flusso. La variazione dello spessore dello strato limite e i coefficienti di attrito e trasferimento di calore lungo una piastra piana isoterma sono mostrati nella figura precedente. I coefficienti di attrito e trasferimento di calore locali sono più alti nel flusso turbolento che nel flusso laminare. Inoltre, h_x raggiunge i suoi valori più alti quando il flusso diventa completamente turbolento, e quindi diminuisce di un fattore $x^{0.2}$ nella direzione del flusso, come mostrato nella figura precedente.

I. Esempi

II. L'olio motore a 60°C scorre su una piastra piana con $L=5$ m la cui temperatura è di 20°C con una velocità di 2 m/s. Determinare la forza di resistenza totale e la velocità di trasferimento di calore per unità di larghezza dell'intera piastra.

Soluzione

Supponiamo che il numero di Reynolds critico sia 5×10^5 . Le proprietà dell'olio alla **temperatura del film**, T_f , definita come la media aritmetica delle temperature del flusso libero e della superficie, sono:



Notiamo che $L=5$ m e che all'estremità della piastra il numero Re è espresso da:

$$Re = \frac{vL}{\nu} = \frac{(2\text{ m/s})(5\text{ m})}{0.242 \cdot 10^{-5} \text{ m}^2/\text{s}} = 4.13 \cdot 10^4$$

che è inferiore al numero di Reynolds critico. Quindi abbiamo un flusso laminare su tutta la piastra e il coefficiente di attrito medio è:

$$C_f = 1.328 Re_L^{-0.5} = 1.328 \times (4.13 \times 10^4)^{-0.5} = 0.0207$$

Notando che la resistenza alla pressione è zero e quindi $C_D = C_f$ per una piastra piana, la forza di resistenza che agisce sulla piastra per unità di larghezza diventa:

$$F_D = C_f \frac{\rho v^2}{2} = 0.0207 (5 \cdot 1 \text{ m}^2) \frac{(876 \text{ kg/m}^3)(2\text{ m/s}^2)}{2} \times \left(\frac{1\text{ N}}{1\text{ kg} \cdot \text{m/s}^2} \right) = 181 \text{ N}$$

La forza di trascinamento o di resistenza totale che agisce sull'intera piastra può essere determinata moltiplicando il valore ottenuto sopra per la larghezza della piastra. Questa forza per unità di larghezza corrisponde al peso di una massa di circa 18 kg. Pertanto, una persona che applica una forza uguale e opposta alla piastra per mantenerla e per impedirle di muoversi avrà la sensazione di usare la stessa forza necessaria per impedire che una massa di 18 kg cada.

Allo stesso modo, il numero di Nusselt viene determinato utilizzando le relazioni di flusso laminare per una piastra piana, ovvero:

$$Nu = \frac{hL}{k} = 0.064 Re_L^{0.5} Pr^{1/3} = 0.064 \cdot (4.13 \times 10^4)^{0.5} \times (2870)^{1/3} = 1918$$

Possiamo determinare il coefficiente convettivo h ricavandolo da Nu ottenendo:

$$h = \frac{k}{L} Nu = \frac{0.144 \text{ W/m} \cdot ^\circ\text{C}}{5\text{ m}}$$

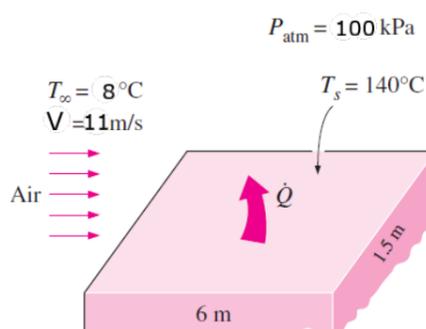
Nota h possiamo, infine, calcolare il flusso termico:

$$\dot{Q} = hA_s(T_\infty - T_s) = (55.2 \text{ W/m}^2 \cdot \text{°C}) \times (5 \times 1\text{m}^2)(60 - 20)\text{°C} = 11040 \text{ W}$$

Si noti che il trasferimento di calore avviene sempre dal mezzo a temperatura più alta a quello a temperatura più bassa. In questo caso, avviene dall'olio alla piastra. La velocità di trasferimento di calore è per m di larghezza della piastra. Il trasferimento di calore per l'intera piastra può essere ottenuto moltiplicando il valore ottenuto per la larghezza effettiva della piastra.

II. Raffreddamento di un blocco caldo tramite aria forzata ad alta quota

La pressione atmosferica locale sulla sommità del Vesuvio, a 1200 m di altitudine, è di circa $10^8 \text{ Pa} = 100 \text{ kPa}$. Supponiamo che la temperatura dell'aria a questa pressione sia di 8°C e che l'aria scorre con una velocità di 11 m/s su una piastra piana di $1,5 \text{ m} \times 6 \text{ m}$ la cui temperatura è di 100°C . Determinare la velocità di trasferimento di calore dalla piastra se l'aria scorre parallelamente al lato (a) lungo 6 m e al lato (b) lungo $1,5 \text{ m}$. L'area della superficie della piastra è: $A_s = wL = 6 \text{ m} \times 1,5 \text{ m} = 9\text{m}^2$.



La superficie superiore di un blocco caldo deve essere raffreddata tramite aria forzata. La velocità di trasferimento di calore deve essere determinata assumendo le ipotesi: esistono condizioni operative stabili; il numero di Reynolds critico è $Re_{cr} = 5 \cdot 10^5$; gli effetti delle radiazioni solari sono trascurabili; l'aria è un gas ideale. I valori di k , μ , C_p e P_r dei gas ideali sono indipendenti dalla pressione, mentre la viscosità dinamica ν è inversamente proporzionali alla densità e quindi alla pressione. Le proprietà dell'aria alla temperatura del **film** $T_f = (T_s + T_\infty/2) = (140 + 8)/2^\circ\text{C} = 74^\circ\text{C}$ e alla pressione di 1 atm sono: $k = 0.02953 \text{ W/m}^2 \cdot \text{°C}$ e $P_r = 0.7154$. Quindi, la viscosità dinamica dell'aria è espressa vale:

$$\nu_{aria} = 2.097 \cdot 10^{-5} \text{ m}^2/\text{s}$$

La quale misura la resistenza di un fluido a fluire mentre la viscosità cinematica μ è il rapporto tra la viscosità dinamica e la densità di un fluido.

La pressione sul Vesuvio è $P = (100 \text{ kPa})/(101.325 \text{ kPa/atm}) = 0.987 \text{ atm}$. Quindi la viscosità cinematica dell'aria è:

$$\nu = \nu_{aria}/P = \frac{(2.097 \cdot 10^{-5} \text{ m}^2/\text{s})}{0.987} = 2.124 \cdot 10^{-5} \text{ m}^2/\text{s}$$

(a). Flusso d'aria parallelo al lato lungo

Quando il flusso d'aria è parallelo al lato lungo, $L = 6 \text{ m}$, il numero di Reynolds all'estremità della piastra diventa:

$$Re = \frac{vL}{\nu} = \frac{(11 \text{ m/s} \times 6\text{m})}{2.124 \cdot 10^{-5} \text{ m}^2/\text{s}} = 3.107 \times 10^6$$

Questo valore è maggiore del numero di Reynolds critico. Quindi, combinando il flusso laminare e turbolento, ricaveremo il numero di Nusselt medio per l'intera piastra, che è così ottenuto:

$$\overline{Nu}_u = \frac{hL}{k} = (0.037 Re_L^{0.8} - 871)^{1/3} = [0.037(1.884 \times 10^6)^{0.8} - 871]0.7154^{1/3} = 2687.$$

Nota $\overline{Nu}_u = 2687$ possiamo calcolare il coefficiente convettivo h , che è dato da:

$$h = \frac{k}{L} \overline{Nu}_u = \frac{0.02953 \text{ W/m} \cdot \text{°C}}{6\text{m}} (2687) = 13.2 \text{ W/m} \cdot \text{°C}$$

Essendo $A_s = 9\text{m}^2$ possiamo calcolare il flusso di calore lungo la superficie, che vale:

$$\dot{Q} = hA_s(T_s - T_\infty) = (13.2 \text{ W/m}^2 \cdot \text{°C}) \times (5 \times 1\text{m}^2)(140^\circ\text{C} - 8^\circ\text{C}) = 8712 \text{ W} = 8.712 \times 10^3 \text{ W}.$$

Notiamo che se si ignorasse la regione laminare e si assumesse un flusso turbolento sull'intera piastra, otterremmo $\overline{Nu}_u = 3466$, che è più alto del valore calcolato sopra, pari a 2687.

(b). Flusso d'aria parallelo al lato corto

Quando il flusso d'aria è parallelo al lato corto, cioè $L_c = 1,5 \text{ m}$, il numero di Reynolds all'estremità di L_c della piastra diventa:

$$Re = \frac{v L_c}{\nu} = \frac{(11 \text{ m/s} \times 1.5 \text{ m})}{2.124 \cdot 10^{-5} \text{ m}^2/\text{s}} = 7.768 \times 10^5$$

Esso è inferiore al numero di Reynolds critico. Quindi abbiamo un flusso laminare su tutta la piastra e il numero di Nusselt medio è:

$$\bar{N}_u = \frac{hL}{k} = 0.664 Re_L^{0.5} Pr^{1/3} = 0.664 \times (4.71 \times 10^5)^{0.5} \times 0.7154^{1/3} = 408$$

Di conseguenza otteniamo che il coefficiente convettivo vale:

$$h = \frac{k}{L} \bar{N}_u = \frac{0.02953 \text{ W/m} \cdot \text{°C}}{1.5 \text{ m}} (408) = 8.03 \text{ W/m} \cdot \text{°C}$$

Il flusso di calore è espresso da:

$$\dot{Q} = hA_s(T_s - T_\infty) = (8.03 \text{ W/m}^2 \cdot \text{°C}) \times (9 \text{ m}^2)(140 \text{ °C} - 8) \text{ °C} = 9539 \text{ W} = 9.539 \times 10^3 \text{ W}.$$

Esso è notevolmente inferiore alla velocità di trasferimento del calore determinata nel caso (a). Si noti che la direzione del flusso del fluido può avere un effetto significativo sul trasferimento di calore per convezione da o verso una superficie.

18. Flusso trasversale su sfere e cilindri

In questo caso si considera un cilindro di diametro D con una temperatura superficiale uniforme, T_s , investito da un flusso perpendicolare di una corrente libera di fluido alla temperatura T_∞ , con una velocità della corrente indisturbata pari a u_∞ . Il numero di Reynolds vale:

$$Re_D = \frac{\rho u_\infty D}{\mu} = \frac{u_\infty D}{\nu}$$

Per il calcolo del numero di Nusselt medio, la correlazione di Hilpert è una delle più usate.

Il flusso attraverso cilindri e sfere è un fenomeno che si riscontra spesso nella pratica. Ad esempio, i tubi in uno scambiatore di calore a fascio tubiero comportano sia un flusso interno attraverso i tubi sia un flusso esterno sui tubi, ed entrambi i flussi devono essere considerati nell'analisi dello scambiatore di calore. Inoltre, molti sport come calcio, tennis e golf comportano un flusso su sfere.

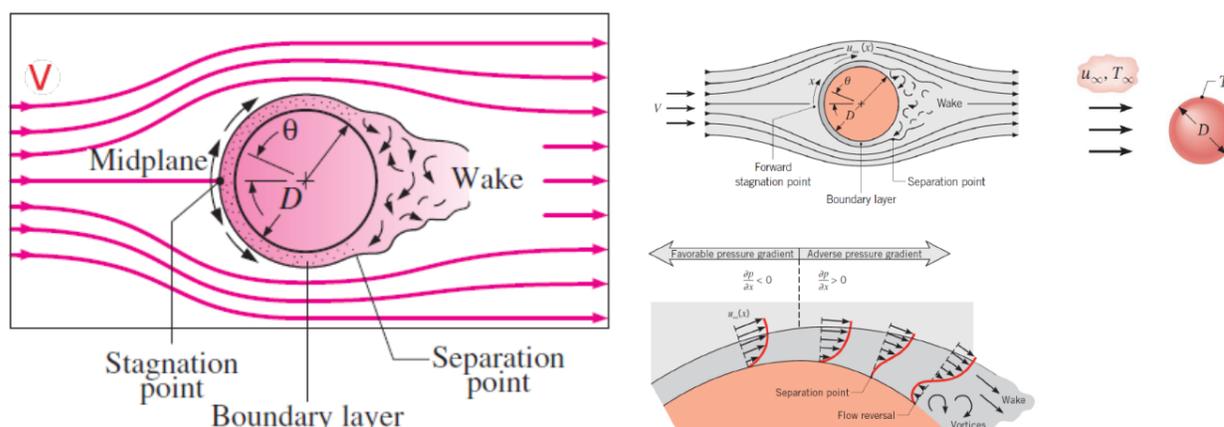


Figura 1. Tipici modelli di flusso caratteristici del flusso trasversale su un cilindro o una sfera.

Fonte: Schlichting.

Il calcolo del numero di Nusselt medio viene eseguito dalla correlazione di Hilpert, la più usata, così definita:

$$\bar{N}_{u,cil} = \frac{\bar{h}D}{k} = C Re_D^m Pr^{1/3} \quad Pr \geq 0.7$$

dove le costanti C ed m sono tabulate anche per geometrie non circolari. I valori tabulati di tali coefficienti per diversi valori di Re_D sono riportati nella tabella 2. Le correlazioni empiriche per il numero di Nusselt medio per convezione forzata in flusso trasversale su figure non circolari sono riportati in tabella 2. I valori tabulati sono basati sulle raccomandazioni di Sparrow et al. per l'aria, con l'estensione ad altri fluidi mediante la dipendenza da $Pr^{1/3}$ presente nell'equazione precedente. Un numero di $Pr = 0.7$ fu assunto per gli esperimenti svolti per l'aria.

Re_D	C	m
0.4–4	0.989	0.330
4–40	0.911	0.385
40–4000	0.683	0.466
4000–40,000	0.193	0.618
40,000–400,000	0.027	0.805

Tabella 1

Geometry	Re_D	C	m
Square $v \rightarrow$ $\frac{D}{4}$	6000–60,000	0.304	0.59
$v \rightarrow$ $\frac{D}{4}$	5000–60,000	0.158	0.66
Hexagon $v \rightarrow$ $\frac{D}{4}$	5200–20,400	0.164	0.638
$v \rightarrow$ $\frac{D}{4}$	20,400–105,000	0.039	0.78
$v \rightarrow$ $\frac{D}{4}$	4500–90,700	0.150	0.638
Thin plate perpendicular to flow $v \rightarrow$ $\frac{D}{4}$	Front: 10,000–50,000 Back: 7000–80,000	0.667	0.500
		0.191	0.667

Tabella 2

Ritornando alla figura 1 consideriamo come lunghezza caratteristica per un cilindro circolare o una sfera il diametro esterno D . Perciò, il numero di Reynolds è definito dalla relazione:

$$Re = \frac{VD}{\nu}$$

Dove V è la velocità uniforme del fluido mentre si avvicina al cilindro o alla sfera. Il numero di Reynolds critico per il flusso attraverso un cilindro circolare o una sfera è di circa $Re_{cr} \approx 2 \cdot 10^5$. Lo strato limite rimane laminare per circa $Re \leq 2 \cdot 10^5$ e diventa turbolento per circa $Re \geq 2 \cdot 10^5$. Il flusso trasversale su un cilindro presenta modelli di flusso complessi, come mostrato nella figura sopra. Il fluido che si avvicina al cilindro si ramifica e circonda il cilindro, formando uno strato limite che avvolge il cilindro. Le particelle di fluido sul piano mediano colpiscono il cilindro nel punto di stagnazione, arrestando completamente il fluido e aumentando così la pressione in quel punto. La pressione diminuisce nella direzione del flusso mentre la velocità del fluido aumenta. A velocità a monte molto basse, ossia $Re \leq 1$, il fluido avvolge completamente il cilindro e i due bracci del fluido si incontrano sul lato posteriore del cilindro in modo ordinato. Quindi, il fluido segue la curvatura del cilindro. A velocità più elevate, il fluido abbraccia ancora il cilindro sul lato frontale, ma è troppo veloce per rimanere attaccato alla superficie mentre si avvicina alla parte superiore del cilindro. Di conseguenza, lo strato limite si stacca dalla superficie, formando una regione di separazione dietro il cilindro. Il flusso nella regione di scia è caratterizzato dalla formazione di vortici casuali e da pressioni molto inferiori alla pressione del punto di stagnazione. La natura del flusso attraverso un cilindro o una sfera influisce fortemente sul coefficiente di resistenza totale C_D . Sia la resistenza di attrito che la resistenza di pressione possono essere significative.

L'alta pressione in prossimità del punto di stagnazione e la bassa pressione sul lato opposto nella scia producono una forza netta sul corpo nella direzione del flusso. La forza di resistenza è dovuta principalmente alla resistenza di attrito a bassi numeri di Reynolds, $Re < 10$, e alla resistenza di pressione a numeri di Reynolds elevati, $Re < 5000$. Entrambi gli effetti sono significativi a numeri di Reynolds intermedi.

I coefficienti di resistenza medi C_D in funzione di Re per il flusso trasversale su un singolo cilindro circolare liscio e una sfera, sono riportati nella figura 2A. In figura 2B sono riportati i coefficienti C_D in funzione di Re_D .

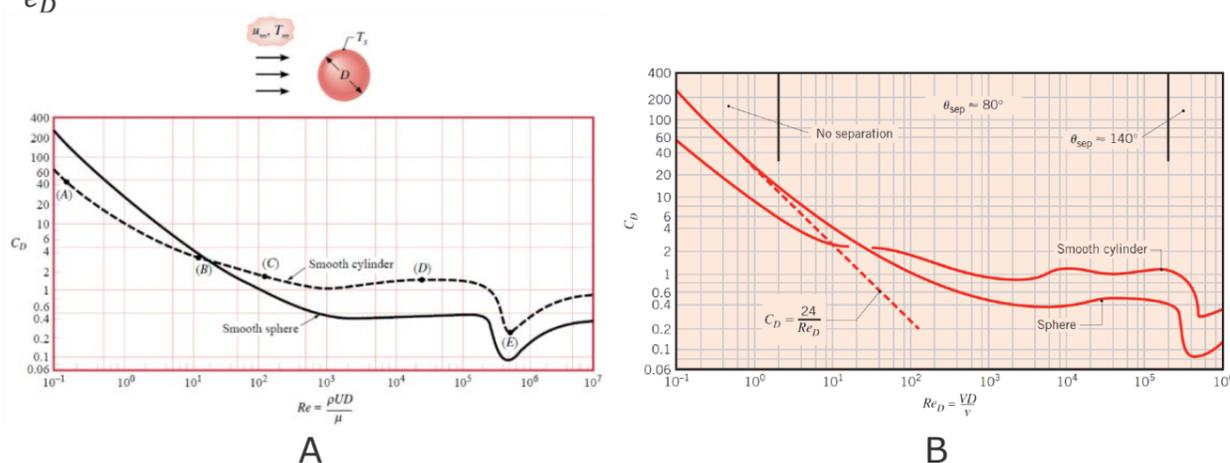


Figura 2

- A. Coefficiente di resistenza medio per il flusso trasversale su un cilindro circolare liscio e una sfera liscia. Coefficiente di resistenza in funzione del numero di Reynolds per un cilindro circolare liscio e una sfera liscia. Fonte. Schlichting. B. Andamento di C_D al variare di Re_D . Fonte. Elementi di Fisica Tecnica di Ingegneria II Edizione. AA. VV. Edizione italiana a cura di Mauro A. Corticelli.

Si noti che le curve mostrano comportamenti diversi in diversi intervalli di numeri di Reynolds:

- Per $Re \leq 1$ il flusso è strisciante e il coefficiente di resistenza diminuisce con l'aumento del numero di Reynolds. Per una sfera, esso è $C_D = 24/Re$. Non c'è separazione del flusso in questo regime.
- A circa $Re = 10$, la separazione inizia a verificarsi nella parte posteriore del corpo con distacco di vortici a partire da circa $Re \approx 90$. La regione di separazione aumenta con l'aumento del numero di Reynolds fino a circa $Re = 10^3$. A questo punto, la resistenza è dovuta principalmente, per circa il 95 per cento, alla resistenza di pressione. Il coefficiente di resistenza continua a diminuire con l'aumento del numero di Reynolds in questo intervallo di $10 < Re < 10^3$. (Una diminuzione del coefficiente di resistenza non indica necessariamente una diminuzione della resistenza. La forza di resistenza è proporzionale al quadrato della velocità e l'aumento della velocità a numeri di Reynolds più elevati di solito compensa ampiamente la diminuzione del coefficiente di resistenza. Nell'intervallo moderato di $10^3 < Re < 10^5$, il coefficiente di resistenza rimane relativamente costante. Questo comportamento è caratteristico dei corpi smussati. Il flusso nello strato limite è laminare in questo intervallo, ma il flusso nella regione separata oltre il cilindro o la sfera è altamente turbolento con un'ampia scia turbolenta.
- C'è un calo improvviso del coefficiente di resistenza da qualche parte nell'intervallo di $10^5 < Re < 10^6$, di solito, a circa 2×10^5 . Questa grande riduzione del C_D è dovuta al flusso nello strato limite

che diventa turbolento, il che sposta il punto di separazione più avanti nella parte posteriore del corpo, riducendo le dimensioni della scia e quindi l'entità della resistenza di pressione. Ciò è in contrasto con i corpi aerodinamici, che subiscono un aumento del coefficiente di resistenza (principalmente a causa della resistenza di attrito) quando lo strato limite diventa turbolento. La separazione del flusso avviene a circa 80 (misurata dal punto di stagnazione) quando lo strato limite è laminare e a circa 140 quando è turbolento.

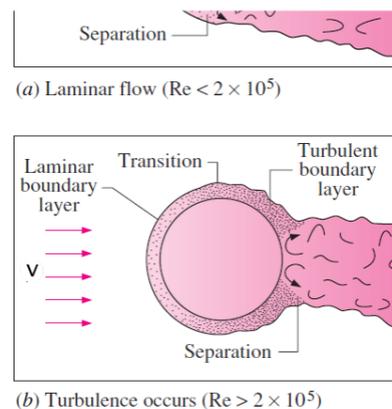


Figura 3. La turbolenza ritarda la separazione del flusso. Fonte. Schlichting.

Il ritardo della separazione nel flusso turbolento è causato dalle rapide fluttuazioni del fluido nella direzione trasversale, che consentono allo strato limite turbolento di spostarsi ulteriormente lungo la superficie prima che si verifichi la separazione, con conseguente scia più stretta e minore resistenza alla pressione. Nell'intervallo di numeri di Reynolds in cui il flusso cambia da laminare a turbolento, anche la forza di resistenza F_D diminuisce all'aumentare della velocità, e quindi del numero di Reynolds. Ciò determina una diminuzione improvvisa della resistenza di un corpo volante e instabilità in volo, ad esempio un aereo.

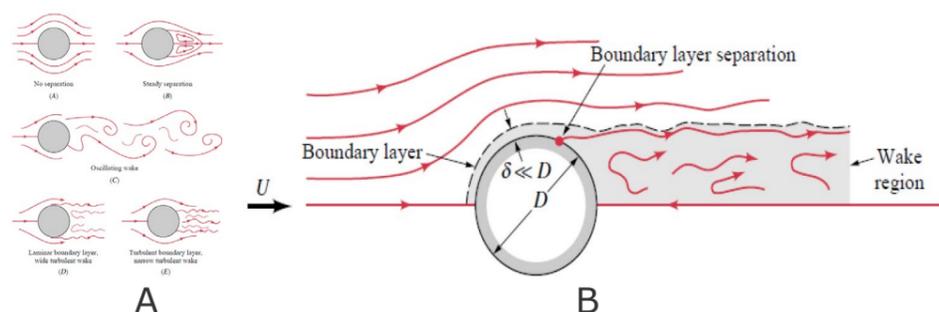


Figura 4.

A. Tipici modelli di flusso per un flusso che attraversa un cilindro circolare. Fonte. Schlichting.

B. Flusso oltre un cilindro circolare, $Re = 10^5$. Fonte. Schlichting.

Il complicato schema di flusso attraverso un cilindro influenza notevolmente il trasferimento di calore. La variazione del numero di Nusselt locale Nu attorno alla periferia di un cilindro sottoposto a flusso trasversale di aria è riportata nella figura 5. Si noti che, per tutti i casi, il valore di Nu inizia relativamente alto al punto di stagnazione (0°) ma diminuisce con l'aumento dell'ispessimento dello strato limite laminare. Sulle due curve in basso corrispondenti a $Re = 70.800$ e $Re = 101.300$, Nu raggiunge un minimo a 80° , che è il punto di separazione nel flusso laminare. Quindi Nu aumenta all'aumentare della miscelazione. Le correlazioni empiriche per il numero di Nusselt medio per convezione forzata su cilindri circolari in flusso trasversale sono riportate nella figura seguente.

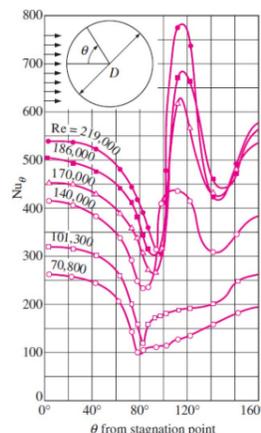


Figura 5. Variazione del coefficiente di scambio termico locale lungo la circonferenza di un cilindro circolare in flusso trasversale d'aria. Fonte. Giedt.

Consideriamo due esempi interessanti: **la pallina da golf** e **la palla da tennis**. La prima è bucherellata da fossette a forma di pentagono o esagono di grandezze diverse allo scopo di ridurre la resistenza in volo, quindi sfrutta al meglio l'aerodinamica. La seconda pallina è coperta di peluria che rende la superficie più rugosa e aumenta l'attrito con l'aria: un effetto ricercato, dato che in questo caso porta dei benefici. Più precisamente su di esse agisce l'effetto Magnus, che descrive il

percorso curvo di un oggetto in rotazione attraverso un fluido, l'aria. L'impulso trasmesso alla pallina colpita dalla racchetta dal basso verso l'alto con un rapido movimento di polso la pallina sferica si allontana con un movimento rotatorio dall'alto verso il basso nella direzione dell'impulso. A causa della rotazione, la palla è soggetta all'effetto Magnus: la rotazione genera, infatti, una differenza di pressione tra la parte superiore della palla e la sua parte inferiore, che spinge la palla verso il terreno, co, creazione di vortici nell'aria. La superficie superiore della pallina che si muove con il flusso d'aria subisce una diminuzione della pressione dell'aria. Mentre la superficie inferiore della pallina si muove contro il flusso d'aria e subisce un aumento della pressione dell'aria. Questa differenza di pressione determina una forza discendente netta sulla palla.

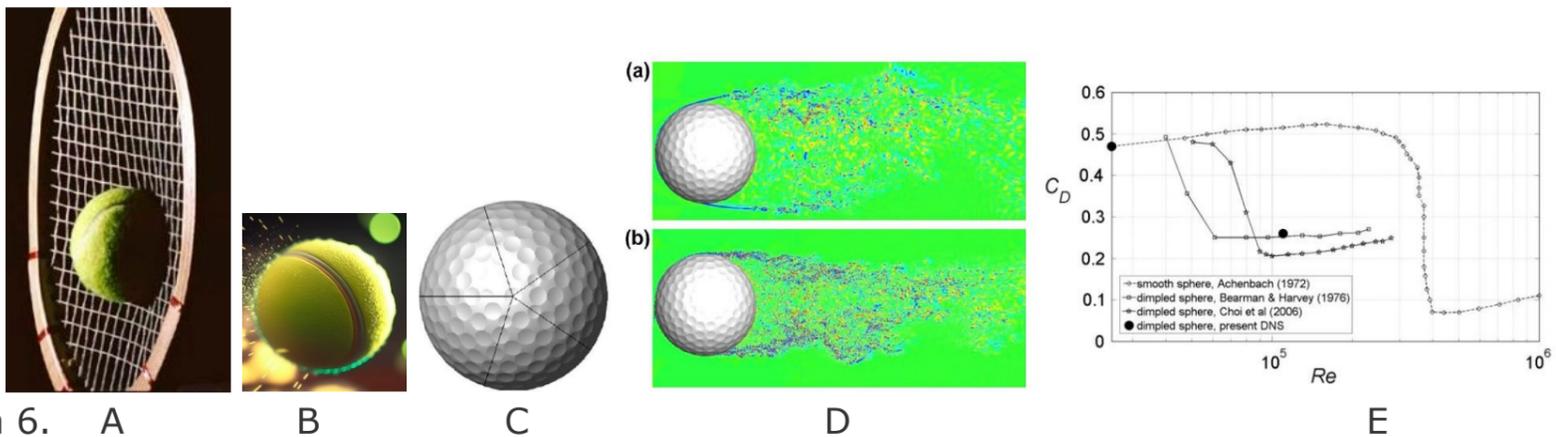


Figura 6. A B C D E
 A. Deformazione della palla e della retina dovuta all'impulso. B. Palla da tennis coperta di peluria.
 B. Palla da golf bucherellata. D. Moto turbolento dell'aria e contorni di vortici azimutali: (a) $Re = 2.5 \cdot 10^4$; (b) $Re = 1.1 \times 10^5$. E. Grafici del coefficiente C_D in funzione di $0 \leq Re \leq 10^6$.

Fonti: A e B. Wikipedia.org; C, D ed E: Elementi di Fisica Tecnica di Ingegneria II Edizione. AA. VV. Edizione italiana a cura di Mauro A. Corticelli.

Le curve in alto corrispondenti a $Re = 140.000$ a $Re = 219.000$ differiscono dalle prime due curve in quanto hanno due minimi per N_u . Il brusco aumento di N_u a circa 90° è dovuto alla transizione dal flusso laminare a quello turbolento. La successiva diminuzione di N_u è di nuovo dovuta all'ispessimento dello strato limite. N_u raggiunge il suo secondo minimo a circa 140° , che è il punto di separazione del flusso nel flusso turbolento, e aumenta con l'intensa miscelazione nella regione della scia turbolenta. I grafici della figura seguente illustrano l'andamento del prodotto $N_{u\theta} \cdot Re_D^{-1/2} Pr^{-1/3}$, i cui fattori sono il numero di Nusselt locale, il numero Re_D e il numero di Prandtl, al variare della coordinata angolare, θ . Gli andamenti del prodotto sull'asse delle ordinate rispetto alla distanza angolare sono illustrati nella figura 7.

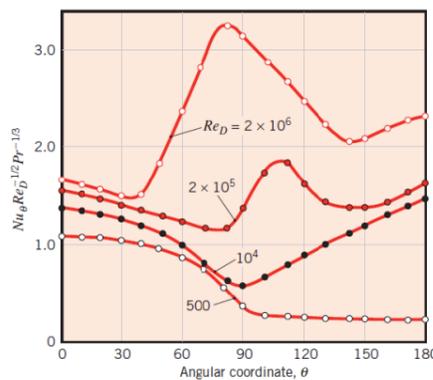
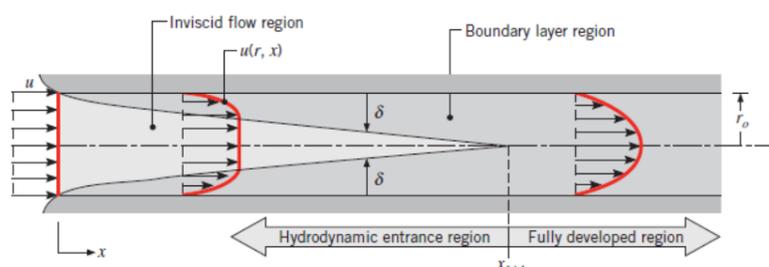


Figura 7. Grafici del prodotto $N_{u\theta} \cdot Re_D^{-1/2} Pr^{-1/3}$ in funzione dell'angolo θ . Fonte. Giedt.

18.1 Flussi interni ai tubi

In questo paragrafo ci concentreremo su considerazioni fluidodinamiche e termiche che si manifestano all'interno di un tubo quando scorre al suo interno un fluido viscoso. In questo caso si manifestano fenomenologie praticamente di due tipi:

1. A causa degli effetti viscosi, il profilo di velocità all'interno di un tubo si modifica rispetto al profilo uniforme che ha in ingresso, fino ad una distribuzione parabolica.
2. Dopo la lunghezza di ingresso idrodinamica, $x_{fd,h}$, il profilo di velocità non varia e si può parlare di flusso completamente sviluppato.



L'estensione della regione d'ingresso e il profilo di velocità dipendono dal numero di Reynolds, il quale per i flussi interni prende la forma:

$$Re_D = \frac{\rho \cdot u_m \cdot D}{\mu} = \frac{u_m \cdot D}{\nu} = \frac{4 \cdot \dot{m}}{\pi \cdot D \cdot \mu}$$

Dove:

- u_m è la velocità media; D è il diametro del tubo ed \dot{m} è la portata massica dm/dt , cioè la massa che scorre attraverso una sezione del tubo nell'unità di tempo in $[kg/s]$: il punto sul simbolo è usato in letteratura scientifica per indicare una grandezza riferita all'unità di tempo.

In un flusso completamente sviluppato il numero di Reynolds critico, corrispondente alla zona di transizione è pari a $Re_{D,c} \approx 2300$. Però sono necessari valori del numero di Reynolds maggiori, almeno un valore di $Re_{D,c} \approx 10000$) per raggiungere condizioni di turbolenza completa. Nel regime laminare ($Re_{D,c} < 2300$) la lunghezza d'ingresso fluidodinamica è data dal seguente rapporto:

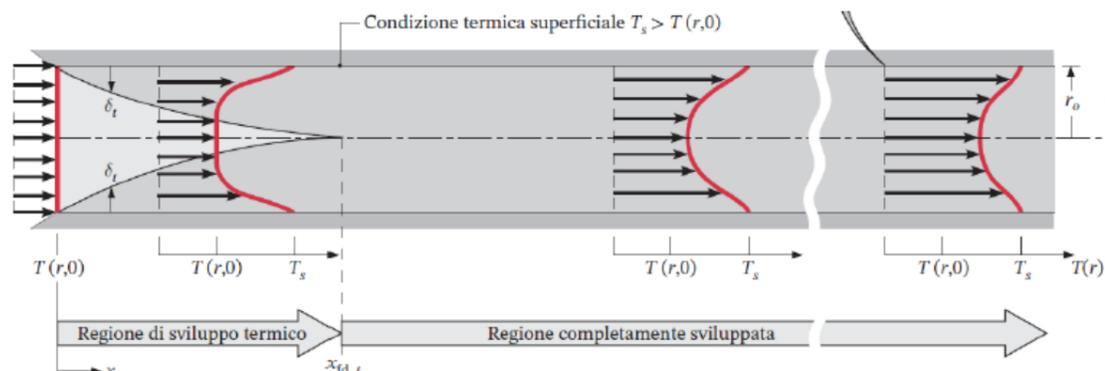
$$\left(\frac{x_{fd,h}}{D}\right)_{lam} \leq 0.05 \cdot Re_D$$

Essendo $x_{fd,h}$, lo ricordiamo, la lunghezza di ingresso idrodinamica. Invece, nel regime turbolento la lunghezza d'ingresso è approssimativamente indipendente dal numero di Reynolds e corrisponde in prima approssimazione alla seguente notazione:

$$10 \leq \left(\frac{x_{fd,h}}{D}\right)_{Turb} \leq 60$$

Notiamo che per semplicità si può assumere di essere in presenza di flusso completamente turbolento se viene soddisfatta la disequaglianza: $x/D > 10$.

Se il fluido entra nel tubo a $x=0$ con una temperatura del fluido uniforme $T(r,0)$, inferiore alla temperatura uniforme T_s della superficie del tubo, si ha trasmissione del calore per convezione e si formerà uno strato limite di temperatura. Per cui, nella *regione di ingresso termica*, la temperatura centrale del fluido all'esterno dello strato limite termico δ_t non varia, mentre all'interno di quest'ultimo la temperatura aumenta rapidamente fino a quella della superficie del tubo, come evidenzia la figura.



Osserviamo che le condizioni termiche nella regione termicamente sviluppata sono caratterizzate da tre aspetti chiave: la temperatura media aumenta, le forme dei profili di temperatura sono simili tra loro, il coefficiente convettivo è uniforme. Infatti in corrispondenza della lunghezza di ingresso termica $x_{fd,t}$ lo strato limite termico ha riempito tutta la sezione del tubo e la parte centrale del fluido comincia a subire un riscaldamento dove si è raggiunta la condizione di flusso completamente sviluppato. Ne consegue che il gradiente di temperatura dT/dx è maggiore nella regione d'ingresso, il che implica che il coefficiente convettivo h è maggiore in tale regione.

A. Temperatura di mescolamento

- I profili di temperatura e velocità in un determinato punto, nella direzione x del flusso, dipendono dal raggio r del tubo.
- Può essere introdotta una particolare temperatura media del fluido detta temperatura di mescolamento della massa fluida T_b (*bulk=massa*), che è definita in funzione della quantità di energia trasportata dal fluido attraverso la sezione in x . Per fluidi incompressibili ($c_p = cost$) T_b è definita come:

$$\rho \cdot c_p \cdot T_b \cdot u_m \cdot A_c = \int_{A_c} u \cdot \rho \cdot c_p \cdot T \cdot dA_c$$

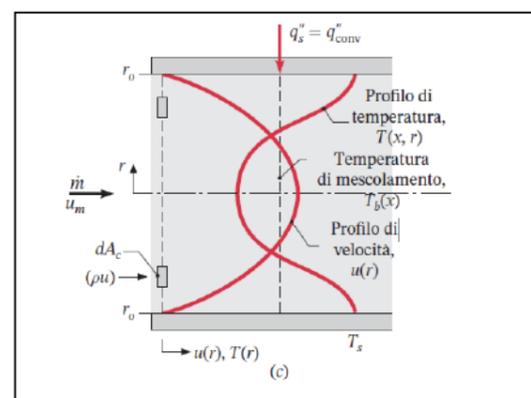
Dove u_m è la velocità media. Ricavando T_b da questa equazione si ricava:

$$T_b = \frac{\int_{A_c} u \cdot \rho \cdot c_p \cdot T \cdot dA_c}{\rho \cdot c_p \cdot u_m \cdot A_c} = \frac{\int_A u \cdot T \cdot dA_c}{u_m \cdot A_c}$$

$$u_m \cdot \rho \cdot c_p \cdot T_b \cdot \pi \cdot r_o^2 = \int_0^{r_o} u \cdot \rho \cdot c_p \cdot T \cdot 2\pi \cdot r \cdot dr$$

$$T_b = \frac{\int_0^{r_o} u \cdot \rho \cdot c_p \cdot T \cdot 2\pi \cdot r \cdot dr}{u_m \cdot \rho \cdot c_p \cdot \pi \cdot r_o^2}$$

$$= \frac{2 \cdot \int_0^{r_o} u \cdot T \cdot r \cdot dr}{u_m \cdot r_o^2}$$



Per completare l'analisi determiniamo il flusso termico convettivo sulla superficie del tubo. A tale scopo applichiamo la legge di Newton per la convezione, detta anche legge di Newton del raffreddamento, che, lo sappiamo, è espressa da:

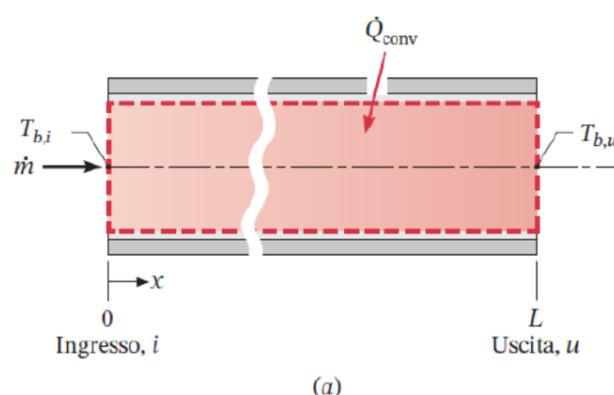
$$\dot{q}_{con} = h(T_s - T_b)$$

dove h è il coefficiente convettivo locale.

Come già è stato detto, in base al metodo di riscaldamento o del raffreddamento della superficie, la temperatura della superficie, T_s , può essere uniforme o variare. Intanto, la temperatura di mescolamento cambia sempre nella direzione del moto, mentre il coefficiente di convezione rimane invariato nella regione completamente sviluppata.

B. Bilancio energetico globale

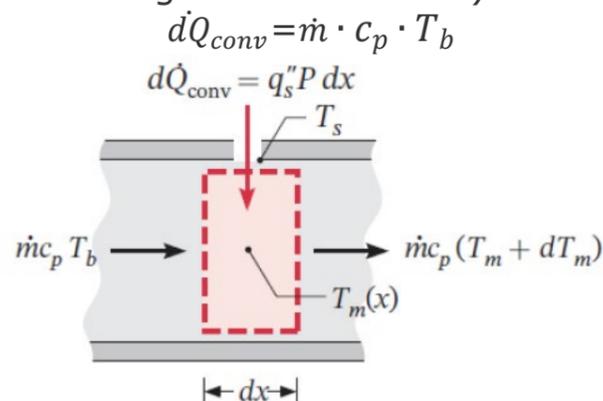
Si consideri il tubo in figura in cui scorre una portata massica \dot{m} costante cui è associato un trasferimento di calore per unità di tempo per convezione attraverso la superficie della parete.



Assumiamo che la variazione di energia cinetica, potenziale ed il lavoro meccanico siano nulli e che il calore specifico, c_p , rimanga invariato. In queste ipotesi, il bilancio dello scambio termico globale, indipendente dalle caratteristiche termiche della superficie e dalle condizioni di moto nel tubo, sarà espresso da:

$$\dot{Q}_{conv} = \dot{m} \cdot c_p \cdot (T_{bu} - T_{b,i})$$

dove T_b è la temperatura di mescolamento e i pedici "i" ed "u" rappresentano l'entrata e l'uscita. Nell'ipotesi di conduzione assiale nulla o trascurabile, si può applicare lo stesso bilancio a un volume di controllo (un sistema aperto con un ingresso e un'uscita) differenziale come mostra la figura:



Introducendo il perimetro, P , ed il flusso termico superficiale, q_s'' , si ottiene $d\dot{Q}_{conv} = \dot{m} P dx$, che implica

$$q_s'' \cdot P \cdot dx = \dot{m} \cdot c_p \cdot T_b$$

Da questa uguaglianza si può ottenere la variazione di T_b sia in funzione di q_s'' , che in funzione della temperatura superficiale T_s , che possono essere espresse, rispettivamente, dalle seguenti relazioni:

$$(a) \frac{dT_b}{dx} = \frac{P}{\dot{m} \cdot c_p} \cdot q_s'' \quad \text{e} \quad (b) \frac{dT_b}{dx} = \frac{q_s'' \cdot P}{\dot{m} \cdot c_p} \cdot h \cdot (T_s - T_b)$$

Consideriamo il caso di un flusso termico superficiale costante. In questo contesto è abbastanza semplice calcolare il flusso termico totale, che possiamo esprimere come segue:

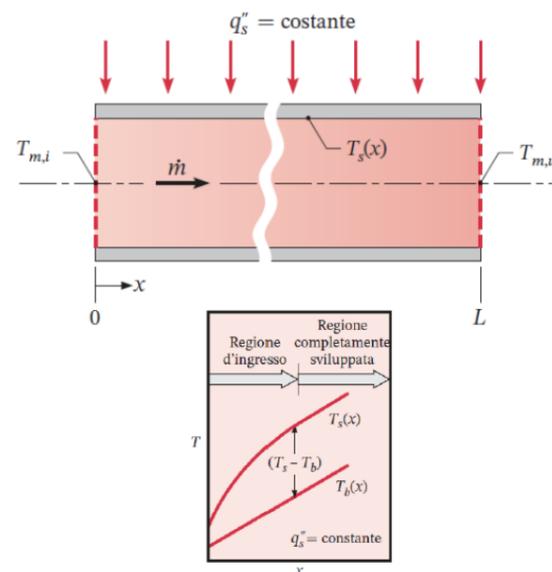
$\dot{Q}_{conv} = q_s'' \cdot (P \cdot L)$, con P che indica il perimetro ed L è la lunghezza del tubo.

Integrando da $x = 0$ ad una certa posizione x per flusso termico superficiale uniforme si ottiene:

$$(a) \frac{dT_b}{dx} = \frac{P}{\dot{m} \cdot c_p} \cdot q_s'' = \text{costante}$$

$$(b) T_b(x) = T_{b,i} + \frac{q_s'' \cdot P}{\dot{m} \cdot c_p} \cdot x \quad [q_s'' = \text{uniforme}]$$

Notiamo che nella figura a destra in alto è mostrato il tratto di tubo lungo L e la portata massica \dot{m} . In basso è illustrato l'andamento di $T_b(x)$ e la funzione lineare (b). Nella zona di ingresso ($T_s - T_b$) non è costante mentre nella regione completamente sviluppata è costante.



Consideriamo, ora, il caso della temperatura superficiale uniforme. Posto $\Delta T = (T_s - T_b)$ si ottiene:

$$\frac{dT_b}{dx} = \frac{d(\Delta T)}{dx} = \frac{P}{\dot{m} \cdot c_p} h \Delta T \quad \left(\frac{P}{\dot{m} \cdot c_p} = \text{costante} \right)$$

$$\frac{dT_b}{dx} = \frac{d(\Delta T)}{dx} = \frac{P}{\dot{m} \cdot c_p} h \Delta T$$

Se T_s è uniforme, separando le variabili si ha:

$$\frac{d(\Delta T)}{\Delta T} = \frac{P}{\dot{m} \cdot c_p} h dx$$

Integrando tra l'entrata, $x=0$, e l'uscita, $x=L$, del tubo si ottiene:

$$\int_{\Delta T_i}^{\Delta T_u} \frac{d(\Delta T)}{\Delta T} = - \frac{P}{\dot{m} \cdot c_p} \int_0^L h dx.$$

Calcolando gli integrali del primo e del secondo termine si ricava:

$$l_n \frac{\Delta T_u}{\Delta T_i} = - \frac{P}{\dot{m} \cdot c_p} \left(\frac{1}{L} \int_0^L h dx \right) = \frac{PL}{\dot{m} \cdot c_p} \bar{h}_L. \text{ Da cui si ottiene:}$$

$$l_n \left(\frac{\Delta T_u}{\Delta T_i} \right) = - \frac{PL}{\dot{m} \cdot c_p} \bar{h}_L.$$

Applicando l'esponenziale ad entrambi i termini ai lati del segno di uguale ricaviamo, infine:

$$\frac{\Delta T_u}{\Delta T_i} = \exp \left(- \frac{PL}{\dot{m} \cdot c_p} \bar{h}_L \right) \quad (T_s \text{ uniforme})$$

Nel caso di temperatura superficiale uniforme si può determinare la distribuzione della temperatura di mescolamento $T_b(x)$ integrando da $x = 0$ fino a una qualunque posizione assiale. A tale scopo ponendo $\Delta T_u = (T_s - T_b)$ abbiamo:

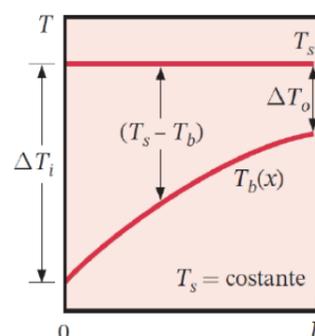
$$\frac{\Delta T_u}{\Delta T_i} = \frac{T_s - T_{bu}}{T_s - T_{bi}} = \exp \left(- \frac{PL}{\dot{m} \cdot c_p} \bar{h}_L \right) \quad (T_s \text{ uniforme})$$

Dove \bar{h}_L è il valor medio di h dall'ingresso a x .

Infine, omettendo il primo rapporto, l'equazione precedente possiamo scriverla:

$$\frac{T_s - T_{bu}}{T_s - T_{bi}} = \exp \left(- \frac{PL}{\dot{m} \cdot c_p} \bar{h}_L \right)$$

Questo risultato indica che la differenza di temperatura ($T_s - T_b$) diminuisce esponenzialmente con x , come illustra l'immagine alla destra. Infatti la curva $T_b(x)$ cresce da $x = 0$ a $x = L$ e tende asintoticamente a T_s .



Determiniamo, infine, il flusso di calore totale scambiato mantenendo l'ipotesi che T_s sia uniforme.

Il flusso scambiato è espresso da:

$$\dot{Q} = \dot{m} \cdot c_p \cdot (T_{bu} - T_{b,i})$$

Sommando e sottraendo T_s ricaviamo:

$$\dot{Q} = \dot{m} \cdot c_p [(T_s - T_{bi}) - (T_s - T_{bu})] = \dot{m} \cdot c_p (\Delta T_i - \Delta T_u)$$

Prendendo $\dot{m} \cdot c_p$ dall'integrale dell'equazione differenziale ricaviamo:

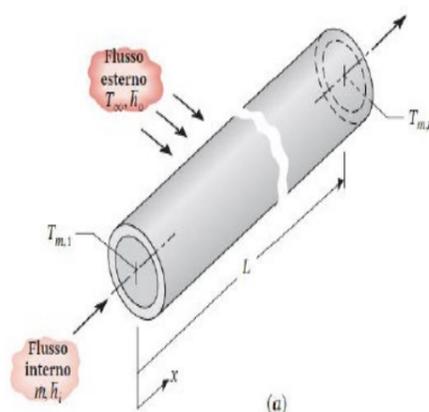
$$\dot{m} \cdot c_p = PL \bar{h}_L / l_n \left(\frac{\Delta T_u}{\Delta T_i} \right)$$

Essendo l'area della superficie pari a $A_s = PL$ si ottiene:

$$\dot{Q} = A_s \bar{h}_L \Delta T_{ml}$$

essendo, per definizione: $\Delta T_{ml} \equiv \frac{(\Delta T_i - \Delta T_u)}{l_n \left(\frac{\Delta T_u}{\Delta T_i} \right)}$.

Osserviamo che in molte applicazioni è la temperatura del fluido esterno ad essere fissata e non la temperatura della superficie esterna del tubo come è mostrato nella figura seguente.



In tal caso si può sostituire T_s con T_{∞} mentre \bar{h} è sostituito con \bar{U} , che è chiamato coefficiente globale medio di scambio termico. Per cui ne discende che:

$$\frac{\Delta T_u}{\Delta T_i} = \frac{T_{\infty} - T_{bu}}{T_{\infty} - T_{bi}} = \exp \left(\frac{-\bar{U} A_s}{\dot{m} \cdot c_p} \right)$$

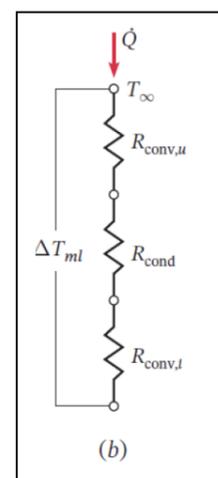
Il prodotto $\bar{U} \cdot A_s$ fornisce lo stesso risultato sia che sia stato definito in funzione della superficie interna o esterna del tubo. Il flusso di calore totale può essere, quindi, espresso dalla relazione:

$$\dot{Q} = \bar{U} \cdot A_s \cdot \Delta T_{ml}$$

Si noti che l'inverso di $\bar{U} \cdot A_s$, cioè $(\bar{U} \cdot A_s)^{-1}$, è la resistenza termica totale tra i due fluidi mostrata a lato. Quindi, si ottiene:

$$\frac{\Delta T_u}{\Delta T_i} = \frac{T_{\infty} - T_{bu}}{T_{\infty} - T_{bi}} = \exp \left(\frac{-1}{\dot{m} \cdot c_p R_{Tot}} \right) \text{ con } \dot{Q} = \frac{\Delta T_{ml}}{R_{Tot}}$$

In figura a lato si riporta il circuito termico che rappresenta le resistenze convettive interna ed esterna e la resistenza conduttiva nel tubo.



C. Correlazioni di convezione per tubi: regione completamente sviluppata in regime laminare

Nel caso di moto in un tubo circolare caratterizzato da flusso di calore superficiale uniforme e condizioni laminari completamente sviluppate, il numero di Nusselt è una costante indipendente da Re_D .

$$Nu_D = \frac{hD}{\lambda} = 4.36 \quad (q'' = \text{uniforme})$$

Quando la condizione termica superficiale è caratterizzata da una temperatura superficiale uniforme, i risultati sono analoghi ma con valore del numero di Nusselt inferiore.

$$Nu_D = \frac{hD}{\lambda} = 3.66 \quad (T_s = \text{uniforme})$$

Nelle applicazioni riguardanti trasporto per convezione in tubi non circolari, si possono applicare, in prima approssimazione, le precedenti correlazioni utilizzando il diametro idraulico D_h , così definito:

$$D_h \equiv \frac{4A_c}{P}$$

Dove A_c e P sono l'area trasversale e il perimetro bagnati, rispettivamente.

Questo approccio non è molto accurato per i tubi non circolari con sezioni trasversali caratterizzate da angoli acuti. Sono disponibili correlazioni appropriate per questi casi specifici.

Nella tabella 3 sono registrati i Numeri di Nusselt e i fattori per flusso laminare completamente sviluppato in tubi di differenti sezioni trasversali.

Cross Section	$\frac{b}{a}$	$Nu_D = \frac{hD_h}{k}$		Re_{D_h}
		(Uniform q_w')	(Uniform T_s)	
	—	4.36	3.66	64
	1.0	3.61	2.98	57
	1.43	3.73	3.08	59
	2.0	4.12	3.39	62
	3.0	4.79	3.96	69
	4.0	5.33	4.44	73
	8.0	6.49	5.60	82
	∞	8.23	7.54	96
	∞	5.39	4.86	96
	—	3.11	2.49	53

Tabella 3

Un'espressione comunemente usata per determinare il numero di Nusselt locale nel caso di flusso turbolento completamente sviluppato, a livello fluidodinamico e termico, in tubo circolare liscio è la correlazione di Dittus-Boelter espressa da:

$$Nu_D = 0.023 Re_D^{4/5} Pr^n \quad \left[\begin{array}{l} 0.6 \leq Pr \leq 160 \\ Re_D \geq 10000 \\ \frac{L}{D} \geq 10 \end{array} \right]$$

Dove $n = 0.4$ nel caso di riscaldamento ($T_s > T_b$) e $n = 0.3$ nel caso di raffreddamento ($T_s < T_b$). Le proprietà del fluido devono essere valutate alla temperatura di mescolamento media. La correlazione fornisce buoni risultati per differenze ($T_s - T_b$) moderate.

18.2 Correlazioni empiriche

In questa sezione analizzeremo altre relazioni empiriche relative allo **scambio termico convettivo**. L'**equazione di Churchill-Bernstein** viene utilizzata per stimare il **numero di Nusselt** medio superficiale per un cilindro in flusso trasversale a varie velocità. La necessità dell'equazione nasce dall'incapacità di risolvere le **equazioni di Navier-Stokes** nel regime di **flusso turbolento**, anche per un **fluido newtoniano**. Quando i profili di concentrazione e temperatura sono indipendenti l'uno dall'altro, può essere impiegata l'analogia di trasferimento di massa-calore. Nell'analogia di trasferimento di massa-calore, **le quantità adimensionali** di trasferimento di calore vengono sostituite con quantità adimensionali analoghe **di trasferimento di massa**. Questa equazione è anche chiamata correlazione Churchill-Bernstein.

1. Correlazione di Churchill e Bernstein per il cilindro

$$\bar{Nu}_{cil} = \frac{\bar{h}D}{k} = 0.3 + \frac{0.62 Re_D^{1/2} Pr^{1/3}}{[1 + (0.4Pr)^{2/3}]^{1/4}} \left[1 + \left(\frac{Re_D}{282.00} \right)^{5/8} \right]^{4/5}$$

Il campo di validità di questa relazione è:

$$[Re_D \cdot Pr > 0.2] \text{ (superficie liscia)}$$

2. Correlazione di Whitaker per la sfera

Gli effetti di strato limite per un flusso che investe una sfera sono per molti aspetti simili a quelli per il cilindro circolare, con transizione e separazione che giocano un ruolo fondamentale e influenzano il coefficiente convettivo locale. Per il calcolo delle condizioni medie sulla superficie sferica, si raccomanda la correlazione di Whitaker:

$$\bar{Nu}_{cil} = \frac{\bar{h}D}{k} = 2 + \left(0.4 Re_D^{1/2} + 0.06 Re_D^{2/3} \right) \cdot Pr^{0.4} \left(\frac{\mu_\infty}{\mu_s} \right)^{1/4}$$

dove μ_s è valutata alla temperatura della superficie T_s e le rimanenti proprietà sono valutate alla

temperatura della corrente indisturbata T_∞ . Il rapporto $\left(\frac{\mu_\infty}{\mu_s}\right)$ tiene conto degli effetti delle proprietà che non sono uniformi nello strato limite, per cui il rapporto rappresenta un termine correttivo. Osserviamo che il secondo termine nella prima parentesi tiene conto del fatto che questa relazione deve valere anche ad alte velocità.

I campi di validità della suddetta relazione sono:

$$\begin{cases} 3.5 < Re_D < 7.6 \cdot 10^4 \text{ (superficie liscia)} \\ 3.5 < Re_D < 7.6 \cdot 10^4 \text{ (superficie liscia)} \\ \left(1 < \frac{\mu_\infty}{\mu_s}\right) < 3.2 \end{cases}$$

In particolare dall'ultimo campo possiamo notare che tale relazione è applicabile a fluidi con viscosità che cala con la temperatura.

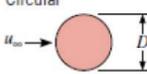
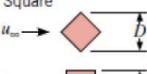
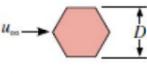
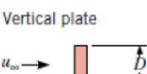
Geometry	Re_D	C	m
Circular 	0.4-4	0.989	0.330
	4-40	0.911	0.385
	40-4000	0.683	0.466
	4000-40,000	0.193	0.618
40,000-400,000	0.027	0.805	

Tabella 4

Geometry	Re_D	C	m
Square 	$5 \times 10^3 - 10^5$	0.246	0.588
Square 	$5 \times 10^3 - 10^5$	0.102	0.675
Hexagon 	$5 \times 10^3 - 1.95 \times 10^4$ $1.95 \times 10^4 - 10^5$	0.160 0.0385	0.638 0.782
Hexagon 	$5 \times 10^3 - 10^5$	0.153	0.638
Vertical plate 	$4 \times 10^3 - 1.5 \times 10^4$	0.228	0.731

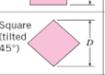
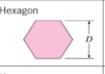
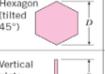
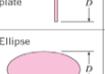
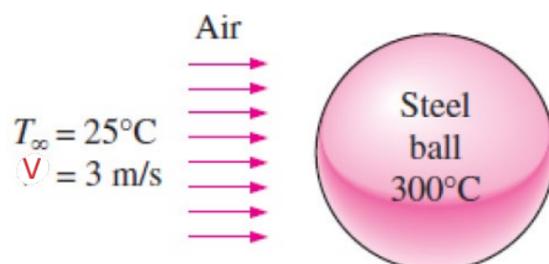
Cross-section of the cylinder	Fluid	Range of Re	Nusselt number
Circle 	Gas or liquid	0.4-4	$Nu = 0.989 Re^{0.330} Pr^{1/3}$
		4-40	$Nu = 0.911 Re^{0.385} Pr^{1/3}$
		40-4000	$Nu = 0.683 Re^{0.466} Pr^{1/3}$
Square 	Gas	40,000-400,000	$Nu = 0.193 Re^{0.618} Pr^{1/3}$
		40,000-400,000	$Nu = 0.027 Re^{0.805} Pr^{1/3}$
Square (tilted 45°) 	Gas	5000-100,000	$Nu = 0.102 Re^{0.675} Pr^{1/3}$
Hexagon 	Gas	5000-100,000	$Nu = 0.246 Re^{0.588} Pr^{1/3}$
Hexagon (tilted 45°) 	Gas	5000-19,500 19,500-100,000	$Nu = 0.153 Re^{0.638} Pr^{1/3}$ $Nu = 0.160 Re^{0.638} Pr^{1/3}$ $Nu = 0.0385 Re^{0.782} Pr^{1/3}$
Vertical plate 	Gas	4000-15,000	$Nu = 0.228 Re^{0.731} Pr^{1/3}$
Ellipse 	Gas	2500-15,000	$Nu = 0.248 Re^{0.612} Pr^{1/3}$

Tabella 5

18.3 Esempi

- Una sfera di acciaio inossidabile di 25 cm di diametro ($\rho = 8055 \text{ kg/m}^3$, $C_p = 480 \text{ J/kg} \cdot ^\circ\text{C}$) viene rimossa da un forno a una temperatura uniforme di 300°C .



La sfera viene quindi sottoposta al flusso di aria a 1 atm di pressione e 25°C con una velocità di 3 m/s. La temperatura superficiale della sfera alla fine scende a 200°C . Determinare il coefficiente medio di trasferimento di calore per convezione durante questo processo di raffreddamento e stimare quanto tempo impiegherà il processo.

SOLUZIONE Una sfera calda in acciaio inossidabile viene raffreddata tramite aria forzata. Si devono determinare il coefficiente medio di scambio termico per convezione e il tempo di raffreddamento. Ipotesi 1 Esistono condizioni operative stabili. 2 Gli effetti delle radiazioni sono trascurabili. 3 L'aria è un gas ideale. 4 La temperatura della superficie esterna della sfera è uniforme in ogni momento. 5 La temperatura della superficie della sfera durante il raffreddamento cambia. Pertanto, cambierà anche il coefficiente di scambio termico per convezione tra la sfera e l'aria. Per evitare questa complessità, consideriamo la temperatura della superficie della sfera costante alla temperatura media di $(300 + 200)/2 = 250^\circ\text{C}$ nella valutazione del coefficiente di scambio termico e utilizziamo il valore ottenuto per l'intero processo di raffreddamento.

Proprietà La viscosità dinamica dell'aria alla temperatura media della superficie è $\mu_s = \mu_{@250^\circ\text{C}} = 2,76 \times 10^{-5} \frac{\text{kg}}{\text{m}} \cdot \text{s}$. Le proprietà dell'aria alla temperatura del flusso libero di 25°C e 1 atm sono

$$k = 0,02551 \frac{\text{W}}{\text{m}} \cdot ^\circ\text{C} \quad \nu = 1,562 \times 10^{-5} \text{ m}^2/\text{s}$$

$$\mu = 1,849 \times 10^{-5} \frac{\text{kg}}{\text{m}} \cdot \text{s} \quad Pr = 0,7296$$

Analisi Il numero di Reynolds è determinato da:

$$Re = \frac{VD}{\nu} = \frac{\left(3 \frac{\text{m}}{\text{s}}\right)(0,25 \text{ m})}{1,562 \times 10^{-5} \text{ m}^2/\text{s}} = 4,802 \times 10^4$$

Il numero di Nusselt è:

$$Nu = \frac{hD}{k} = 2 + \left[0,4 Re^{1/2} + 0,06 Re^{2/3}\right] Pr^{0,4} \left(\frac{\mu_\infty}{\mu_s}\right)^{1/4} =$$

$$= 2 + [0.4(4.802 \times 10^4)^{1/2} + 0.064(4.802 \times 10^4)^{2/3}](0.7296)^{0.4} \times \left(\frac{1.849 \times 10^{-5}}{2.76 \times 10^{-5}}\right)^{1/4}$$

$$= 135$$

Quindi il coefficiente medio di trasferimento di calore per convezione diventa:

$$h = \frac{k}{D} Nu = \frac{0.02551 \frac{W}{m} \cdot ^\circ C}{0.25 m} (135) = \mathbf{13.8 \text{ W/m}^2 \cdot ^\circ C}$$

Per stimare il tempo di raffreddamento della palla da 300°C a 200°C, determiniamo la velocità media di trasferimento del calore dalla legge di raffreddamento di Newton utilizzando la temperatura media della superficie. Vale a dire,

$$A_s = \pi D^2 = \pi (0.25 m)^2 = 0.1963 m^2$$

$$\dot{Q}_{med} = h A_s (T_{s,med} - T_\infty) = (13.8 \text{ W/m}^2 \cdot ^\circ C)(250 - 25)^\circ C = 610 \text{ W}$$

Successivamente determiniamo il calore totale trasferito dalla palla, che è semplicemente il cambiamento nell'energia della palla mentre si raffredda da 300°C a 200°C:

$$m = \rho V = \rho \frac{1}{6} \pi D^3 = \left(8055 \frac{kg}{m^3}\right) \frac{1}{6} \pi (0.25 m)^3 = 65.9 \text{ kg}$$

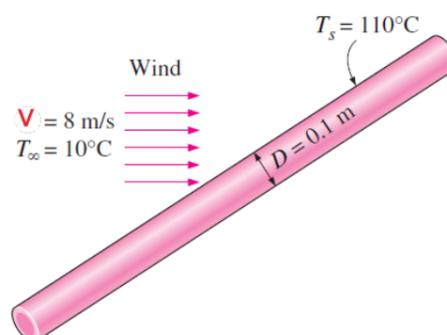
In questo calcolo, abbiamo ipotizzato che l'intera palla sia a 200°C, il che non è necessariamente vero. La regione interna della palla sarà probabilmente a una temperatura più alta della sua superficie. Con questa ipotesi, il tempo di raffreddamento è determinato come:

$$\Delta t = \frac{Q}{\dot{Q}_{med}} = \frac{3163.00 \text{ J}}{610 \text{ J/s}} = 5185 \text{ s} = \mathbf{1 \text{ h } 26 \text{ min}}$$

Discussione Notiamo che il tempo di raffreddamento potrebbe anche essere determinato in modo più accurato utilizzando i grafici o le relazioni di temperatura transitoria. Ma le ipotesi semplificative che abbiamo fatto sopra possono essere giustificate se tutto ciò di cui abbiamo bisogno è un valore approssimativo. Sarebbe ingenuo aspettarsi che il tempo di raffreddamento sia esattamente 1 h 26 min, ma, usando il nostro giudizio ingegneristico, è realistico aspettarsi che il tempo di raffreddamento sia compreso tra una e due ore.

2. Un lungo tubo di vapore di 10 cm di diametro la cui temperatura superficiale esterna è di 110 °C attraversa un'area aperta che non è protetta dai venti (immagine sotto). Determinare il tasso di perdita di calore dal tubo per unità della sua lunghezza.

L'immagine schematica relativa che illustra l'esempio è riportata qui.



SOLUZIONE Un tubo di vapore è esposto ad aria ventosa. Deve essere determinato il tasso di perdita di calore dal vapore.

Ipotesi 1. Esistono condizioni operative stabili. 2. Gli effetti delle radiazioni sono trascurabili. 3. L'aria è un gas ideale.

Proprietà Le proprietà dell'aria alla temperatura media del **film** è $T_f = \frac{T_s + T_\infty}{2} = \frac{(110 + 10)^\circ C}{2} = 60^\circ C$ e a 1 atm di pressione sono:

$$\left[\frac{k = 0.02808 \text{ W/m} \cdot ^\circ C (Pr = 0.7202)}{\nu = 1.896 \times 10^{-5} \text{ m}^2/\text{s}} \right]$$

Analisi Il numero di Reynolds è determinato da:

$$Re = \frac{VD}{\nu} = \frac{\left(8 \frac{m}{s}\right) (0.1 m)}{1.896 \times 10^{-5} \text{ m}^2/\text{s}} = 4.219 \times 10^4$$

Il numero di Nusselt è:

$$Nu = \frac{hD}{k} = 0.3 + \frac{0.62 Re^{1/2} + Pr^{1/3}}{[1 + (0.4/Pr)^{2/3}]^{1/4}} \left[1 + \left(\frac{Re}{282.000}\right)^{5/8} \right]^{4/5} =$$

$$= 0.3 + \frac{0.62(4.219 \times 10^4)^{1/2} (0.7202)^{1/3}}{[1 + (0.4/0.7202)^{2/3}]^{1/4}} \left[1 + \left(\frac{4.219 \times 10^4}{282.000}\right)^{5/8} \right]^{4/5} = 124$$

Infine, il valore del coefficiente convettivo può essere determinato da:

$$h = \frac{k}{D} N_u = \frac{0.02808 \text{ W/m}^2 \cdot \text{°C}}{0.1 \text{ m}} (124) = 34.8 \text{ W/m}^2 \cdot \text{°C}$$

Quindi, la velocità di trasferimento del calore dal tubo per unità della sua lunghezza diventa:

$$A_s = p \cdot L = \pi(0.1 \text{ m})(1 \text{ m}) = 0.314 \text{ m}^2$$

$$\dot{Q} = h \cdot A_s \cdot (T_s - T_\infty) = (34.8 \text{ W/m}^2 \cdot \text{°C})(0.314 \text{ m}^2)(110 - 10) \text{°C} = 1093 \text{ W}$$

Il tasso di perdita di calore dall'intero tubo può essere ottenuto moltiplicando il valore sopra per la lunghezza del tubo in metri.

Discussione La relazione più semplice del numero di Nusselt in tabella 1 in questo caso darebbe $N_u = 128$, che è il 3 per cento più alto del valore ottenuto sopra.

Il numero di Nusselt può essere, inoltre, interpretato e considerato come il rapporto tra la potenza termica convettiva effettivamente scambiata tra parete e fluido e quella che verrebbe scambiata qualora il fluido fosse in quiete ed il calore fosse trasmesso solo per conduzione. Infatti, in questa ipotesi, si avrebbe:

$$\dot{Q}_{\text{parete-fluido}} = k \cdot A \cdot \frac{T_s - T_\infty}{L}$$

Tenendo conto del flusso di calore convettivo e conduttivo della parete definiamo il numero di Nusselt come il loro rapporto, ricavando:

$$\frac{\dot{Q}_{\text{conv}}}{\dot{Q}_{\text{cond}}} = \frac{h_c \cdot A \cdot (T_s - T_\infty)}{k \cdot A \cdot \frac{(T_s - T_\infty)}{L}} = \frac{h_c \cdot L}{k} = N_u$$

Questa definizione ci dice che lo scambio termico convettivo è tanto più efficace quanto più elevato è il numero di Nusselt. Solitamente, nel moto turbolento di fluidi all'interno di condotti in convezione forzata, esso varia tra cento e mille. Inoltre, se il suo valore è di poco maggiore di uno, esso è indicativo di uno scambio termico poco efficace, legato probabilmente ad una condizione di moto caratterizzata da bassi valori della velocità, ad esempio nel moto laminare di un fluido in un condotto molto lungo, con uno scambio termico di poco più intenso del solo scambio conduttivo all'interno del fluido. Se il numero di Nusselt risulta pari ad uno ($N_u = 1$) possiamo dire che la trasmissione del calore attraverso lo strato di fluido risulta essere puramente conduttiva.

18.4 Convezione naturale

Ricordiamo che, come è stato già detto, la convezione naturale è il processo mediante il quale il calore trasferito a un fluido ne aumenta la temperatura e ne riduce la densità, dando origine a forze di galleggiamento, che determinano il sollevamento o la discesa del fluido a causa della differenza di densità, e trasportano il calore assorbito in un altro punto in cui può essere rimosso. Ad esempio, l'aria calda che sale sopra un incendio, il ghiaccio si scioglie, la brezza marina o brezza di terra causata da una differenza di pressione, la circolazione sanguigna negli animali a sangue caldo.

In questo paragrafo consideriamo le situazioni di convezione naturale o libera in cui non vi è alcun movimento forzato, ma la trasmissione del calore avviene a causa di correnti convettive indotte dalle forze di galleggiamento, che derivano da differenze di densità causate dalla variazione di temperatura del fluido. Le velocità del moto in convezione naturale sono generalmente molto inferiori di quelle associate alla convezione forzata, così come anche i corrispondenti flussi termici sono inferiori. In genere la convezione naturale può fornire una maggiore resistenza agli scambi termici all'interno degli edifici e tra le pareti degli ambienti e l'aria, ma anche allo scambio termico tra le sfere terrestri, ad esempio, tra idrosfera ed atmosfera e all'interno del mantello terrestre.

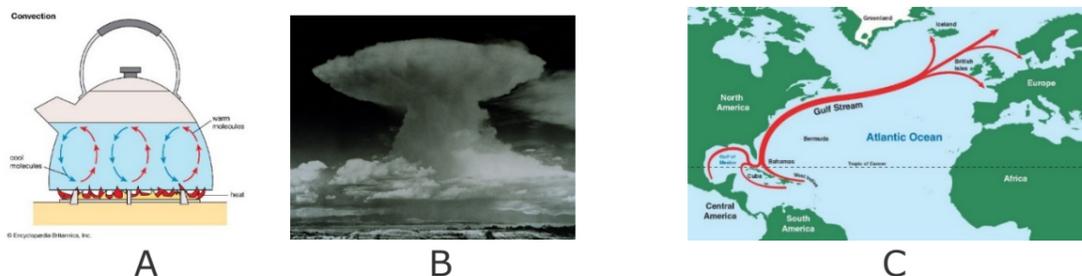


Figura 1.

A. Correnti convettive in una teiera posto su fornello acceso: questo processo viene ripetuto finché tutta l'acqua non ha la stessa temperatura. B. Nube temporalesca: un **cumulonembo** a incudine è il segno evidente di convezione libera e sede di **rovesci** e **temporali**. C. La Corrente del Golfo è una corrente oceanica che trasporta acqua calda lungo la costa orientale degli Stati Uniti e del Canada fino all'Europa occidentale: le correnti sono generate dalle differenze di densità dell'acqua, a cui concorrono due fattori: la temperatura e la salinità. La densità aumenta con l'abbassarsi delle temperature e con l'aumento del grado di salinità. Fonte. Wikipedia.org.

Le correnti convettive sono cicli guidati dal calore, che si verificano nell'atmosfera, negli oceani, nel mantello terrestre. Sono causati da una differenza di temperatura direttamente correlata alla densità del materiale. Il moto del fluido è innescato da cause naturali, come le forze di galleggiamento, che si manifestano quando un corpo è immerso in un fluido. Ne sono esempi sia gli scambi termici all'interno degli edifici tra le pareti degli ambienti e l'aria, sia lo scambio termico tra corpo scaldante e aria: gli strati d'aria a diretto contatto con il corpo più caldo si riscaldano per conduzione e diminuiscono di densità. Si attivano così movimenti ascensionali dell'aria che lascia il posto ad aria più fredda. Alcuni fenomeni familiari di corrente di convezione naturale sono illustrati nella figura 2.

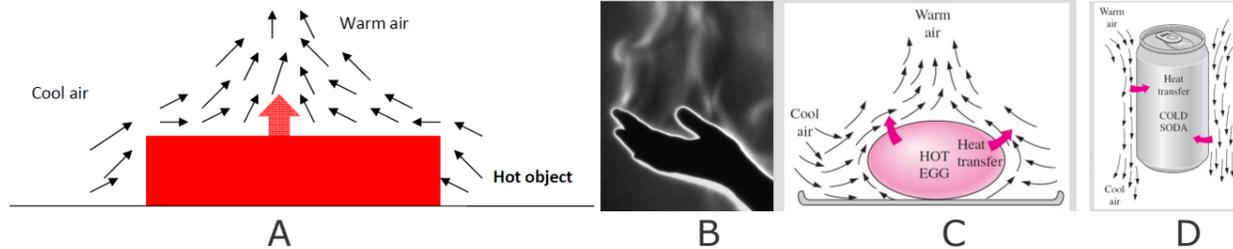


Figura 2.

A. Il trasferimento di calore per convezione naturale da un corpo caldo nell'ambiente. B. Convezione naturale sulla mano di una donna. C. Raffreddamento di un uovo sodo in un ambiente più freddo per convezione naturale. D. Riscaldamento di una bevanda fredda in un ambiente più caldo per convezione naturale. Fonte. Wikipedia.org.

La temperatura dell'aria adiacente all'oggetto caldo è più alta, quindi la sua densità è più bassa. Di conseguenza, l'aria riscaldata sale. Questo movimento è chiamato corrente di convezione naturale. Nota che in assenza di questo movimento, il trasferimento di calore avverrebbe solo per conduzione e la sua velocità sarebbe molto più bassa.

In un campo gravitazionale, c'è una forza netta che spinge un fluido leggero posto in un fluido più pesante verso l'alto. Questa forza è chiamata forza di galleggiamento. Le forze di galleggiamento si manifestano quando un corpo è immerso in un fluido come illustrano i seguenti schemi:

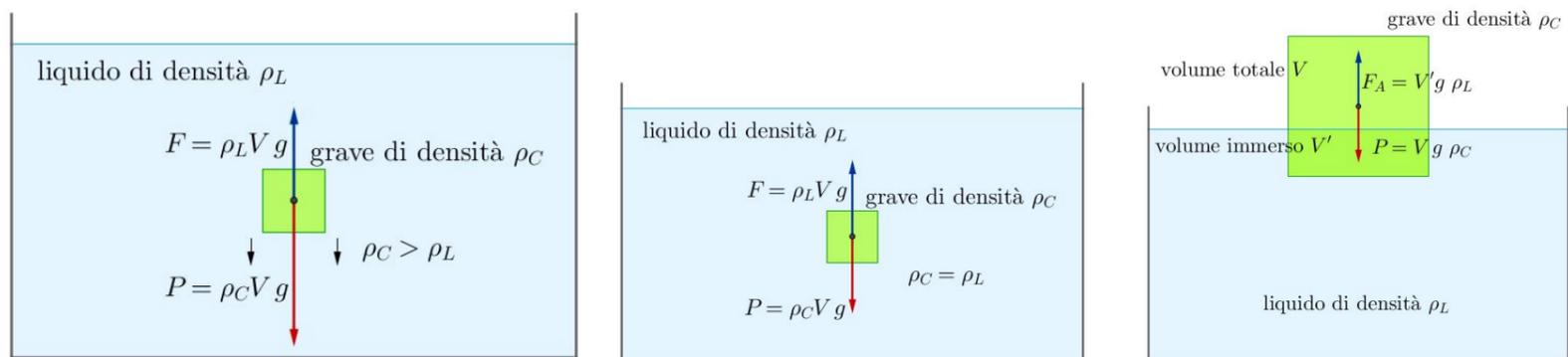


Figura 3. Schemi delle forze in gioco agenti su un corpo con densità ρ_C immerso in un liquido con densità ρ_L . Fonte. Wikipedia.org.

Le forze di galleggiamento sono esprimibili dalla relazione:

$$F_{Gal} = \rho_{Fluido} \cdot V \cdot g$$

La spinta netta verso l'alto è espressa da:

$$F = (\rho_{Fluido} - \rho_{Corpo}) \cdot V \cdot g$$

Si sa che nei fluidi la densità dipende in modo significativo dalla temperatura del fluido. Per cui è importante tener conto del **coefficiente di dilatazione cubica**, β , che in funzione delle **variazioni finite** delle grandezze in gioco, è espresso dalla seguente relazione:

$$\beta = -\frac{1}{\rho} \cdot \frac{\Delta\rho}{\Delta T} = -\frac{1}{\rho} \cdot \frac{\rho_{\infty} - \rho}{T_{\infty} - T}$$

Dalla quale con semplici passaggi si ricava:

$$\rho_{\infty} - \rho = \rho \cdot \beta (T - T_{\infty})$$

Dove: ρ_{∞} è la densità del fluido indisturbato; T_{∞} è la temperatura del fluido indisturbato.

L'aumento della temperatura determina elevati valori di β ed elevate variazioni di densità. Esiste, pertanto, una correlazione positiva tra questi incrementi, per cui le forze di galleggiamento diventano più intense. Maggiore è la differenza di temperatura tra fluido e parete maggiore è influenza sull'efficacia dello scambio termico convettivo, h_c . L'incremento della differenza di temperatura tra corpo e fluido comporta scambi termici convettivi più efficaci. Un parametro importante nello scambio termico è la portata di massa del fluido definita da $\dot{m} = dm/dt$. All'aumentare della portata massica aumenta la potenza termica scambiata. Nella convezione naturale la portata è determinata dal bilancio tra **forze di galleggiamento** e le **forze d'attrito** sia tra il corpo e il fluido che tra i vari strati di fluido che strisciano l'uno sull'altro. Più intense sono le forze di attrito più è ridotta l'entità dello scambio termico convettivo. Nella convezione naturale, la formazione dello strato limite è indotta

dalle forze di galleggiamento derivanti dalla differenza di temperatura T_s della superficie e della temperatura T_∞ del fluido lontano dalla superficie. Il parametro adimensionale che caratterizza i flussi in convezione naturale è il numero di Grashof, G_r , definito dal rapporto tra la forza di galleggiamento e la forza viscosa che agiscono sul fluido:

$$G_r = \frac{\text{Forze galleggiamento}}{\text{Forze viscosi}} = \frac{g\Delta\rho V}{\rho\nu^2} = \frac{g\beta\Delta T V}{\rho\nu}$$

Da essa si ricava con semplici passaggi la relazione più utilizzata nelle applicazioni:

$$G_r = \frac{g\beta(T_s - T_\infty)\delta^3}{\nu^2}$$

Dove:

- g è l'accelerazione gravitazionale [m/s^2];
- β è il coefficiente di dilatazione cubica [$1/K$];
- T_∞ è la temperatura della massa di fluido lontano dalla superficie [$^\circ C$];
- δ è lo spessore dello strato limite [m];
- ν è la viscosità cinematica del fluido [m^2/s].

La convezione naturale su una superficie dipende dalla geometria della superficie, dal suo orientamento e dalla variazione di temperatura sulla superficie stessa ed anche dalle proprietà termofisiche del fluido. L'esistenza di un gradiente di temperatura, all'interno di un fluido in quiete, non è sufficiente ad originare un moto convettivo. Le caratteristiche fenomenologiche della convezione naturale sono illustrate nella seguente figura.

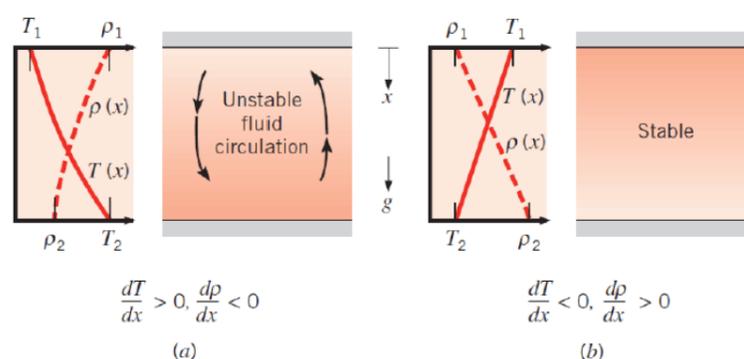


Figura 4. Condizioni di un fluido tra ampie piastre orizzontali e differenti temperature: (a) gradiente di temperatura instabile nella fase iniziale. Variano sia entrambi i gradienti del fluido, quello di temperatura, $(dT/dx) > 0$, che quello di densità, $(d\rho/dx) < 0$; (b) gradiente di temperatura stabile: $(dT/dx) < 0$ (temperatura diminuita) e $(d\rho/dx) > 0$ (densità aumentata), fluido più freddo. Fonte. Testo citato.

I problemi di convezione naturale possono essere classificati a seconda che il flusso sia confinato da una superficie o meno. In assenza di una superficie, il moto può aver luogo come pennacchio (*plume*) o getto galleggiante, schematizzati nella figura 5(a) e 5(b).

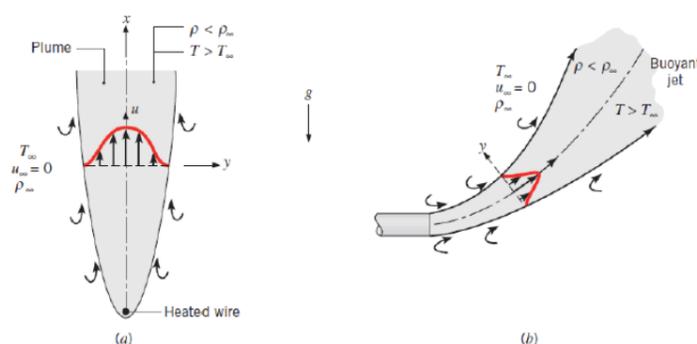


Figura 5. Immagini schematiche di un pennacchio e di un getto galleggiante in presenza di gravità: si formano in zone di fluido riscaldate da un filo metallico. Fonte. Elementi di Fisica Tecnica per l'Ingegneria AA.VV.

In questo paragrafo ci limiteremo a considerare flussi confinati da una o più pareti: l'esempio classico è quello della convezione naturale lungo una lastra verticale riscaldata.

18.5 Correlazioni per una piastra verticale

A tale scopo, illustriamo la natura dello sviluppo dello strato limite nella convezione naturale considerando una piastra riscaldata verticale immersa nel fluido di raffreddamento esteso ed in quiete. Poiché la piastra è più calda del fluido, cioè $T_s > T_\infty$, il fluido vicino alla piastra è meno denso del fluido nella regione in quiete.

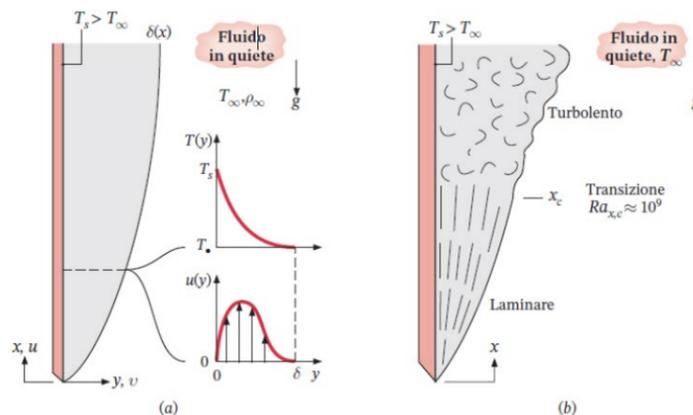


Figura 6. (a) Il gradiente di densità del fluido ($d\rho/dt$) e il campo gravitazionale creano la forza di galleggiamento che induce il moto di convezione naturale nello strato limite, dove il fluido riscaldato risale. (b). La transizione dal moto laminare al moto turbolento ha inizio da x_c , quando il numero $Ra_{xc} \approx 10^9$ chiamato numero di Rayleigh critico.

Fonte. Testo citato.

La velocità u in corrispondenza della superficie è nulla: all'aumentare della distanza y dalla piastra la velocità aumenta fino ad un valore massimo per poi ridursi a zero quando $y \rightarrow \infty$. Queste condizioni definiscono lo spessore $\delta(x)$ dello strato limite.

Il numero di Rayleigh critico, Ra_{xc} esprime una correlazione per piastre verticali ed è qui determinato:

$$Ra_{xc} = Gr_{xc} \cdot Pr = \frac{g\beta(T_s - T_\infty)x_c^3}{\nu\alpha} \approx 10^9$$

Il numero di Grashof globale per la convezione naturale è espresso da:

$$Gr_L = \frac{g\beta(T_s - T_\infty)L^3}{\nu^2}$$

Essendo L la lunghezza della piastra, nota come la grandezza caratteristica del sistema piastra-fluido e β è il coefficiente volumetrico di dilatazione termica, che per un fluido perfetto diventa:

$$\beta = -\frac{1}{\rho} \left(\frac{\partial \rho}{\partial T} \right)_p = \frac{1}{\rho} \frac{p}{RT^2} = \frac{1}{T}$$

La complessità del flusso del fluido rende molto difficile ottenere semplici relazioni analitiche per la convezione naturale. Pertanto, la maggior parte delle relazioni nella convezione naturale si basa su correlazioni sperimentali.

I problemi relativi alla convezione naturale si risolvono con relazioni empiriche tra gruppi adimensionali. Il numero di Nusselt medio per regimi di convezione naturale può essere funzionalmente espresso dalla relazione funzionale seguente:

$$\bar{N}_{u_L} = F(Gr_L, Pr)$$

Invece, il numero di Nusselt globale è espresso generalmente da:

$$Nu = C \cdot (Gr \cdot Pr)^n$$

La costante C e l'esponente n sono desumibili da ripetute prove sperimentali.

Il numero di Rayleigh è espresso dal seguente prodotto:

$$Ra = Gr \cdot Pr$$

Il numero di Nusselt è correlato mediante la costante C a Ra dalla relazione:

$$Nu = C \cdot Ra^n$$

Ovviamente la determinazione di Nu richiede che siano note le due costanti, C ed n .

Le correlazioni empiriche più comuni adatte per calcoli ingegneristici si basano, come è stato già detto, sulla lunghezza caratteristica L ed hanno la forma:

$$(\&) \bar{N}_{u_L} = \frac{\bar{h}}{\lambda} = CR_{aL}^n \quad (\$) \quad Ra_L = Gr_L Pr = \frac{g\beta(T_s - T_\infty)L^3}{\nu^2}$$

Solitamente $n = 1/4$ per regime laminare ed $n = 1/3$ per regime turbolento. Nel moto turbolento h_L è indipendente da L . Ricordiamo che tutte le proprietà termofisiche sono valutate alla cosiddetta temperatura di **film**:

$$T_f = \frac{T_s + T_\infty}{2}$$

Continuiamo l'esposizione analizzando le correlazioni utilizzabili per problemi di convezione naturale su piastra verticale. A tale scopo, riprendiamo in considerazione la figura seguente, che mostra una piastra verticale immerso in fluido in quiete, caratterizzato da scambi termici da regimi di moto laminare e turbolento.

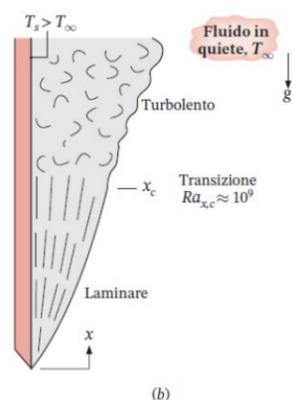


Figura 7. Transizione dal regime laminare al regime turbolento del fluido a contatto di una piastra verticale con temperatura $T_s > T_\infty$. Fonte. Testo citato.

Applichiamo la correlazione empirica tra il numero di Nusselt e il numero di Rayleigh sia per il moto laminare che turbolento.

$$\text{(Laminare): } \bar{N}_{uL} = 0.59 R_{aL}^{1/4} \quad [10^4 \leq R_{aL} \leq 10^9] - \text{(Turbolento): } \bar{N}_{uL} = 0.10 R_{aL}^{1/3} \quad [10^9 \leq R_{aL} \leq 10^{13}]$$

In alternativa, si può utilizzare la correlazione di Churchill-Chu su tutta la gamma di valori di R_{aL} :

$$\bar{N}_{uL} = \left\{ 0.825 + \frac{0.387 R_{aL}^{1/6}}{[1 + (0.492/P_r)^{9/16}]^{8/27}} \right\}^2$$

In regime laminare, si può ottenere una maggiore precisione applicando la correlazione seguente:

$$\bar{N}_{uL} = 0.68 + \frac{0.670 R_{aL}^{1/4}}{[1 + (0.492/P_r)^{9/16}]^{4/9}} \quad [R_{aL} \leq 10^9]$$

Queste correlazioni valgono anche per cilindri verticali di altezza L se il rapporto $D/L > (35/G_{rL}^{1/4})$, cioè se lo spessore dello strato limite δ è molto inferiore al diametro del cilindro D .

18.6 Correlazioni per una lastra orizzontale

Una lastra piana verticale induce una forza di galleggiamento e un moto diretto verso l'alto o verso il basso a seconda che la piastra sia più calda o più fredda rispetto al fluido ambiente.

Per una superficie calda rivolta verso il basso (caso A) e una superficie fredda rivolta verso l'alto (caso B), la tendenza del fluido a salire o a scendere, rispettivamente, è ostacolata dalla piastra. Il flusso deve muoversi in orizzontale prima di poter salire o scendere dai bordi della piastra e lo scambio di calore per convezione risulta alquanto inefficace.

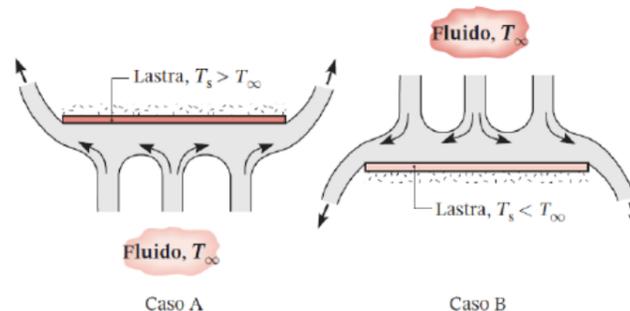


Figura 8. Caso A: superficie calda rivolta verso il basso, $T_s > T_\infty$. Caso B: superficie fredda rivolta l'alto, $T_s < T_\infty$. Fonte. Testo citato.

Per una superficie calda rivolta verso l'alto (caso C) e una superficie fredda rivolta verso il basso (caso D), il flusso è guidato dalle particelle di fluido ascendenti e discendenti, rispettivamente.

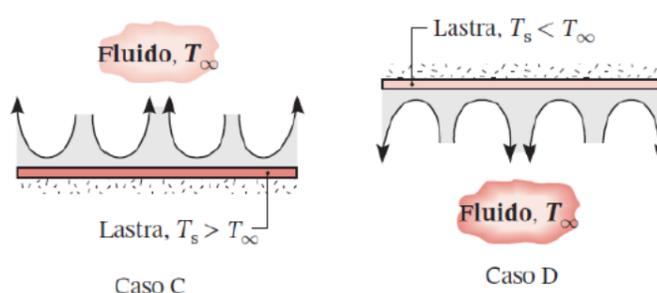


Figura 9. Caso C: superficie calda rivolta verso l'alto, $T_s > T_\infty$. Caso D: superficie fredda rivolta verso il basso, $T_s < T_\infty$. Fonte. Testo citato.

La conservazione della massa impone che il fluido caldo ascendente (freddo discendente) sia sostituito dal fluido freddo discendente (caldo ascendente) e lo scambio di calore è molto più efficace

rispetto ai casi A e B. Le correlazioni ampiamente usate per le lastre orizzontali utilizzano la lunghezza caratteristica L definita di seguito:

$$L = \frac{A_s}{P}$$

Dove A_s e P sono l'area superficiale e il perimetro della piastra.

Le correlazioni raccomandate per il numero di Nusselt sono le seguenti:

$$\bar{N}_{u_L} = 0.27 R_{a_L}^{1/4} [10^5 \leq R_{a_L} \leq 10^{10}] \text{ (Casi A e B)}$$

$$\bar{N}_{u_L} = 0.54 R_{a_L}^{1/4} [10^4 \leq R_{a_L} \leq 10^7] \text{ (Casi C e D)}$$

$$\bar{N}_{u_L} = 0.15 R_{a_L}^{1/3} [10^7 \leq R_{a_L} \leq 10^{11}] \text{ (Casi C e D)}$$

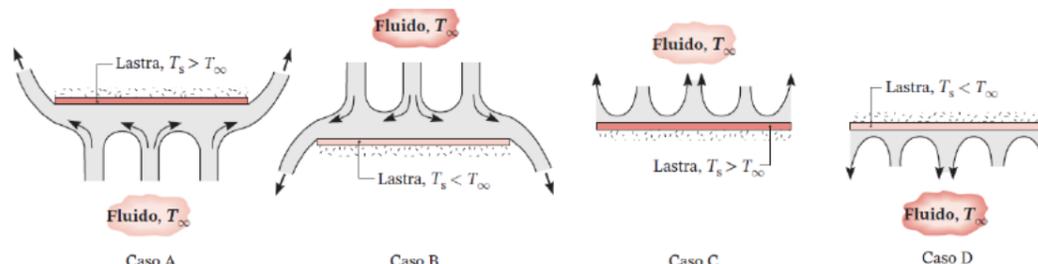


Figura10. Schematizzazioni dei quattro casi considerati. Fonte. Testo citato.

18.7 Correlazioni per il cilindro orizzontale

Per un cilindro riscaldato, lo sviluppo dello strato limite inizia a $\theta = 0^\circ$ e termina a $\theta < 180^\circ$ con la formazione di un pennacchio dal cilindro. Se il regime resta laminare su tutta la superficie, il coefficiente di convezione locale è massimo per $\theta = 0^\circ$ e decresce con l'aumentare di θ .

Questa diminuzione può essere alterata per $R_{aD} > 10^9$ dal verificarsi della transizione alla turbolenza all'interno dello strato limite.

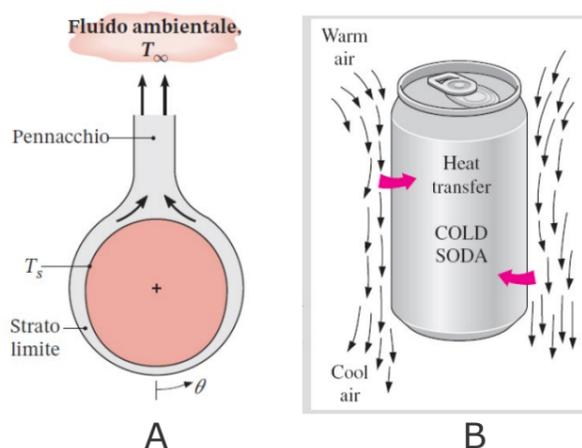


Figura11.

A. Cilindro riscaldato: lo sviluppo dello strato limite inizia a $\theta = 0^\circ$ e termina a $\theta < 180^\circ$ con la formazione di un pennacchio dal cilindro. Fonte. Testo citato. B. barattolo cilindrico più freddo dell'ambiente: si ha una scia di fluido (aria) che scende dal cilindro anziché risalire. Fonte. Wikipedia.org.

Fonte. Wikipedia.org.

Le correlazioni per intervalli prescritti del numero di Rayleigh sono state ricavate da Morgan per il cilindro lungo orizzontale. Le espressioni sono qui di seguito elencate:

$$\bar{N}_{u_D} = 0.850 R_{a_D}^{0.188} [10^2 \leq R_{a_D} \leq 10^4]$$

$$\bar{N}_{u_D} = 0.480 R_{a_D}^{0.250} [10^4 \leq R_{a_D} \leq 10^7]$$

$$\bar{N}_{u_D} = 0.125 R_{a_D}^{0.333} [10^7 \leq R_{a_D} \leq 10^{12}]$$

La relazione di **Churchill-Chu** è consigliata per una vasta gamma di numeri di Rayleigh:

$$\bar{N}_{u_L} = \left\{ 0.60 + \frac{0.387 R_{a_D}^{1/6}}{[1 + (0.559/P_r)^{9/16}]^{8/27}} \right\}^2 (R_{a_D} \leq 10^{12})$$

Notiamo che lo sviluppo dello strato limite per la sfera isoterma è simile a quello del cilindro con la formazione di un pennacchio. La correlazione raccomandata per la sfera è la relazione di Churchill per la stima del coefficiente di convezione medio:

$$\bar{N}_{u_L} = 2 + \frac{0.589 R_{a_D}^{1/4}}{[1 + (0.469/P_r)^{9/16}]^{4/9}} (P_r \geq 0.7, R_{a_D} \leq 10^{11})$$

Concludiamo questa sezione riportando una tabella di riferimento con gli intervalli in cui ricadono i valori caratteristici dei coefficienti di scambio termico in alcuni casi di convezione, naturale o forzata. Abbiamo detto che nella convezione forzata lo scambio termico è fortemente influenzato dalle

condizioni di moto, in particolare dalla velocità del fluido. Mentre in convezione naturale o libera è la differenza di temperatura tra parete e fluido che influenza maggiormente il coefficiente di scambio termico essendo responsabile del moto.

Configurazione di scambio termico	$\bar{h}_c [W \cdot m^{-2} \cdot K^{-1}]$
Aria in convezione naturale	6 ÷ 30
Aria in convezione forzata	30 ÷ 300
Acqua in convezione forzata	300 ÷ 12000
Acqua in ebollizione	3000 ÷ 60000
Vapore acqueo in condensazione	6000 ÷ 120000

Desideriamo sottolineare che una situazione particolarmente interessante si verifica in regime di convezione naturale quando la parete con cui l'aria scambia calore è orizzontale, ad esempio **un pavimento** o **un solaio**. Si possono verificare i casi discussi in figura 9 e in figura 10, dove si prevedono due situazioni: la prima prevede un **flusso termico ascendente** e la seconda **discendente**. Si ha flusso ascendente quando si considera il solaio di separazione tra un ambiente inferiore più caldo ed uno superiore più freddo. In questo caso le temperature vanno decrescendo procedendo dal basso verso l'alto, per cui l'aria dell'ambiente inferiore viene a contatto con una parete più fredda che ne fa aumentare la densità, provocandone così la caduta ed incrementando i moti convettivi naturali. Allo stesso modo l'aria dell'ambiente superiore, venendo a contatto con un pavimento più caldo, diminuisce la sua densità e si anima di moto ascensionale a tutto vantaggio dello scambio termico convettivo. La configurazione di flusso termico ascendente produce, dunque, nel suo complesso, efficaci scambi termici tra l'aria e la parete sia nell'ambiente superiore che in quello inferiore. La situazione opposta si verifica quando il regime termico è tale da comportare una temperatura dell'ambiente superiore più elevata di quella dell'ambiente inferiore. In questo caso in entrambi gli ambienti, l'aria viene a contatto con pareti che tendono ad ostacolare i moti convettivi naturali. Nell'ambiente superiore, infatti, la parete è più fredda ed in quello inferiore più calda dell'aria. Entrambe queste situazioni tendono a favorire la stratificazione dell'aria producendo una attenuazione degli scambi termici convettivi. Le seguenti relazioni, valide per convezione naturale tra aria e parete orizzontale, con flusso ascendente e discendente, mostrano come le considerazioni fatte si ripercuotano sui valori del coefficiente di scambio, dando luogo a valori più elevati per il caso di flusso ascendente.

$$\text{Solaio} \begin{cases} [\text{Parete orizzontale, flusso ascendente}]: h_c = 2.32 \cdot (\Delta T)^{0.25} \\ [\text{Parete orizzontale, flusso discendente}]: h_c = 1.16 \cdot (\Delta T)^{0.25} \end{cases}$$

18.8 Trasferimento di massa convettivo

Abbiamo sottolineato che le correnti di convezione naturale si sviluppano se c'è una qualsiasi variazione di densità all'interno della fase fluida. La variazione di densità può essere dovuta a differenze di temperatura o a differenze di concentrazione relativamente grandi. L'equazione della velocità per il trasferimento di massa convettivo (forzato o naturale) è:

$$\Phi_A = M_c \Delta C_a$$

Dove: Φ_A è il flusso di massa molare della specie A, misurato rispetto a coordinate spaziali fisse; M_c è il coefficiente di trasferimento di massa convettivo; ΔC_a è la differenza di concentrazione tra la concentrazione della superficie di confine e la concentrazione media delle specie diffuse nel flusso di fluido in movimento.

Il coefficiente di trasferimento di massa si ricava dall'equazione $\Phi_A = M_c \Delta C_a$, ed è espresso dal rapporto $M_c = \Phi_A / \Delta C_a$, che è il tasso di trasferimento di massa per unità di area e per unità di forza motrice. Fornisce un'indicazione di quanto è veloce il trasferimento di massa per convezione. Il coefficiente di trasferimento di massa M_c è correlato alle proprietà del fluido, alle caratteristiche dinamiche del fluido che scorre e alla geometria del sistema specifico di interesse. La valutazione del coefficiente di trasferimento di massa può essere realizzata da quattro metodi che permettono di determinare i coefficienti di trasferimento di massa convettivo: analisi dimensionale associata a esperimento; l'analogia tra quantità di moto, energia e trasferimento di massa; analisi esatta dello strato limite laminare; analisi approssimativa dello strato limite.

Parametri significativi nel trasferimento di massa convettivo	
Diffusività della quantità di moto	$\nu = \mu / \rho$
Diffusività termica	$\alpha = \rho c_p$
Diffusività di massa	D_{AB}

Ricordiamo che i parametri adimensionali sono spesso utilizzati per correlare i dati di trasferimento convettivo. Nel trasferimento di quantità di moto, il numero di Reynolds e il fattore di attrito svolgono

un ruolo importante unitamente a al trasferimento di calore convettivo. Le diffusività molecolari dei tre processi di trasporto, ossia la quantità di moto, il calore e la massa, sono riportati nella tabella: Si può dimostrare che ciascuna delle diffusività ha le dimensioni di $m^2 \cdot s^{-1}$, per cui il rapporto tra una qualsiasi di queste due deve essere adimensionale. Sappiamo che il numero di Prandtl

$$Pr = \frac{\text{Diffusività della quantità di moto}}{\text{Diffusività termica}} = \nu = \frac{\nu}{\alpha} = \frac{\mu c_p}{k}$$

Il numero analogo nel trasferimento di massa è il numero di Schmidt definito dal rapporto tra la diffusività dell'impulso e la diffusività della massa:

$$Sc = \frac{\text{Diffusività della quantità di moto}}{\text{Diffusività di massa}} = \frac{\nu}{D_{AB}} = \frac{\mu}{\rho D_{AB}}$$

Il rapporto tra la diffusività del calore e la diffusività della massa è denominato numero di Lewis ed è definito da:

$$Le = \frac{\text{Diffusività termica}}{\text{Diffusività di massa}} = \frac{\alpha}{D_{AB}} = \frac{k}{\rho c_p D_{AB}}$$

Notiamo che il numero di Lewis si riscontra nei processi che coinvolgono il trasferimento convettivo simultaneo di massa ed energia.

Il rapporto tra la resistenza al trasporto di massa molecolare e la resistenza al trasporto di massa convettivo del fluido. Questo rapporto è generalmente noto come numero di Sherwood, Sh , analogo al numero di Nusselt Nu , nel trasferimento di calore.

$$Sc = \frac{\text{Resistenza al trasporto di massa molecolare}}{\text{Resistenza al trasporto di massa convettivo}} = \frac{k_c L}{D_{AB}}$$

Dove L è la lunghezza caratteristica, che dipende dalla geometria del sistema.

Vediamo un'applicazione dell'analisi adimensionale al trasferimento di massa. A tale scopo, consideriamo il trasferimento di massa dalle pareti di un condotto circolare a un fluido che scorre attraverso il condotto. Per ottenere i gruppi adimensionali che saranno utilizzati per prevedere il coefficiente di trasferimento di massa, seguiremo i passaggi dell'analisi dimensionale. Per quanto detto, le variabili importanti sono: $d, V, \mu, \rho, D_{AB}, k_c$, (Coefficiente di trasferimento di massa). L'elenco di tutte le variabili e i parametri del problema, insieme alle loro dimensioni è mostrato nella seguente tabella:

Quantità	Espressione dimensionale
d	L
V	L/t
μ	M/L^3
D_{AB}	L^2/t
k_c	L/t

Il numero di gruppi adimensionali = numero di variabili - numero di dimensioni fondamentali. Quindi, il numero di gruppi adimensionali = $6 - 3 = 3$.

La scelta delle variabili di riferimento è arbitraria, fatta eccezione per i seguenti criteri: il numero di variabili di riferimento deve essere uguale al numero minimo di dimensioni fondamentali nel problema, pari a tre in questo caso, e sono: d, V e ρ . Le dimensioni sono: $d=L, V = L/t, \rho = M/L^3$.

Scriviamo le equazioni dimensionali per ciascuna delle variabili rimanenti in termini delle variabili di riferimento. Otteniamo:

Variabili di riferimento	Rapporti ottenuti dividendo l'equazione (1) per l'equazione (2) e l'equazione (3) per l'equazione (2)
$\mu = \frac{M}{L^3} = \frac{\rho d^3}{d(d/V)} = \rho V d$ (1)	$\frac{\mu}{D_{AB}} = \rho$ (4)
$D_{AB} = \frac{L^2}{t} = \frac{d^2}{d/V} = V d$ (2)	$\frac{k_c}{D_{AB}} = \frac{1}{d}$ (5)
$k_c = \frac{L}{t} = \frac{d}{d/V} = V$ (3)	

Le equazioni risultanti sono ciascuna un'identità dimensionale, quindi dividendo un lato per l'altro si ottiene un gruppo adimensionale da ciascuna equazione. Dalle equazioni (1), (4) e (5) otteniamo i gruppi adimensionali:

$Re = \frac{\rho V d}{\mu}$	$Sc = \frac{\mu}{\rho D_{AB}}$	$Sh = \frac{k_c d}{D_{AB}}$
-----------------------------	--------------------------------	-----------------------------

Questi tre gruppi adimensionali possono ora essere utilizzati come variabili primarie per definire il comportamento del sistema al posto delle sei variabili originali (ad esempio, il numero di variabili è ridotto). I gruppi sopra possono essere scritti sotto forma di equazione adimensionale che rappresenta il sistema:

$$Sh = f(Re, Sc)$$

$$Sh = a Re^\alpha Sc^\beta$$

L'equazione di cui sopra è una correlazione di trasferimento di massa e le costanti nella correlazione sono determinate sperimentalmente.

Esistono diverse forme di correlazioni a seconda delle condizioni idrodinamiche (flusso laminare o turbolento) e della geometria della superficie solida

Le correlazioni di trasferimento di massa convettivo sono stati ottenuti da dati estesi per il trasferimento di massa tra un fluido in movimento e determinate forme, come piastre piatte, sfere e cilindri. Le tecniche impiegate includono la sublimazione di un solido, la vaporizzazione di un liquido in un flusso d'aria in movimento e la dissoluzione di un solido in acqua. Correlando i dati in termini di parametri adimensionali, queste equazioni empiriche possono essere estese ad altri fluidi in movimento e superfici geometricamente simili. La tabella (1) mostra i numeri adimensionali utilizzati nella correlazione dei dati di trasferimento di massa (L = lunghezza caratteristica)

Nella seguente tabella sono riportate le correlazioni del trasferimento di massa a sfere e cilindri e le correlazioni di trasferimento di massa per piastra piana:

Correlazioni	Condizioni
$Sh_L = 0.664 Re_L^{0.5} Sc^{0.33}$ (Sfere e Cilindri)	(laminar) $Re_L < 2 \times 10^5$
$Sh_L = 0.0365 Re_L^{0.8} Sc^{0.33}$ (Piastra piana)	(turbulent) $Re_L > 2 \times 10^5$

Il coefficiente di trasferimento di massa locale può essere valutato dalle correlazioni di flusso:

Correlazioni	Condizioni
$Sh_x = 0.332 Re_x^{0.5} Sc^{0.33}$ (Sfere e Cilindri)	(laminar) $Re_x < 2 \times 10^5$
$Sh_x = 0.0292 Re_x^{0.8} Sc^{0.33}$ (Piastra piana)	(turbulent) $Re_x > 2 \times 10^5$

18.9 Esempi

Esempio 1. Piastra verticale isoterma

Una grande piastra verticale alta 4 m viene mantenuta a 60 °C ed è esposta all'aria atmosferica a 10 °C. Calcolare il trasferimento di calore se la piastra è larga 10 m.

Soluzione:

Determiniamo prima la temperatura del film che si ottiene dalla media aritmetica tra la temperatura della piastra e la temperatura atmosferica. Quindi si ha:

$$T_f = \frac{T_s + T_\infty}{2} = \frac{(60 + 10)^\circ\text{C}}{2} = 35^\circ\text{C} = 308\text{ K}$$

Le proprietà sono:

$$\beta = 1/308\text{ K} = 3.25 \cdot 10^{-3}, k = 0.02685 \left(\frac{\text{W}}{\text{mK}}\right), \nu = 16.5 \times 10^{-6}, Pr = 0.7.$$

$$Ra = Gr \cdot Pr = \frac{g \cdot \beta (T_s - T_\infty) \delta^3}{\nu^2}$$

Il valore del numero di Rayleigh può essere determinato applicando l'equazione precedente. Inserendo i dati si ottiene calcolati sopra si ricava:

$$Ra = \frac{g \cdot \beta \cdot (T_s - T_\infty) \delta^3}{\nu^2} = \frac{9.8\text{ ms}^{-2} (3.25 \cdot 10^{-3}\text{ K}^{-1}) (60 - 10)^\circ\text{C} (4\text{ m})^3}{(16.5 \times 10^{-6})^{-2}} \cdot 0.7 = 3.743 \times 10^{11}$$

Il numero di Nusselt può essere determinato da:

$$Nu = 0.1 \cdot Ra^{1/3} = 0.1 \cdot (3.743)^{1/3} = 720.7$$

Il coefficiente di scambio termico è dato da:

$$h_c = \frac{N_u \cdot k}{L} = \frac{720.7 \times 0.02685}{4} = 7.84 \text{ Wm}^{-2}\text{K}^{-1}$$

Il trasferimento di calore è dato da:

$$\dot{Q} = h_c \cdot A(T_s - T_\infty) = 7.84 \text{ Wm}^{-2} \cdot ^\circ\text{C}(4 \times 10) \text{ m}^2(60 - 10)^\circ\text{C} = 9.675 \text{ kW}$$

Esempio 2. Convezione naturale da superfici alettate

Le superfici alettate di varie forme sono i dissipatori di calore utilizzati nel raffreddamento della microelettronica. Uno dei parametri più cruciali nella progettazione dei dissipatori di calore è **la spaziatura delle alette**, S . Le alette ravvicinate avranno una maggiore superficie per il trasferimento di calore, ma un coefficiente di trasferimento di calore inferiore, a causa della resistenza extra delle alette aggiuntive. Un dissipatore di calore con alette ampiamente distanziate avrà un coefficiente di trasferimento di calore più elevato ma una superficie più piccola. Pertanto, esiste una spaziatura ottimale che massimizza la convezione naturale dal dissipatore di calore.

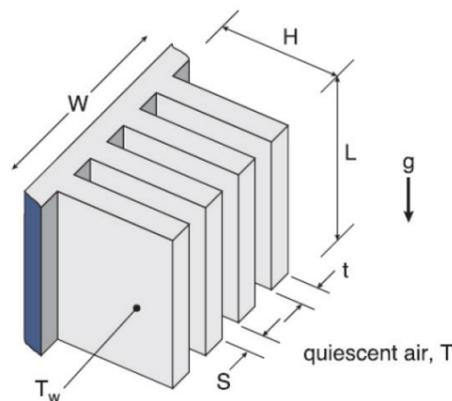


Figura 14. Un dissipatore di calore verticale.

Si consideri un dissipatore di calore con dimensione di base W (larghezza) e L (lunghezza) in cui le alette sono considerate isoterme e lo spessore delle alette t è piccolo rispetto alla spaziatura delle alette S . La spaziatura ottimale delle alette per un dissipatore di calore verticale è data da Rohsenow e Bar-Cohen come

$$S_{opt} = 2.714 \frac{L}{Ra^{1/4}}$$

dove L è la lunghezza caratteristica in numero Ra . Tutte le proprietà del fluido sono determinate alla temperatura del film. Il coefficiente di trasferimento di calore per la spaziatura ottimale può essere determinato dalla seguente equazione:

$$d = 1.31 k / S_{opt}$$

Notiamo che come risultato delle "due forze opposte" sopra menzionate, galleggiamento e attrito, i dissipatori di calore con alette ravvicinate non sono adatti alla convezione naturale.

Esempio 3: dissipatore di calore

Una superficie calda verticale larga 12 cm e alta 18 cm in aria a 25 °C deve essere raffreddata da un dissipatore di calore con alette equidistanti di profilo rettangolare. Le alette sono spesse 0,1 cm, lunghe 18 cm in direzione verticale e hanno un'altezza di 2,4 cm dalla base. Determinare la spaziatura ottimale delle alette e la velocità di trasferimento del calore per convezione naturale dal dissipatore di calore se la temperatura della base è di 80 °C.

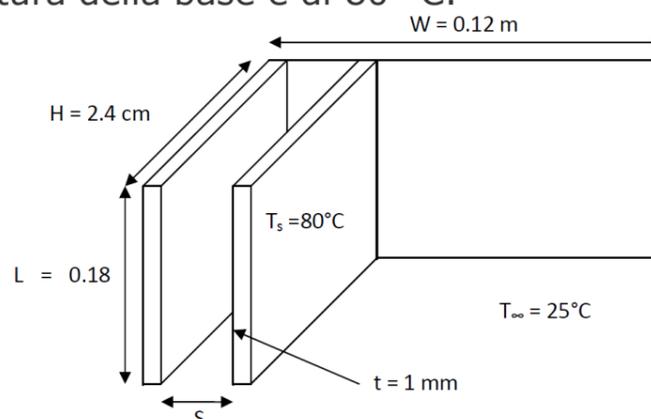


Figura 15. Profili rettangolari. Fonte.Wikipedi.org.

Ipotesi: Lo spessore delle alette t è molto più piccolo della spaziatura delle alette S .

Soluzione:

Le proprietà dell'aria vengono valutate alla temperatura del **film**:

$$T_f = (T_s + T_\infty)/2 = 52.5^\circ\text{C} = 325 \text{ K}$$

A questa temperatura, $k = 0,0279 \left(\frac{\text{W}}{\text{mK}}\right)$, $\nu = 1,82 \times 10^{-5} \frac{\text{m}^2}{\text{s}}$, $\text{Pr} = 0,709$. Nell'ipotesi che il gas sia ideale $\beta = 1/T_f = 1/325,5 \text{ K} = 0,003072 \text{ 1/K}$. La lunghezza caratteristica è $L = 0,18 \text{ m}$. Sostituendo questi valori si ricava:

$$R_a = \frac{g \beta (T_s - T_\infty) L^3}{\nu^2} \text{Pr} = 2.07 \times 10^7$$

La spaziatura ottimale delle alette è determinata applicando l'equazione:

$$S_{opt} = 2.714 \frac{L}{R_a^{1/4}} = 0.0072 \text{ m} = 7.2 \text{ mm}$$

Il numero di alette e il coefficiente di trasferimento di calore per convezione per il caso di spaziatura ottimale delle alette sono:

$n = \frac{W}{S+t} \approx 15 \text{ fins}$	$h = 1.31 \frac{k}{S_{opt}} = 5.08 \frac{\text{W}}{\text{mK}}$
---	--

La velocità di trasferimento di calore per convezione naturale diventa:

$$\dot{Q} = h(2nLH)(T_s - T_\infty) = 36.2 \text{ W}.$$

19. Flusso di calore superficiale e trasporto di calore all'interno della Terra

Ci sono più di 20.000 misurazioni del flusso di calore sulla superficie terrestre, distribuite più o meno equamente tra continenti e oceani. Il flusso di calore più alto negli oceani che nei continenti e più alto sul margine occidentale che su quello orientale. Da una prospettiva globale, la litosfera oceanica è in uno stato termico transitorio per la maggior parte del suo breve tempo di residenza sulla superficie terrestre, contrariamente ai continenti che sono per lo più in uno stato termico stazionario o vicino a esso. Il flusso di calore oceanico segue un andamento decrescente in funzione dell'età che è parallelo a quello dell'elevazione (o batimetria). La litosfera continentale ha vissuto un'evoluzione più lunga ed è caratterizzata da una struttura e una composizione complicate. Ancora più importante, la crosta continentale è arricchita di elementi radioattivi che contribuiscono con una quota maggiore al flusso di calore superficiale.

A. Meccanismi di trasporto del calore

Nella Terra solida, devono essere considerati tre meccanismi di trasporto del calore, ordinati in base alla profondità crescente, sono convezione idrotermale, conduzione e convezione. La circolazione idrotermale si sviluppa in fratture e pori, che vengono chiusi dalla pressione di confinamento a profondità superiori a 10 km. Questo meccanismo è di scarsa importanza alla scala litosferica, ma svolge un ruolo cruciale negli ambienti poco profondi in cui vengono effettuate misurazioni del flusso di calore. La conduzione domina sulle regioni fredde e non deformabili su scale temporali geologiche. Qui si può vedere il forte legame tra processi termici e meccanici. A profondità sufficiente, la temperatura è abbastanza alta da consentire alle rocce di deformarsi a velocità significative e il trasferimento di calore convettivo domina. Nelle aree vulcaniche attive, si deve tenere conto di un altro meccanismo di trasporto del calore, cioè la risalita del magma.

B. Struttura dello strato limite termico

Premettiamo che è importante dedurre la struttura termica della litosfera perché la temperatura controlla la resistenza e la deformazione della litosfera stessa. La mappatura della struttura termica è essenziale per comprendere i processi tettonici e l'evoluzione litosferica. Tale conoscenza è fondamentale per l'esplorazione di giacimenti minerali e idrocarburi, nonché per le risorse di energia geotermica. Il calore viene portato alla base della litosfera per convezione nel mantello sia sotto i continenti che al di sotto degli oceani. Inoltre, studi sulla subsidenza in un gran numero di bacini sedimentari hanno documentato la risposta transitoria della litosfera continentale alle perturbazioni termiche. Da una prospettiva globale, la litosfera oceanica è in uno stato termico transitorio per la maggior parte del suo breve tempo di residenza sulla superficie terrestre, contrariamente ai continenti che sono per lo più in uno stato termico stazionario o vicino a esso. Il flusso di calore oceanico segue un andamento decrescente in funzione dell'età che è parallelo a quello dell'elevazione (o batimetria). La litosfera continentale ha vissuto un'evoluzione più lunga ed è caratterizzata da una struttura e una composizione complicate. Ancora più importante, la crosta continentale è arricchita di elementi radioattivi che contribuiscono alla componente più grande del flusso di calore superficiale. L'elevazione continentale è controllata principalmente da variazioni di spessore e composizione della crosta e dipende debolmente dalla struttura termica.

La sismologia fornisce le immagini con risoluzione maggiore della struttura interna della Terra! Dagli anni '80, la tomografia sismica sta fornendo un contributo essenziale alla risoluzione della struttura tridimensionale del mantello. I meccanismi di trasferimento del calore sono la conduzione e la convezione. Nei continenti, sono stati fatti progressi grazie a misurazioni sistematiche del flusso di calore e della produzione di calore nei vecchi cratoni e alla determinazione delle condizioni di pressione, P , e di temperatura T nel mantello litosferico attraverso studi sugli xenoliti, elementi o blocchi rocciosi di dimensioni variabili rimasto inglobato all'interno di una roccia, dalla quale si differenzia per composizione. Nel caso delle rocce magmatiche la xenolite è inclusa nel corpo intrusivo durante la sua risalita e messa in posto. È anche importante acquisire dati relativi alle differenze di temperatura, T , con la profondità e di composizione mineralogica, C , che riducano le incertezze nella fisica dei minerali, ovvero nelle correlazioni tra la velocità delle onde sismiche assolute e le variazioni di T e di C .

Le leggi che governano la trasmissione del calore sono l'equazione del calore di Fourier per la conduzione e di Newton per la convezione. Si suppone in prima approssimazione che il gradiente geotermico continentale vari in condizione di stato stazionario. L'elaborazione di modelli di raffreddamento della litosfera continentale e oceanica richiede la conoscenza dei parametri chiave delle rocce, quali, conduttività termica, capacità termica, densità, produzione di calore radiogenico, e degli intervalli di variazione previsti. Sappiamo che l'energia può cambiare da una forma all'altra, ma non può essere creata o distrutta come afferma la legge di conservazione dell'energia. Ad esempio, l'energia viene assorbita durante il riscaldamento e la fusione delle rocce litosferiche, mentre viene rilasciata durante il raffreddamento e la solidificazione delle stesse.

La definizione della litosfera termica impone di considerare tre diverse profondità. Il limite più superficiale, h_1 , corrisponde al limite inferiore della parte superiore conduttiva e di quella che chiameremo litosfera termica. Il limite più profondo, h_3 , corrisponde al limite inferiore dello strato limite termico e può anche essere considerato come la transizione tra il regime litosferico e il regime del mantello completamente convettivo, in modo che la struttura termica del mantello sottostante non sia correlata a quella della litosfera. Una profondità intermedia, h_2 , si ottiene tramite l'estrapolazione verso il basso della geotermia conduttiva al profilo di temperatura isoentropico² per il mantello convettivo. Senza alcuna conoscenza delle caratteristiche dello strato limite, si può solo determinare h_2 e h_3 , il primo dai dati del flusso di calore e il secondo dalle anomalie della velocità sismica. Tali determinazioni sono associate a due importanti avvertenze. La prima è che non possono essere uguali tra loro, il che non consente controlli incrociati. La seconda è che non dicono nulla su h_1 . Tuttavia, è h_1 che definisce l'unità meccanicamente coerente (la 'placca') che si muove sulla superficie terrestre e stabilisce il tempo di rilassamento termico che segue le perturbazioni tettoniche e magmatiche. L'incertezza su questo spessore ha gravi conseguenze perché il tempo di rilassamento diffusivo è proporzionale ad h^2 , $\propto h^2$. Un'ultima osservazione è che h_1 caratterizza la condizione limite superiore nella parte superiore del mantello convettivo. La struttura schematica dello strato limite termico nella parte superiore del mantello convettivo terrestre è illustrata nella figura 1.

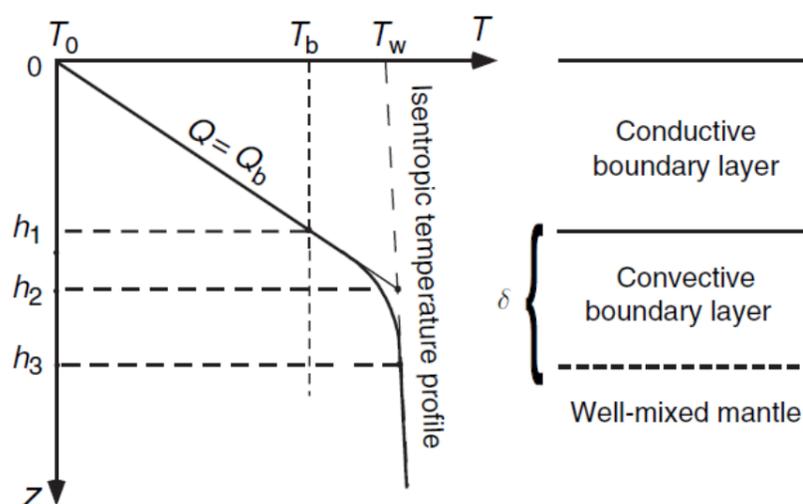


Figura 1. Lo strato limite deve essere diviso in due parti. Nella parte superiore effettivamente rigida di spessore h_1 , il calore viene trasportato per conduzione. Nella parte inferiore instabile di spessore $\delta = (h_3 - h_1)$ il calore viene portato alla base della parte superiore tramite convezione. Il profilo verticale ottenuto dall'estrapolazione verso il basso dei dati di temperatura superficiale interseca il profilo isentropico ben miscelato a un'altra profondità, h_2 . La temperatura alla base della parte superiore conduttiva è T_b , che è inferiore alla temperatura potenziale ben miscelata, T_w . La differenza di temperatura attraverso lo strato limite instabile di spessore δ è $(T_w - T_b)$. Fonte. Heat Flow and Thermal Structure of the Lithosphere: C. Jaupart, Institut de Physique du Globe de Paris; J.-C. Mareschal, GEOTOP-UQAM-McGill, Montreal, QC, Canada.

² Una trasformazione isoentropica in termodinamica è definita come una trasformazione che avviene a temperatura costante.

C. Condizioni al contorno basali

In stato stazionario, il flusso di calore sulla superficie terrestre è uguale a:

$$Q_0 = Q_{crosta} + Q_{litosfera} + Q_b$$

dove Q_{crosta} e $Q_{litosfera}$ rappresentano i contributi delle sorgenti di calore nella crosta e nel mantello litosferico, e Q_b è il flusso di calore alla base della litosfera. Negli oceani, si possono ignorare i primi due con errore trascurabile e il flusso di calore superficiale è una misura diretta del flusso di calore basale. Nei continenti la procedura è più complessa perché implica la stima del potenziale contributo crostale, Q_{crosta} . In entrambi i casi, lo stato stazionario non può essere dato per scontato perché dipende dallo spessore della litosfera, che è parte della soluzione. Quindi, in pratica, si deve prima dimostrare che gli effetti termici transitori sono trascurabili. Lontano dalle condizioni di stato stazionario, il flusso di calore superficiale include una grande componente transitoria l'identificazione delle diverse componenti è un problema sotto-vincolato. In altre parole, un approccio puramente empirico non è sufficiente e le misurazioni possono essere interpretate solo all'interno di un quadro teorico. Questa grande difficoltà è stata al centro degli studi sul flusso di calore negli ultimi tre decenni. Da un punto di vista fisico, si devono introdurre tre temperature, T_0 al limite superiore, che, per tutti gli scopi pratici, possono essere considerate fisse e uguali a 0°C , T_b alla base della litosfera e T_W nell'interno convettivo ben miscelato. In stato stazionario in assenza di fonti di calore, si ha:

$$Q_0 = Q_b = k \frac{T_b - T_0}{h_1}$$

dove k è la conduttività termica. Un'equazione di chiusura collega questo flusso alla differenza di temperatura attraverso lo strato limite convettivo, $(T_W - T_b)$ (figura 1). Nel caso generale, ciò comporta la risoluzione del problema del trasferimento di calore completamente accoppiato, che richiede modelli di convezione completi che coinvolgono una varietà di scale. I modelli numerici di questo tipo restano provvisori a causa delle incertezze nell'impostazione (condizioni iniziali, proprietà reologiche, considerazione di continenti e oceani, ecc.) nonché limitazioni intrinseche del computer. Per questo motivo, sono stati sviluppati modelli semplici e applicati localmente a un sottoinsieme di osservazioni. Una procedura comune consiste nell'introdurre un coefficiente di trasferimento di calore B :

$$Q_b = B(T_b - T_0)$$

Sono stati considerati due casi limite. Per un trasferimento di calore efficiente, $B \rightarrow \infty$, che implica che $T_b \rightarrow T_W$. Questa è la condizione limite a temperatura fissa. Un altro caso limite è quando il mantello convettivo può mantenere solo un flusso di calore fisso. In questo caso, Q_b è impostato su una costante. Entrambe le condizioni limite consentono soluzioni semplici all'equazione del calore se lo spessore della litosfera è fisso. Un ulteriore problema è accertare se lo spessore della litosfera cambia o meno nel tempo, il che richiede una comprensione dei controlli fisici sullo spessore della litosfera, ad esempio la viscosità. Nonostante la viscosità non sia ben nota, la convezione dovrebbe essere il modo più efficiente per trasferire calore nel mantello. Il calore è trasferito attraverso correnti convettive di materiale caldo, meno denso, che sale e materiale freddo, più denso, che scende mediante un processo adiabatico veloce. Le immagini schematiche della figura 2 illustrano la fenomenologia dei moti convettivi nel mantello terrestre e le forze agenti in gioco:

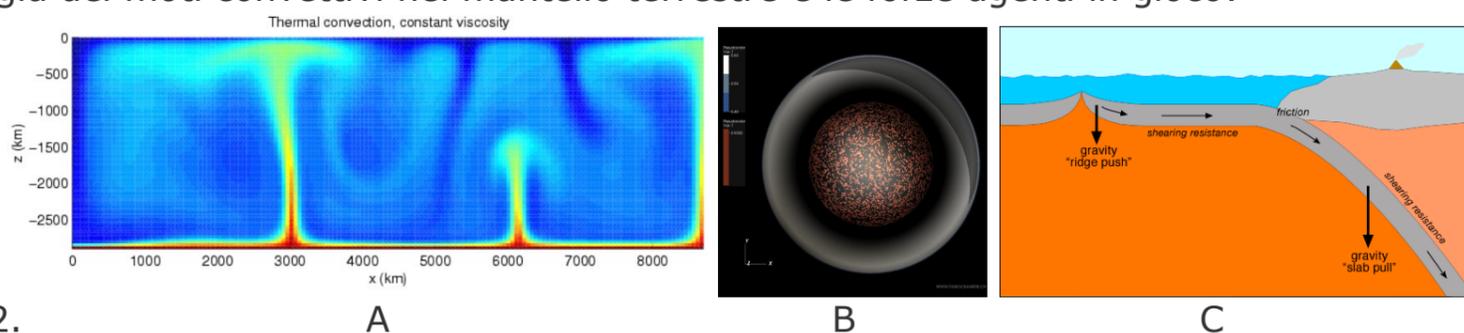


Figura 2.

A. Modello schematico di convezione nel mantello con la profondità. Fonte. Wikipedia.org. B. Evoluzione temporale della convezione dell'intero mantello, inclusa la tettonica a placche.

Fonte. [Southern University of Science and Technology, Shenzhen | SUSTech | Department of Ocean Science and Engineering | Research profile \(researchgate.net\) Jason P. Morgan.](https://www.researchgate.net/profile/Jason-P-Morgan)

C. Le forze in gioco in prossimità della dorsale (Gravità), nel movimento orizzontale della placca (Resistenza di taglio) e nel processo di subduzione (gravità, forza di taglio, trazione della lastra in subduzione). Fonte. Wiki Commons.

La forza di trazione della lastra, definita da Carlson et al. (1983) e da Lallemand et al. (2005), è espressa dall'equazione seguente:

$$F_s = K \times \Delta\rho \times L \times \sqrt{\tau}$$

Dove: $K = 4,2 g$ ($g = 9,81 \text{ ms}^{-2}$ McNutt (1984)); $\Delta\rho = 80 \text{ kg/m}^3$ è la differenza di densità media tra la lastra e l'astenosfera circostante; L è la lunghezza della lastra calcolata solo per la parte superiore

a 670 km, il confine tra mantello superiore e inferiore; τ è l'età della lastra in milioni di anni (Ma) nella fossa tettonica.

Sappiamo che il numero adimensionale di Rayleigh caratterizza l'equilibrio tra il flusso guidato dal galleggiamento e dalle forze di resistenza, come l'attrito:

$$R_a = \frac{\rho g \Delta T D^3}{\nu \alpha}$$

Le stime del flusso di calore continentale e oceanico e della perdita di calore globale sono riportate nella tabella qui sotto:

	Continental (mW m ⁻²)	Oceanic (mW m ⁻²)	Total (TW)
Williams and von Herzen (1974)	61	93	43
Davies (1980a,b)	55	95	41
Sclater et al. (1980)	57	99	42
Pollack et al. (1993)	65	101	44
Davies and Davies (2010)	71	105	47
This study ^a	65	94	46

^aThe average oceanic heat flux does not include the contribution of hot spots. The total heat loss estimate does include 3 TW from oceanic hot spots.

Figura 3. La Terra perde energia man mano che il calore fluisce attraverso la sua superficie. La perdita di energia totale della Terra è stata stimata in (46 ± 2) TW, di cui 14 TW provengono dai continenti e 32 TW provengono dal fondale marino. Dopo aver rimosso la produzione di calore degli elementi radioattivi nella litosfera continentale, la perdita di energia dal mantello convettivo è di 39 TW.

Fonte: [Southern University of Science and Technology, Shenzhen | SUSTech | Department of Ocean Science and Engineering | Research profile \(researchgate.net\) Jason P. Morgan.](#)

La tettonica a placche è stata una rivoluzione nelle scienze della Terra. Il movimento delle placche crea nuovi oceani e chiude i vecchi oceani dando origine ai supercontinenti. Approfondiremo il discorso quando parleremo del ciclo di Wilson.

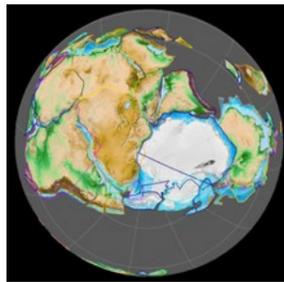
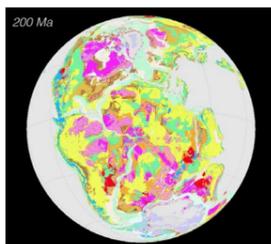


Figura 4. Gondwana 420 milioni di anni fa (Tardo Siluriano). Vista centrata sul Polo Sud. Fonte: Wikipedia.org.

L'età dei continenti (rosa) è maggiore di 3 miliardi di anni. L'età degli oceani è minore di 200 milioni di anni



La Terra è un sistema molto dinamico, ma la parte stabile dei continenti si è formata più di 3 miliardi di anni fa e da allora sopravvive alla distruzione!

Le anomalie di gravità associate alle forme strutturali e petrologiche indicano che la litosfera continentale è spessa, fredda e chimicamente impoverita rispetto al mantello circostante. Le densità più elevate dovute a temperature più basse sono quasi esattamente bilanciate da densità più basse dovute a rapporti più bassi di F_e/M_g e A_l/M_g come si afferma nell'ipotesi di impoverimento del basalto. L'ipotesi isopicnica di Jordan (1988) afferma che le forti variazioni di velocità sismica nella litosfera corrispondono a quasi zero anomalie di densità. Quindi, le anomalie di velocità sismica sono spesso considerate solo al di sotto di una certa profondità. La parte del mantello che si trova sotto i cratoni e che si muove durante l'attività tettonica.

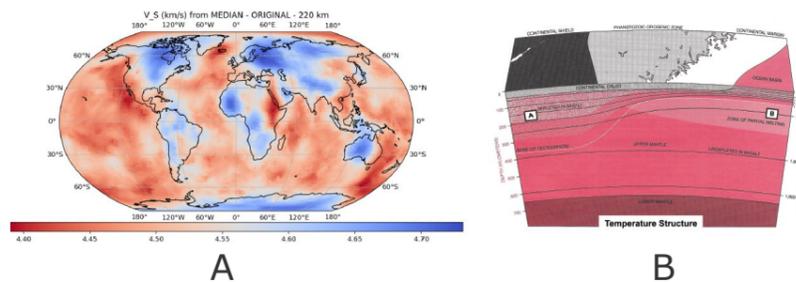


Figura 5.

A. Mappa della velocità delle onde sismiche tracciata con *pythone script*. B. Struttura termica del matello litosferico: (A) le curve delle anomalie di densità sono funzioni della profondità e della temperatura. La curva bianca è la base Tectosfera, la parte del mantello che si trova sotto i cratoni, (*continental shield*) che si muove durante l'attività tettonica. (B) Zona di fusione parziale. Fonte: Wikipedia.org.

D. La litosfera termica in contrapposizione alla litosfera definita sismicamente

La conoscenza della struttura termica superficiale della Terra è migliorata quando sono stati i metodi sismici, che sono i più potenti e precisi. Su scala mondiale, con pochissime eccezioni, i cratoni sono sistematicamente associati a regioni con velocità delle onde P ed S maggiori, che si estendono fino a profondità di circa 200-300 km. Con riferimento alla struttura litosferica schematica riportata nella figura 1, tali stime corrispondono a profondità h_3 e quindi forniscono limiti superiori sia a h_1 che a h_2 . La litosfera conserva eterogeneità compositive in contrasto con l'astenosfera ben miscelata. Pertanto, il suo spessore può essere definito dalla sismologia come la profondità in cui scompaiono le eterogeneità laterali su piccola scala sarebbe proprio h_1 . In generale, la velocità è maggiore nei materiali più rigidi e compatti: per esempio, le onde rallentano drasticamente quando incontrano l'astenosfera plastica e ben miscelata. Le discontinuità nell'intervallo di profondità 80-240 km sono state osservate tramite riflessione sismica, esperimenti di rifrazione e studi telesismici sulle onde corporee. Non possono essere spiegate da effetti termici, ma potrebbero essere dovute a una maggiore idratazione nell'astenosfera, nel qual caso corrisponderebbero a h_1 . Informazioni indipendenti possono provenire dalla distribuzione verticale dell'anisotropia sismica. Ci si può aspettare diverse caratteristiche di anisotropia e orientamento a seconda della profondità.

Al di sotto della base della litosfera, l'anisotropia è dovuta a sforzi di taglio convettivi, $\tau = (F_t/A)$, che sono allineati con la direzione del moto delle placche. All'interno della litosfera, l'anisotropia riflette probabilmente un tessuto ereditato da eventi tettonici passati. La profondità alla quale cambiano le caratteristiche di anisotropia può, quindi, essere interpretata come la base della litosfera, ovvero h_1 . I profili di conduttività elettrica forniscono un ulteriore mezzo per limitare lo spessore della litosfera. La conduttività è sensibile sia alla temperatura, T , che al contenuto di acqua delle rocce del mantello. Il flusso di calore può anche variare a seconda delle zone prossime allo strato limite, trasformandosi dalla condizione stazionaria a condizioni transitorie, svolgendo ruoli diversi per la dinamica della convezione del mantello e per il raffreddamento secolare della Terra. Ad esempio, i pennacchi del mantello devono prima attraversare lo strato limite convettivo prima di raggiungere la base della litosfera. Per cui, per gli studi sulla penetrazione del pennacchio attraverso la litosfera, la perturbazione termica rilevante è la somma dell'anomalia di temperatura che guida la risalita del magma lungo il pennacchio attraverso il mantello profondo e della differenza di temperatura attraverso lo strato limite, che può essere ampia. I modelli globali basati sulle onde sismiche forniscono il miglior vincolo sulla struttura della litosfera su scala globale ed hanno tutti vincoli sulle onde di superficie.

E. Modello di raffreddamento a metà spazio (*Cooling Half-Space Model*)

Le dorsali oceaniche sono associate a risalite del mantello che alimentano un flusso orizzontale su scala di placca. Il flusso è prevalentemente orizzontale con trascurabili variazioni della velocità orizzontale con la profondità. Le grandi lunghezze d'onda delle variazioni del flusso di calore implicano che il trasferimento di calore è prevalentemente verticale. In un sistema di coordinate rettangolare bidimensionale, con distanza x dalla dorsale e profondità z dal fondale marino, la temperatura obbedisce alla seguente equazione:

$$\rho C_p \left(\frac{\partial T}{\partial t} + u \frac{\partial T}{\partial x} \right) = \frac{\partial}{\partial z} \left(k \frac{\partial T}{\partial z} \right)$$

dove u è la velocità orizzontale, ρ è la densità della litosfera, C_p è la capacità termica e k la conduttività termica. Abbiamo trascurato la dissipazione del calore viscoso e la produzione di calore radioattivo, che è molto piccola nelle rocce del mantello. Sulla scala temporale di una placca oceanica, si può supporre uno stato stazionario, ovvero la temperatura rimane costante a una distanza fissa dalla dorsale. In stato stazionario con conduttività termica costante, l'equazione del calore è:

$$\rho C_p \left(u \frac{\partial T}{\partial x} \right) = \left(k \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} \right)$$

Per una velocità di diffusione costante, l'età è $\tau = x/u$, che ci permette di scrivere l'equazione che esprime la variazione della temperatura in funzione del tempo τ e della profondità z , avendosi:

$$\frac{\partial T}{\partial \tau} = k \frac{\partial^2 T}{\partial z^2}$$

Dove k è la diffusività termica. Questa è l'equazione di diffusione del calore unidimensionale, la cui soluzione richiede un insieme di condizioni al contorno iniziali. La condizione al contorno superiore e la condizione iniziale possono essere specificate con un errore minimo. L'elevata efficienza del trasporto di calore nella colonna d'acqua assicura che la superficie del fondale marino sia mantenuta a una temperatura fissa $T_0 \approx 4^\circ\text{C}$.

Trascurando l'ulteriore trasferimento di calore laterale, si possono utilizzare soluzioni per il rilascio di pressione isentropica. Per una tale geotermia iniziale, la temperatura diminuisce con l'aumentare dell'altezza al di sopra del punto di fusione. Il calo totale della temperatura dipende dalla

temperatura iniziale del mantello, che stabilisce la profondità a cui inizia la fusione e stima il calore di fusione, ma non supera mai i 200 K. Questo valore è molto più piccolo della differenza ΔT tra la superficie e la temperatura iniziale e può essere trascurato in una prima approssimazione. Per una temperatura iniziale uniforme $T_i = T_0 + \Delta T$ questo modello produce un flusso di calore proporzionale a $1/\sqrt{\tau}$ esprimibile dall'equazione:

$$\dot{Q} = k \frac{\Delta T}{\sqrt{\pi k \tau}} = C_{\dot{Q}} \cdot \tau^{-1/2}$$

dove $C_{\dot{Q}}$ è una costante. Questa semplice dipendenza dall'età vale anche quando le proprietà fisiche dipendono dalla temperatura. In questo caso, per definizione, si ottiene: $h_2 = \sqrt{\pi k \tau}$.

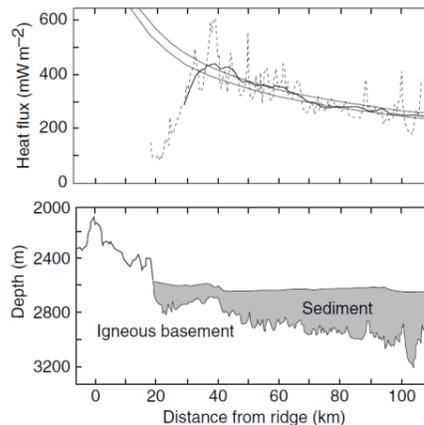


Figura 6. In alto: variazione orizzontale del flusso di calore lontano dalla dorsale Juan de Fuca. In basso: struttura del fondale marino giovane sotto i siti di misurazione, che mostra la mancanza di copertura sedimentaria a breve distanza dalla dorsale. Il profilo del flusso di calore è stato ottenuto con una media mobile su finestre di 15 km. Le due curve corrispondono al modello di raffreddamento a semispazio, in modo che $C_{\dot{Q}} \cdot \tau^{-1/2}$ con i due valori estremi che sono stati proposti per $C_{\dot{Q}} = (470 - 510) \text{ mW} \cdot \text{m}^{-2} \cdot M_a^{-1}$. Fonte: Davis et al. (1999).

Una seconda verifica è fornita dai dati batimetrici. Utilizzando una condizione di equilibrio isostatico si ottiene:

$$\frac{dh}{dt} = \frac{\alpha}{C_p(\rho_m - \rho_w)}(q_0, t)$$

Dove α è il coefficiente di espansione termica del volume, ρ_m è la densità del mantello e ρ_w è la densità dell'acqua di mare. Quindi, si ricava:

$$h(\tau) = H_0 + C_b \sqrt{\tau} \quad \text{con} \quad C_b = \frac{2\alpha\rho_m\Delta T}{C_p(\rho_m - \rho_w)} \sqrt{\frac{k}{\pi}}$$

La batimetria registra il raffreddamento totale della litosfera oceanica dalla sua formazione sulle dorsali medio-oceaniche. Di nuovo, la costante C_b può essere calcolata dal valore della costante $C_{\dot{Q}}$ nell'equazione del flusso di calore e verificata rispetto alle osservazioni.

I dati batimetrici sono più attendibili dei dati del flusso di calore e si adattano bene alle previsioni del modello per la litosfera oceanica più giovane di 100 milioni di anni fa, come evidenzia la figura.

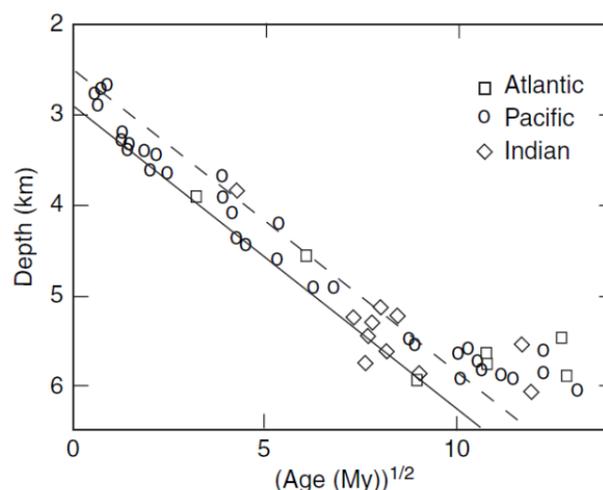


Figura 7. Profondità del basamento del fondale marino in funzione della radice quadrata dell'età. Questi dati corrispondono ai fori DSDP³ e non sono influenzati da incertezze sullo spessore del sedimento. Le linee tratteggiate rappresentano le due relazioni lineari estreme che sono coerenti con i dati. Fonte: <https://www.ngdc.noaa.gov/mgg/geology/dsdp/data/holelist.htm>.

Concludendo, osserviamo che la modalità di raffreddamento tiene quindi conto di tutte le osservazioni sui giovani fondali marini e può essere utilizzata per determinare la temperatura del mantello.

³ Deep Sea Drilling Project. <https://www.ngdc.noaa.gov/mgg/geology/dsdp/data/holelist.htm>.

Se il raffreddamento procedesse senza ostacoli, lo strato limite termico si ispessirebbe e raggiungerebbe uno spessore di circa 130 km entro 180 milioni di anni.

F. Distribuzione verticale della temperatura: stato stazionario

Sappiamo che la litosfera continentale è più spessa di quella oceanica. La scelta di una condizione al contorno alla base della litosfera è importante quando si considera il regime transitorio e il ritorno all'equilibrio. Per una litosfera spessa 200 km con temperatura costante alla base, il tempo di rilassamento termico è di 300 Ma. Le condizioni al contorno basali che variano su una scala temporale minore di 500 Ma non hanno nessun effetto sul flusso di calore superficiale. Le variazioni orizzontali profonde della produzione di calore vengono attenuate dalla diffusione. Le sorgenti crostali riflettono la geologia di superficie che segue uno schema a lunghezza d'onda lunga. Partendo dalla superficie, la continuazione verso il basso è instabile per piccole lunghezze d'onda. In pratica, si deve usare una finestra di media larga 100 km per le temperature crostali e larga 500 km per la litosfera profonda.

La variazione verticale della produzione di calore mediata orizzontalmente, $A(z)$, il flusso di calore superficiale Q_0 può essere scritto come:

$$Q_0 = Q_M + \int_z^{z_M} A(z') dz$$

Dove z_M è la profondità di Moho. Si noti che non si può presumere che Q_b , il flusso di calore alla base della litosfera, sia uguale a Q_M , il flusso di calore nella Moho, a causa dei lunghi transienti termici e della produzione di calore nel mantello litosferico. In stato stazionario, i profili di temperatura verticali

si ottengono calcolando l'integrale seguente:

$$k(T) \frac{dT}{dz} = Q_0 - \int_z^{z_M} A(z') dz$$

dove $k(T)$ è la conduttività termica dipendente dalla temperatura. In pratica, la funzione $A(z)$ non è ben nota, ma si possono ottenere vincoli sul flusso di calore di Moho, come verrà spiegato di seguito. Come prima approssimazione, si può trascurare la produzione di calore nel mantello litosferico. Specificando i valori del flusso di calore in superficie e nel Moho, si imposta la quantità totale di produzione di calore crostale, che lascia solo un'incognita: la variazione verticale della produzione di calore nella crosta. Per i vecchi continenti, si dimostra che l'equazione del calore allo stato stazionario è espressa da:

$$T_b = T_T + \frac{q_t}{k_t} \Delta z - \frac{A \Delta z^2}{2k_t}$$

Nella figura 8 sono mostrati gli andamenti di tre geoterme continentali calcolate per flusso di calore superficiale di 40, 65 e 90 mWm^{-2} . I calcoli sono stati effettuati sull'ipotesi che la conduttività dipende dalla temperatura:

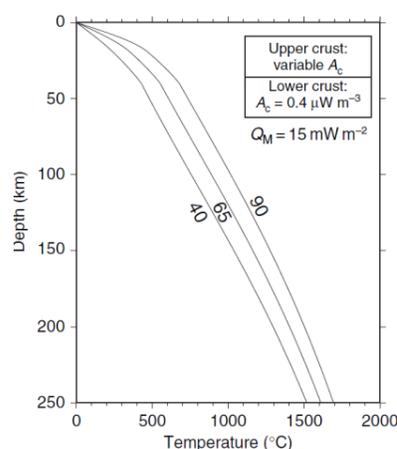


Figura 8. Tre geoterme continentali calcolate per flusso di calore superficiale di 40, 65 e 90 mWm^{-2} . I calcoli sono effettuati con conduttività dipendente dalla temperatura e per lo stesso flusso di calore nella Moho di 15 mWm^{-2} . Si presume che la produzione di calore crostale sia distribuita in due strati di uguale spessore con un valore fisso di 0,4 mWm^{-3} per la produzione di calore nella crosta inferiore. Fonte: <https://www.ngdc.noaa.gov/mgg/geology/dsdp/data/holelist.htm>.

G. Modello con raffreddamento a piastre (*plate cooling*)

Quando la litosfera oceanica si forma sulle dorsali medio-oceaniche, inizialmente è calda e inizia a raffreddarsi allontanandosi dall'asse della dorsale. La litosfera oceanica diventa più densa e si abbassa, cosicché il flusso di calore in superficie diminuisce. La condizione iniziale è impostata da un modello per la risalita di magma caldo. Se non c'è nessuno scambio orizzontale di calore è sufficiente risolvere l'equazione unidimensionale e non considerare il calore radiogenico per la litosfera oceanica.

L'equazione che governa il flusso di calore conduttivo della litosfera, che descrive come il calore si diffonde attraverso un mezzo nel tempo, in coordinate cartesiane è:

$$\frac{\partial T}{\partial \tau} = k \nabla^2 T = k \left(\frac{\partial^2 T}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 T}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} \right)$$

I materiali con elevata diffusività termica trasferiscono il calore rapidamente perché conducono bene il calore e immagazzinano meno calore per unità di volume, quindi hanno bassa capacità termica volumetrica. Se lo scambio di calore è orizzontale e se non si considera il calore radiogenico l'equazione del flusso di calore per la litosfera oceanica diventa:

$$\rho(z, T) C_p(z, T) \frac{\partial T}{\partial \tau} = \frac{\partial}{\partial z} k(T) \frac{\partial T}{\partial z}$$

Questa equazione monodimensionale caratterizza il modello di raffreddamento che forniscono una struttura termica della litosfera relativamente semplice e prevedono sia la batimetria che il flusso di calore.

Le immagini schematiche della figura 9 illustrano lo spostamento delle placche dall'asse della dorsale oceanica con velocità \vec{u} parallela al fondale oceanico e con $T = T_0$. Le isoterme sono simmetriche rispetto all'asse y .

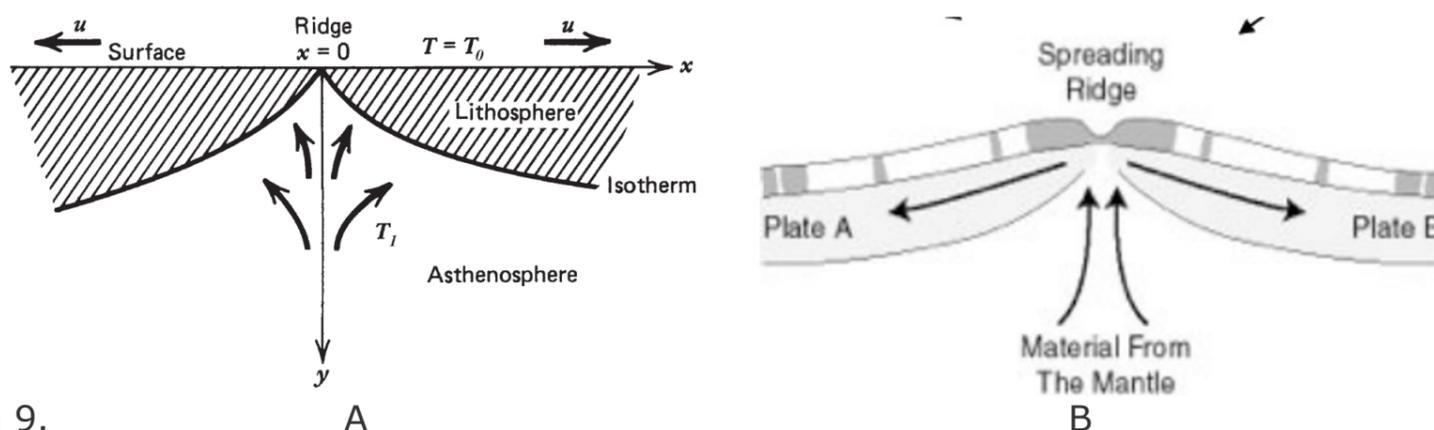


Figura 9.

A. Le frecce nere indicano il flusso di calore che risale con $T_1 > T_0$. B. Magma che risale dal mantello mentre si allontanano: i colori bianco e grigio indica le inversioni del campo magnetico terrestre.

Fonte. Fabio Cramerì - 2023.

La figura 10A illustra l'andamento delle geoterme per il modello di raffreddamento a semispazio. Sono state plottate da dati calcolati con script python su isocrone magnetiche ottenute sulle inversioni del campo magnetico da 100 a 10 milioni di anni (Ma). La figura 10B mostra l'età della litosfera oceanica.

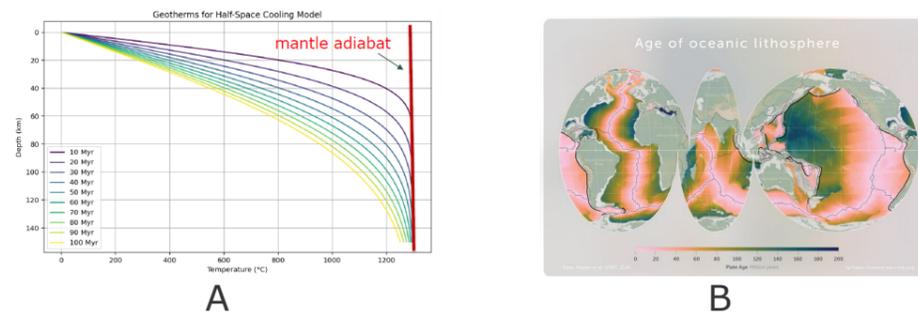


Figura 10.

A. Andamenti delle geoterme per il modello di raffreddamento semispaziale. Il limite a destra è determinato dalla verticale del mantello adiabatico corrispondente a $T = 1300^\circ\text{C}$.

B. Età delle placche di litosfera oceanica. Fonte. Fabio Cramerì -2023.

Nella figura 9A sono mostrati gli andamenti del flusso di calore (a) e della batimetria (b) in funzione dell'età del pavimento oceanico basati sui modelli PM95 e HS. Nella figura 9B sono illustrati i grafici del flusso di calore in funzione dell'età del pavimento oceanico ottenuto da dati fondati sul modello di raffreddamento a piastre conduttive (Plate-cooling model).

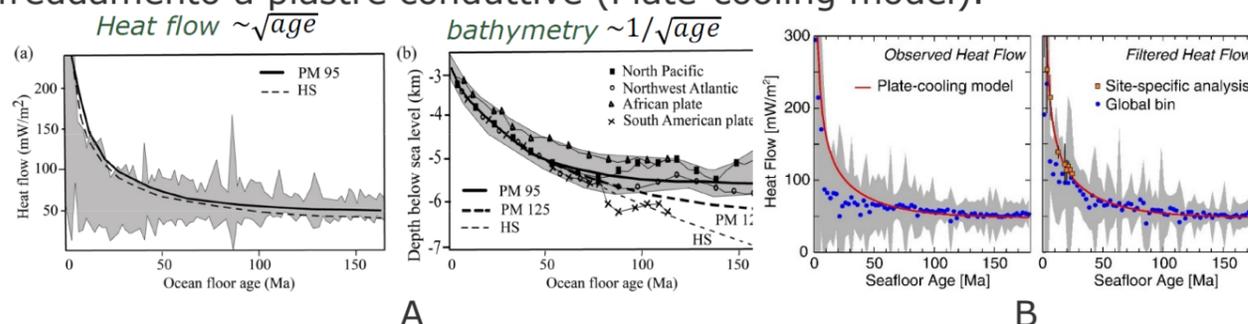


Figura 11.

A. Variazione del flusso di calore rispetto all'età del pavimento oceanico (a). Andamento della profondità sotto il livello de mare in funzione dell'età del pavimento oceanico. B. (Sx) Grafico del flusso di calore elaborato su dati ricavati dal modello di raffreddamento a piastre. I cerchi chiusi color blu sono relativi a flusso osservato. (Dx) Grafico ricavato dall'analisi di siti specifici dei principali bacini oceanici. I punti di color blu derivano da dati del flusso di calore oceanico suddivisi in intervalli di 10 Ma in funzione dell'età. Fonte. Davis et al. (1999).

Notiamo che i diversi processi geodinamici possono influenzare sia la batimetria che il flusso di calore, implicando errori sulle proprietà fisiche medie di un fluido. Inoltre, il flusso di calore vicino alla dorsale medio-oceanica è influenzato dalla circolazione idrotermica attraverso il processo di advezione, ovvero il meccanismo di trasferimento di energia termica in cui il calore viene trasportato da una posizione all'altra attraverso il movimento e la quantità di moto di un fluido. Nelle regioni tettonicamente attive, l'advezione del calore solitamente prevale sulla conduzione e le temperature sono fortemente dipendenti dal tempo. La velocità di trasferimento di calore per unità di area dipende dal movimento del materiale. Il flusso di calore advettivo è comunemente definito come il prodotto della temperatura, capacità termica e velocità del materiale, misurato in Wm^{-2} .

Nella figura 12 sono illustrati i grafici di geoterme continentali al variare dei flussi di calore litosferico. Sull'asse verticale è registrata la profondità e su quello orizzontale sono segnate le temperature. Si noti che la distribuzione della temperatura non è lineare.

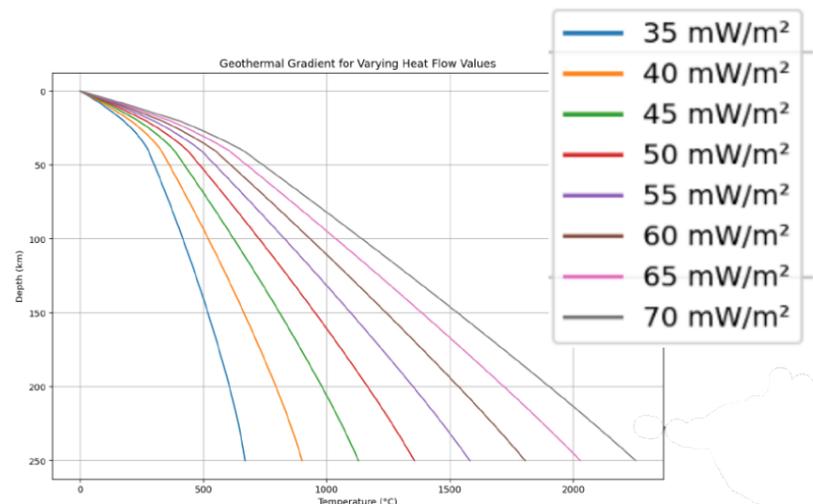


Figura 12. Variazione del gradiente geotermico al variare del flusso di calore. Fonte. Davis et al. (1999).

H. gradiente geotermico

Il gradiente geotermico è la variazione di temperatura all'aumentare della profondità all'interno della crosta terrestre; questo parametro viene generalmente indicato con il valore dell'aumento della temperatura in gradi Celsius ogni 100 metri di profondità. Poiché la temperatura misurata all'interno della [Terra](#) non è costante. Il suo valore cambia in funzione della profondità in cui è misurato o stimato e di alcune condizioni geologiche locali e regionali.

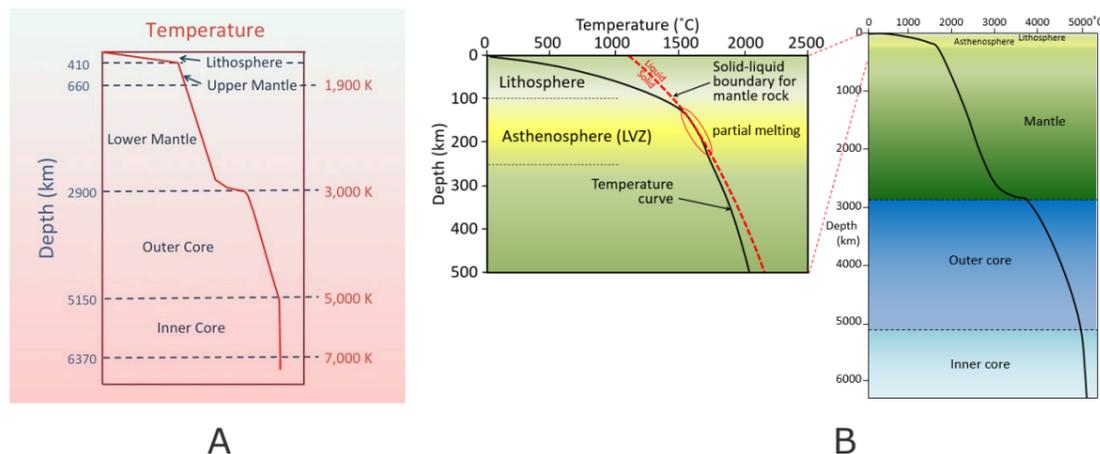


Figura 13.

- A. Profilo della temperatura degli strati terrestri. La temperatura aumenta con la profondità. Fonte. Wikipedia.Org.
- B. A sinistra: aumento della temperatura con la profondità nei 500 chilometri superiori della Terra. La curva rossa tratteggiata rappresenta il confine solido-liquido delle rocce del mantello secco. L'astenosfera è composta di rocce plastiche (LVZ = zona a bassa velocità delle onde sismiche). generalizzato della temperatura con la profondità. A destra è illustrato l'incremento all'interno della Terra. La temperatura aumenta verso destra, quindi più è piatta la linea, più ripido è il gradiente di temperatura. Le curve del gradiente termico nelle figure (A) e (B) derivano dalle in formazioni sulle onde sismiche e dalla conoscenza dei punti di fusione dei materiali della Terra. Le rocce del mantello fondono nelle regioni a destra della linea rossa tratteggiata. Fonte. Davis et al. (1999).

Il valore del gradiente geotermale è funzione della conduttività termica, k , delle rocce, che varia da circa $1.8 W (m \cdot ^\circ C)^{-1}$ a $5 W (m \cdot ^\circ C)^{-1}$, ma per la maggior parte delle rocce ignee e metamorfiche k varia in un intervallo più ristretto, compreso nell'intervallo $(2,0 - 2,5) W (m \cdot ^\circ C)^{-1}$. Nei cratoni continentali più vecchi e stabili, il gradiente geotermico può essere circa di $10 W (km \cdot ^\circ C)^{-1}$, mentre nelle regioni vulcaniche attive può essere maggiore di $100 W (km \cdot ^\circ C)^{-1}$. Un tipico gradiente geotermico di $\approx 25 W (km \cdot ^\circ C)^{-1}$ dà un flusso di calore conduttivo di $\approx 60 mW m^{-2}$. Quelle molto porose includono elevati volumi di acqua e sono caratterizzate da bassa conduttività termica. I gradienti

geotermici descrivono l'aumento di temperatura con la profondità. I gradienti geotermici tipici sono nell'intervallo di 15–30 °C km. Nella figura 15 sono riportati i diagrammi delle geoterme continentali ed oceaniche.

L'aumento della temperatura favorisce la ricristallizzazione di rocce a grana fine, come le arenarie, e la cristallizzazione di nuovi minerali. La temperatura sperimentata da una roccia è controllata dalla produzione, conduzione e l'advezione del calore durante i processi geologici, come la diagenesi e il metamorfismo per contatto termico. Ribadiamo che la principale fonte di produzione di calore nella litosfera è il decadimento radioattivo, che è tipicamente di alcuni microwatt per metro cubo di materiale. Contributi minori provengono sia da processi meccanici (l'attrito), che chimici (calore latente di reazione). Le tendenze al ribasso del gradiente geotermico medio della Terra possono influenzare i processi crostali dipendenti dalla temperatura come metamorfismo, magmatismo e deformazione. L'entità del gradiente geotermico medio all'interno del mantello terrestre è controllata e mantenuta da moti convettivi.

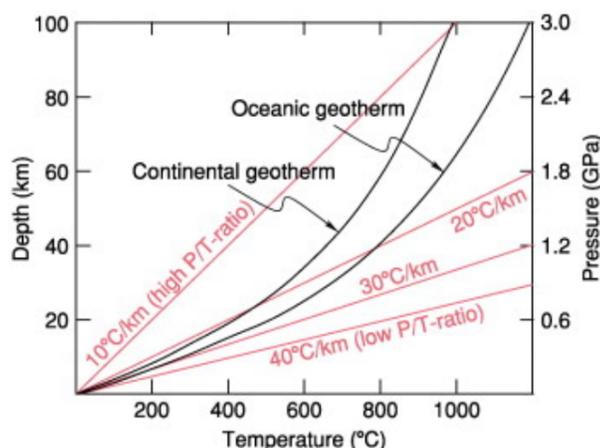


Figura 14. Gradienti geotermici tipici osservati sulla crosta terrestre in funzione della profondità e della pressione. Le geoterme oceaniche sono più ripide di quelle della crosta continentale. Fonte: <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S1674987123001524>.

In generale, la temperatura della crosta aumenta con la profondità a causa del flusso di calore proveniente dal mantello, molto più caldo. In luoghi lontani dai confini delle placche tettoniche, la temperatura aumenta in media di circa $25 \frac{^{\circ}\text{C}}{\text{km}}$ ($3 \text{ }^{\circ}\text{C m}^{-1}$) di profondità vicino alla superficie della crosta continentale. Tuttavia, in alcuni casi la temperatura può diminuire con l'aumentare della profondità, soprattutto in prossimità della superficie, un fenomeno noto come **gradiente geotermico inverso**. Gli effetti del tempo, dell'insolazione e della stagione raggiungono solo una profondità di circa 10–20 m. Il **grado geotermico** è il numero di metri che bisogna scendere sotto la superficie terrestre per avere l'aumento di 1°C. Il grado geotermico è in media circa 39 m. Se quest'andamento si mantenesse costante il centro della Terra avrebbe una temperatura di 190000 °C, il che comporterebbe la totale fusione del pianeta. Ma la temperatura interna della Terra segue una curva chiamata **geoterma**, la quale si mantiene, in genere, al di sotto della temperatura di fusione delle rocce. Ciò non toglie che l'interno terra è calda, ed è tanto più calda quanto più ci avviciniamo al suo nucleo.

In contesti geodinamici particolari si registrano anomalie geotermiche che si attestano su valori di circa 10-15 volte il valore medio. Questa differenza di temperatura guida il flusso di energia geotermica e consente agli esseri umani di utilizzare questa energia per il riscaldamento e la produzione di elettricità, ad esempio i campi geotermici di Larderello e monte Amiata.

La maggior parte del calore della Terra, circa il 40%, che alimenta il gradiente geotermico inverso è prodotto, lo sappiamo, dal decadimento degli isotopi radioattivi principali presenti nelle rocce del mantello superiore e della crosta superficiale: uranio naturale, U, il cui nucleo contiene 92 protoni e 146 neutroni; uranio $^{235}_{92}\text{U}$, contiene 92 protoni e 143 neutroni; il Torio $^{232}_{90}\text{Th}$, il potassio $^{40}_{19}\text{K}$. Il decadimento radioattivo di questi nuclidi aggiunge continuamente calore e rallenta il raffreddamento della Terra. L'altro 60% è attribuito al calore primordiale generato circa 4.6 miliardi di anni fa, quando si formò il pianeta che abitiamo.

I meccanismi di trasferimento del calore all'interno della Terra sono riportati nelle immagini della figura 13, in cui sono schematizzate le celle convettive nel nucleo esterno, nella crosta, nel mantello inferiore e superiore, e nel nucleo esterno. La figura 13A illustra il legame stretto tra il trasferimento di calore tra i gusci terrestri e la forza gravità. Un ciclo di riscaldamento e di raffreddamento del mantello combinato con la forza di gravità causa enormi placche tettoniche nella crosta terrestre che si fratturano e si muovono. Nella figura 13B sono indicate le percentuali dei flussi di calore, rispettivamente, del nucleo interno ed esterno, del mantello inferiore e superiore, nonché della crosta. I processi di trasferimento globale di calore e massa nella Terra si manifestano sotto forma di convezione termo-composizionale nel mantello, che è la forza motrice della geodinamica globale. Il trasferimento di calore dal nucleo interno solido avviene per conduzione come indicano le frecce.

Lo spicchio centrale mostra le modalità principali del flusso. In fondo a destra sono indicati i meccanismi di trasferimento e trasporto del calore. Nel modello a sinistra sono riportati in percentuale i

flussi di calore nell'interfaccia tra gli involucri concentrici, nucleo interno-nucleo esterno, mantello inferiore-mantello superiore, mantello superiore-crosta (correnti convettive). Il meccanismo di trasporto del calore-conduzione, convezione, advezione- in ciascuno involucro sono schematizzati nella colonna a destra. Un ciclo di riscaldamento e raffreddamento del matello combinato con la forza di gravità causa placche tettoniche enormi della crosta terrestre che si fratturano e si muovono.

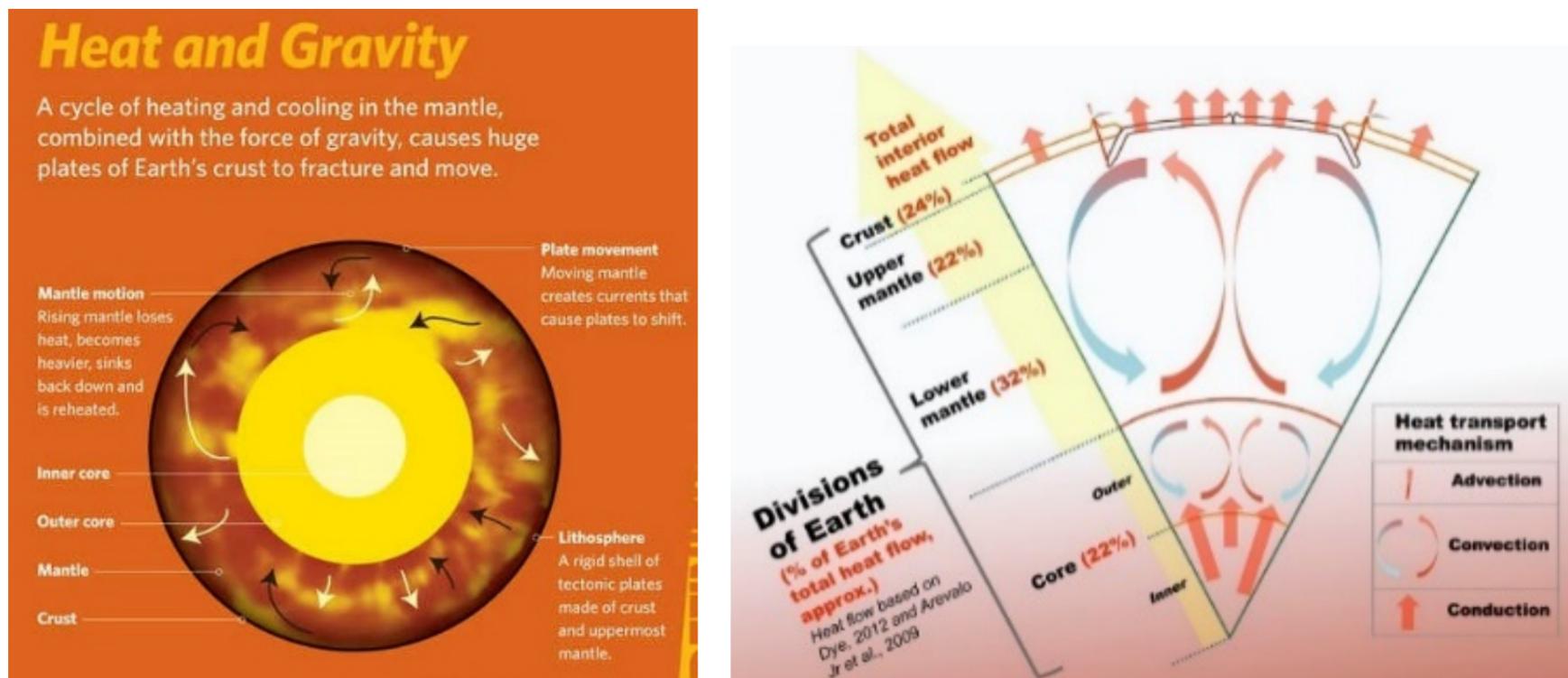


Figura 15.

A

B

A. Le correnti convettive nel mantello in risalita perdono calore, diventano più pesanti e ricadendo si riscaldano. La risalita di calore e di massa comporta una diminuzione della temperatura. La caratteristica di questa convezione è che è accompagnata da grandi cambiamenti nelle proprietà del materiale. Fonte. Energy education. B. Percentuali dei flussi di calore all'interfaccia degli involucri. I processi di trasferimento di calore sono modellizzati nello spicchio centrale e nella colonna a i meccanismi di trasporto. Fonte.Wikipedia.org.

Le osservazioni sottomarine delle dorsali medio-oceaniche hanno rivelato spettacolari pennacchi di soluzioni acquose calde che trasudano dal fondale marino. Le misurazioni su campioni dai fori di perforazione del Deep Sea Drilling Program (DSDP) e dell'Ocean Drilling Program (ODP) e dai massicci ofiolitici hanno dimostrato che la crosta oceanica è pervasivamente fratturata e alterata chimicamente. I calcoli del bilancio di massa dimostrano che grandi volumi di fluido circolano attraverso la crosta, trasportando grandi quantità di energia. La valutazione quantitativa in situ della circolazione idrotermale può essere ottenuta in due modi. Uno è stabilire il bilancio energetico di una vasta area, in modo che comprenda sia le discese che le risalite. Per i fondali oceanici giovani, le risalite trasportano fluidi caldi nel mare e una stima adeguata della perdita di calore può essere fatta solo misurando simultaneamente la portata di scarico e l'anomalia della temperatura. Con una spessa copertura sedimentaria, le risalite rallentano e diventano diffuse, e quindi tendono verso l'equilibrio termico con la matrice circostante. Nella attività idrotermale terrestre a bassa temperatura, i fluidi circolano fino a una profondità di circa 1-3 km nella crosta, dove vengono riscaldati dal gradiente geotermico. I fluidi emergono, poi, attraverso faglie in superficie come sorgenti calde con temperature che vanno da poche decine di gradi sopra la temperatura ambiente alla temperatura di ebollizione superficiale locale. Tali sorgenti si trovano in tutto il mondo in aree con flusso di calore sia normale che elevato. La circolazione a bassa temperatura nella crosta oceanica avviene dagli assi delle dorsali fino a un'età litosferica di circa 60 milioni di anni fa. Questa circolazione è parzialmente controllata dalla topografia del fondale marino combinata con il gradiente geotermico, con scarico che avviene ai massimi e ricarica che avviene ai minimi topografici. Anche il tipo e lo spessore della copertura sedimentaria influenzano questa circolazione. Oltre il 90% di tutta la perdita di calore idrotermale dal fondale marino avviene a bassa temperatura. Questa circolazione ha un impatto sui cicli geochimici poiché l'equivalente di un volume oceanico circola attraverso la crosta in circa 10^6 anni. La crosta oceanica si crea quando il magma risale per riempire il vuoto tra le placche tettoniche divergenti e viene consumata nelle zone di subduzione. È geologicamente giovane, con un'età media di 60 Ma, ed è sottile, con uno spessore medio di 6,5 km. La crosta oceanica è costituita soprattutto da basalto estrusivo e dai suoi equivalenti intrusivi.

Nelle figure seguenti sono riportate le mappe dei flussi di calore ottenute da dati di modelli diversi.

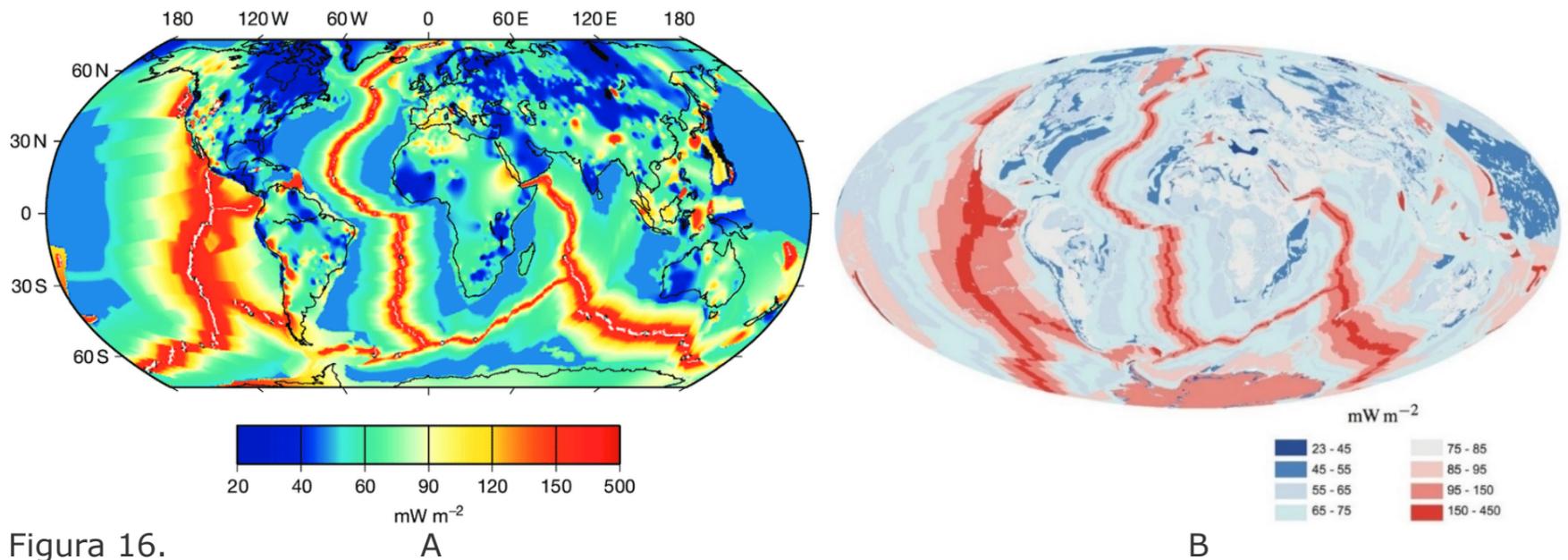


Figura 16.

- A. Flusso di calore globale della Terra che combina le misurazioni del flusso di calore sui margini terrestri e continentali con un modello termico per il raffreddamento della litosfera oceanica.
- B. Mappa globale del flusso di calore, in $mW \cdot m^{-2}$ dall'interno della Terra alla superficie. I valori maggior del flusso di calore coincidono con **le dorsali medio-oceaniche**, mentre i valori minori del flusso di calore si verificano negli interni continentali stabili, cratoni. Fonte. wikipedia <https://creativecommons.org/licenses/by/3.0/>

La mappa riportata nella figura 17A è basata su misurazioni del flusso di calore a livello globale. La mappa riportata nella figura 17B è fondata su stime ricavate utilizzando il modello di conduzione semispaziale basato sull'età della crosta oceanica, poiché, come è stato già detto, le misurazioni dei dati grezzi sono spesso influenzate da una significativa circolazione idrotermale nelle nelle regioni di giovane crosta oceanica, con età minore di 67,7 Ma. Invece nelle regioni di copertura dei dati, l'autore nota che "la stima si basa sulle misurazioni dei dati. Alla risoluzione della mappa, queste due categorie (giovane oceano e dati coperti) coprono il 65% della superficie terrestre. In terzo luogo, per tutte le altre regioni la stima si basa sul presupposto che vi sia una correlazione tra flusso di calore e geologia. Questo presupposto viene valutato e si scopre che la correlazione fornisce un piccolo miglioramento rispetto al presupposto che il flusso di calore sarebbe rappresentato dalla media globale. La mappa a colori scientifica "*lipari*" viene utilizzata per rappresentare i dati in modo accurato e per tutti i lettori".

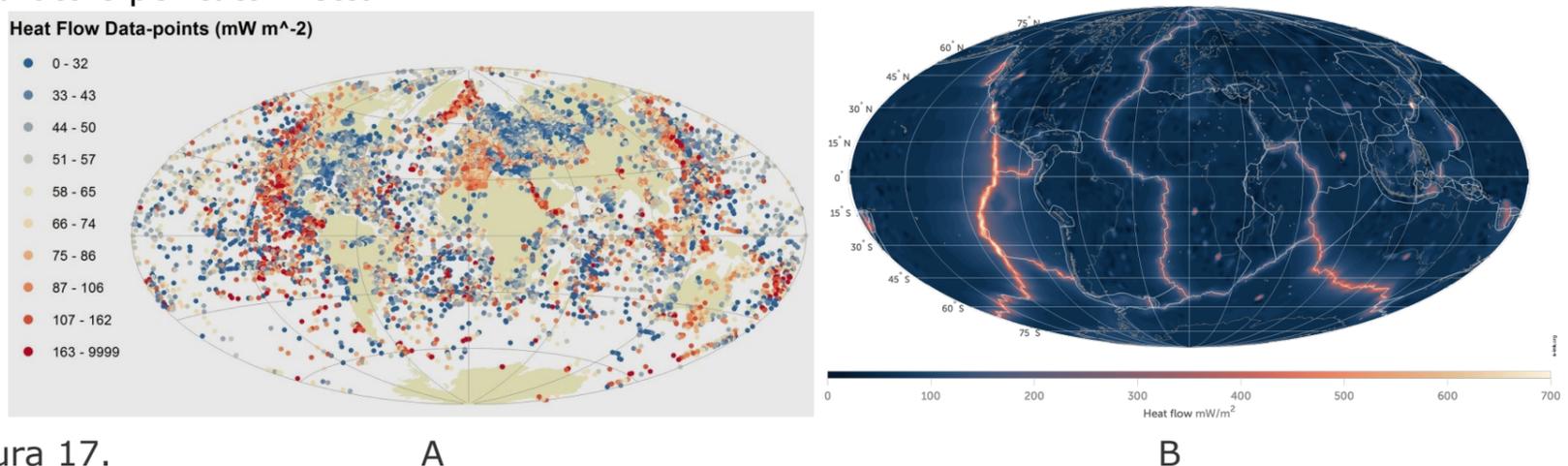


Figura 17.

- A. Mappa dei punti di misurazione del flusso di calore. Molti punti dati sono nascosti da punti tracciati in seguito. Notare la distribuzione molto disomogenea: Fonte (Aitoff World Projected Projection).
- B. Mappa globale del flusso di calore della superficie solida della Terra, basata su oltre 38.000 misurazioni. Fonte. <https://creativecommons.org/licenses/by-sa/4.0/>. Creatore. Fabio Cramereri 2021 basato su Davies (2013).

19.1 Ripartizione del bilancio energetico della terra

L'attuale bilancio energetico riflette il modo in cui il motore convettivo della Terra si è evoluto nel tempo geologico. La convezione nel mantello terrestre spiega perché il mantello non è completamente fuso oggi. Oggi sappiamo che la Terra non si sta raffreddando solo per conduzione e che i moti convettivi che guidano le placche oceaniche sono responsabili di una grande frazione della sua perdita di calore. Sappiamo anche che il calore generato dal decadimento radioattivo di U, Th e K nelle rocce silicatiche rappresenta una grande frazione della perdita di calore superficiale. È giusto affermare, tuttavia, che il motore termico della Terra funziona in modi che ancora ci sfuggono. In questo contesto, vale la pena ricordare che perseguiamo due obiettivi diversi negli studi sulla convezione del mantello. Gli studi recenti hanno permesso di eseguire calcoli dinamici completamente coerenti della convezione sull'intera storia del nostro pianeta ed hanno portato ai modelli parametrizzati discussi nelle sezioni precedenti. Il flusso di calore in uscita dalla Terra è stato scritto, quindi,

come una funzione di numeri adimensionali che descrivono il sistema convettivo di massa, come il numero di Rayleigh. Posto un insieme di condizioni iniziali, i risultati del modello dovevano corrispondere al bilancio energetico odierno, basato sul rapporto tra produzione di calore e perdita di calore. La forma integrale del bilancio energetico per l'intero pianeta assume la forma:

$$\frac{d(U+E_c+E_g)}{dt} = \int_A \mathbf{q} \cdot \mathbf{n} dA + \int_A \mathbf{q} \cdot \mathbf{n} + \int_V H dV + \int_V \psi dV - p_a \frac{dV}{dt} \quad (1)$$

Dove: U è l'energia interna, E_c è l'energia cinetica ed E_g è l'energia potenziale gravitazionale; \mathbf{q} è il flusso di calore superficiale, \mathbf{n} è il vettore normale unitario, A è la superficie esterna della Terra, H è la produzione di calore interno per unità di volume, p_a è la pressione atmosferica, V è il volume totale della Terra e ψ sono i trasferimenti di energia da o verso sistemi esterni, come la dissipazione delle maree. L'equazione (1) afferma che l'energia totale della Terra cambia a causa della perdita di calore, della generazione di calore interno, del trasferimento di energia tra l'interno del nostro pianeta e i suoi dintorni, come l'atmosfera e altri corpi celesti, e infine del lavoro della pressione atmosferica quando il pianeta si contrae. Si assume che la superficie della Terra sia priva di stress di taglio. La dissipazione indotta dai moti convettivi interni e dalla differenziazione chimica che non si considera perché è coinvolta nei trasferimenti interni di energia e non agisce per modificare l'energia totale del sistema. Le variabili di stato includono pressione, temperatura e composizione chimica, che possono variare tutte in funzione del tempo e posizione all'interno del pianeta. La differenziazione chimica procede principalmente tramite la separazione di fasi diverse guidata dalla gravità, che comporta la trasformazione dell'energia potenziale gravitazionale in calore tramite dissipazione viscosa senza alcuna modifica dell'energia totale. I termini dominanti a destra dell'equazione del bilancio energetico (1) sono il tasso di perdita di calore e la generazione di calore interno della Terra, che sono dedotti da misurazioni sul campo e modelli chimici della Terra. Gli altri termini sono valutati teoricamente e si dimostra che sono trascurabili.

L'energia gravitazionale della Terra è definita come l'energia richiesta per portare la materia dall'infinito e, assumendo una simmetria sferica, può essere scritta dalla seguente equazione:

$$E_g = - \int_0^R \rho(r) g(r) 4\pi r^2 dr \quad (2)$$

Dove ρ e g sono, rispettivamente, la densità e la gravità spazialmente variabili. Questa energia è negativa perché il processo di accrescimento rilascia energia, che può essere calcolata per la Terra attuale. Un limite superiore può essere ottenuto per una sfera con densità uniforme:

$$E_g = - \frac{3}{5} \frac{GM^2}{R} \quad (3)$$

Dove G è la costante gravitazionale ed M è la massa della Terra.

L'energia cinetica che compare nella (1) può essere suddivisa in diversi componenti, cioè gli addendi scritti nell'equazione qui sotto:

$$E_c = E_{rot} + E_{contr} + E_{conv} \quad (4)$$

Le componenti corrispondono alla rotazione di massa del nostro pianeta, alla contrazione radiale indotta dal raffreddamento secolare e ai moti convettivi interni. Si può facilmente dimostrare che gli ultimi due, ossia E_{contr} e E_{conv} sono piccoli rispetto al primo.

Un risultato sorprendente è che la componente più grande è di gran lunga l'energia gravitazionale, che è più grande dell'energia interna di almeno un ordine di grandezza.

La tabella 2 elenca le stime per le componenti di energia gravitazionale, cinetica e interna e chiarisce che l'energia cinetica è molto piccola rispetto alle altre due. Un risultato sorprendente è che la componente più grande è di gran lunga l'energia gravitazionale, che è più grande dell'energia interna di almeno un ordine di grandezza. In un pianeta di massa costante, l'energia gravitazionale cambia a causa della contrazione termica, della differenziazione chimica e dei movimenti verticali della superficie terrestre, quali processi tettonici ed erosione-deposizione.

Table 2 Numbers: order of magnitude

	Value	Units
Rotational energy	2.1×10^{29}	J
Internal energy (for 2500 K average temperature)	1.7×10^{31}	J
Gravitational energy (uniform sphere)	2.2×10^{32}	J
Rotation angular velocity	7.292×10^{-5}	rad s ⁻¹
Polar moment of inertia	8.0363×10^{37}	kg m ²
Total mass	5.9737×10^{24}	kg
Total volume	1.08×10^{21}	m ³
Mass mantle	$\approx 4.0 \times 10^{24}$	kg
Mass crust	$\approx 2.8 \times 10^{22}$	kg

In un pianeta di massa costante, l'energia gravitazionale cambia a causa della contrazione termica, della differenziazione chimica e dei movimenti verticali della superficie terrestre, quali processi tettonici ed erosione-deposizione. Questi diversi processi funzionano in modi diversi e sono associati a diversi meccanismi di trasporto dell'energia, pertanto saranno sviluppati separatamente.

A. Cambiamenti nell'energia gravitazionale

Osservando con attenzione la tabella precedente si può rilevare che l'energia gravitazionale è la componente più grande del bilancio energetico (1). È opportuno, quindi che si presti particolare attenzione a valutare come viene convertita in altre forme di energia quando il pianeta si contrae. Qui, ci limiteremo a far luce su alcuni interessanti aspetti termodinamici. A tale fine cominciamo ad esaminare la **contrazione dovuta al raffreddamento secolare**.

Assumiamo che quando il pianeta si contrae i seguenti due rapporti adimensionali siano uguali:

$$\frac{\Delta E_g}{E_g} = - \frac{\Delta R}{R} \quad (5)$$

Dove ΔE_g e ΔR sono le variazioni finite di E_g e del raggio terrestre, R .

Trascurando i cambiamenti di pressione e gravità e assumendo un raffreddamento uniforme di una quantità ΔT si ottiene:

$$\frac{\Delta R}{R} \approx \langle \alpha \rangle \frac{\Delta T}{3} \quad (6)$$

dove $\langle \alpha \rangle$ è un valore medio per il coefficiente di espansione termica e ΔT è negativo. Si assume che i cambiamenti di pressione e gravità indotti dal processo di contrazione non modificano il rapporto suddetto. Ipotizzando, inoltre, che $\langle \alpha \rangle \approx 2 \times 10^{-5} K^{-1}$ e che il tasso di raffreddamento secolare è di $100 K Ga^{-1}$, la velocità di contrazione è $dR/dt = -10 \times 10^{-13} m s^{-1}$, un valore molto piccolo rispetto alla tipica velocità convettiva di $\approx 10^9 m s^{-1}$. Il cambiamento indotto di energia gravitazionale è lontano dall'essere trascurabile. Per la stessa scelta di valori dei parametri, è $\approx 4 TW$, che, come vedremo, corrisponde al 10% della perdita di energia totale del nostro pianeta. Dimostreremo, tuttavia, che tali cambiamenti di energia gravitazionale non vengono convertiti in calore.

La contrazione termica influisce sulla rotazione del pianeta. Il momento di inerzia I cambia secondo il rapporto:

$$\frac{\Delta I}{I} = 2 \frac{\Delta R}{R} \quad (7)$$

Di conseguenza si ottiene:

$$(\Delta E_{rot}/E_{rot}) = (\Delta \Omega/\Omega) = (-2\Delta R/R)$$

dove Ω è la velocità di rotazione della Terra. Quindi, parte dell'energia potenziale gravitazionale entra nell'energia di rotazione. L'energia rotazionale è circa tre ordini di grandezza inferiore.

B. Rapporto di Urey

Il tempo di decadimento della produzione di calore radiogenico in massa, che è la media ponderata dei singoli tempi di decadimento dei quattro isotopi rilevanti U , Th , K , e A_r è di $3 Ga$. Pertanto, nel corso della storia della Terra, le fonti di calore sono diminuite di un fattore di circa 4. L'efficienza del motore convettivo della Terra nel liberare il calore generato dal decadimento radioattivo è comunemente misurata dal rapporto di Urey, U_r , che è il rapporto tra la produzione di calore e la perdita di calore:

$$U_r = \frac{\int_V H dV}{-\int_A q \cdot n dA} \quad (8)$$

Dove H è la produzione di calore volumetrica, in $mW \cdot m^{-3}$.

Richiamiamo l'attenzione del lettore sul fatto che per calcolare questo rapporto, non si prendono in considerazione le fonti di calore continentali perché sono immagazzinate nella litosfera continentale per cui non sono coinvolte nella convezione del mantello. Utilizzando i dati della Tabella 12, troviamo che l'attuale rapporto di U_r è pari a $0.29 TW$, con un intervallo di $0.12 - 0.49$. Il bilancio termico della tabella 12 consente di calcolare l'attuale tasso di raffreddamento.

Table 12 Mantle energy budget, preferred value and range

	<i>TW</i>	<i>TW</i>
Oceanic heat loss ($300 \times 10^6 km^2$)	32	30–34
Continental heat loss ($210 \times 10^6 km^2$)	14	13–15
Total surface heat loss ($510 \times 10^6 km^2$)	46	43–49
Radioactive sources (mantle+crust)	18	13–23
Continental heat production (crust+lith. mantle)	8	7–8
Heat flux from convecting mantle	38	35–41
Radioactive heat sources (convecting mantle)	11	9–17
Heat from core	11	5–17 ^a
Tidal dissipation in solid Earth	0.1	
Gravitational energy (differentiation of crust)	0.3	
Total input	23	14–34
Net loss (mantle cooling)	16	1–29
Present cooling rate, $K Gy^{-1}$	106	7–210
Present Urey ratio ^b	0.29	0.12–0.49

Le variazioni secolari delle composizioni del basalto e la considerazione delle condizioni termiche iniziali forniscono vincoli sul calo totale della temperatura nel corso della storia della Terra e quindi sul tasso di raffreddamento medio illustrato nella figura 18.

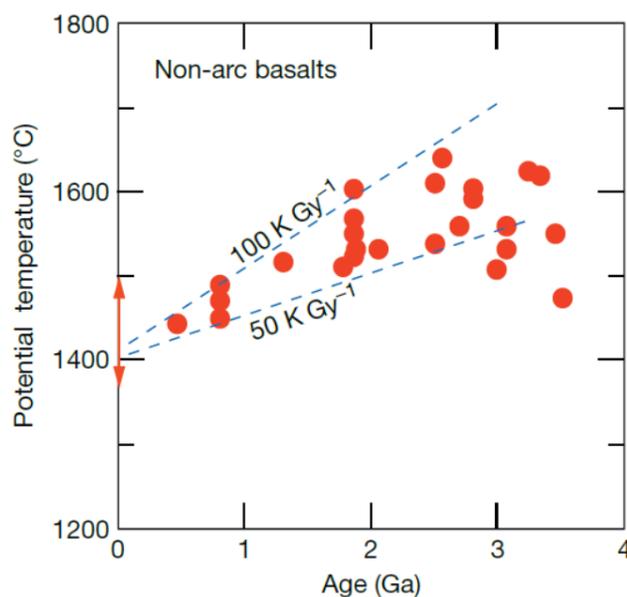


Figura 18. Temperatura della sorgente di rocce basaltiche non ad arco in funzione dell'età. La freccia verticale a età zero rappresenta l'intervallo di stime della temperatura potenziale del mantello. La maggior parte dei dati rientra tra le linee 50 kGa^{-1} e 100 kGa^{-1} .

Fonte. Dati da Herzberg et al. (2010)..

Pertanto, non sono necessari modelli fisici per determinare come la Terra si è raffreddata. Infatti, i dati ottenuti da recenti ricerche teoriche e sperimentali sui processi di convezione del mantello unitamente ai vincoli disponibili sul tasso di raffreddamento forniscono informazioni attendibili sulle modalità del cambiamento nel tempo del tasso di perdita di calore. L'equazione del bilancio termico globale può essere espressa da:

$$M\langle C_p \rangle \frac{dT}{dt} = -Q + H \quad (9)$$

dove M è la massa della Terra e $\langle C_p \rangle$ indica una capacità termica 'effettiva' che tiene conto della variazione isoentropica (entropia costante) della temperatura con la profondità. Integrando sull'età della Terra, si deduce che:

$$M\langle C_p \rangle \frac{dT}{dt} = -Q_0 \left(\frac{T}{T_0} \right)^{1+\beta(1+n)} + H(t) \quad (10)$$

Dove Q_0 è la perdita di calore alla temperatura potenziale di riferimento T_0 . Le variazioni di temperatura nella Terra sono piccole rispetto alla temperatura assoluta (ad esempio, 200 K per una temperatura attuale di 1600 K. Linearizzando l'equazione dell'evoluzione termica si possono ottenere, quindi, le seguenti relazioni:

$$T = T_0 + \Theta(t) \quad (\Theta \ll T_0) \quad (11)$$

$$M\langle C_p \rangle \frac{d\Theta}{dt} = -Q_0 \left[1 + \frac{\Theta}{T_0} (1 + \beta + \beta n) \right] + H(t) \quad (12)$$

Per semplicità, assumiamo che la produzione di calore $H(t)$ diminuisca esponenzialmente con il tempo possiamo scrivere:

$$H(t) = H_0 e^{t/\tau_r} \quad (\tau_r = 3 \text{ Ga}) \quad (13)$$

Ne consegue che la soluzione dell'equazione (11) è esprimibile come:

$$\Theta = \Theta_0 \times e^{(-t/\tau_p)} + \left(\frac{Q_0 \tau_p}{M\langle C_p \rangle} \right) e^{((-t/\tau_p)-1)} + \frac{H_0 \tau_p \tau_r}{M\langle C_p \rangle T_0 (\tau_p - \tau_r)} e^{((-t/\tau_r)-e^{(-t/\tau_p)})} \quad (14)$$

Introduciamo il tempo di rilassamento convettivo, τ_p , definito dalla relazione:

$$\tau_p = \frac{M\langle C_p \rangle T_0}{(1 + \beta + \beta n) Q_0}$$

Utilizzando valori standard per i parametri e le variabili coinvolte poniamo: $n=35$; $\beta = 1/3$; $M = 6 \times 10^{24} \text{ kg}$; $Q_0 = 30 \text{ TW}$; $T_0 = 1300 \text{ K}$; e $\langle C_p \rangle = 1200 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$. Ne deriva che il tempo di rilassamento termico è di circa $\tau_p \approx 800 \text{ Ma}$. Con questo valore U_r tende al seguente rapporto:

$$U_r \rightarrow \frac{(\tau_r - \tau_p)}{\tau_r} \quad (15)$$

Per $\tau_p = 800 \text{ M}$ e $t_r = 3 \text{ Ga}$, $U_r = 0.75$, che è molto più grande dei valori derivati in precedenza. Questo valore implica che il tasso di perdita di calore non tiene il passo con la diminuzione della produzione di calore radiogenico.

Earth's surface heat flow 46 ± 3 TW

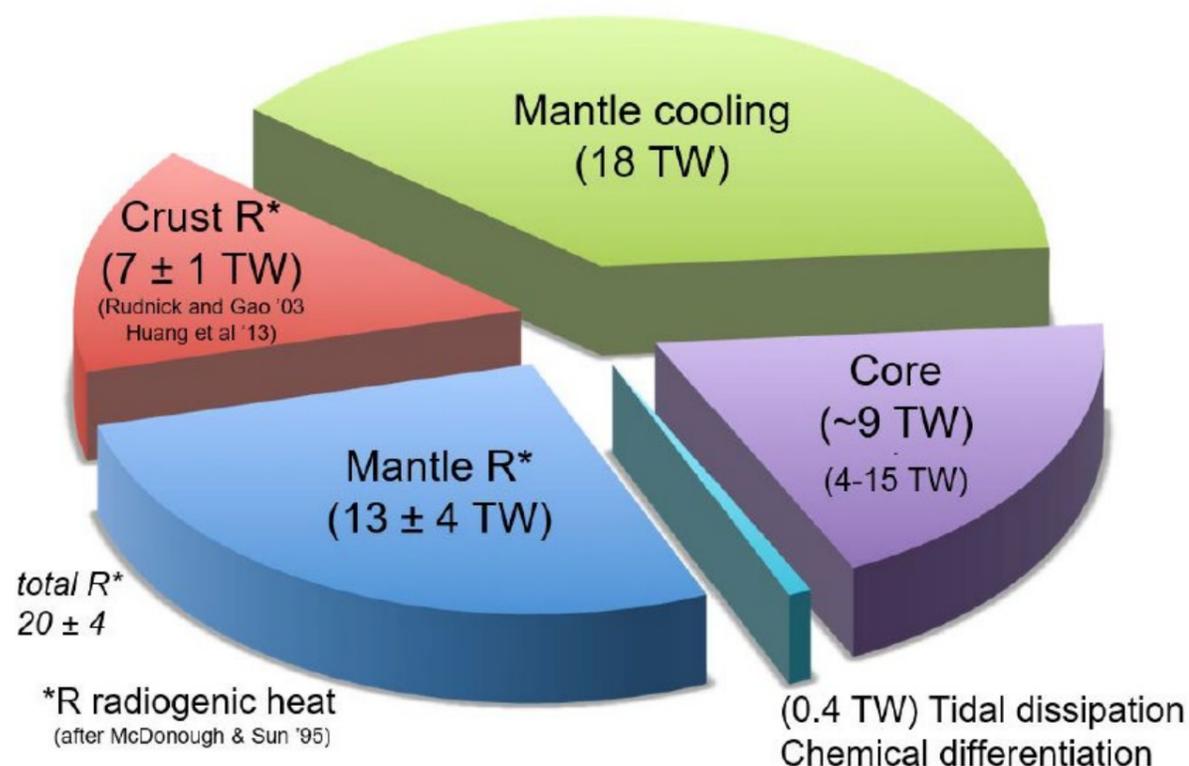


Figura 19 Proposta di ripartizione dell'attuale bilancio energetico della Terra. Con la litosfera continentale, la produzione di calore del mantello e la perdita di calore del nucleo vincolate, il tasso di raffreddamento del mantello viene regolato per adattarsi alla perdita di energia totale. Fonte. Jupart et al 2008. Treatise of Geophysics.

19.2 Bacini sedimentari: distribuzione globale dei gradienti geotermici

In questo paragrafo faremo sinteticamente riferimento a un articolo⁴ di ricerca pubblicato su *Geoscience Frontiers* il 23 agosto 2023, in cui sono esposti i risultati ottenuti dalla compilazione di un ampio set di dati globali di gradienti geotermici che caratterizzano i bacini sedimentari. Le analisi sono state svolte con l'obiettivo di stabilire le relazioni tra gradienti geotermici e variabili tettoniche rilevanti e indipendenti. "Abbiamo generato una compilazione globale di gradienti geotermici e misurazioni della temperatura di fondo pozzo (BHT) da 65 fonti, per lo più (ad es. 64), costituite da database di pubblico dominio pubblicati e da un database proprietario. Alcuni dei database hanno una copertura globale, mentre altri sono database nazionali, statali, subregionali o specifici per bacino. Il più grande dei database, la maggior parte dei quali è stata valutata in pubblicazioni precedenti...". ... "I set di dati contengono misurazioni BHT o valori di gradiente geotermico ottenuti da dati di pozzi di petrolio e gas di pubblico dominio, trivellazioni di falde acquifere poco profonde (<1 km di profondità), nonché misurazioni più profonde (>1 km) da trivellazioni di (ICDP)⁵ e di (IODP). Nel complesso, la nostra compilazione ha prodotto un ampio set di dati costituito da 1.209.492 punti dati", dicono coautori. I gradienti geotermici misurati sono in linea con quelli illustrati nelle sezioni precedenti, in particolare i gradienti geotermici oceanici diminuiscono con l'aumentare dell'età della crosta e dello spessore litosferico, mentre i gradienti geotermici nei continenti non mostrano chiare relazioni con l'età della crosta termo-tettonica, ma diminuiscono con l'aumento degli spessori crostali e litosferici. I gradienti, come è già stato detto, diminuiscono significativamente a 1,5 km di spessore della copertura sedimentaria, probabilmente riflettendo l'effetto di alti tassi di sedimentazione, ma mostrano un sorprendente aumento a spessori maggiori di 12 km, potenzialmente influenzati da una litosfera assottigliata e da effetti di copertura termica. Il gradiente "normale", sostengono i due coautori, comunemente assunto di $25 \text{ }^\circ\text{C}/\text{km}$ per i continenti è valido solo per un intervallo ristretto (1,5–12,5 km) di spessore della copertura sedimentaria, e il gradiente "normale" oceanico può essere alto fino a $(50\text{--}75) \text{ }^\circ\text{C}/\text{km}$ per un'età della crosta maggiore di 20 Ma e una litosfera spessa oltre 50 km.

19.3 Introduzione sintetica ai bacini sedimentari

I bacini sedimentari sono aree della superficie terrestre, spesso subsidenti. Un bacino sedimentario è una regione della crosta che è soggetta a subsidenza prolungata, dove i sedimenti si accumulano formando successioni di rocce che possono arrivare anche fino a migliaia di metri di spessore. Il ciclo di vita di un bacino sedimentario si sviluppa scale temporali da 10^6 a 10^8 anni. Il ciclo è controllato sia da processi litosferici che influenzano la tettonica globale, sia da processi

⁴ Titolo. "Global distribution of geothermal gradients in sedimentary basins". Autori: Folarin Kolawole, ricercatore a Lamont-Doherty Earth Observatory at Columbia University, New York, NY, USA; Jonathan C. Evenick, ricercatore a INPEX Corporation, Tokyo, Giappone.

⁵ International Continental Scientific Drilling Program e Integrated Ocean Drilling Program.

sublitosferici, che inducono processi tettonici. Il ciclo della vita di un bacino sedimentario è controllato sia da processi litosferici, che influenzano la tettonica globale, sia da processi sublitosferici, che inducono processi tettonici. La loro evoluzione e formazione è controllata, alla scala regionale, sia dal movimento delle placche, sia dai **processi erosivi** e di **trasporto** che i sedimenti subiscono, compresa la loro **deposizione** chimica e biochimica e ovviamente fisica. Quando i sedimenti vengono sepolti, sono soggetti a una **pressione** crescente e iniziano i processi di **compattazione** e **litificazione** che li trasformano in **roccia sedimentaria**. La subsidenza dipende, inoltre, dalla stratificazione composizionale della litosfera sia oceanica, con una sottile crosta di roccia, sia continentale, in cui la crosta molto più spessa, raggiunge in media 35 km di spessore. Lo stato termico della litosfera ha una forte influenza sia sulla densità e sulla galleggiabilità della roccia, nonché sulla convezione dei fluidi.

In genere si adotta una classificazione dei bacini basata sulla loro posizione rispetto ai principali ambienti tettonici, quali zone di rift continentale e oceanico, zone di subduzione, zone orogenetiche. Le strutture tettoniche principali che si formano in queste aree sono faglie, pieghe, sovrascorrimenti. Le immagini schematiche della figura 20 illustrano bacini di sedimentazione di diversi contesti geologici.

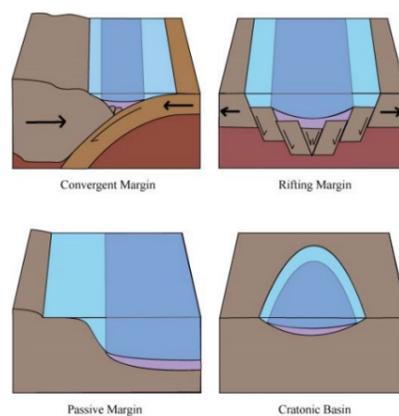


Figura 20. Diagrammi schematici semplificati degli ambienti tettonici comuni in cui si formano i bacini sedimentari. Fonte. <https://creativecommons.org/licenses/by-sa/4.0/>.

Quando ha inizio il processo di formazione del bacino, il peso dei sedimenti depositati nel bacino stesso aggiunge un ulteriore carico sulla crosta sottostante che accentua la subsidenza e quindi amplifica lo sviluppo del bacino come risultato **equilibrio isostatico** tra la crosta terrestre e il mantello.

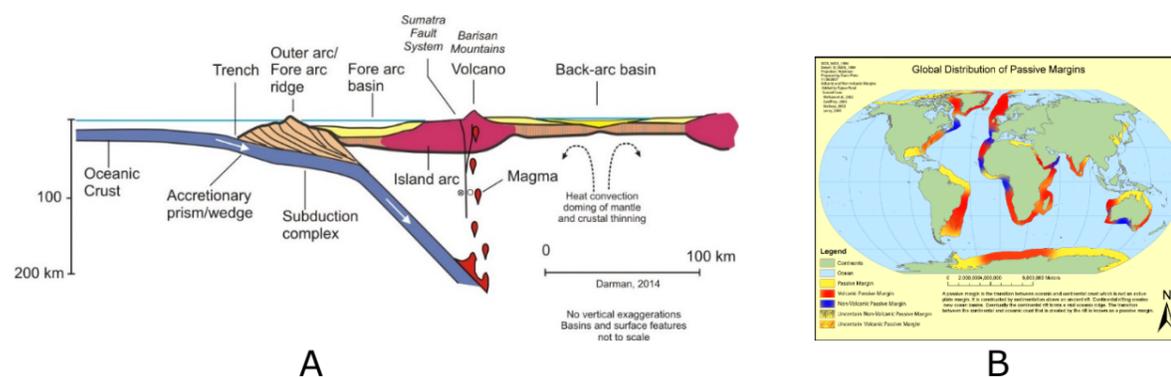


Figura 21.

A. Sezione trasversale schematica di un tipico confine di placca convergente che mostra la formazione di bacini di retroarco e diavancarco. B. Distribuzione globale dei margini passivi.

Fonte. <https://creativecommons.org/licenses/by-sa/4.0/>

Nella figura 22 sono illustrati due bacini sedimentari formati in contesti geologici diversi.

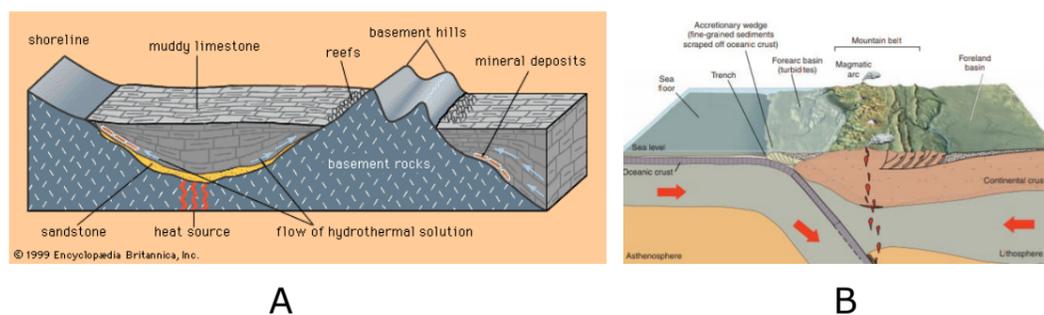


Figura 22.

A. Morfologia tipica di un bacino sedimentario di calcare fangoso (muddy limestone) bordato da una zona litorale e da rocce di barriera coralline. Fonte. Enciclopedia Britannica. B. I bacini sedimentari associati al confine di placca convergente includono un bacino di avamposto sul lato rivolto verso l'oceano che con tiene principalmente sedimenti clastici depositati da corsi d'acqua e correnti di torbidità da un arco magmatico in erosione. Verso il cratone (continente), un bacino di avamposto raccoglie anche sedimenti clastici derivanti dalla cintura montuosa sollevata e dal cratone. Fonte. Geoscience.

Nella figura 23 è illustrata la terminologia geologica sia di un bacino di avamposto (bacino sedimentario, che si forma nella zona di subduzione della placca, sia delle condizioni litosferiche e tettoniche.

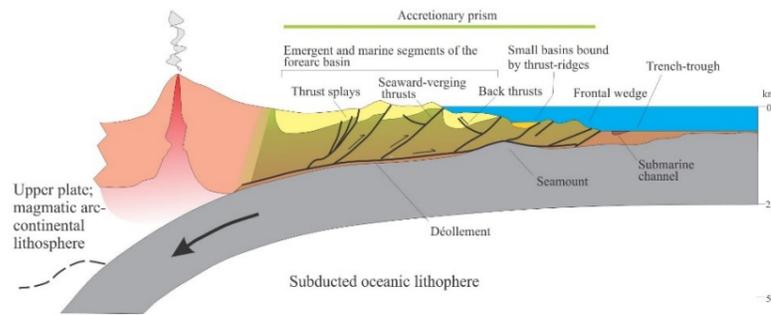


Figura 23. Un prisma di accrezione e un bacino di avambraccio sopra una lastra di litosfera oceanica in subduzione, con un arco magmatico come sostegno strutturale e principale fonte di sedimenti. Glossario dei bacini sedimentari e delle condizioni litosferiche e tettoniche. Fonte: Wikipedia.Org.

La geodinamica della tettonica a placche è fondamentalmente accoppiata ai processi del mantello e spesso porta ad alterazioni su larga scala degli spessori crostali e litosferici. L'alterazione della geotermia ai confini delle placche convergenti e le intrusioni magmatiche nelle placche sovrastanti, dovute alla fusione parziale delle lastre subdotte, producono localmente un flusso di calore significativo lungo gli archi vulcanici. Allo stesso modo, la dinamica di subduzione del ritiro della trincea o fossa oceanica facilita la risalita del mantello sotto i bacini di retroarco, producendo un flusso di calore significativamente elevato.

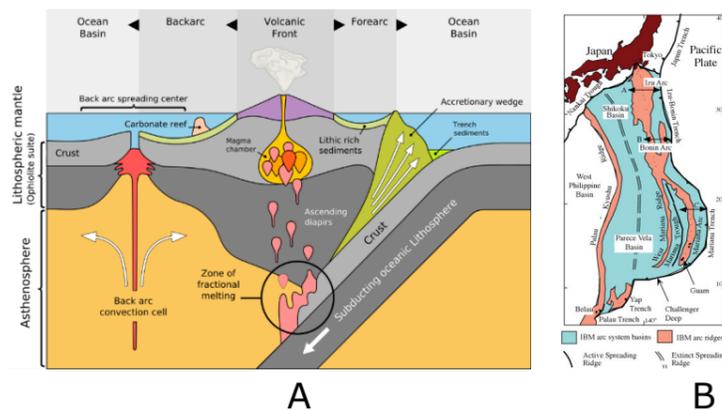


Figura 24.

- A. Sezione trasversale della parte poco profonda di una zona di subduzione che mostra le posizioni relative di un arco magmatico attivo e di un bacino di retroarco. Fonte: Wikipedia.org.
 B. Il sistema ad arco Izu-Bonin (IBM) nel Pacifico occidentale. Le linee con le frecce mostrano le posizioni approssimative dei profili E-W attraverso l'arco. Fonte: Wikipedia.org.

19.4 Modello matematico-formale

Il bilancio termico dei bacini sedimentari è determinato dal trasferimento di calore attraverso il confine litosfera-astenosfera e dalle fonti di calore litosferiche. L'evoluzione tettonica della litosfera continentale e oceanica che ospitano i bacini, influenza il flusso di calore attuale e i gradienti geotermici medi. Notiamo che il recente aumento della disponibilità di misurazioni del gradiente geotermico accessibili al pubblico in tutto il mondo offre l'opportunità di valutare globalmente i controlli dominanti sul regime termico dei bacini sedimentari. Ribadiamo che il tasso di variazione della temperatura per unità di profondità nella Terra, comunemente noto come gradiente geotermico (Figura 22 a, b), varia con l'aumentare della profondità, riflettendo così la struttura e i processi fisici che si verificano all'interno del Geode.

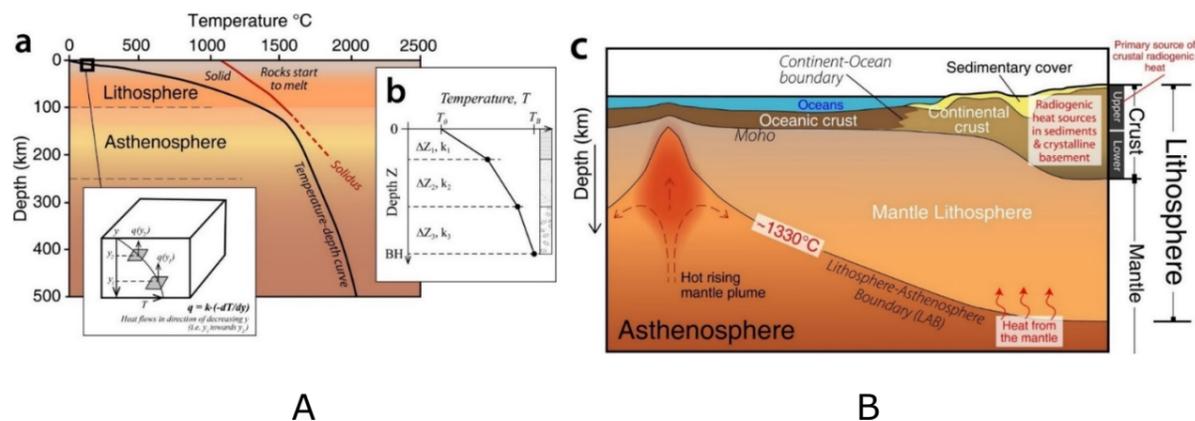


Figura 25.

- A. Tipico profilo mediato e semplificato della temperatura della Terra: illustra la variazione della temperatura con la profondità. L'inserto (b) nel pannello (a) mostra uno zoom della curvatura non-nulla della pendenza del profilo temperatura(T)-profondità(y) in cui la pendenza locale è definita dalla legge di Fourier, $q = k(-dT/dy)$ e, per una conduttività termica costante (k), il

flusso di calore (q) è una funzione della profondità, y , $q=q(y)$. Ogni segmento della spezzata è rettilineo e la pendenza in ciascuno dei tre intervalli $\Delta Z_1, \Delta Z_2, \Delta Z_3$ è costante. I rispettivi flussi di calore sono: $q_1 = k_1(-\Delta T_1/\Delta Z_1)$; $q_2 = k_2(-\Delta T_2/\Delta Z_2)$; $q_3 = k_3(-\Delta T_3/\Delta Z_3)$. Il flusso di calore è diretto verso la superficie, ed è una funzione della profondità y ed è espresso $q = q(y)$ ed è legato al gradiente dalla relazione funzionale seguente:

$$q = k \times \left(-\frac{dT}{dy} \right)$$

dove il segno meno (-) indica che la temperatura aumenta con la profondità per cui dT è negativo.

B. Lo schema (c) mostra le strutture crostali e litosferiche della Terra con le fonti primarie di calore geogenico. Notare il pennacchio di magma che risale dal mantello fuso verso la superficie al disotto della geoterma di 1300 °C . Fonte. <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S1674987123001524>.

Richiamiamo l'attenzione del lettore su un aspetto già discusso, ossia che un gradiente geotermico sufficientemente alto determinerà l'incremento delle temperature litosferiche lungo una **geoterma conduttiva** fino a raggiungere il mantello convettivo, spesso definito dall'isoterma di circa 1330 °C (o inferiore), dove può verificarsi la fusione. Le tendenze al ribasso del gradiente geotermico medio della Terra possono influenzare i processi crostali dipendenti dalla temperatura come metamorfismo, magmatismo e deformazione.

Nel paragrafo 7 abbiamo sottolineato che l'entità del gradiente geotermico medio all'interno del mantello terrestre è controllata e mantenuta da moti convettivi mentre il bilancio termico litosferico si basa in gran parte sui contributi del flusso di calore dall'astenosfera e sui contributi della produzione di calore radiogenico nella crosta. Altre fonti di generazione di calore nella litosfera includono reazioni metamorfiche esotermiche ed endotermiche, dissipazione da terremoti e processi advettivi correlati a spostamenti di faglia e magmi cristallizzanti. Nella crosta terrestre la produzione di calore radiogenico proviene principalmente da rocce granitiche nella crosta cristallina superiore e dagli scisti caldi nei bacini sedimentari spessi, che possono raggiungere i 120 m di spessore nel centro di deposizione del bacino. Tuttavia, la rapida sedimentazione e l'advezione della litosfera fredda nell'interno della Terra lungo i margini di subduzione producono un flusso di calore ridotto lungo la trincea di subduzione. Le croste ispessite e la flessione flessionale della litosfera nelle fasce di piega e spinta associate e nei bacini di avampaese facilitano rapidi tassi di deposizione di sedimenti su larga scala che portano a regimi di flusso di calore inferiori.

La relazione matematica per il trasporto di calore conduttivo attraverso un mezzo è data dalla legge di Fourier sulla conduzione del calore, che afferma che il flusso di calore per unità di tempo, q in un punto in un mezzo è direttamente proporzionale al gradiente termico dT/dy in quel punto. Poiché il trasporto di calore conduttivo è un processo diffusivo, la relazione afferma che il calore fluisce nella direzione della temperatura decrescente. Ne consegue che il flusso di calore attraverso uno strato di roccia di conduttività termica uniforme e spessore, L , è dato dall'equazione seguente:

$$q = \frac{k\Delta T}{L}$$

Dove k è il coefficiente di conduttività termica dello strato di roccia e $\Delta T/L$ è il gradiente geotermico locale attraverso lo strato. La conduttività termica delle rocce varia comunemente con il contenuto minerale, la porosità, il fluido dei pori e l'anisotropia, in modo tale che i profili istantanei temperatura-profondità attraverso la Terra presentino curvature locali, come in figura 22 b, e deviazioni dalle tendenze medie, che implicano il verificarsi di fonti e pozzi di calore, come in figura 22 b,c. Ciò suggerisce che la distribuzione della temperatura è non lineare, sia nello spazio che nel tempo.

Ricordiamo che i set di dati utilizzati nella ricerca contengono misurazioni BHT o valori di gradiente geotermico ottenuti da dati di pozzi di petrolio e gas e da trivellazioni di falde acquifere poco profonde, minori di 1 km di profondità, nonché misurazioni più profonde, maggiori di 1 km, da trivellazioni del (ICDP) e del (IOD). La figura 26 mostra la posizione dei siti dei pozzi.

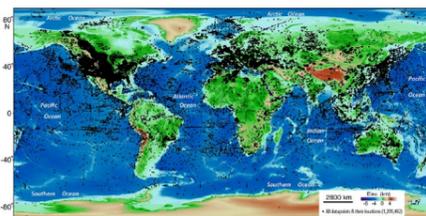


Figura 26. Mappa globale del rilievo (risoluzione di 1 minuto d'arco⁶) che mostra la distribuzione di tutte le posizioni delle misurazioni della temperatura del fondo pozzo e dei gradienti geotermici compilati nello studio. Fonte mappa di base. www.ngdc.noaa.gov.

⁶ È una misura di angoli. 1 minuto d'arco è la sessantesima (60esima) parte di un grado. Una rotazione completa, come l'orizzonte intorno a ciascuno di noi, è di 360 gradi = 360 x 60 = 21.600 minuti d'arco.

La mappa globale della figura 27 illustra l'insieme dei siti e delle variabili considerati e analizzati nel corso della ricerca. Il numero di misurazioni analizzato è stato ottenuto da 152.055 punti campione, individuati da coordinate di posizione di ogni foro di trivellazione. Sono stati considerati i valori di spessore crostale e litosferico, le età della crosta oceanica, l'età minima del basamento della crosta continentale e lo spessore dei sedimenti, nonché i modelli su scala globale e mappe geologiche. Per l'analisi delle età della crosta continentale, sono state considerate solo le età termotettoniche dei terrani, ovvero, l'età dall'ultimo evento tettonico.

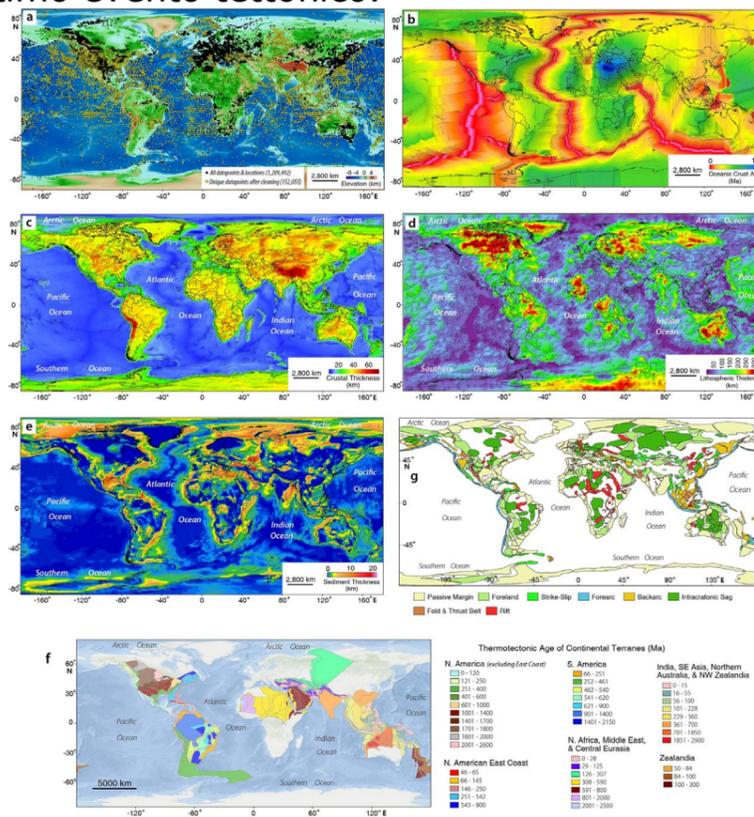


Figura.27. (a) Mappa globale del rilievo che mostra la distribuzione dei punti dati grezzi (cerchi neri) e i punti dati rimanenti dopo la pulizia dei dati. I dati geologici globali e i modelli crostali e litosferici da cui sono state estratte informazioni sulle variabili tettoniche sono costituite da (b) Età della crosta oceanica. Fonte:NOAA), (c) Spessore crostale (fonte: Crust-1, Laske et al., 2013). (d) Spessore litosferico (fonte: Litho-1, Pasyanos et al., 2014), (e) Spessore sedimentario (fonte: Crust-1, Laske et al., 2013), (f) Età termotettonica dei terrani della crosta continentale (fonte: rapporti Frogtech) e (g) Tipi di bacino. Fonte. (Evenick, 2021).

Le prossime figure illustrano la distribuzione globale dei gradienti geotermici oceanici e continentali. L'immagine della figura 28a evidenzia una distribuzione casuale dei gradienti geotermici. I grafici di dispersione dei quartili (Fig. 7c-e) mostrano generalmente il graduale appiattimento dei gradienti nei casi in cui lo spessore è maggiore di 25–30 km. Tuttavia, nel grafico del 75° percentile, esiste un gradino prominente a 28 km di spessore crostale in cui le croste di spessore minore di 28 km mostrano gradienti geotermici significativamente più alti rispetto alle croste di spessore minore 28 km (Fig. 28e).

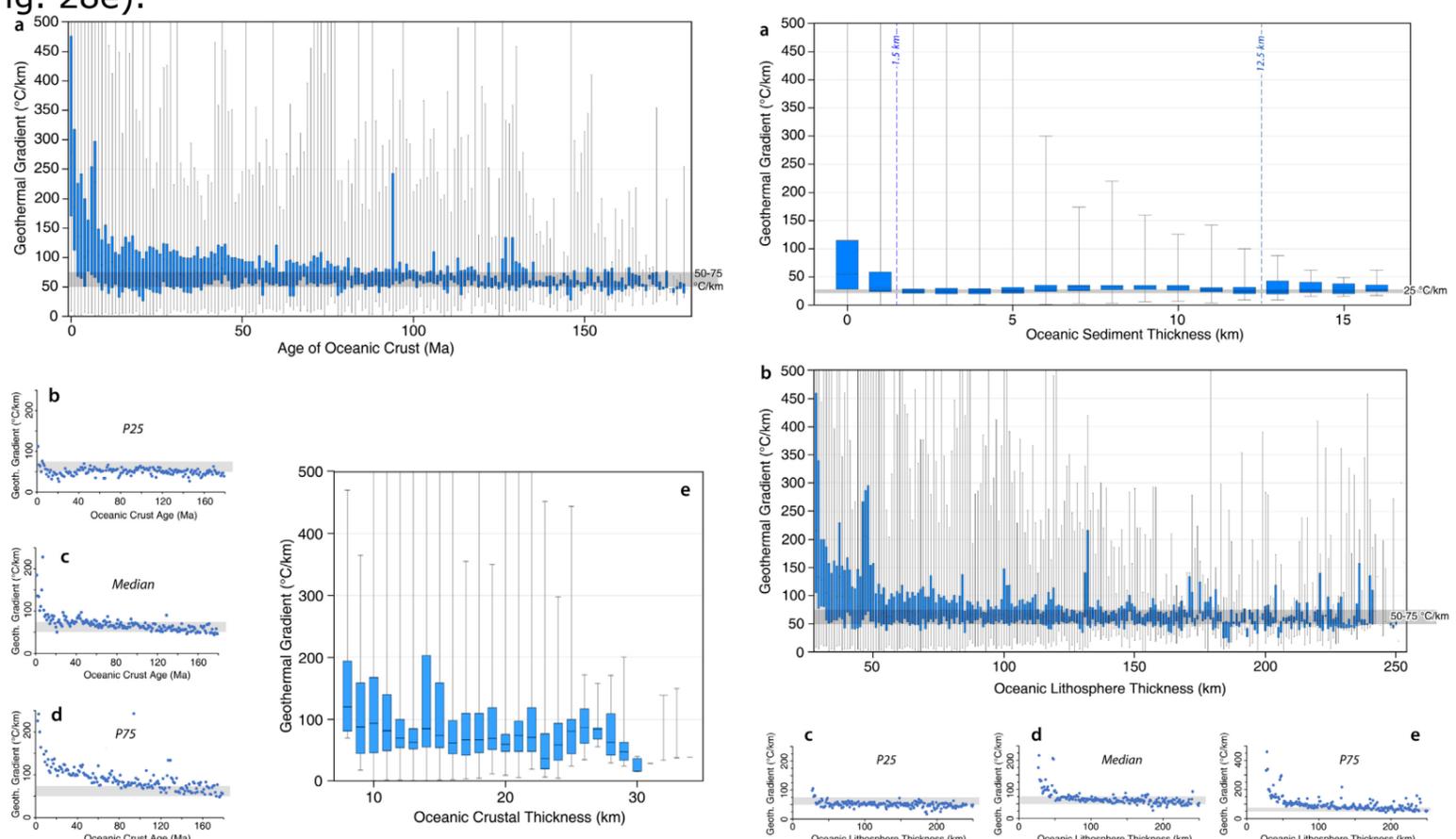


Figura 28.

A

B

- A. (28 a) Nella crosta oceanica, la distribuzione dei gradienti geotermici rispetto all'età della crosta mostra una distribuzione non lineare e sistematica con un andamento asintotico per età della crosta maggiore di 20 Ma in cui i valori si appiattiscono a gradienti di $(25 - 75) \text{ }^\circ\text{C}/\text{km}$. I quartili (Fig. 28 b-d). In particolare il 50° (mediana) e il 75° percentile mostrano il notevole andamento decrescente del gradiente con l'aumentare dell'età e l'appiattimento con un'età maggiore di 40 Ma. Sebbene i gradienti geotermici sembrano generalmente diminuire con l'aumento dello spessore della crosta oceanica, gli andamenti non sono così forti come quelli dell'età della crosta (Fig. 28e). Si suppone che ciò possa essere dovuto alla possibilità che i bacini sedimentari sulla crosta oceanica più sottile siano meno isolati dai processi del mantello o dall'accoppiamento delle variazioni di spessore della crosta oceanica e litosferica dovute all'equilibrio isostatico.
- B. Distribuzione del gradiente geotermico oceanico basata su (a) spessore dei sedimenti e (b) spessori litosferici. (c-e) Distribuzione dei quartili di spessore litosferico oceanico che dimostrano una diminuzione non lineare e sistematica dei valori con l'aumento dei gradienti geotermici. Le bande grigie rappresentano $(25 \text{ }^\circ\text{C}/\text{km})$ (Fig. 5a) o l'intervallo $(25 - 75) \text{ }^\circ\text{C}/\text{km}$ (Fig. 5b-e) di gradienti entro i quali i punti dati cambiano comunemente in un trend asintotico a 50 Ma (d, caso medio).

Anche i gradienti geotermici oceanici mostrano una diminuzione generale con l'aumento dello spessore dei sedimenti, con valori che si appiattiscono a $(25 \text{ }^\circ\text{C}/\text{km})$ a spessori dei sedimenti maggiori di 2 km (Fig. 5a). Similmente alla distribuzione dello spessore della crosta, anche i gradienti geotermici mostrano una diminuzione non lineare con l'aumento dello spessore litosferico in cui i gradienti si appiattiscono e mantengono $(25 - 75) \text{ }^\circ\text{C}/\text{km}$ per una litosfera oceanica con spessore maggiore di 50 km (Fig. 5b). La diminuzione sistematica dei gradienti geotermici con spessore litosferico è meglio espressa nei quartili (Fig. 5c-e), in particolare nel 75° percentile. Nel complesso, sebbene l'età della crosta oceanica, lo spessore dei sedimenti e lo spessore della litosfera mostrino i migliori trend sistematici con i gradienti geotermici.

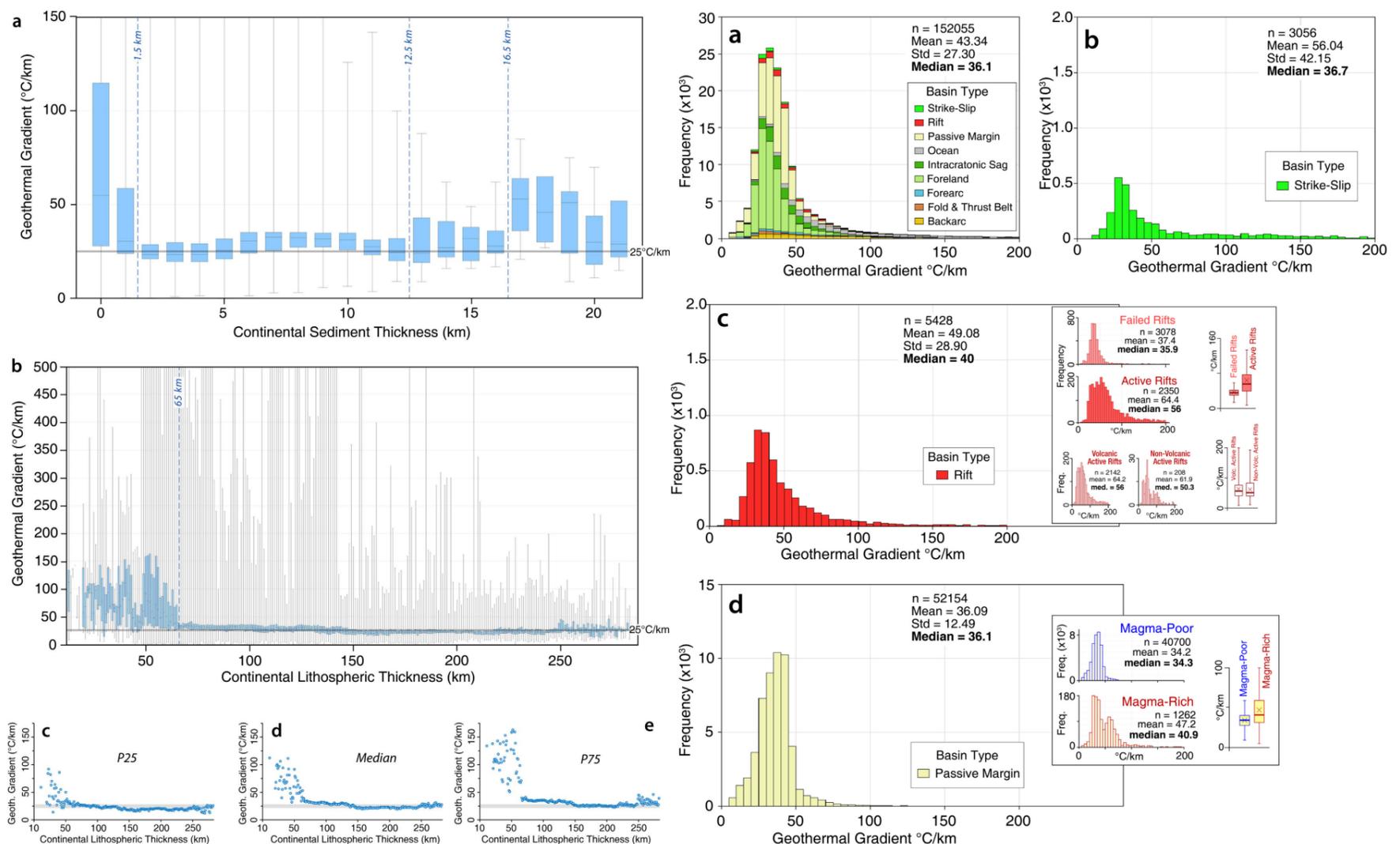


Figura 29.

A

B

- A. Distribuzione del gradiente geotermico continentale basata su (a) spessore dei sedimenti e (b) spessori litosferici. (c-e) Distribuzione dei quartili di spessore litosferico.
- B. (a) Istogramma sovrapposto di gradienti geotermici da tutti i tipi di impostazioni di bacini tettonici esaminati in questo studio. Si noti che i "bacini oceanici" sono punti dati distali offshore situati nel dominio della crosta oceanica. (b-d) Istogrammi che mostrano la distribuzione globale dei gradienti geotermici in base ai tipi di bacino trascorrente, rift continentale e margine passivo.

Si noti che, sebbene i grafici evidenzino una diminuzione non lineare nei valori con l'aumento dei gradienti geotermici, la litosfera più sottile mostra un rumore considerevole. Le bande grigie in Fig. 29 b–e rappresentano il gradiente geotermico di $25\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{km}$ entro il quale i punti dati definiscono un andamento asintotico orizzontale.

Nella figura 30 sono mostrati gli istogrammi dei gradienti geotermici da tutti i tipi di bacini tettonici esaminati nello studio, che riflettono l'effetto di alti tassi di sedimentazione che comportano una diminuzione dei gradienti termici. Sia i domini oceanici che continentali mostrano un leggero aumento di $10\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{km}$ nei gradienti geotermici mediani tra 5 km e 7 km di spessore dei sedimenti, forse dovuto alla dissipazione dell'effetto di raffreddamento su larga scala delle circolazioni idrotermali. In contesti oceanici, è noto che le circolazioni idrotermali sono più efficienti nella crosta oceanica giovane, quella delle dorsali medio-oceaniche, dove il rilievo topografico e l'assenza di copertura sedimentaria consentono ai cicli continui di scarica-ricarica del sistema idrotermale di causare una significativa perdita di calore. Per cui, sia in contesti continentali che oceanici, la sottile o l'assenza di copertura sedimentaria consente una diminuzione della geoterma osservabile.

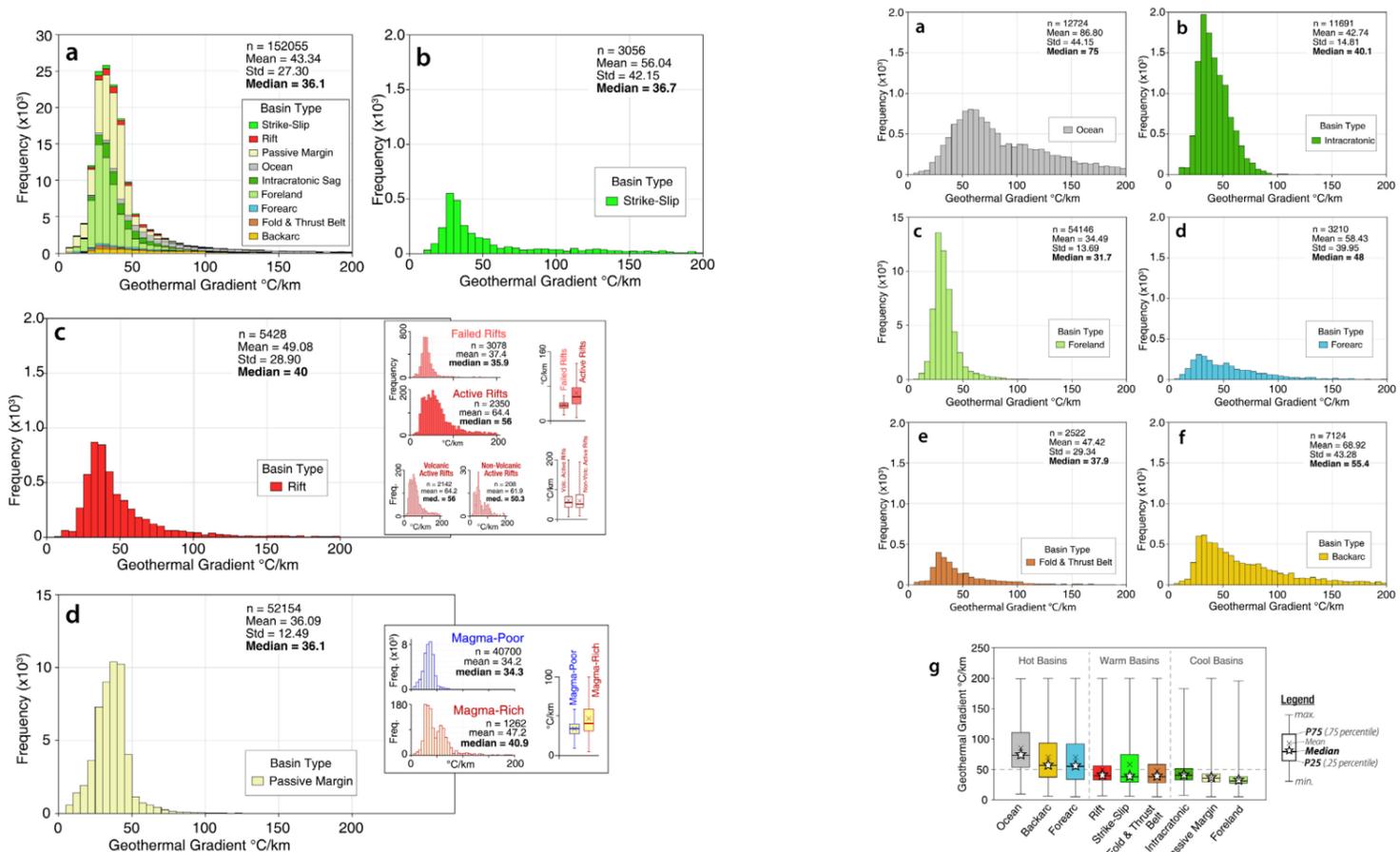


Figura 30. A

A. (a) Istogramma sovrapposto di gradienti geotermici da tutti i tipi di impostazioni di bacini tettonici esaminati nello studio. Si noti che i "bacini oceanici" sono punti dati offshore distali situati nel dominio della crosta oceanica. (b–d) Istogrammi che mostrano la distribuzione globale dei gradienti geotermici in base ai tipi di bacino di scorrimento, rift continentale e margine passivo.

B. (a–f). Gli istogrammi mostrano la distribuzione globale dei gradienti geotermici in base ai tipi di bacino. I "bacini oceanici" sono punti dati offshore distali situati nel dominio della crosta oceanica. (g) Boxplot dell'intervallo interquartile di ciascun tipo di bacino, disposti in base al loro intervallo interquartile (P25–P75), mediana e valori medi. I bacini "caldi" sono definiti da valori di gradiente geotermico $50\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{km}$ mediana, P75 e medi, i bacini "caldi" sono quelli con gradiente geotermico maggiore di $50\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{km}$ P75, ma con $50\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{km}$ mediana e maggiore di $45\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{km}$ valori medi, e i bacini "freddi" sono quelli con $50\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{km}$ P75 e mediana e minore di $45\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{km}$ valori medi. Considerando la diffusione simile dei valori anomali nei dati per ogni tipo di bacino, la mediana e l'intervallo interquartile sono più rappresentativi della distinzione tra i tipi di bacino. Tuttavia, sebbene i bacini intracratonici abbiano un gradiente mediano simile ai bacini designati come "caldi", li raggruppiamo come bacini "freddi" a causa del loro P75 di $51.2\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{km}$ e media minore di $45\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{km}$ significativamente più bassi.

19.4 Faglie: tipologia e descrizione

Le rocce della crosta terrestre vengono continuamente sottoposte a forze che tendono a piegarle, a girarle o fratturarle. Quando le rocce si piegano, si girano o si fratturano, diciamo che si deformano, cioè cambiano forma o dimensione. Le forze che causano la deformazione delle rocce sono indicate spesso come stress o sollecitazioni, ovvero forza applicata su un'area, forza/unità di area. Lo stress è, quindi, una pressione uniforme, che è un tipo di stress a cui siamo abituati (pressione

atmosferica). Uno stress uniforme è uno stress in cui le forze agiscono equamente da tutte le direzioni. Nella Terra la pressione dovuta al peso delle rocce sovrastanti è uno stress quasi uniforme. Le rocce sono soggette a stress, che sono correlati sia alla tettonica a placche che al peso delle rocce sovrastanti. La loro risposta a tale stress è la deformazione. Nelle regioni vicine a dove le placche convergono, lo stress è tipicamente compressivo, le rocce vengono schiacciate. Dove le placche divergono, lo stress è estensivo o distensivo, per cui le rocce subiscono rotture. Ai confini delle placche trasformati, dove le placche si muovono fianco a fianco, agisce uno stress laterale o di taglio, il che significa che ci sono forze in direzioni opposte parallele a un piano. Le rocce hanno risposte di deformazione altamente variabili allo stress a causa delle loro diverse composizioni e proprietà fisiche. Poiché le temperature delle rocce all'interno della crosta possono variare notevolmente, rocce diverse a temperature differenti reagiscono in modi diversi allo stress, come avviene nel metamorfismo.

Possiamo descrivere lo stress applicato a una roccia scomponendola in tre dimensioni, tutte ad angolo retto l'una rispetto all'altra. Se la roccia è soggetta solo alla pressione degli strati rocciosi sovrapposti al piano della sepoltura, gli stress in tutte e tre le direzioni saranno probabilmente gli stessi. Se è soggetto sia a forze di sepoltura che tettoniche, le pressioni saranno diverse nelle diverse direzioni.

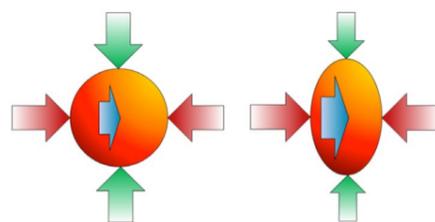


Figura 1. Schema illustrativo dello stress applicato alle rocce all'interno della crosta, suddiviso in tre componenti. Supponendo che in questo caso stiamo guardando verso il basso, le frecce verdi rappresentano lo stress nord-sud, le frecce rosse rappresentano lo stress est-ovest e le frecce blu (quella sotto non è visibile) rappresentano lo stress su-giù. A sinistra tutte le componenti dello stress sono uguali. A destra, lo stress nord-sud è minimo e lo stress su e giù è massimo. Fonte. Physical Geology-2nd Edition 398.

Un blocco di roccia può rispondere allo stress in tre modi: può deformarsi elasticamente, può deformarsi plasticamente e può rompersi o fratturarsi. Analogamente, un oggetto che viene spinto insieme, come una spugna accartocciata, è soggetto a stress di compressione e può subire un accorciamento.

La deformazione elastica si dice reversibile se rimuovendo la sollecitazione la roccia tornerà alla sua forma originale proprio come un elastico che viene allungato e rilasciato. La deformazione plastica, invece, non è reversibile. Come già notato, rocce diverse a diverse temperature si comporteranno in modi diversi allo stress. Temperature più elevate portano a un comportamento più plastico. Alcune rocce o sedimenti sono anche più plastici quando sono bagnati. Un altro fattore è la velocità con cui viene applicato lo stress. Se lo stress viene applicato rapidamente (ad esempio, a causa di un impatto extraterrestre o di un terremoto), ci sarà una maggiore tendenza della roccia a fratturarsi. Alcuni diversi tipi di risposta allo stress sono illustrati nella figura seguente.

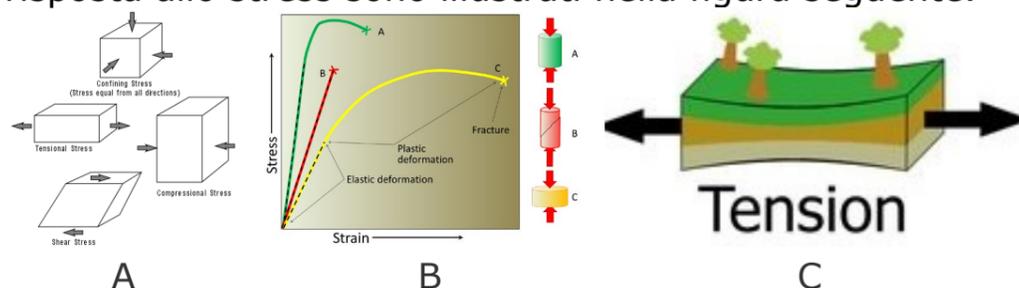


Figura 2.

- A. Tipi di stress uguali da tutte le direzioni e agenti sulle superfici esterne di un blocco roccioso con forma di parallelepipedo. Stress tensionale, stress compressivo e stress di taglio. Fonte. Wikipedia.org.
- B. Diagrammi stress – deformazione. I vari tipi di risposta dei materiali geologici allo stress. I segmenti rettilinei tratteggiati dei tre diagrammi sono riferiti a sollecitazioni elastiche e le parti curve a sollecitazioni plastiche. Fonte. Physical Geology -2nd Edition 398.
- C. Diagramma della tensione geologica: un blocco roccioso si allunga in direzione laterale e diventa più sottile in quella verticale. Fonte. Wikipedia.org.

In ogni caso il punto B nel diagramma in rosso della figura 2B indica il punto dove il materiale si frattura. Nello schema alla destra il blocco cilindrico A è il materiale più resistente e si deforma relativamente poco, rompendosi a un livello di stress elevato. Il blocco mediano B, resistente ma fragile, non mostra deformazioni plastiche e si rompe dopo una deformazione elastica relativamente piccola. Il blocco giallo C, il più deformabile, si rompe solo dopo una significativa sollecitazione.

elastica e plastica. I tre diagrammi di deformazione della figura 31B sulla destra mostrano A e C prima della rottura e B dopo la rottura. Desideriamo sottolineare che i risultati del posizionamento della roccia sotto stress sono altamente variabili e includono fratturazione, inclinazione stiramento, compressione, generazione di faglie e piegature. Una frattura è una semplice rottura che non comporta un movimento significativo della roccia su entrambi i lati. La fratturazione è particolarmente comune nelle rocce vulcaniche, che si restringono raffreddandosi. Le colonne di basalto nella figura 20A sono un buon esempio di frattura. Gli strati sono talvolta allungati da forze tettoniche come mostra la figura 3B o anche inclinati come in 3D.

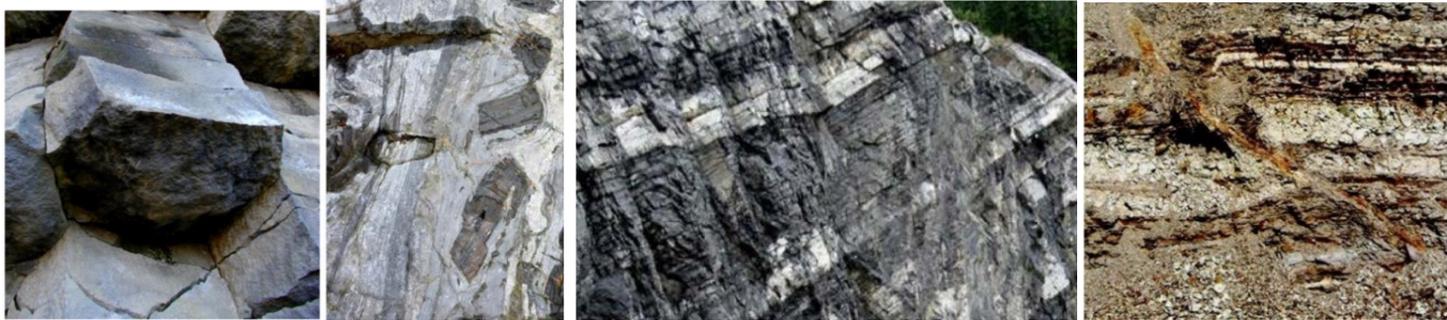


Figura 3. A B C D

A. Basalti fratturati. B. Allungamento in pietra calcarea: le rocce grigio-chiare sono calcari e le rocce scure sono selce. C. Inclinazione nelle rocce sedimentarie. D. Faglia all'interno dei letti di scisto.

Sappiamo che nei diversi ambienti geologici le forze tettoniche esercitano differenti tipi di stress sulle rocce. Il primo, chiamato stress di confinamento o pressione di confinamento, si verifica quando la roccia o il sedimento vengono sepolti. La pressione di confinamento comprime semplicemente le rocce ma non le distorce, perché la forza di compressione agisce in modo uguale in tutte le direzioni. Ma, quando la pressione subisce un incremento il volume di roccia considerato viene ridotto come si osserva nella figura 4A. Nella figura 4B, invece, un blocco roccioso non deformato è allungato da uno stress compressivo differenziale.

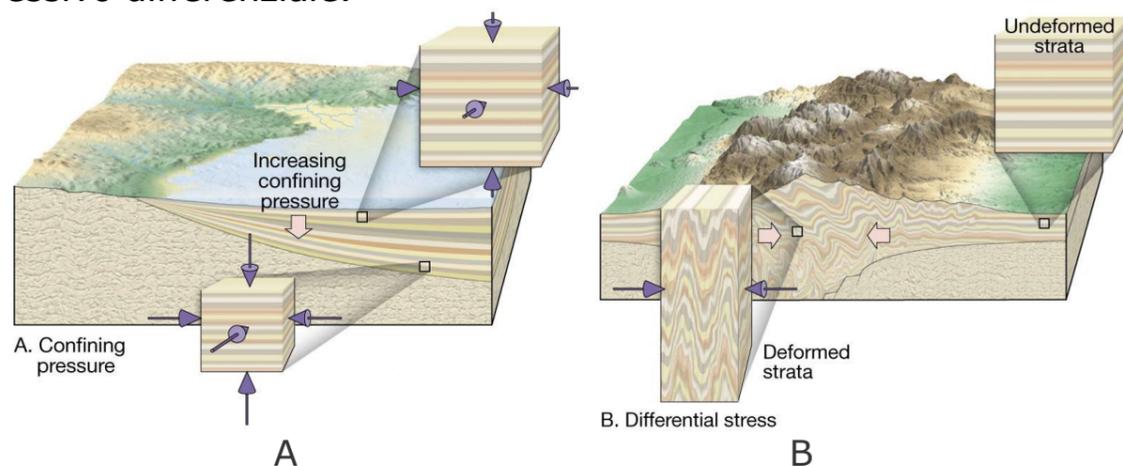


Figura 4. A B

La pressione di confinamento è uguale in tutte le direzioni: il volume di roccia non subisce nessuna deformazione. B. Un incremento differenziale della compressione deforma il volume degli strati di roccia. Fonte. Geology for Engineers.

Se lo stress non è uguale in tutte le direzioni, diciamo che lo stress è uno stress differenziale, che è di tre tipi diversi: stress tensionale o stress estensionale, che allunga la roccia; stress di compressione, che accorcia la roccia; stress di taglio, che si traduce in slittamento e traslazione. La deformazione delle rocce è il processo mediante il quale le rocce cambiano forma o dimensione in risposta allo stress. Lo stress è una forza applicata per unità di area e può essere causato da una varietà di fattori, tra cui la tettonica a placche, la gravità e l'attività umana. Le rocce, quando sono sottoposte all'azione di una forza, possono anche piegarsi e fratturarsi. Il tipo di comportamento della roccia dipende da vari fattori: l'intensità e il tempo di applicazione della forza; le condizioni di temperatura e pressione alle quali avviene la deformazione; la composizione e la struttura della roccia. Le rocce possono deformarsi in due modi principali: in modo fragile o duttile. **La deformazione fragile** si verifica quando le rocce si rompono o si fratturano sotto sforzo. **La deformazione duttile** si verifica quando le rocce si piegano o scorrono sotto sforzo. Il tipo di deformazione che si verifica dipende da diversi fattori, tra cui il tipo di roccia, le condizioni di temperatura e pressione e la velocità con cui viene applicato lo sforzo. Lo stress provoca la **deformazione** delle rocce, il che significa che le rocce cambiano dimensione o forma.

Esistono diversi tipi di stress a cui sono sottoposte le rocce, e questi determinano come si deformano. **Lo stress tensionale** si verifica quando la roccia viene allungata. È simile a tirare una corda da entrambe le estremità dopo che la corda è già stata completamente estesa. **Lo stress compressivo** si verifica quando la roccia viene premuta insieme. Qui, le rocce vengono schiacciate insieme, come una mola compressa da entrambi i lati.

Lo sforzo di taglio si verifica quando la roccia scivola in direzione orizzontale. Con lo sforzo di taglio, la roccia viene tirata in direzioni opposte ma su estremità diverse. Per capirlo, prova a mettere insieme i palmi delle mani e poi a strofinarli avanti e indietro. Ora immagina che ci sia una roccia al centro e puoi vedere come un'estremità va avanti mentre l'altra estremità viene tirata indietro. I processi che caratterizzano la tettonica delle placche crostali creano tre tipi di stress, che sono illustrati nella figura 5.

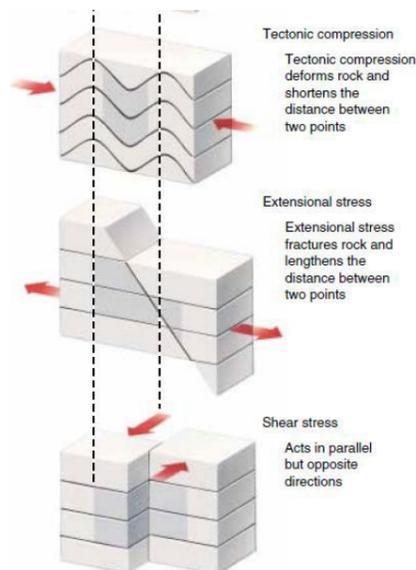


Figura 5. Dall'alto in basso alto: lo stress tettonico compressivo (tectonic compression) è comune nei confini delle placche convergenti, dove due placche convergono e la roccia si deforma accorciandosi (pieghe); lo stress estensionale, chiamato anche stress tensionale (tensional stress), frattura la roccia formando una faglia che allunga la distanza tra due punti; lo stress di taglio (shear stress) agisce in direzioni parallele ma opposte: il taglio deforma la roccia facendo sì che una parte di una massa rocciosa scivoli oltre l'altra parte, come in una faglia trasforme o in un confine di placca trascorrente. Fonte. Geology for Engineers.

Esiste, ovviamente, una stretta correlazione tra uno stress tettonico e la deformazione che subiscono le rocce coinvolte nel processo. La deformazione prodotta dallo stress è sostanzialmente di due tipi: una deformazione elastica, che si ha quando una roccia deformata elasticamente torna alle sue dimensioni originarie allorché lo stress viene rimosso; una deformazione plastica che si verifica allorché una roccia si deforma irreversibilmente e mantiene la sua nuova forma. Una volta che la roccia ha raggiunto il limite di deformazione plastica, si frattura o si rompe. In questo caso si parla di deformazione fragile. Le forze tettoniche creano tre tipi di strutture geologiche: faglie, pieghe e giunti.

Una faglia è una frattura accompagnata da uno scorrimento, la distanza tra i blocchi di rocce sui lati opposti di una faglia misurata lungo il piano di rottura, o piano di faglia. Una faglia rappresenta una discontinuità nelle rocce con visibile dislocazione da taglio sul piano di faglia lungo il quale per l'effetto dell'attrito sono presenti numerosi frammenti di rocce che formano la breccia di frizione. Alcune faglie presentano una singola frattura nella roccia altre sono costituite da numerose fratture ravvicinate chiamate zone di faglia.

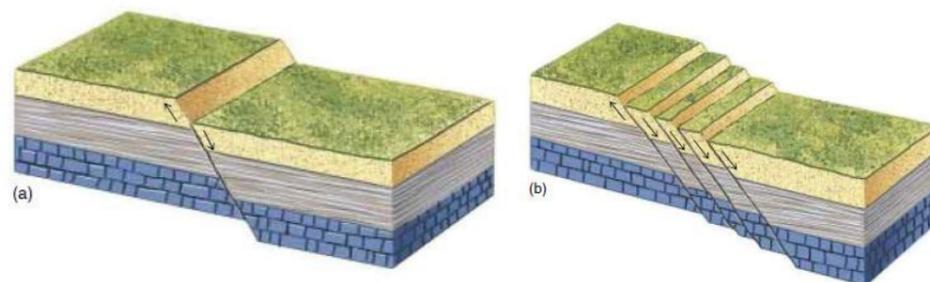


Figura 6.

A

B

A. Immagine di una faglia con una singola frattura degli strati rocciosi e unico piano di faglia.

B. Immagine di una faglia con numerose fratture ravvicinate che formano una zona di faglia.

Fonte. Geology for Engineers.

Se il piano di faglia non è verticale possiamo distinguere due blocchi, che sono chiamati, per definizione: **tetto (hanging wall)**, il blocco posto al di sopra del piano di faglia; **letto (footwall)** è il blocco posto al di sotto del piano di faglia. Si noti che la definizione del letto e del tetto è indipendente dal movimento relativo dei due blocchi.

La terminologia, le componenti e la cinematica di una faglia sono illustrate nella figura seguente.

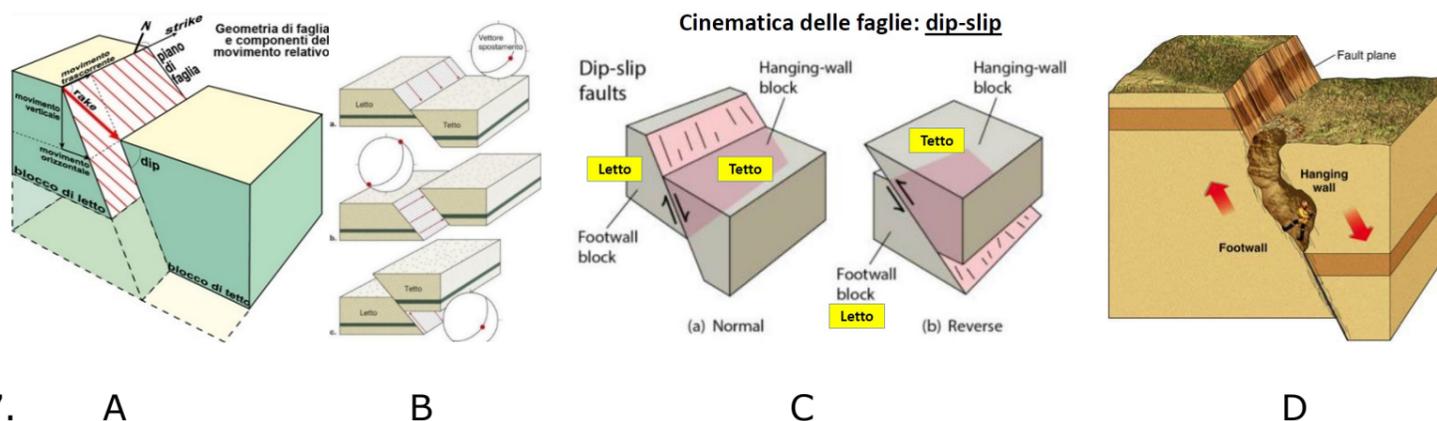


Figura 7. A

B

C

D

A. Componenti di una faglia: piano di taglio, orientamento (strike), pendenza (dip), movimento (rake). B. Terminologia e vettore spostamento di tre tipi di faglia: (a) faglia normale (dip-slip); (b) faglia trascorrente sinistra; (c). faglia inversa. Le proiezioni sferiche rappresentano il piano di faglia (grandi cerchi) e il vettore spostamento (punto rosso). C. Cinematica delle faglie dip-slip: (a) normale; (b) inversa. Piano di faglia ricoperto di materiale crostale fratturato grazie alla forza di attrito. Fonte. Wikipedia.org.

Una faglia (fault) è descritta come un piano di taglio definito da orientamento (strike), pendenza (dip) e direzione del movimento (rake). A seconda della direzione delle principali forze in gioco, il piano di faglia assume una disposizione spaziale tipica, definita da orientamento e pendenza, e i due blocchi di faglia si sposteranno con cinematica diversa. In altri termini, "una faglia è una "frattura, planare o non planare, avvenuta entro un volume di roccia della crosta terrestre. Mostra evidenze di movimento relativo tra i due blocchi di roccia che divide. Le componenti di una faglia sono il piano di taglio, l'orientamento (strike), la pendenza (dip) e la direzione del movimento (rake). Le faglie possono essere categorizzate in vari modi in base a diversi criteri di classificazione: movimento, ambiente geologico, spostamento, geometria della faglia. In base al tipo di movimento tra le due superfici, le faglie vengono classificate in tre gruppi: **faglie normali**, **faglie inverse** e **faglie trascorrenti**. La geometria, le componenti e il movimento relativo dei blocchi sono illustrati nei modelli della figura 8.

1. Faglie normali o dirette (Normal Fault)

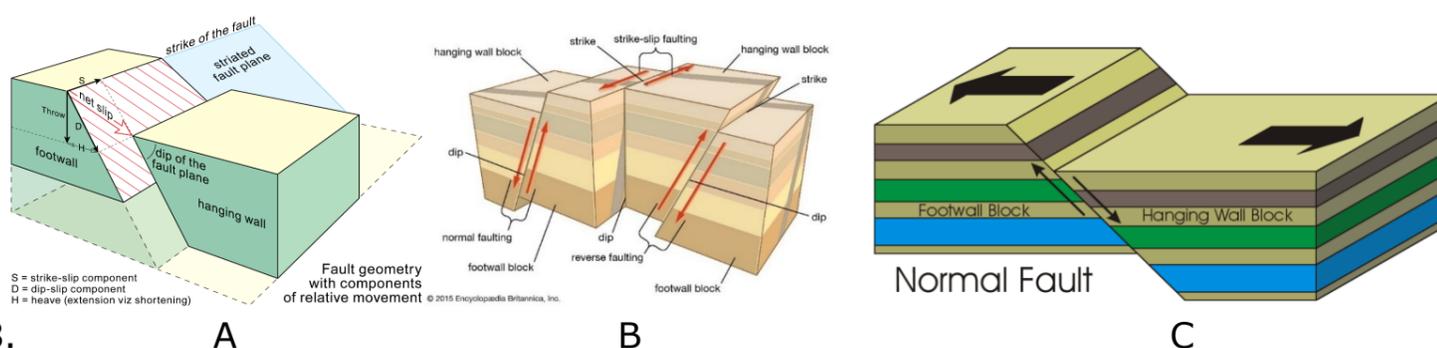


Figura 8. A

B

C

A. Il diagramma delinea la geometria e le componenti di una faglia (fault). **B.** Modello e descrizione della faglia normale (normal fault) e della faglia inversa (reverse faulting): letto (hanging wall block), tetto (foot wall block), faglia inversa (reverse fault). **C.** Faglia normale generata da uno stress tensionale distensivo orizzontale (freccie nere). Fonte. Encyclopaedia Britannica.

In una faglia normale il tetto si sposta verso il basso rispetto al letto. Le faglie normali sono chiamate anche faglie distensione perché sono generate da forze di distensione che allontanano i due blocchi. L'inclinazione del piano di faglia è superiore ai 45° e in genere l'ampiezza si attesta intorno ai 60° .

2. Faglie inverse (Reverse Fault, Thrust fault)

Una faglia inversa è tale che il tetto risale sul letto portandosi più in alto. Sono dette anche faglie di compressione, perché si generano quando la massa rocciosa è sottoposta a forze compressive orizzontali (che tendono ad avvicinare i due blocchi). Il piano di faglia ha un'inclinazione inferiore ai 45° (intorno ai 30°). Nelle faglie inverse il tetto risale sul letto portandosi più in alto. Una faglia inversa è causata da stress compressivo. Le faglie inverse sono dette anche faglie di compressione perché si generano quando la massa rocciosa è sottoposta a forze compressive orizzontali, che determinano un accorciamento dei due blocchi. Il piano di faglia è orientato tra 30 e 90 gradi (misurato rispetto all'orizzontale). Nella realtà il piano di faglia ha un'inclinazione inferiore ai 45° .

Un tipo speciale di faglia inversa, con un piano di faglia ad angolo molto basso, è noto come faglia di spinta. Nella figura 9 sono riportati le immagini di questi due tipi di faglie inverse.

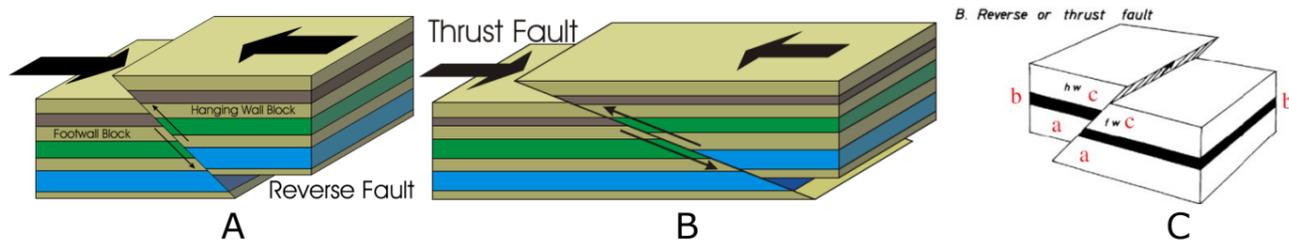


Figura 9.

Faglia inversa: il tetto è risalito rispetto al letto con movimento lungo immersione e inclinazione minore di 30° . B. Faglia inversa di spinta. C. Faglia inversa o faglia di spinta. Se l'inclinazione è bassa e il rigetto è grande si generano **sovrascorrimenti**. Le rocce più giovani (letto) sono ricoperte da rocce più vecchie (tetto). Anche in questo caso il movimento è in genere parallelo all'immersione (**dip-slip**). Fonte. Geology for Engineers.

Le faglie **inverse** e i **sovrascorrimenti** (*reverse and thrust faults*) sono l'opposto delle faglie normali e si formano a seguito di spinte compressive. Questi tipi di faglie sono facilmente riconoscibili perché accavallano rocce più antiche su rocce più recenti. Le faglie di spinta sono relativamente comuni nelle aree in cui sono state create montagne a pieghe durante la collisione tra continenti. Alcune rappresentano decine di chilometri di spinta, dove spessi strati di roccia sedimentaria sono stati spinti verso l'alto e sopra altre rocce. Una faglia di spinta (Thrust Fault) è un tipo speciale di faglia inversa che è quasi orizzontale. Il piano di faglia è minore di 30° .

3. Faglie trascorrenti (strike-slip fault)

Una faglia trascorrente è una faglia in cui la frattura è verticale, o quasi, e le rocce sui lati opposti della frattura si muovono orizzontalmente l'una rispetto all'altra. Un confine di placca trasforme è una faglia trascorrente.

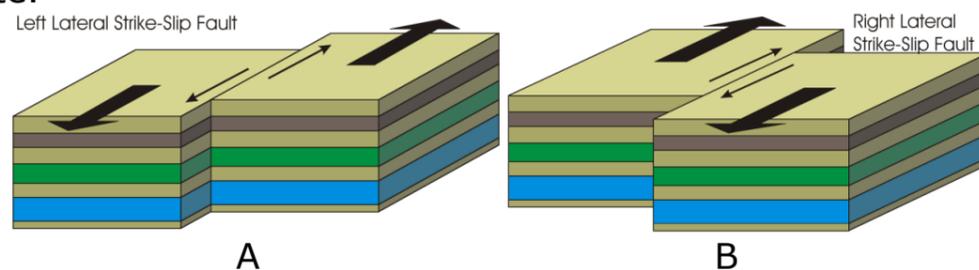


Figura 10.

A. Faglia trascorrente laterale sinistra. B. Faglia trascorrente laterale destra. Fonte. GEOLOGY FOR ENGINEERS.

Una faglia trascorrente è una faglia in cui la frattura è verticale, o quasi, e le rocce si muovono su lati sui lati opposti. L'inclinazione è prossima alla verticale e rigetto orizzontale. Il movimento avviene lungo direzione: **strike-slip**). Si valuta il movimento relativo dei 2 blocchi. Possono essere destre o sinistre. Un osservatore posto su un blocco valuta da che parte si è spostato il blocco opposto alla sua sinistra o alla sua destra. A seconda della direzione delle principali forze in gioco come il peso o carico litostatico, il piano di faglia assume una disposizione spaziale tipica, definita dall'orientamento e dalla pendenza, con i due blocchi di faglia che avranno movimento o spostamento relativo, con cinematica diversa. Le faglie normali hanno pendenze generalmente intorno ai 60° e sono tipiche di margini di placca in allontanamento. Spesso, in settori montuosi come l'Appennino separano e controllano i versanti, sollevando i rilievi e abbassando le pianure. Rappresentazione di faglie inverse, normali e trascorrenti. Le faglie inverse si verificano durante la compressione, mentre le faglie normali si verificano durante l'estensione. La maggior parte delle faglie trascorrenti sono correlate ai confini trasformati. Questi aspetti sono illustrati nella figura 11.

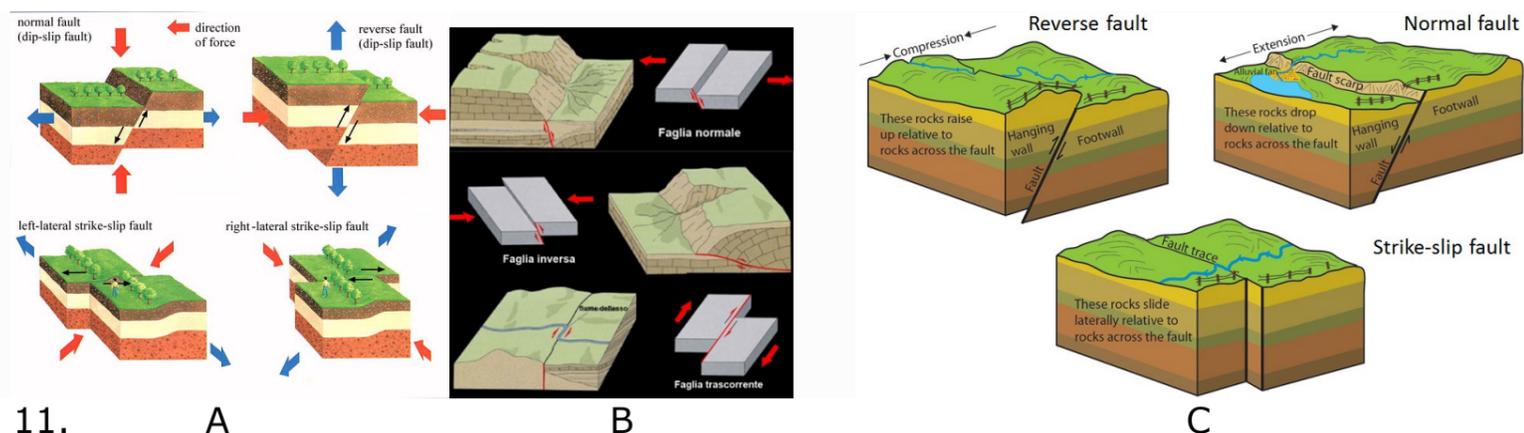


Figura 11.

A. Tipologia di faglie e degli sforzi tensionali agenti su blocchi di roccia. Dall'alto in senso orario: immagine di faglia normale nella quale il tetto scivola sul letto e si porta più in basso. Le faglie normali sono causate da forze distensive opposte che allontanano i due blocchi; faglia inversa o faglia di compressione generata da forze compressive orizzontali agenti su una massa rocciosa, che tendono ad avvicinare i due blocchi. Il piano di faglia ha un'inclinazione inferiore ai

45° (circa 30°); faglia trasforme o trascorrente (tettonica) laterale sinistra e destra che derivano da sforzi di taglio, in cui l'inclinazione del piano di faglia è verticale. B. Una prevalente tensione orizzontale della crosta terrestre, accompagnata da carico litostatico verticale, dà luogo a faglie normali (normal faults). Sistema di faglie costituito da un modello di faglia normale, un modello di faglia inversa e un modello di faglia trascorrente, generati rispettivamente da forze tettoniche tensionali, compressive e distensive. La struttura geologica è caratterizzata da un rilievo e una valle con conoide alluvionale, un rilievo derivante da una faglia inversa e una valle in cui un fiume viene deviato da una faglia trascorrente. C. Rappresentazione di faglie inverse, normali e trascorrenti. Le faglie inverse si verificano durante la compressione, mentre le faglie normali si verificano durante l'estensione. La maggior parte delle faglie trascorrenti sono correlate ai confini trasformati. Fonte Wikipedia.

Nelle zone caratterizzate da forze tettoniche estensive non è raro che una parte della crosta superiore si abbassi rispetto alle parti vicine. Si possono, pertanto, sviluppare sistemi di faglie normali che hanno inclinazione opposta. Queste faglie sono contraddistinte da zone che si abbassano, chiamate Graben (Fosso), e zone che si sollevano, chiamate Horst (Mucchio). I movimenti di queste strutture geologiche sono relativi e avvengono simultaneamente. I diagrammi nella figura 12 illustrano tali strutture e i processi di abbassamento e innalzamento relativi dei blocchi.

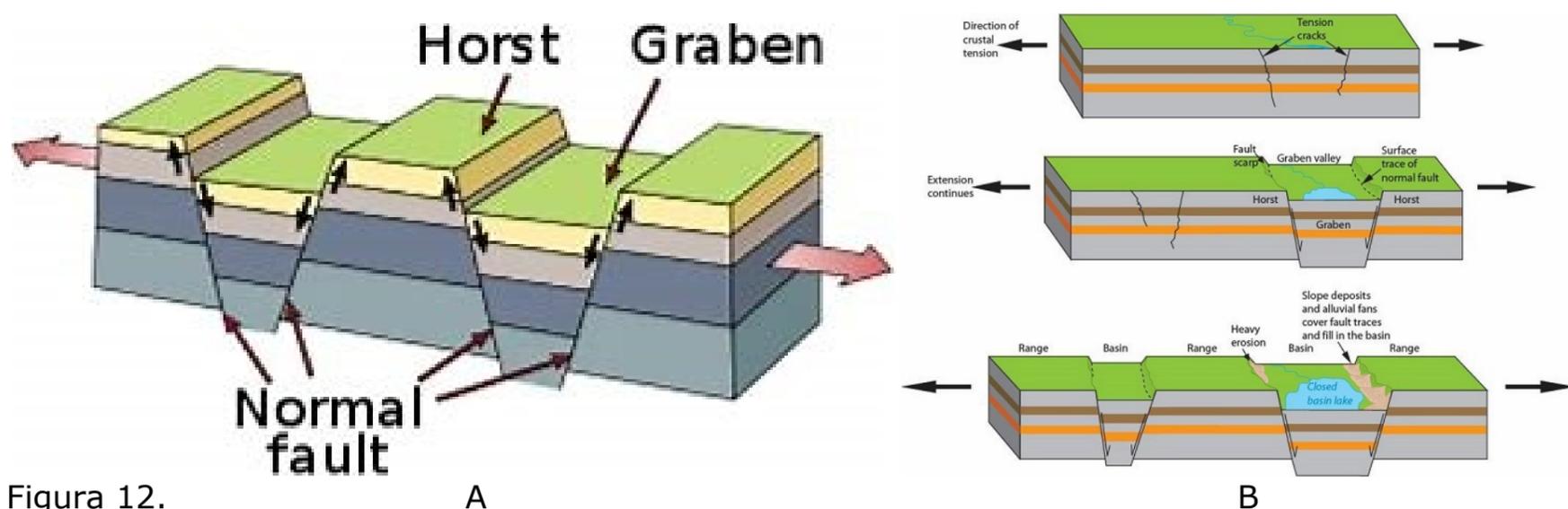


Figura 12.

A. Struttura di Horst e Graben derivanti da faglie normali che si verificano quando agiscono forze tettoniche distensive opposte. B. Fasi del processo di formazione di un sistema di Horst-Graben. I depositi di versante e i conoidi di alluvionali ricoprono le tracce di faglia e riempiono il bacino formando un lago di bacino chiuso, alimentando il riciclo delle rocce.

Fonte. Colorado State University. Disegno di Trista L. Thornberry-Ehrlich.

Una compressione orizzontale che si applica su piani di faglia verticali o subverticali genera **faglie trascorrenti** (strike-slip faults) su cui il movimento avviene lateralmente, a sinistra o a destra. Sono faglie molto diffuse e spesso caratterizzano importanti margini di placca o agiscono da "connessione" tra faglie con geometrie diverse.

Horst e Graben, valle e catena montuosa, si riferiscono a un tipo di topografia creata quando la crosta terrestre viene separata. Questo processo, chiamato estensione, può allungare la crosta fino al 100% delle dimensioni originali. Man mano che la crosta è tesa in questo modo, si sviluppano faglie normali e blocchi di crosta per formare grabens o valli. Il risultato finale di questo processo è un vasto paesaggio di valli e creste alternate. Un esempio è rappresentato dalla piana campana che è delimitata da rilievi carbonatici che furono smembrati e ribassati dalla tettonica pleistocenica. Il graben risultante continuò a sprofondare nel Quaternario con un rigetto compreso tra i 3 ed i 5 km. Le rocce più antiche, affioranti lungo i margini della Piana, appartengono alla serie carbonatica dell'Appennino Campano. Esse sono costituite da calcari grigi e bianchi, compatti, con frequenti intercalazioni dolomitiche. La piana campana è una grande depressione morfo-strutturale impostata lungo la fascia tirrenica della catena sud-appenninica in seguito alle fasi tettoniche del Pleistocene inferiore. Le interazioni tra attività vulcanica e variazioni della linea di riva hanno messo in evidenza che, durante gli ultimi 5000 anni circa, la piana del Sarno ha registrato una veloce aggradazione della superficie topografica causata dall'accumulo dei prodotti vulcanici con conseguente progradazione della linea di costa da terra verso il mare, nonostante la contemporanea tendenza alla subsidenza manifestata dall'area in questo periodo. Tale subsidenza, attiva dal Pleistocene inferiore, ha caratterizzato l'area campana con ritmi medi di 2 mm/anno durante tutto il Quaternario e questo anche in relazione alla tettonica tensiva che ha interessato il margine tirrenico della catena sud-appenninica per deformazioni profonde del basamento. La Piana Campana rappresenta uno dei più estesi bacini quaternari dell'Italia meridionale. La mappa dei pericoli, identificando tre zone di pericolo. La zona rossa è la più vicina al vulcano ed è a maggior rischio di sperimentare flussi

piroclastici. Il piano afferma che tutti all'interno della zona rossa dovrebbero evacuare completamente prima di un'eruzione prevista. Le zone gialla e blu sono a rischio minore poiché la popolazione non è a rischio immediato di flussi di lava e altri pericoli (Piano di emergenza del Vesuvio, 2007). Il Vesuvio fa parte dell'arco vulcanico campano, una linea di vulcani che si è formata su una zona di subduzione creata dalla **convergenza** delle **placche africana** ed **eurasiatica**. Questa zona di subduzione si estende per tutta la lunghezza della penisola italiana ed è anche la fonte di altri vulcani come l'Etna, i Campi Flegrei, Vulcano e Stromboli. Nella figura 30A è riportata la mappa che mostra la posizione del Vesuvio sulla costa occidentale dell'Italia e dei vulcani nelle vicinanze: Etna, Stromboli, Vulcano. Nella figura 30B è riportata la sezione trasversale semplificata della tettonica a placche: sotto il Vesuvio, la parte inferiore della lastra in subduzione si è strappata e staccata dalla parte superiore per formare quella che viene chiamata una "finestra della lastra" (Slab Window). Ciò rende le rocce del Vesuvio leggermente diverse chimicamente dalle rocce eruttate dagli altri vulcani campani, Campi flegrei e Roccamonfina.

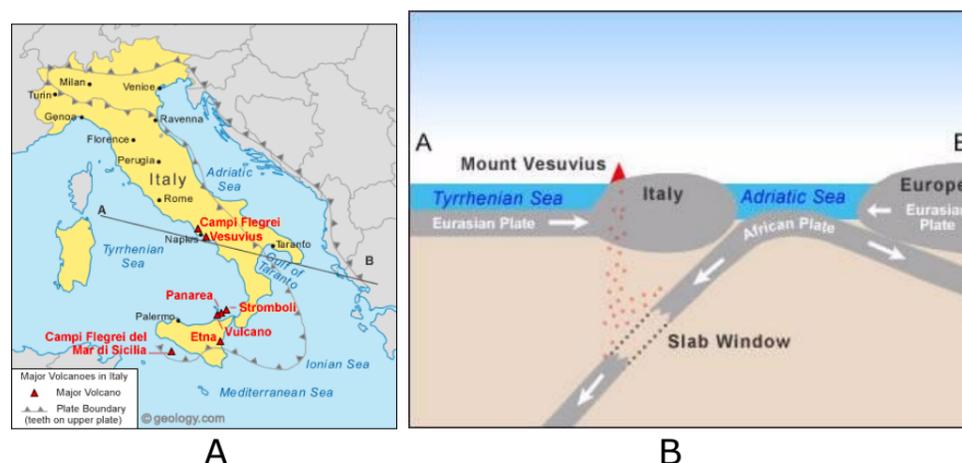


Figura 13.

A. La mappa mostra la posizione del Vesuvio sulla costa occidentale dell'Italia. Fonte. Mappa di Geology.com e MapResources. B. Sezione trasversale semplificata della tettonica a placche sotto il Vesuvio: notare la parte inferiore della placca in subduzione che si è squarciata e separata dalla parte superiore per formare una "finestra della lastra". Fonte. Mappa di Geology.com e Madi accoglienza allontanamento del 2024pResources.

Nella figura 14 sono riportate la mappa della Protezione Civile, il Piano di trasferimento di allontanamento e di accoglienza della popolazione e lo schema geologico strutturale della Campania

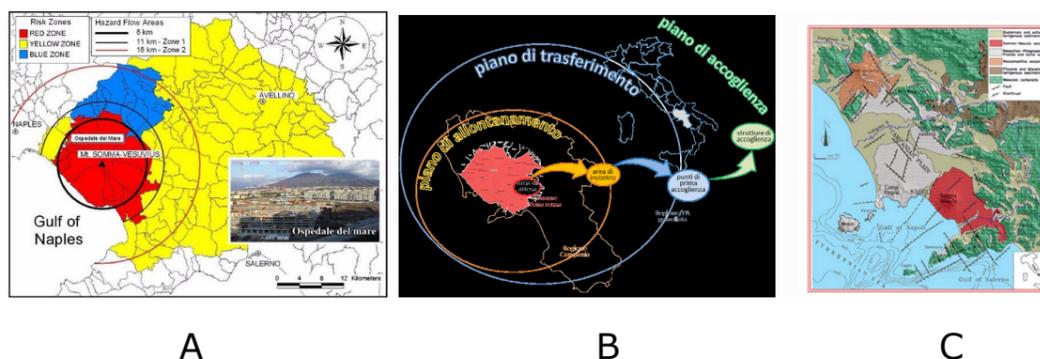


Figura 14.

A. Strategie di mitigazione: piano completo della Protezione Civile in atto in caso di eruzione. Hanno sviluppato una mappa dei pericoli, identificando tre zone di pericolo. La zona rossa è la più vicina al vulcano ed è a maggior rischio di sperimentare flussi piroclastici. Le zone gialla e blu sono a rischio minore poiché la popolazione non è a rischio immediato di flussi di lava e altri pericoli. Fonte. P.Civile. B. Schema delle pianificazioni per l'allontanamento, il trasferimento e l'accoglienza della popolazione. C. Schema geologico e geomorfologico della piana campana e dei rilievi appenninici e antiappenninici della Campania: unità carbonatiche derivate dalle deformazioni delle piattaforme campano-lucana e abruzzese campana; rocce vulcaniche di serie diverse connesse all'ignimbrite campana; depositi terrigeni quaternari. Fonte. Wikipedia.org.

19.5 Pieghe: tipologia e descrizione

Le pieghe sono particolari strutture geologiche che si possono formare quando degli strati rocciosi vengono sottoposti a forze di compressione – cioè vengono "schiacciati". Se questi strati rispondono in modo plastico, cioè si deformano anziché spezzarsi, possono dare vita alle pieghe. Più precisamente, quando un corpo di roccia, in particolare una roccia sedimentaria, viene schiacciato da entrambi i lati da forze tettoniche, è probabile che si fratturi o che si pieghi se ha una temperatura abbastanza alta, quindi se è sufficientemente caldo, da comportarsi in modo plastico.

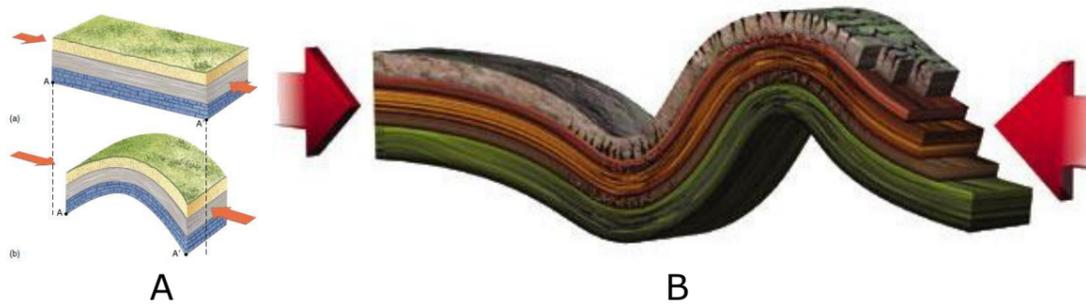


Figura 15.

A. Blocco di roccia stratificata orizzontale sottoposto a forze di compressione si accorcia formando una piega con convessità rivolta verso il basso (antiforme). B. Strati rocciosi piegati da sforzi di compressione che hanno dato origine a una piega sinforme, ossia con convessità rivolta verso l'alto, e una piega sinforme con convessità rivolta verso il basso.

Fonte. GEOLOGY FOR ENGINEERS.

Una classificazione diversa delle pieghe è basata sui termini "anticlinale" e "sinclinale". In questo caso il criterio è fondato sull'età degli strati che compongono una piega, non sulla concavità della piega. In questo tipo di classificazione le sinclinali hanno al nucleo rocce più giovani, mentre le anticlinali hanno al nucleo rocce più antiche. Spesso le pieghe antiformi sono anche anticlinali e le sinformi sono anche sinclinali, ma possono esistere eccezioni a questa regola. Una sinclinale è una piega delle rocce con strati rocciosi più giovani più vicini al centro della struttura, mentre un'anticlinale è l'inverso di una sinclinale.

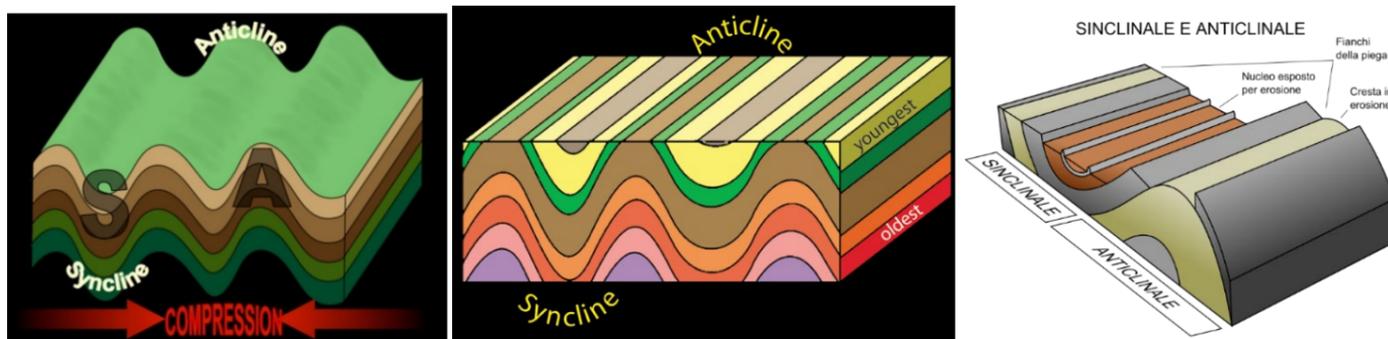


Figura 16.

A. Anticlinale e sinclinale. Fonte. <https://classroomnation.com/anticline-and-syncline-folds/> (Diagram by Phyllis Newbill)..

B. Schema di sinclinale e di anticlinale con nucleo e cresta esposti all'erosione. Fonte. GEOLOGY FOR ENGINEERS

Le pieghe solitamente derivano da stress compressivo. Ad esempio, rocce strettamente piegate nelle Alpi indicano che la regione è stata sottoposta a stress compressivo. Una roccia stratificata che presenta delle curve si dice **piegata**. La roccia stratificata un tempo era uniformemente dritta, ma è stata sollecitata per sviluppare una serie di archi e depressioni. Uno stress compressivo compatta gli strati di roccia orizzontali e li costringe a piegarsi verticalmente, formando modelli diversi di pieghe. La formazione di pieghe accorcia sempre le distanze orizzontali nella roccia. I lati di una piega sono chiamati fianchi, che si immergono in direzioni opposte. Una linea che divide i due fianchi di una piega e corre lungo la cresta di un'anticlinale o il solco di una sinclinale è detta l'asse della piega. Il piano assiale è un piano immaginario che attraversa l'asse e divide una piega il più simmetricamente possibile in due metà. Gli elementi geometrici di una piega sono i fianchi, la cerniera, il piano assiale, l'altezza, la larghezza e la lunghezza. La parte di massima curvatura di una piega è detta **cerniera**: la linea di cerniera è parallela all'asse della piega ed è bisettrice tra i due fianchi. La nomenclatura e la geometria delle pieghe sono riassunte nella figura 17A e 17B.

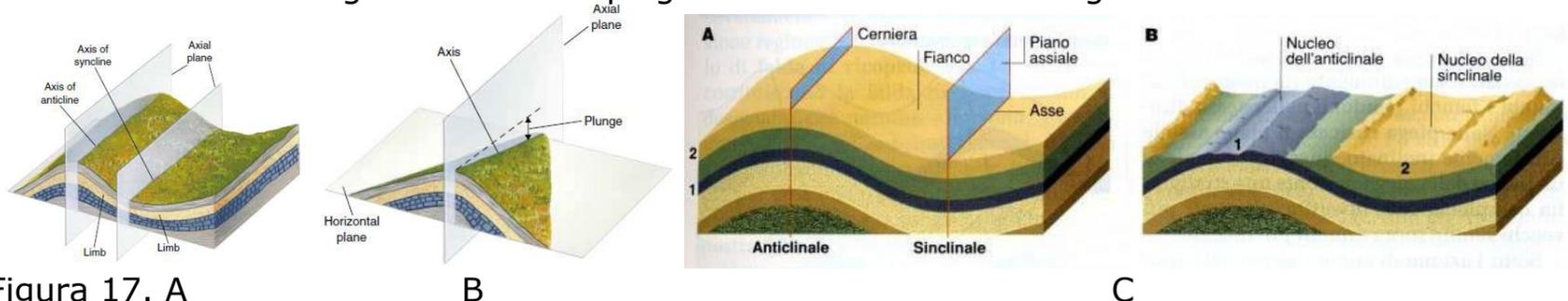


Figura 17. A

B

C

A. I lati di una piega anticlinale o sinclinale sono chiamati fianchi (limb). La linea che divide i due fianchi di una piega e lungo la cresta di un'anticlinale o il solco di una sinclinale è l'asse della piega. Il piano assiale è un piano immaginario che attraversa l'asse e divide una piega il più simmetricamente possibile in due metà. B. Notare la pendenza (Plunge) del fianco rispetto al piano orizzontale.

Fonte. GEOLOGY FOR ENGINEERS. C. Notare la cerniera e i nuclei della sinclinale e dell'anticlinale. Fonte. Wikipedia.org.

In una sinclinale i rami della piega si immergono l'uno verso l'altro. I letti più giovani si trovano al centro della piega. Un tipo speciale di piega è quella che un solo fianco, che è chiamata piega monoclinale.

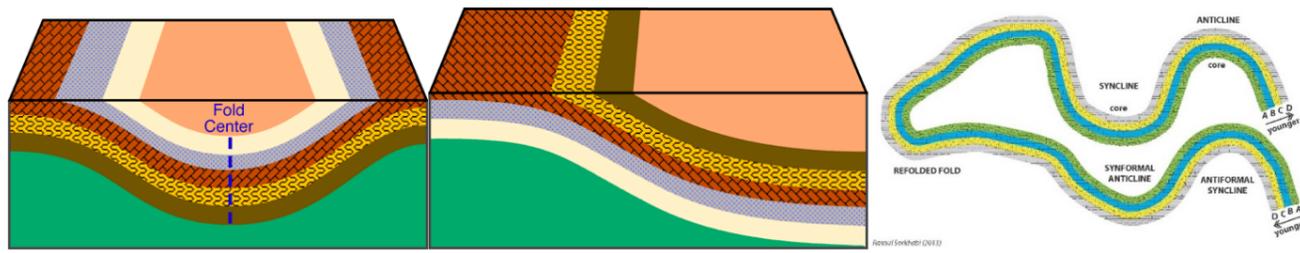


Figura 18.

A. Un'anticlinale è una piega convessa verso l'alto in cui i fianchi si allontanano l'uno dall'altro. Le rocce più antiche si trovano al centro della piega. B. Un tipo speciale di piega con un solo fianco è chiamata monoclinale. Fonte. GEOLOGY FOR ENGINEERS. C. Piega rovesciata formata da una coppia sinclinale-anticlinale: notare le età relative (frecche) degli strati rocciosi delle sinclinali e delle creste delle anticlinali. Fonte. Wikipedia.org.

In base all'inclinazione del piano assiale rispetto alla verticale possiamo avere pieghe simmetriche, asimmetriche e diritte.

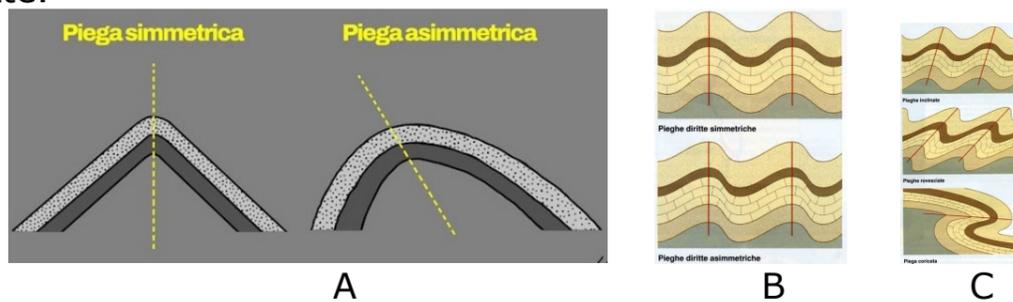


Figura 19.

A. Piega simmetrica: piano assiale verticale. I due fianchi hanno la stessa pendenza; piega asimmetrica piano assiale inclinato: i due fianchi hanno pendenze diverse. B. Pieghe simmetriche e asimmetriche diritte. C. Pieghe inclinate, pieghe rovesciate e piega coricata. Fonte. Wikipedia.org.

Nella figura 42 sono riportati gli schemi di una piega reclinata (recumbent), una cupola (dome) e un bacino. In una piega capovolta i letti si immergono nella stessa direzione su entrambi i lati del piano assiale. In una piega rovesciata i letti si immergono nella stessa direzione su entrambi i lati del piano assiale.

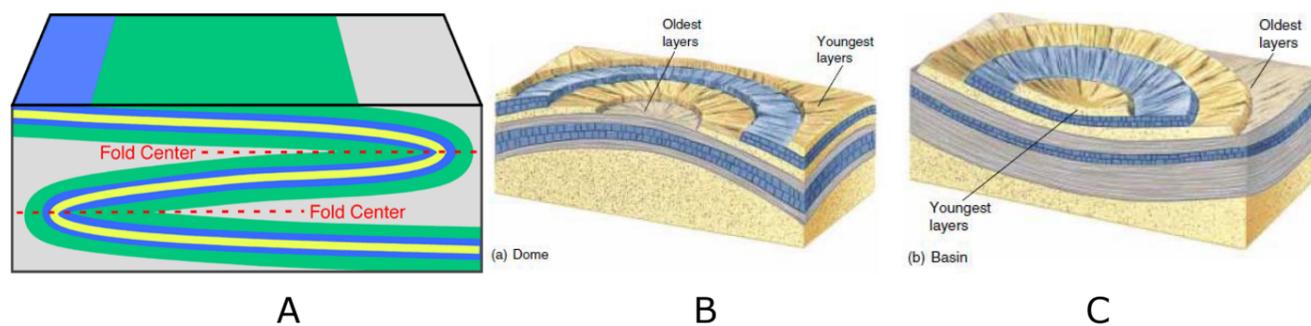


Figura 20.

A. In una piega reclinata il piano assiale è orizzontale e i fianchi della piega sono paralleli tra loro. B. Cupola: è una struttura anticlinale circolare o ellittica: gli strati si immergono dal centro di una cupola in tutte le direzioni. C. Bacino (basin): è una struttura sinclinale circolare o ellittica. Gli strati si immergono verso il centro del bacino in tutte le direzioni. al centro ci sono strati più giovani, mentre sui fianchi gli strati rocciosi son più vecchi. Fonte. GEOLOGY FOR ENGINEERS.

Una frattura in una roccia è anche chiamata **giunto** o **giunzione**. Un **giunto** è una frattura nella roccia di origine naturale ed è quindi simile a una faglia, tranne per il fatto che in un giunto le rocce su entrambi i lati ella frattura non si sono mosse. Un sistema di giunti è costituito da due o più insiemi di giunti intersecanti. La maggior parte dei giunti si forma dove un corpo di roccia si espande a causa della pressione ridotta, o dove la roccia stessa si contrae ma il corpo di roccia rimane delle stesse dimensioni. I giunti possono anche svilupparsi dove la roccia viene piegata perché, mentre la piegatura avviene tipicamente durante la compressione, potrebbero esserci alcune parti della piega che sono in tensione come mostrato dai due esempi nella figura 21.

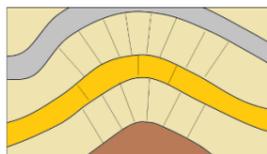


Figura 21. Una raffigurazione di giunzioni sviluppate nell'area di una cerniera di rocce piegate. Si noti che in questa situazione alcuni tipi di roccia hanno più probabilità di fratturarsi rispetto ad altri. Fonte. Wikipedia.org.

Infine, le giunzioni possono anche svilupparsi quando la roccia è sottoposta a compressione, come mostrato nella figura 39, dove si verifica uno stress differenziale sulla roccia e le serie di giunzioni si sviluppano ad angoli rispetto alle direzioni di compressione.

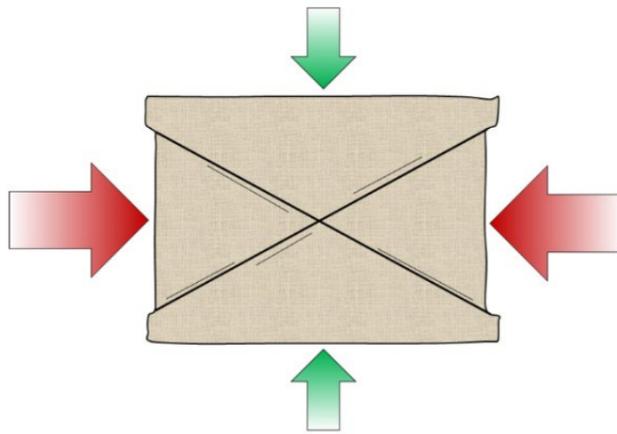


Figura 22. Rappresentazione delle giunzioni sviluppate in una roccia sottoposta a stress compressivo.
Fonte. Physical geology. Geological Structures.

Ricordiamo che i blocchi separati di una frattura, possono spostarsi gli uni rispetto agli altri o restare nella posizione originale. Nel primo caso le fratture vengono chiamate faglie, mentre nel secondo caso sono dette diaclasi. Riepilogando quanto detto sulle faglie e sulle pieghe nella figura 23 sono illustrati gli schemi dei diversi tipi di deformazione delle rocce e dei diversi tipi di pieghe, che in genere non si presentano isolate ma in gruppi, che formano catene di pieghe.

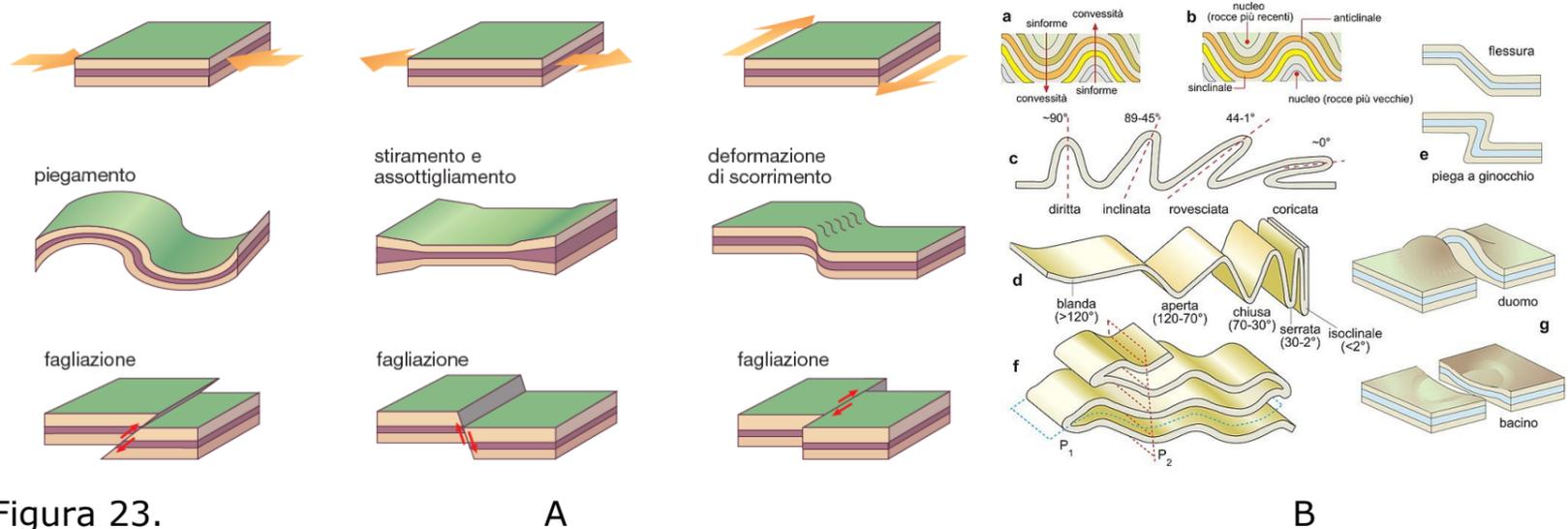


Figura 23.

A. Tipologia delle deformazioni derivanti da stress agenti sui corpi rocciosi. Fonte. Zanichelli.it.
B. Rappresentazione dei diversi tipi di pieghe. Fonte. Wikipedia.

Le pieghe, le faglie e le giunzioni sono i principali tipi di deformazione strutturale nelle rocce della crosta terrestre. Tra queste, le pieghe creano spesso forme e paesaggi geologici più spettacolari. Alcuni esempi di strutture geologiche a pieghe son riportati qui di seguito.



Figura 24.

A. Piegatura sinforme a Quercianella, in provincia di Livorno. Foto di Teresita Gravina. B. Enorme piega sinclinale nel fianco del monte Sichelchamm, in Svizzera. Questa piega è un impressionante testimonianza della collisione tra la placca africana e la placca euroasiatica. Gli strati di calcare originariamente depositati sul pavimento del mare in posizione orizzontale, sono stati compressi e spostati.

Fonte: [Bernhard Edmaier Photography](http://BernhardEdmaierPhotography.com).

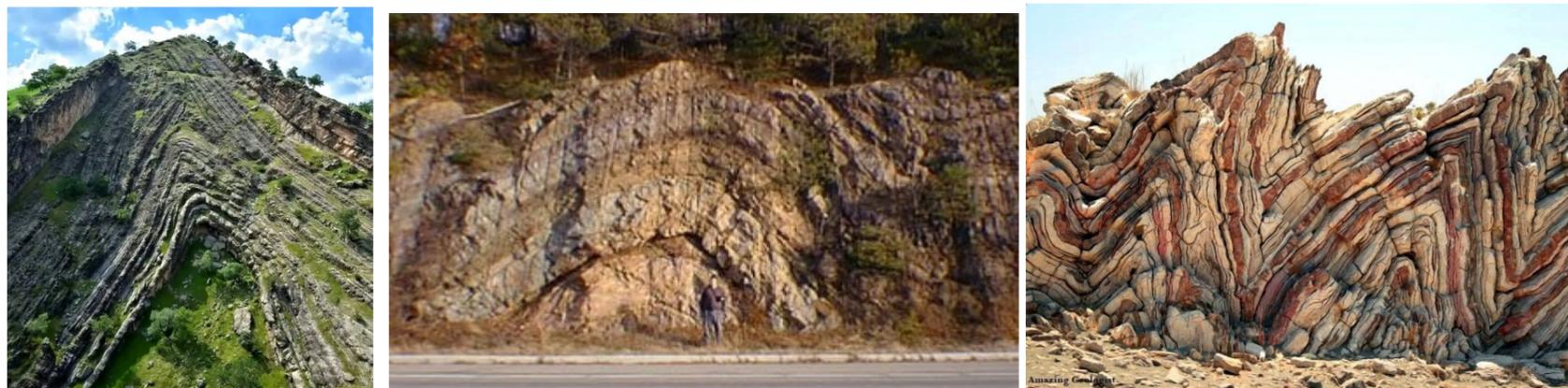


Figura 25. A B C
 A. Piega anticlinale riconoscibile alla scala dell'affioramento. Fonte. Wikipedia.org.
 B. Piega anticlinale con gli strati più vecchi posti nel suo nucleo. Fonte. Wikipedia.org.
 C. Pieghe meravigliosamente colorate di Apolystra, Isola di Creta. Fonte immagine: G. Shuttleworth.



Figura 26. A B
 A. Piega geologica composta da rocce sedimentarie a forma ellittica nota come bacino. Gli strati sommitali sono più giovani. Fonte. meteo.it. B. Paesaggio a pieghe a livello di catena montuosa risultante dal movimento delle placche continentali. La piega in primo piano è alta 403 m. Fonte immagine. G. Shuttleworth / ZME Science / Callan Bentley.



Figura 27. A B C
 A. Coppia di sinclinale e anticlinale di formazioni rocciose presenti in Veneto. Fonte. Foto di Elisa Cottarini.
 B. Piega rovesciata in rocce sedimentarie del periodo Oligocene presente nell'isola di Antipaxos, Grecia. La formazione è chiamata slump fold (piega afflosciata). Fonte. Meteo.it.
 C. Piega a ginocchio nel flysch, Paese Basco, Spagna. Fonte immagine: Thibault Cavailhes.



Figura 28. A B C
 A. Giunture orizzontali nelle rocce sedimentarie in primo piano e un insieme più vario di giunture nelle rocce granitiche sullo sfondo. Immagine degli altopiani kazaki, distretto di Balkash, Kazakistan.
 B. Giunti ortogonali su un piano di stratificazione in lastre in pietra, Scozia.
 C. Basalto colonnare articolato in rocce vulcaniche effusive, Turchia. Fonte: Wikipedia.org.



Figura 29.

A

B

C

A. Giunti colonnari in alto (davanzale). Salisbury Crags, Edimburgo, Scozia. B. Cuscini di lava (Pillow lavas) fratturati del Massiccio del Troodos del Cretaceo, Cipro. C Pieghe di deformazione nell'arenaria. Rainy Cove, Nuova Scozia. Fonte. Wikipedia.org.

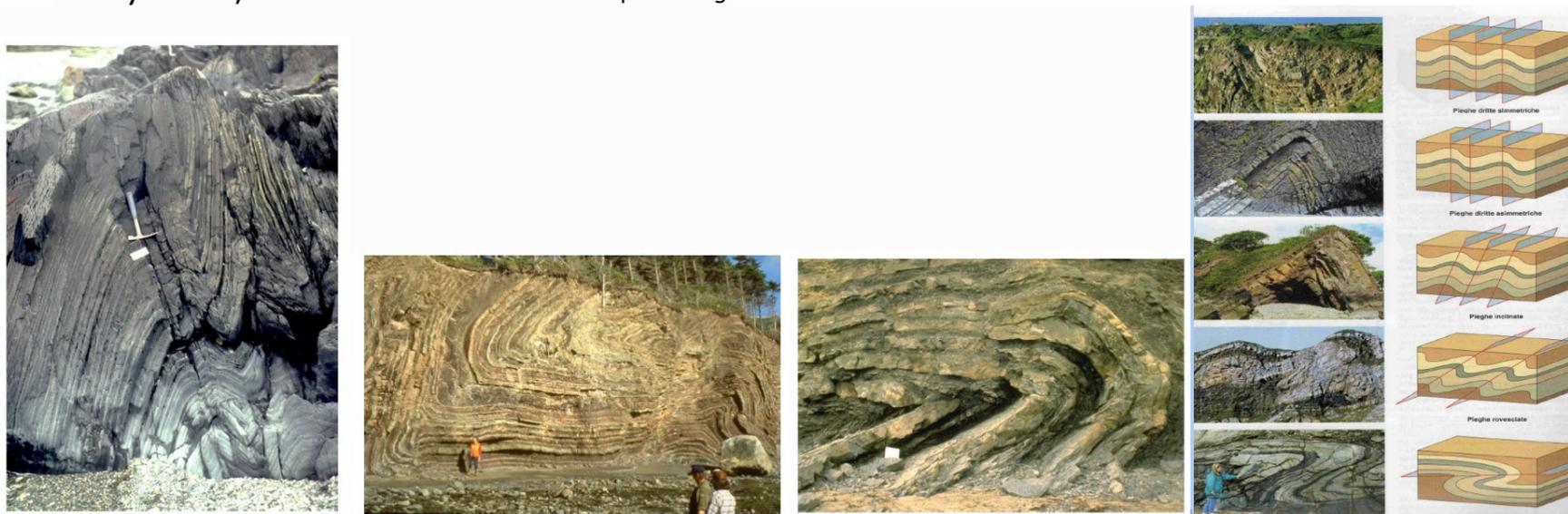


Figura 30. A

B

C

D

A. Pieghe fortemente inclinate con faldatura planare assiale. Carmanville, Terranova.

B. Pieghe distese o reclinate. Picadilly, Terranova. C. Sinforma variabilmente inclinata. Penisola di Port au Port, Terranova. Fonte. Wikipedia.org.

Qualora le pieghe coricate siano di notevoli dimensioni, danno luogo alla formazione di falde di ricoprimento, come illustra la figura 31.

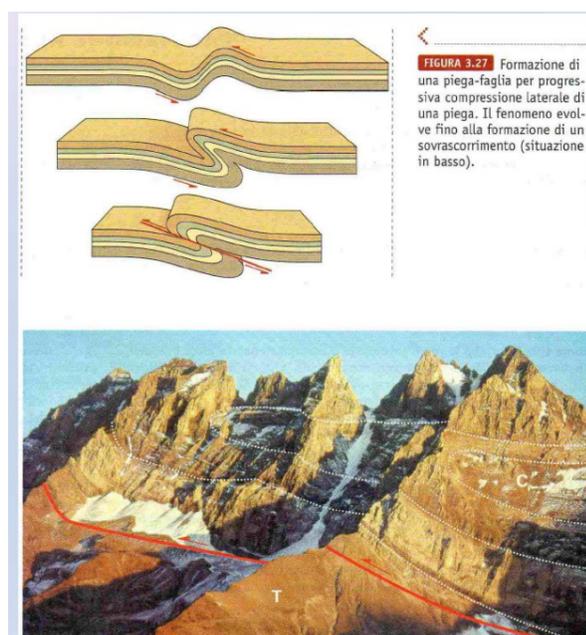


Figura 31. Falde di ricoprimento Fonte. <http://www.treccani.it/enciclopedia/tettonica/>.

19.6 Tettonica delle placche crostali

Nel 1915 Wegener, meteorologo e geofisico tedesco, pubblicò "L'origine dei continenti e degli oceani", in cui delineava la sua teoria della deriva dei continenti. La teoria era fondata su cinque linee di prova. La prima, notata da tempo, era la somiglianza nel profilo delle linee costiere del Sud America orientale e dell'Africa occidentale. La migliore corrispondenza si ottiene, però, se le linee costiere vengono congiunte a una profondità di 1.000 metri sotto l'attuale livello del mare, come si vede nella seguente immagine.

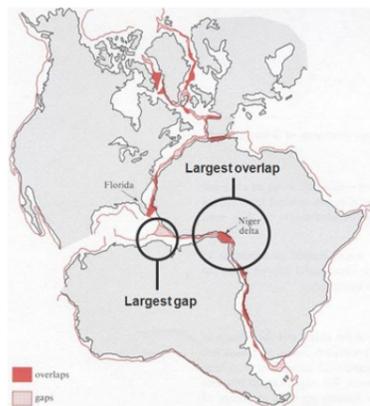


Figura 1. Le coste orientali del Sud America e dell'Africa occidentale mostrano il miglior adattamento a una profondità di 1.000 metri sotto l'attuale livello del mare.

Fonte. OU S267 Come funziona la Terra: Blocco 2 Come funziona la tettonica a placche pag.7.

La seconda prova era basata sull'adattamento geologico. Quando è stata mappata la geologia del Sud America orientale e dell'Africa occidentale, è emerso che antichi affioramenti rocciosi, precisamente i cratoni, risalenti a oltre 2 miliardi di anni fa, erano continui da un continente all'altro, evidenziando una continuità delle formazioni rocciose della litosfera.

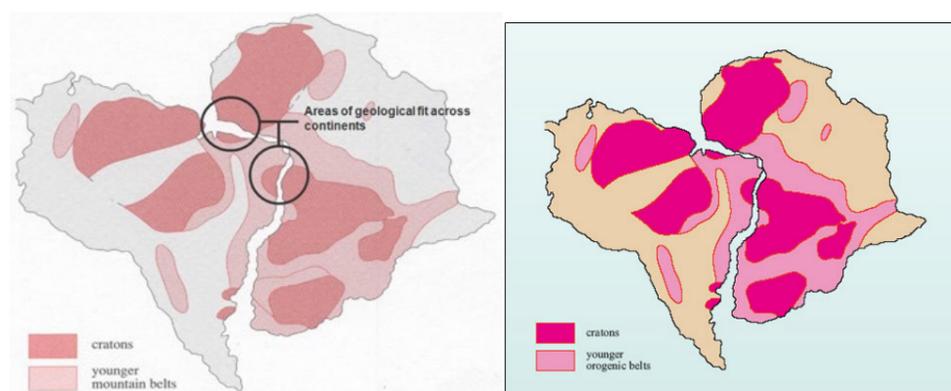


Figura 2.

A. Adattamento geologico delle opposte linee costiere continentali. B. Corrispondenza tra le età delle rocce presenti lungo le coste dei due continenti: America del sud e Africa.

Fonte. Enciclopedia Britannica. Blocco 2, Come funziona la tettonica a placche.

La terza prova era fondata sull'adattamento tettonico. Si scoprì, infatti, che frammenti di una vecchia catena montuosa a pieghe risalente a 450-400 milioni di anni fa si trovano attualmente su continenti ampiamente separati. Pezzi della catena montuosa a pieghe caledoniane si trovano oggi in Groenlandia, Canada, Irlanda, Inghilterra, Scozia e Scandinavia. Quando queste masse terrestri vengono riassemblate, la catena montuosa forma una caratteristica linea continua, che si può osservare nella figura seguente.



Figura 3. Cinture montuose formatesi nel ciclo orogenetico caledoniano, sviluppatosi dall'Ordoviciano fino all'inizio del Devoniano pressappoco tra 490-390 milioni di anni fa. Le attuali linee costiere sono in grigio. Fonte. OU S267 Come funziona la Terra: Blocco 2 Come funziona la tettonica a placche.

La quarta prova era basata sui depositi glaciali. Infatti, oggi, i depositi glaciali formati durante la glaciazione permo-carbonifera, circa 300 milioni di anni fa, si trovano in Antartide, Africa, Sud America, India e Australia. Se i continenti non si sono spostati, allora questo suggerirebbe che una calotta glaciale si estendeva dal polo sud all'equatore in quel periodo, il che è improbabile, il Regno Unito in quel periodo era anch'esso vicino all'equatore e ha estesi depositi di carbone e calcare. Se i continenti dell'emisfero australe vengono riassemblati vicino al polo sud, allora la calotta glaciale permo-carbonifera assume una dimensione molto più ragionevole.

Ulteriori prove provengono dalle striature glaciali, ovvero graffi sul substrato roccioso causati da blocchi di roccia incastonati nel ghiaccio mentre il ghiacciaio si muove. Questi mostrano la direzione del ghiacciaio e suggeriscono che il ghiaccio fluiva da un singolo punto centrale.



Figura 4.

A

B

- A. Prove della glaciazione del Karoo o glaciazione del tardo Paleozoico. Fu un periodo di glaciazione avvenuto tra 360 e 260 milioni di anni fa. In questo intervallo temporale grandi calotte di ghiaccio erano presenti sulla superficie della Terra. Fu il secondo periodo glaciale più lungo del periodo Fanerozoico. B. Striature glaciali (graffi) formate dai ghiacciai del tardo Paleozoico nel Bacino del Paranà in Brasile. Fonte. Wikipedia.Org.

Le prove fossili sono supportate dai numerosi fossili di animali e vegetali trovati in continenti separati e in nessun altro posto. Ciò suggerisce che i continenti un tempo erano uniti. I fossili di animali e piante tropicali trovati all'interno del circolo polare artico (Groenlandia) suggerivano che un tempo quei continenti si trovassero vicino all'equatore. Alcuni rettili fossili, *Mesosaurus tenuidens*, *Cynognathus* e *Lystrosaurus* vissuti alla fine del Paleozoico, sono stati ritrovati soltanto in Brasile e Sud Africa. Secondo Wegener era estremamente improbabile che questi animali si fossero differenziati contemporaneamente in zone così distanti: era molto più plausibile che questi rettili avessero fatto la propria comparsa in un'unica area, che successivamente si doveva essere separata. La separazione dell'America del Sud dall'Africa avvenne circa 90 milioni di anni fa.

Nella figura 4 sono riportate immagini schematiche che corroborano le prove di tipo paleontologico.

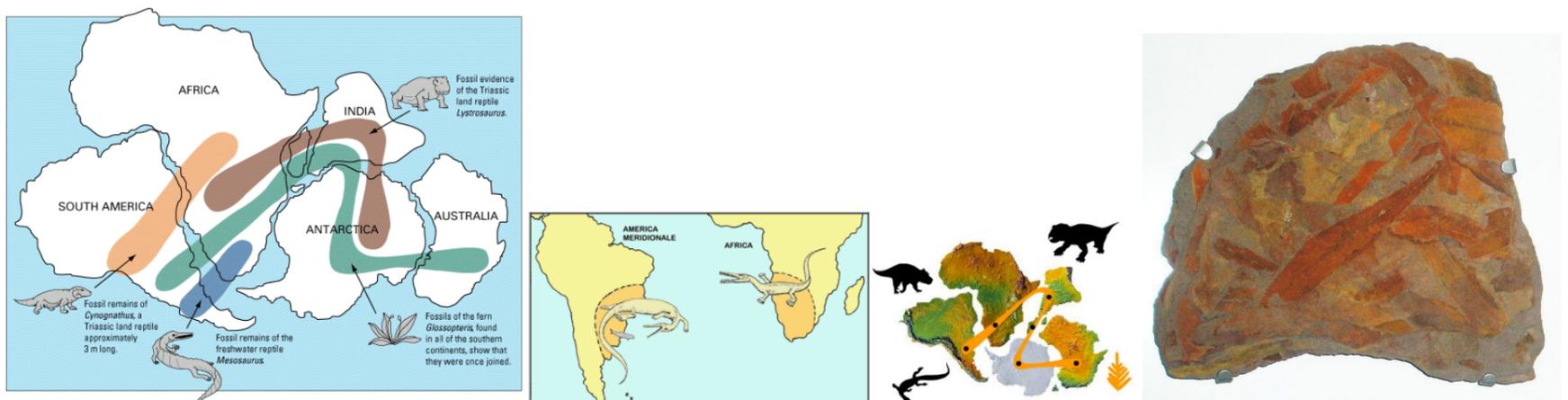


Figura 4.

A

B

C

D

- A. Mappa fossile UGS. *Mesosaurus* era un rettile d'acqua dolce simile a un coccodrillo vissuto durante il Permiano inferiore, tra 286 e 258 milioni di anni fa. I suoi fossili si trovano esclusivamente nell'Africa meridionale e nell'America meridionale orientale. *Cynognathus*, che significa letteralmente "mascella di cane", era un rettile grande quanto un lupo moderno e visse durante il periodo Triassico inferiore-medio, da 250 a 240 milioni di anni fa. Si trova come fossile solo in Africa del sud e dell'America del sud. B. Mappa delle regioni del continente dell'America meridionale e dell'Africa meridionale dove è *Mesosaurus* ha disseminato i suoi resti fossili.

- D. La pianta **glossoperide**, (gen. **Glossopteris**) è una pianta estinta che visse tra 270 e 230 milioni di anni fa, i cui resti fossili sono stati rinvenuti in Africa meridionale e Sudamerica, ma anche in India, Australia, Madagascar e Antartide. Fonte. Wikipedia.org.

Il 24 luglio 1965 la rivista britannica *Nature* pubblicò un articolo che rivoluzionò il modo in cui tutti noi comprendiamo la Terra. L'articolo fu scritto dallo scienziato canadese John Tuzo Wilson. *Scientific American* definì la spiegazione di Wilson della nuova teoria della tettonica a placche "uno dei cinque maggiori progressi scientifici del secolo". "Molti geologi hanno sostenuto che i movimenti della crosta terrestre sono concentrati in fasce mobili, che possono assumere la forma di montagne, dorsali medio-oceaniche o grandi faglie", scrive Wilson, "questo articolo suggerisce che queste caratteristiche non sono isolate, che poche sono giunte a un punto morto, ma che sono collegate in una rete continua di fasce mobili attorno alla Terra che dividono la superficie in diverse grandi placche rigide". Negli anni settanta del secolo scorso la geologia era considerata un campo intellettualmente rispettabile ma c'era la totale mancanza di comprensione dei processi che creano la Terra. Non c'erano risposte a queste domande: Come si formano i continenti? Cosa causa i vulcani o i terremoti? Se i continenti sono sempre stati dove sono oggi, perché parti lontane del mondo, in particolare il Sud

America e l'Africa, sembrano pezzi uguali in un puzzle? Per rispondere a queste domande i geologi avevano bisogno di una nuova scienza e di una teoria che spiegasse la Terra. "Fu il professore schietto, geniale, accessibile e con i piedi per terra dell'Università di Toronto J. Tuzo Wilson che [...] in sostanza creò la nuova scienza", scrive S. Winchester nel suo libro *Krakatoa*. Wilson sviluppò la sua teoria della "**tettonica a placche**" dopo diverse intuizioni geniali.

Nella figura 5 la forma e le distribuzioni delle principali placche tettoniche (**linee nere spesse**) non coincide con la distribuzione delle masse continentali (**linee nere sottili**). Le frecce rosse lungo i margini di placca indicano il tipo di margine: divergente frecce che si allontanano; convergente frecce che si scontrano; trascorrente frecce che scorrono parallelamente in direzione opposta. La mappa aggiornata delle placche tettoniche e delle interazioni tra i loro margini.

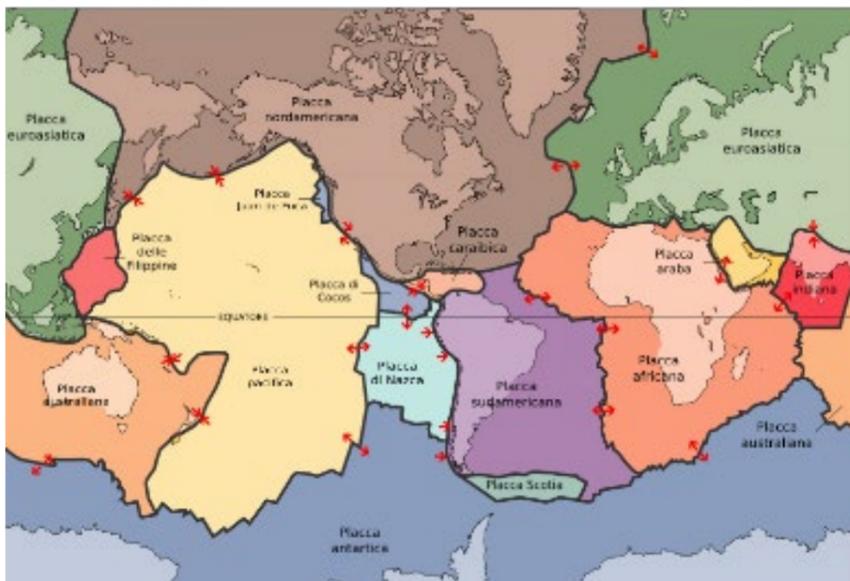


Figura 5. Questa mappa raffigura le sette principali placche tettoniche della Terra, oltre a diverse placche più piccole. La litosfera è divisa in sette grandi zolle o placche tettoniche (euroasiatica, africana, americana, indo-australiana, pacifica, di Nazca e antartica) e in un'altra dozzina di dimensioni inferiori. Fonte USGS. Descrizione: [Muriel Gottrop~commonswiki](#), Wikimedia Commons.

Quando Tuzo Wilson sorvolò le isole Hawaii vide qualcosa che gli antichi hawaiani avevano sempre sospettato. Mentre la grande isola delle Hawaii era ancora una fornace di attività vulcanica, l'isola più lontana di Niihau era un vulcano quiescente e anche molto più vecchia. Wilson "dedusse che doveva esserci un "**punto caldo**" (Hot spot) stazionario su cui si muovevano le isole. Il mantello e la crosta lungo la catena di isole dovevano essere in movimento".

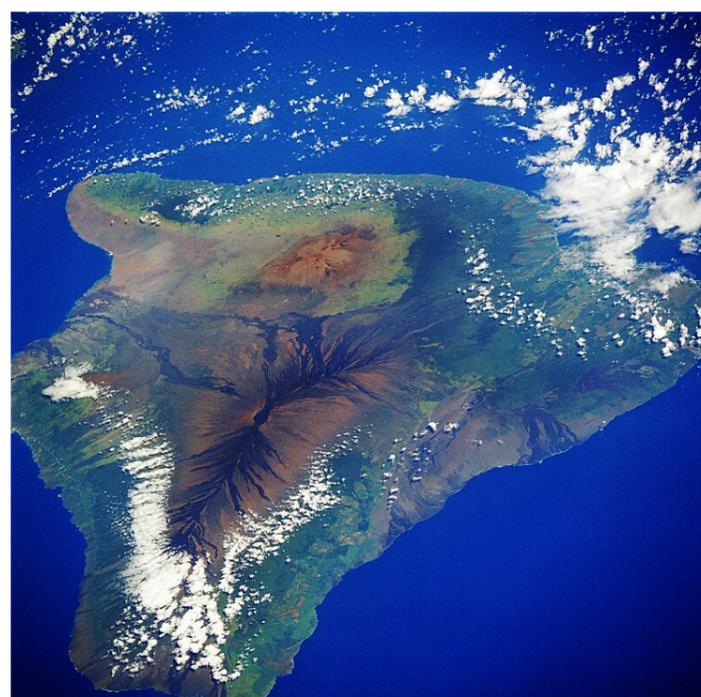
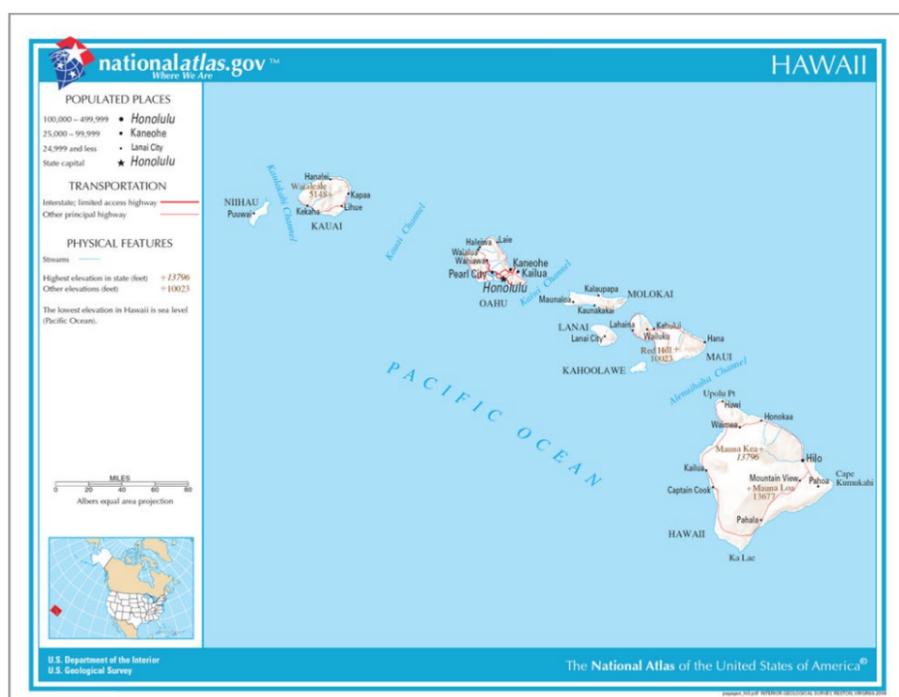


Figura 6. A. Mappa dell'Arcipelago delle isole Hawaii. B. Immagine satellitare dell'isola di Hawaii. Fonte. National atlas.com.

Secondo l'idea di Tuzo Wilson, oggi confermata, in certe parti del mondo, come nelle Hawaii, il vulcanismo era stato alimentato da **pennacchi termici** per tempi prolungati producendo una serie allineata di vulcani sottomarini. Questo fenomeno poteva accadere solo se si prevedeva l'esistenza di piccole aree mantenutesi caldissime per lungo tempo, oggi noti come **hot spots**, al di sotto delle placche o zolle. Ipotizzò, quindi, che l'allineamento della catena di isole Hawaiiane si era formata

grazie al movimento della zolla pacifica al di sopra di un pennacchio stazionario del mantello. Un **hot spot** vulcanico è un'area nel mantello da cui il magma risale sotto forma di pennacchio termico dalle profondità della Terra. Un calore più elevato e una pressione più bassa alla base della litosfera fondono la roccia e formano il magma, che risale attraverso le crepe nella litosfera ed erutta per formare vulcani. Mentre le placche tettoniche continuano a muoversi su un hot spot stazionario, i vulcani si staccano e si muovono insieme alla placca, consentendo a nuovi vulcani di formarsi al loro posto. Attraverso il suo condotto largo circa 100 km, il magma alimentava i vulcani di superficie. Quando una placca si muove sopra questo pennacchio stazionario, l'attività vulcanica si estingue su un particolare vulcano e ne viene formato uno nuovo. I vecchi vulcani spenti si abbassano progressivamente, formando una lunga catena di montagne sottomarine come la catena delle Hawaii.

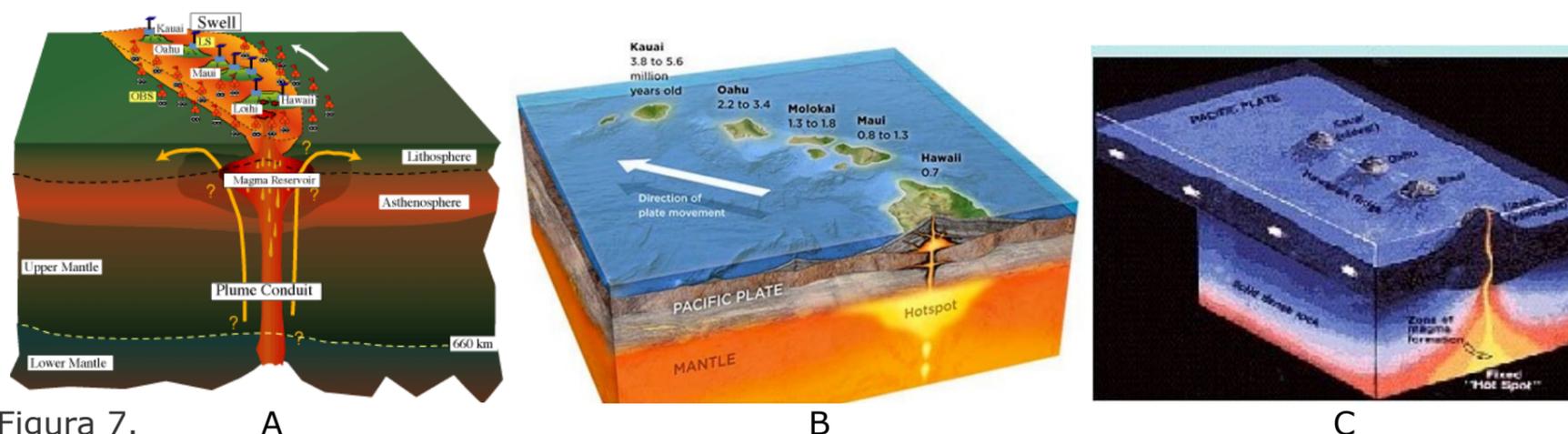


Figura 7.

A

B

C

A. Diagramma che spiega un pennacchio termico del mantello. Le isole delle Hawaii nascono - e continuano a formarsi - al di sopra di un **punto caldo**, ossia di un luogo della Terra dove in continuazione il **materiale lavico** raggiunge la superficie. Le lave provengono da centinaia se non **migliaia di chilometri** al di sotto della superficie terrestre, mentre la **litosfera**, ossia la crosta terrestre e la parte solida del mantello sottostante, si **muovono** al di sopra di quest'area. B. Illustrazione dell'età di formazione delle isole dell'arcipelago hawaiano e della direzione del movimento della placca pacifica. Fonte. NOAA. C. Cartoon che illustra il concetto di movimento della zolla pacifica sopra il punto caldo fisso hawaiano, che ha portato alla formazione della catena di isole hawaiane.

Fonte. Wikipedia.org.

Un paesaggio tipico del parco nazionale dei vulcani delle isole Hawaii è mostrato nell'immagine fotografica qui sotto in cui si possono osservare un punto caldo oceanico e un campo di lava basaltica e litorale. Un flusso attivo di lava fusa sta entrando nell'oceano in lontananza, provocando un grande pennacchio di vapore.



La seconda grande scoperta di Tuzo Wilson fu quella delle **faglie trasformi** o **trascorrenti**.

Una faglia trasforme si verifica quando due placche si muovono l'una accanto all'altra, a volte causando un accumulo di stress di taglio. Le faglie trasformi possono causare la rottura delle forme del terreno e il loro spostamento l'una accanto all'altra, risultando così sfalsate l'una dall'altra nella vista aerea. Questa nuova teoria delle faglie trasformi spiegò la topografia delle dorsali medio-oceaniche e contribuì notevolmente alla teoria più ampia della tettonica a placche. Una faglia trasforme è un tipo di faglia trascorrente in cui lo slittamento orizzontale relativo si adatta al movimento tra due dorsali oceaniche o altri confini tettonici. Sono collegate su entrambe le estremità ad altre faglie. Una faglia trasforme o confine trasforme, noto anche come confine conservativo della placca poiché queste faglie non creano né distruggono la litosfera, è un tipo di faglia il cui movimento relativo è prevalentemente orizzontale.

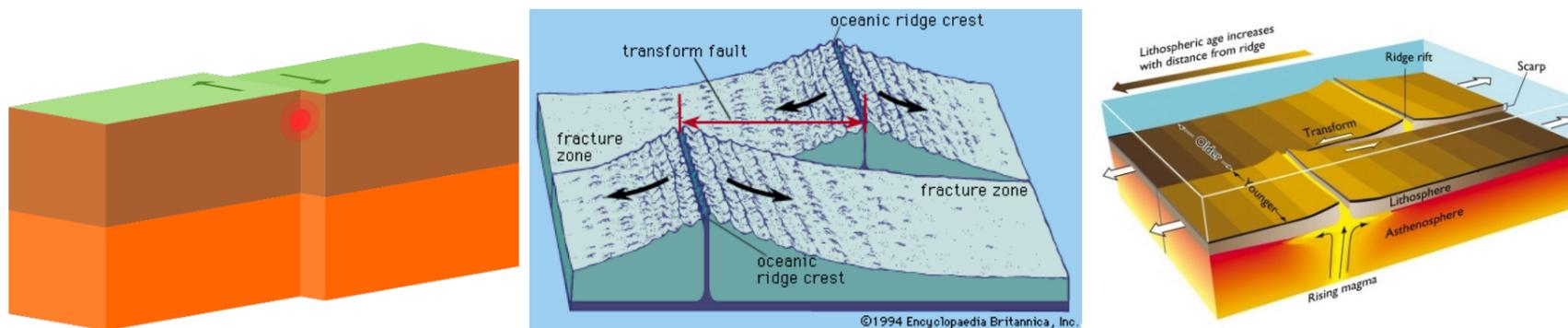


Figura 8. A B C
 A. Il diagramma mostra una faglia trasforme con i due blocchi che si muovono in direzioni opposte. B. Le dorsali oceaniche sono caratterizzate da faglie trasfomi e zone di frattura. Le frecce indicano la direzione del movimento attraverso le faglie trasfomi. Quando due placche scivolano l'una lungo l'altra, si parla di confine di placca trascorrente. C. Il diagramma illustra l'allontanamento delle placche oceaniche che si muovono in direzioni opposte dal centro della dorsale. Una faglia trascorrente separa il fondale oceanico. Fonte. Wikipedia.org.

I diagrammi della figura 9 illustrano i dettagli delle faglie trasfomi oceaniche, ovvero le faglie che si formano tra due segmenti di dorsale medio-oceanica. Si noti che la faglia trasforme separa due placche *differenti* che si muovono in direzioni opposte rispetto all'asse del rift. Tuttavia, nel tempo, le faglie trasfomi si evolvono in zone di frattura, che danno origine a faglie "fossili". Per cui, una volta che si sono allontanate abbastanza dalla dorsale medio-oceanica separano la *stessa* placca, cosicché il fondale marino si muove nella stessa direzione e una faglia "non è più necessaria".

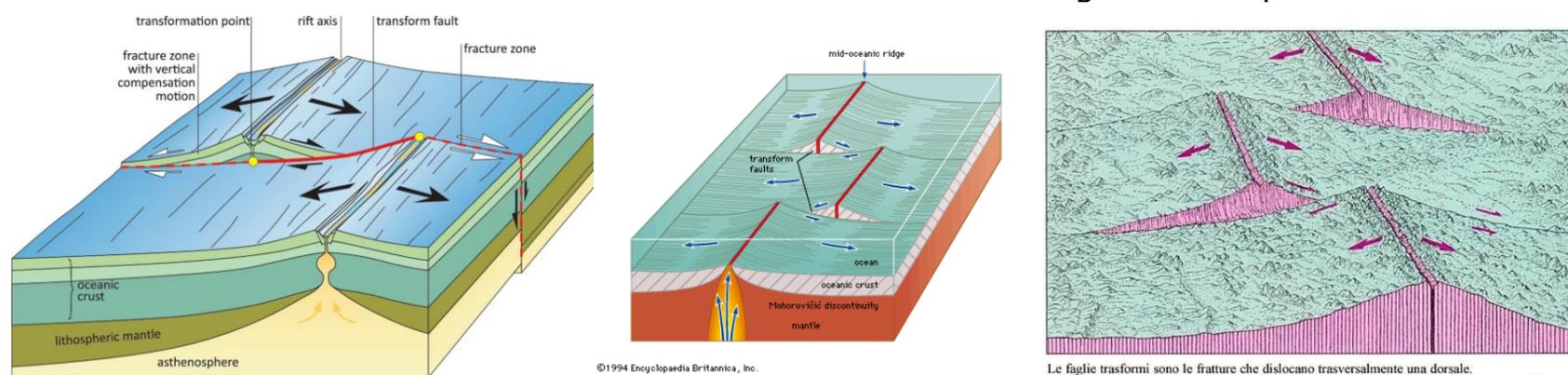


Figura 9. A B C
 A. Modello di una faglia trasforme tra due segmenti di dorsale di una zona di espansione. Fonte. Frisch & Meschede, 2021. B. Faglie trasfomi tra due segmenti di dorsale medio-oceanica osservabili sulle mappe: la maggior parte delle linee est-ovest sul fondale marino sono zone di frattura, ossia faglie trasfomi estinte che erano attive quando si trovavano tra segmenti di dorsale. Fonte. Wikipedia .org. C. Le aree in rosa mostrano l'entità del sollevamento delle fratture che dislocano trasversalmente una dorsale oceanica attraverso le faglie trascorrenti. Fonte. Wikipedia.org.

Le attuali ricerche batimetriche dei fondali oceanici da parte di enti internazionali⁷ hanno permesso di accertare che una faglia trasforme non esiste solo tra due segmenti di dorsale, come troviamo in gran numero nei sistemi di dorsali medio-oceaniche, ma anche quando ci sono confini di placca diversi, ad esempio una dorsale medio-oceanica da un lato e una zona di subduzione dall'altro, oppure tra due zone di subduzione.

⁷ EMODnet (Rete europea di osservazione dei dati marini) e l'NCEI (National Center for Environmental Information, NOAA).

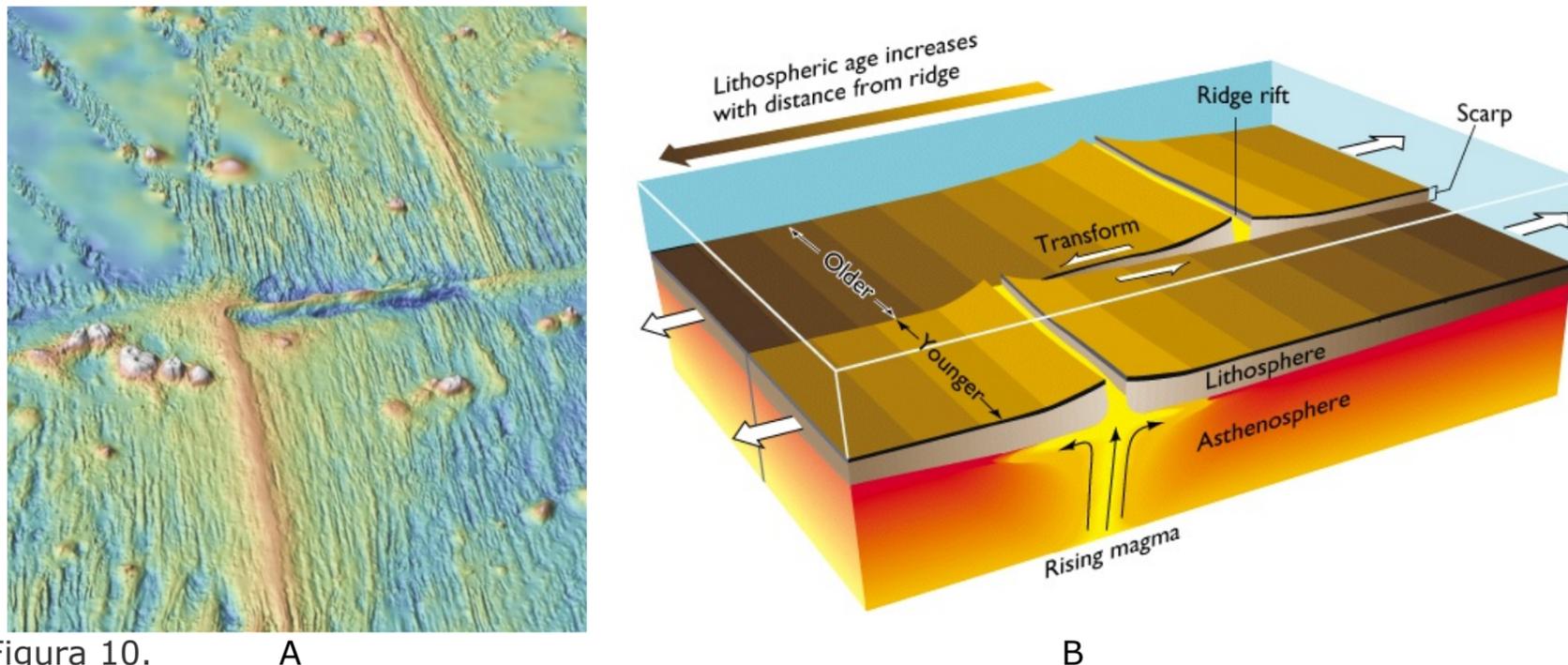


Figura 10. A

A. Illustrazione 3D di una faglia trasforme: i rilievi giallastri distanziati sulla dorsale del Pacifico orientale secondo la mappa batimetrica da 9° a 11° N. Fonte. [Frisch & Meschede, 2021](#).

B. Se due placche scorrono una di fianco all'altra, si parla di faglia trasforme laterale sinistra e laterale destra. L'età della litosfera oceanica aumenta con la distanza dall'asse della dorsale. Un esempio tipico di faglia trasforme è la faglia di San Andreas in California.

Fonte. [Marine Geoscience data systems MGDS, 2008](#).

Sulla mappa batimetrica dell'Oceano Pacifico le strutture morfologiche delle dorsali medio-oceaniche e dei canali marini profondi al di sopra delle zone di subduzione sono chiaramente visibili. Si può vedere che le dorsali medio-oceaniche, in particolare, vengono ripetutamente interrotte e spostate. Questi fenomeni avvengono esattamente nelle zone delle faglie trasformi, che collegano i segmenti posteriori sfalsati e, insieme ai segmenti posteriori, formano un confine continuo della placca. Gli elementi strutturali che corrono in diretta continuazione delle faglie trasformi sono le zone di frattura. Tuttavia, non c'è spostamento laterale su di essi, ci sono solo movimenti compensatori verticali. Questa è una delle faglie più frequentemente osservate nella rappresentazione delle faglie trasformi: le zone di frattura sono chiamate faglie trasformi, ma in realtà non lo sono.

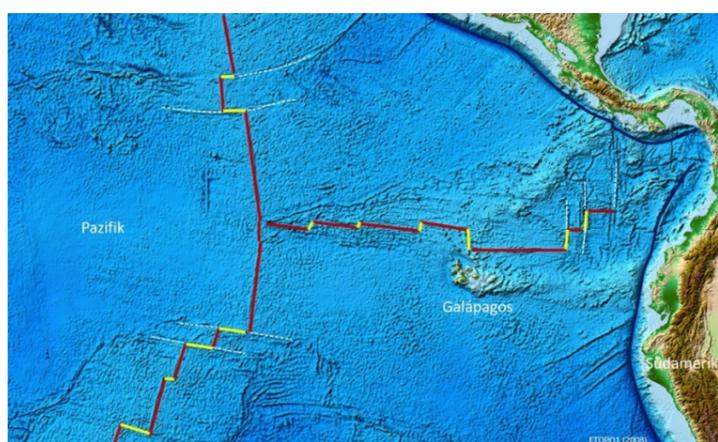


Figura 11. Mappa batimetrica del Pacifico orientale con le zone di espansione (rosso), le faglie trasformi (giallo) e le zone di frattura (bianco tratteggiato) presso la dorsale del Pacifico orientale e il centro di espansione delle Galapagos. Fonte. ([ETOPO 2008](#)).

Una faglia trasforme, che è spesso chiaramente visibile nella morfologia del fondale marino, spesso subisce un accorciamento. Un esempio di accorciamento di una faglia trasforme è la faglia trasforme di Mendocino tra la placca di Juan de Fuca e la placca del Pacifico. Circa 40 milioni di anni fa, la placca di Juan de Fuca faceva parte della placca di Farallon. La placca di Farallon era una placca più grande che a quel tempo includeva anche quella che oggi è nota come placca di Cocos e la placca di Nazca più a sud. La faglia trasforme di Mendocino era una normale faglia trasforme cresta-cresta all'epoca. Tuttavia, la placca di Farallon continuò a subdurre sotto il Nord America e circa 30-35 milioni di anni fa la faglia trasforme di Mendocino raggiunse la zona di subduzione, così che la faglia trasforme cresta-cresta divenne una faglia trasforme cresta-zona di subduzione. Da allora, la faglia trasforme di Mendocino si è accorciata e la placca di Juan de Fuca è diventata più piccola.

Tutti i bordi delle placche sono confini dinamici soggetti a cambiamenti costanti: ai bordi divergenti delle placche le placche si allontanano l'una dall'altra, ai bordi convergenti delle placche migrano l'una verso l'altra e alle faglie trasformi scivolano l'una sull'altra. Non ci sono punti con quattro placche che si scontrano, poiché verrebbero riconvertite in punti tripli immediatamente dopo la loro formazione a causa dello sviluppo dinamico. I punti tripli sono i luoghi sulla Terra in cui tre placche

litosferiche confinano l'una con l'altra. Il modello irregolare delle placche richiede che ci sia un'intera serie di tali punti con tre placche adiacenti.

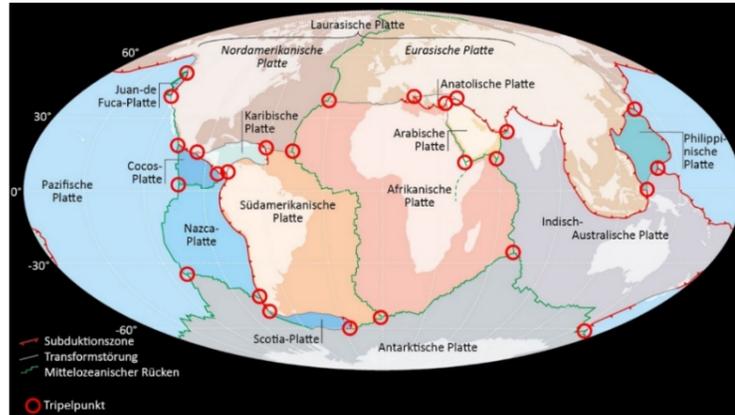


Figura 12. Schema delle placche della Terra. Sono evidenziati i punti tripli con cerchi rossi.

Fonte. Martin [Meschede, 2018](#).

Nell'Atlantico meridionale, la morfologia dei fondali oceanici è molto più pronunciata che nel Pacifico. Ciò è dovuto alla velocità di diffusione, che è significativamente inferiore nell'Atlantico rispetto al Pacifico, per cui possono svilupparsi differenze morfologiche più accentuate.

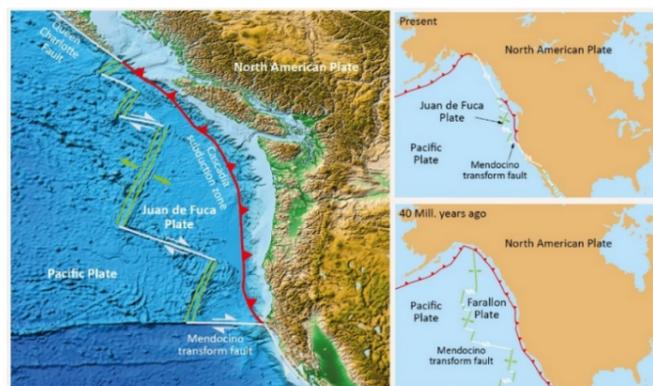


Figura 13. Evoluzione della placca di Juan de Fuca nel Pacifico orientale basata sulla mappa batimetrica del Pacifico orientale e sulla topografia del Nord America.

Fonte. [ETOP01, 2008](#). Prof. Martin Meschede 2023.DDGV Germany.

Sulla mappa si può vedere lo scostamento spesso grande dei segmenti delle dorsali, che può arrivare fino a oltre 900 km. Anche qui sono molto pronunciate le zone di frattura, che si verificano anche nell'estensione delle faglie trasforni.

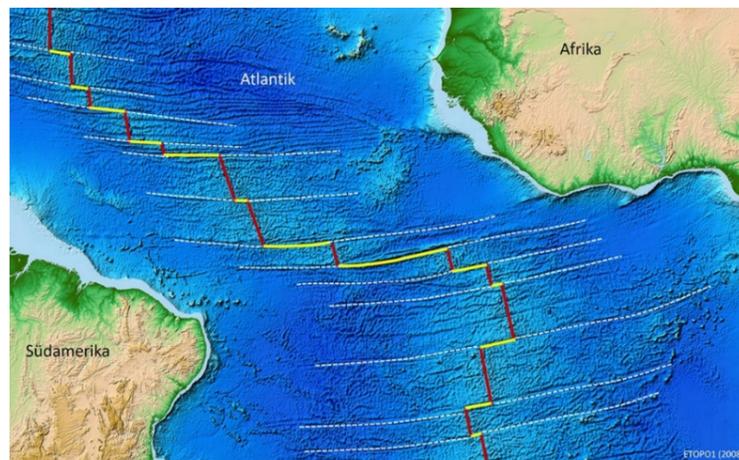


Figura 14. Mappa batimetrica dell'Atlantico meridionale con le zone di espansione (rosso), le faglie trasforni (giallo) e le zone di frattura (tratteggiate in bianco) presso la dorsale medio-atlantica. Fonte. ([ETOP0 2008](#)).

Un esempio interessante di faglia trasforme che collega due zone di subduzione si può trovare in Nuova Zelanda. Nella Nuova Zelanda settentrionale c'è la Hikurangi Trough, dove la placca del Pacifico è subdotta sotto la placca indo-australiana. A sud-ovest della Nuova Zelanda è il contrario, dove la placca indo-australiana è subdotta sotto la placca del Pacifico. E tra le due zone di subduzione si trova la zona di faglia trasforme alpina (chiamata così in onore delle Alpi neozelandesi). Nella costellazione attuale, la faglia alpina probabilmente diventerà più lunga. Tale situazione, in cui la direzione di subduzione è invertita su una distanza relativamente breve, è chiamata inversione di subduzione.

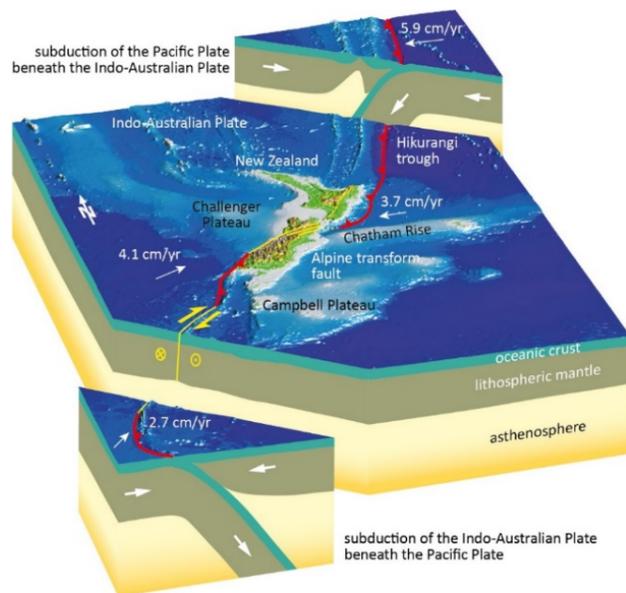


Figura 15. Faglia trasforme alpina, Nuova Zelanda, che è attiva nella zona di subduzione immersa verso ovest nella fossa di Hikurangi, dove la placca pacifica si immerge sotto la placca indo-australiana. La zona di subduzione che si immerge verso est a sud-ovest della Nuova Zelanda rappresenta la placca indo-australiana sotto la placca pacifica.

Fonte. [ETOP01, 2008](#). Prof. Martin Meschede 2023.DDGV Germany.

La maggior parte delle faglie trasformati si trovano tra segmenti di dorsali medio-oceaniche. Tuttavia, a volte ci sono situazioni in cui le faglie trasformati tagliano la crosta continentale, che può quindi essere studiata anche sulla terraferma. Un esempio tipico è la faglia di Sant'Andrea in California, USA: questa faglia trasforme è morfologicamente molto pronunciata, come si può vedere nella foto di figura 16. Si estende dalla zona di subduzione a nord fino a Palm Springs nella California meridionale.

A sud, la faglia di Sant'Andrea si fonde in una serie di zone di diffusione e faglie trasformati più piccole che si estendono per tutto il Golfo della California. 40 milioni di anni fa c'era ancora una zona di subduzione lungo la costa in questa zona, ma è scomparsa a causa della collisione con la dorsale medio-oceanica tra la placca di Farallon e la placca del Pacifico. Questa collisione ha cambiato fondamentalmente la direzione del movimento delle placche in questa zona. Il movimento di convergenza nella zona di subduzione è diventato un movimento laterale, come è tipico nelle faglie trasformati.

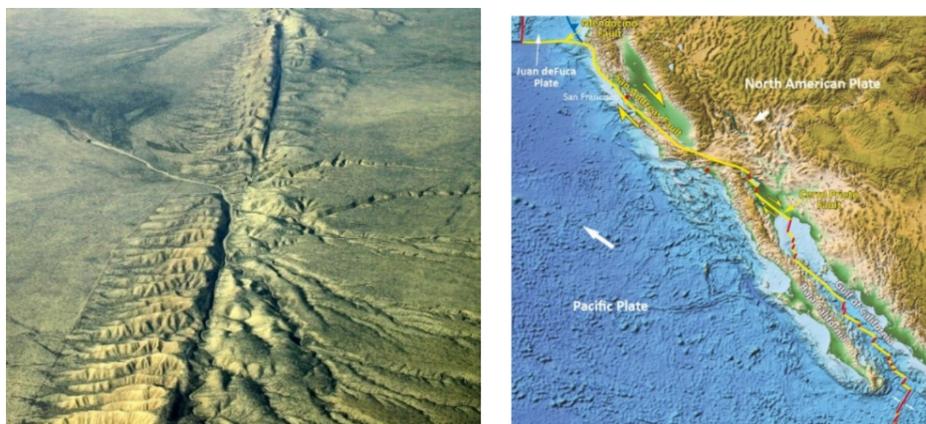


Figura 16.

A

B

A. Limite tra la placca pacifica faglia trasforme di Sant'Andrea tra la placca pacifica e la placca nord-mericana, ottenuto basandosi sulla mappa batimetrica del Pacifico orientale e sulla topografia del Nord America. Fonte della foto. Pixbay. B. Si può osservare che a nord c'è una tripla giunzione tra due faglie trasformati: sono la faglia di Mendocino, che è stata già menzionata sopra, e la faglia di Sant'Andrea. Poi c'è una zona di subduzione, nota come la zona di subduzione di Cascadia, lungo la quale si verificano ripetutamente eruzioni vulcaniche, come ad esempio, il monte St. Helens nel 1980. Fonte. [ETOP01, 2008](#). Prof. Martin Meschede 2023.DDGV Germany.

Un altro esempio di faglia trasforme è la faglia nord-anatolica in Turchia tra la placca europea e quella anatolica illustrata dall'immagine di figura 31. In questa zona di faglia si verificano regolarmente terremoti gravi, il più recente dei quali nel 1999 con un forte terremoto nella regione di Izmit. Tuttavia, il forte terremoto in Turchia nella primavera del 2023 non appartiene a questa zona di faglia, bensì alla zona di faglia anatolica orientale, che rappresenta anche una faglia trasforme e che incontra la faglia nord-anatolica nell'est della Turchia.

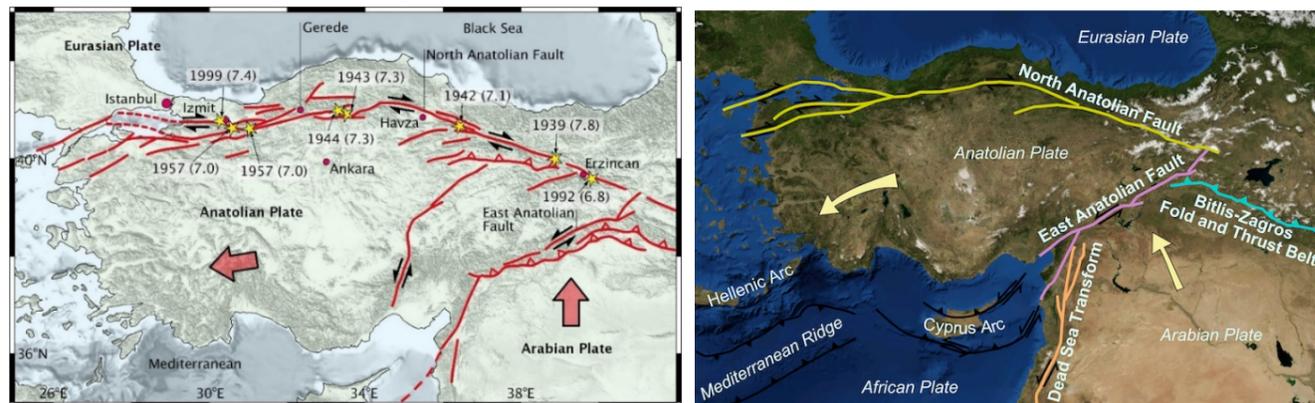


Figura 17. A. Limite tra la placca europea e quella anatolica. B. La faglia trasforme nord-anatolica.
Fonte: [ETOPO1, 2008 Frisch & Meschede, 2021](#). Prof. Martin Meschede 2023.DDGv Germany.

A sud-est della Florida, la placca caraibica sta scivolando verso est-nord-est di circa 2 centimetri all'anno rispetto alla placca nordamericana. Entrambe le placche sono ricoperte da crosta oceanica. A est, la placca nordamericana sta subducendo verso ovest, formando i vulcani dell'arco insulare delle Piccole Antille. I confini trasformati si verificano sui lati nord e sud della placca caraibica. Il movimento a nord non è, però, puramente trasformato. C'è una certa convergenza che contribuisce al sollevamento della topografia. Le lunghe creste montuose e le strette baie nella regione che circonda il Parco nazionale delle Isole Vergini americane sono un prodotto della compressione dovuta alla convergenza, oltre al movimento laterale dovuto allo stress di taglio lungo il confine della placca trasformato.



Figura 18. Mappa tettonica dei Caraibi e mappa topografica del fondale marino. Topografia globale del fondale marino da sondaggi satellitari e navali, 1997.
Fonte di WHF Smith e DT Sandwell, *Science*, v. 277, p. 1956-1962. Confini delle placche da The Plates Project, University of Texas Institute for Geophysics.

La crosta oceanica viene creata ai confini divergenti delle placche e distrutta ai confini convergenti, ma i confini trasformati non causano né l'uno né l'altro. Trasformano, piuttosto, il movimento tra altri tipi di confini delle placche, consentendo alle placche di muoversi in modo efficiente sul nostro pianeta sferico. La maggior parte dei confini trasformati si trovano nell'oceano, dove separano segmenti delle dorsali medio-oceaniche, come mostrato nella mappa del fondale oceanico atlantico riportata nella figura 28. Le discontinuità fisiche ai confini dei gusci facilitano uno scorrimento relativo come quello tra nucleo esterno fuso e nucleo interno solido, che per la rotazione differenziale genera il campo magnetico terrestre. La litosfera si comporta in modo elastico, mentre il mantello ha un comportamento viscoelastico, per cui è in grado di fluire se sottoposto ad uno sforzo di lunga durata. I movimenti convettivi supposti nel mantello avvengono allo stato solido. La crosta terrestre può galleggiare sul mantello, perché è meno densa. La tendenza della crosta a raggiungere una posizione di equilibrio attraverso il fenomeno di galleggiamento è detta isostasia. La tettonica delle placche è la teoria condivisa oggi in tutte le branche delle scienze della terra ed è corroborata da numerosissimi dati osservativi. Spiega l'evoluzione del guscio più esterno della Terra, la litosfera, frammentata in una serie di elementi minori, le placche, che si muovono l'una rispetto all'altra. Questa frammentazione e questo movimento sono responsabili dell'attuale configurazione della crosta terrestre, generando i fenomeni sismici, che sono alla base, tra l'altro, della formazione dei bacini sedimentari. La vita sulla Terra è permessa dall'atmosfera e dall'idrosfera, che sono state prodotte e continuano ad essere alimentate principalmente dal degassamento del mantello attraverso i vulcani e di altri fenomeni e processi, che sono una diretta conseguenza della tettonica delle placche. L'idea della deriva dei continenti, ispirata dall'osservazione che i continenti stessi si incastravano come pezzi di un gigantesco puzzle, fornì una prova robusta per la teoria che in seguito si sviluppò come tettonica a placche, condivisa oggi dal mondo scientifico.

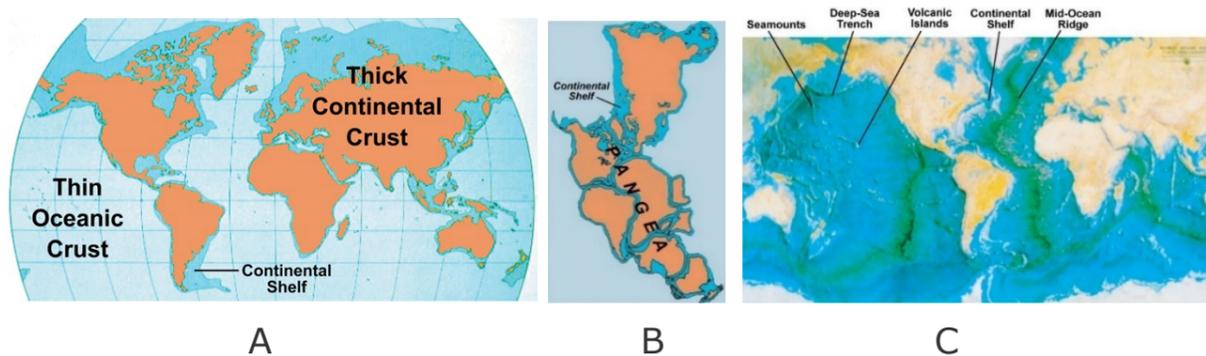


Figura 19.

- A. La crosta relativamente spessa dei continenti comprende non solo le regioni sopra il livello del mare (arancione), ma anche le piattaforme continentali (blu scuro), che si trovano sotto acque poco profonde. Fonte. Wikipedia.org.
- B. Blocchi di spessa crosta continentale si incastrano perfettamente lungo i bordi delle loro piattaforme, formando il supercontinente chiamato Pangea. Fonte. Wikipedia.org.
- C. Mappa dei fondali oceanici mondiali. I continenti si incastrano lungo i bordi delle loro piattaforme continentali. Le dorsali medio-oceaniche e le fosse oceaniche profonde si sviluppano ai confini delle placche in movimento. Le isole vulcaniche e le montagne sottomarine si sviluppano dove una placca si muove su un hotspot stazionario. Fonte. Bruce C. Heezen e Marie Thorpe, 1977.

I continenti sono grandi masse continentali continue che costituiscono la superficie terrestre. Sono composti principalmente da crosta continentale, che è distinta dalla crosta oceanica. La formazione dei continenti è un processo geologico complesso che dura da milioni di anni e coinvolge varie forze tettoniche e geologiche.

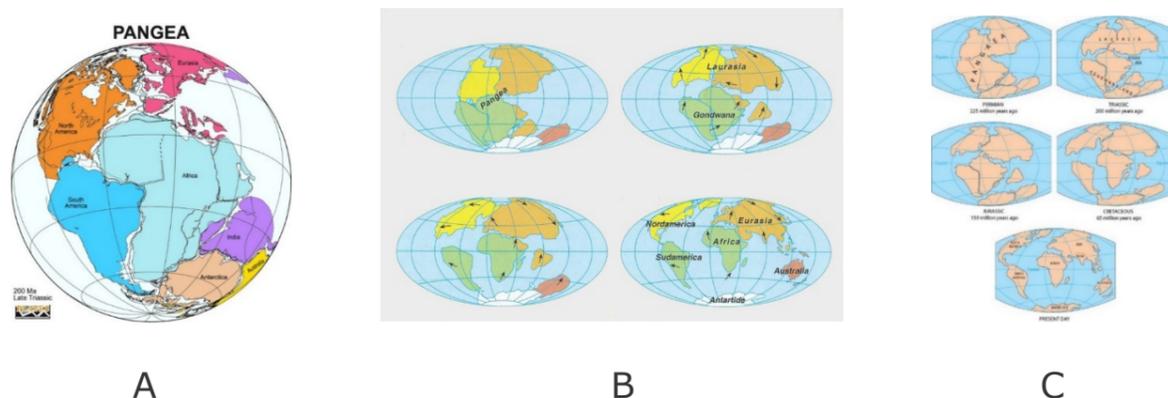


Figura 20.

- A. La Pangea è stato il primo supercontinente. Blocchi di spessa crosta continentale si incastrano perfettamente lungo i bordi delle loro piattaforme, formando il supercontinente Pangea.
- B. Ricostruzione degli spostamenti dei blocchi continentali dalla Pangea ad oggi. Le frecce indicano la direzione del movimento delle placche.
- C. Cronologia della deriva dei continenti dalla Pangea al presente. Fonte. <https://www-nps-gov.google/subjects/geology/plate-tectonics>.

Tutti i movimenti delle placche avvengono sulla superficie del globo. Pertanto, quando si considerano i movimenti delle placche, è molto utile occuparsi della geometria dei movimenti delle placche, specialmente osservando una sfera su cui questi movimenti hanno luogo. Ciò è di fondamentale importanza per la tettonica delle placche perché crea vincoli geometrici che sono evidenti nelle placche e specialmente nei loro confini.

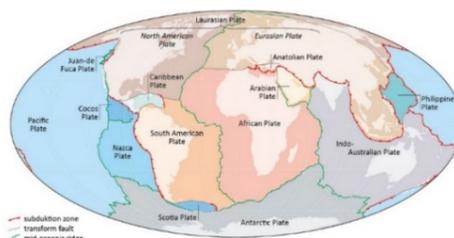


Figura 21. Distribuzione globale delle placche. Fonte. Martin Meschede, 2018.

La forma sferica della Terra fa sì che tutte le placche sulla Terra formano un sistema chiuso, come mostrato nella figura 35. Non c'è spazio tra due placche e tuttavia tutte le placche si muovono l'una verso l'altra, l'una lontano dall'altra e l'una oltre l'altra in modi molto diversi. Il sistema deve rimanere chiuso perché non dovrebbe esserci un buco da nessuna parte. I tre diversi tipi di confini delle placche esistenti sono sufficienti per questo: confini delle placche divergenti, dove l'espansione avviene nelle dorsali medio-oceaniche, confini delle placche convergenti con zone di subduzione quando due placche si scontrano e confini delle placche conservativi con faglie trasformi. Nuova litosfera oceanica si forma nelle zone di espansione. Due placche si allontanano e lo spazio che si apre tra di loro viene riempito con nuova crosta oceanica o litosferica. Ma questo funziona solo se qualcosa viene portato via da qualche altra parte del globo nello stesso momento, perché se ciò non

accadesse, il globo dovrebbe continuare a ingrandirsi. Quindi il geode non sarebbe più un sistema chiuso, ma ciò non è possibile perché la Terra non guadagna massa. La Terra risolve il problema con le zone di subduzione. Dove la litosfera oceanica viene restituita al mantello terrestre e poiché siamo su una sfera, possiamo supporre che esattamente la stessa quantità di litosfera che si forma nelle zone di espansione in tutto il mondo venga rimossa nelle zone di subduzione nello stesso momento. Poiché le placche tettoniche non sono piatte, ma formano collettivamente la superficie del nostro pianeta sferico, i loro movimenti sono meglio descritti come rotazioni attorno a un polo secondo il teorema geometrico di Eulero. Il matematico Leonhard Eulero riconobbe le relazioni geometriche risultanti dalla forma sferica nel XVIII secolo. Eulero scoprì che tutti i movimenti delle superfici su una superficie sferica possono essere descritti come rotazioni enunciando il teorema del punto fisso. Ciò significa che una placca superficiale rigida può traslare in una nuova posizione mediante una rotazione intorno ad una asse unicamente definito. Il moto relativo tra due placche adiacenti è completamente specificato dalla posizione, individuata da latitudine e longitudine, di un polo di rotazione, detto **polo di Eulero**, e di una velocità angolare. Considerando la superficie terrestre composta da una serie di blocchi cristallini rigidi delimitati da dorsali, fosse e grandi faglie, si ipotizza che non vi siano stiramenti, pieghe o distorsioni di alcun tipo all'interno di un dato blocco.

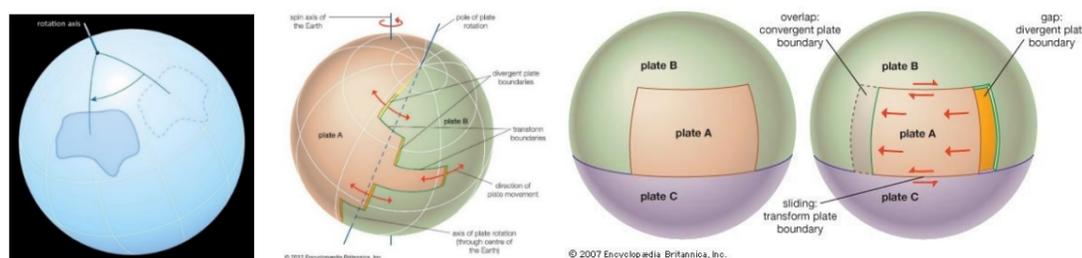


Figura 22.

A

B

C

- A. I movimenti delle placche, immaginate come superfici rigide su una superficie sferica, possono sempre essere descritti come rotazioni. L'asse di rotazione è anche chiamato polo di Eulero: Rotazione angolare di una superficie rigida sulla sfera. Fonte. Martin [Meschede 2018](#).
- B. Rappresentazione teorica del movimento delle placche tettoniche sulla superficie terrestre. Il movimento su una sfera composta da due placche, A e B, può essere descritto come una rotazione attorno a un polo comune. I cerchi attorno al polo di Eulero corrispondono all'orientamento delle faglie trasformi, indicate da linee singole in orizzontale che si collegano ai confini divergenti delle placche, contrassegnati da doppie linee, in verticale. Fonte, Enciclopedia Britannica.
- C. Diagramma teorico che mostra gli effetti di una placca tettonica in avanzamento su altre placche tettoniche adiacenti, ma stazionarie. In corrispondenza del bordo di avanzamento della piastra A, la sovrapposizione con la piastra B crea un confine convergente. Al contrario, lo spazio lasciato dietro il bordo d'uscita della placca A forma un confine divergente con la placca B. Quando la placca A scivola oltre porzioni sia della placca B che della placca C, si sviluppano i confini trasformati. Fonte, Enciclopedia Britannica.

La figura 23 mostra un sistema con tre placche che si muovono tutte l'una contro l'altra. Naturalmente, tutti i movimenti sono rotazioni attorno ad assi di rotazione, che si applicano solo a una coppia di placche alla volta. Ci sono tre poli e tre assi di rotazione intorno ai quali le tre placche ruotano: AB, BC e AC.

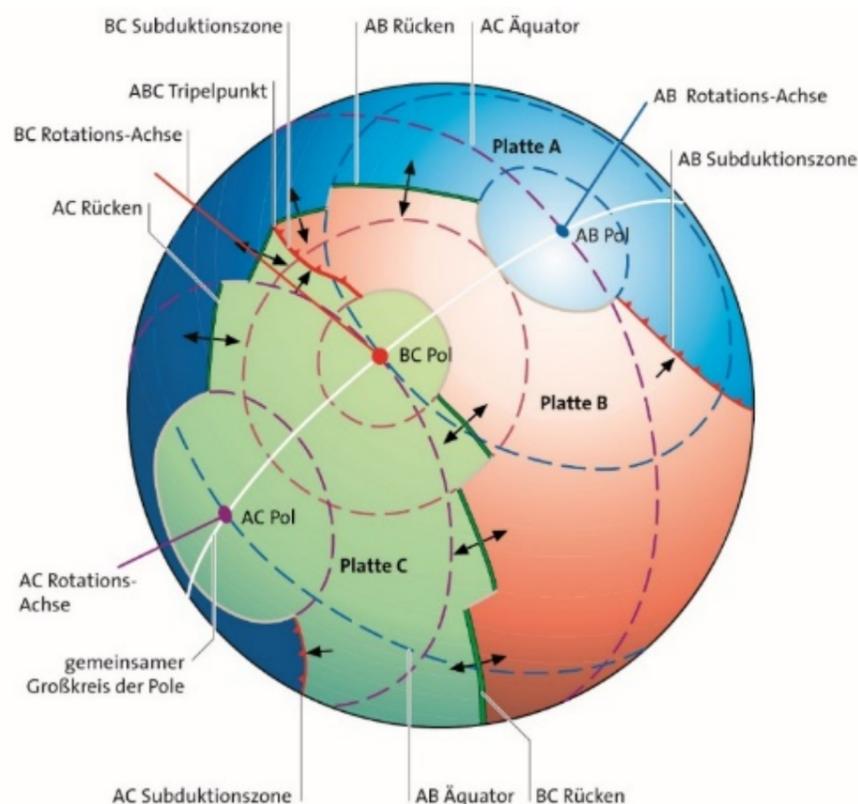


Figura 23. Geometria di tre placche adiacenti l'una all'altra con diversi tipi di bordi delle placche.
Fonte: [Frisch & Meschede, 2021](#)).

La placca verde C si allontana dalla placca rossa B in basso: sono separate da un confine divergente (freccie nere opposte) e sono visibili faglie trasformi. Dall'altra parte del polo di rotazione, invece, c'è una zona di subduzione: la placca B si immerge sotto la placca A. La stessa situazione si può osservare tra la placca blu A e la placca rossa B: alla sinistra c'è una zona di espansione e dall'altra parte del polo di rotazione c'è una zona di subduzione. La placca A ruota intorno alla placca B, con gli assi delle dorsali che cadono su cerchi massimi che si intersecano al polo di rotazione e le faglie trasformi oceaniche che sono situate lungo piccoli cerchi concentrici attorno al polo di rotazione. La velocità angolare delle placche aumenta con l'aumentare della distanza dal polo di rotazione. Qui si può vedere chiaramente che i confini delle singole placche possono essere orientati in modo molto diverso, ma appartengono comunque a un sistema comune. Inoltre, si può vedere che in questo modo tutte le placche sulla Terra sono collegate tra loro. Per cui, quando ci sono grandi cambiamenti nella direzione del movimento delle placche, come la collisione dell'India con l'Eurasia oltre 40 milioni di anni fa, allora gli effetti geometrici possono essere notati in tutta la Terra.

19.7 Quando è nata la tettonica a placche?

Tutti sappiamo che circa 4,6 miliardi di anni fa la Terra si formò quando un nucleo roccioso accumulò polvere e detriti rimasti dalla formazione del nostro sole. Secondo il "**Principio di uniformità**" di Hutton, noto anche come **principio dell'attualismo**, la Terra è stata plasmata attraverso l'azione di processi geologici lenti, ciclici, incessanti e costanti, che hanno agito attraverso le ere geologiche e continuano ad agire in questa epoca olocenica. All'inizio, la Terra non era un luogo che avrebbe potuto ospitare la vita. Il giovane pianeta rovente iniziò a gettare le basi per diventare un pianeta "blu" maturo e ospitale. Uno sviluppo complesso che diede origine agli oceani, a un'atmosfera e alle prime forme di vita fu l'inizio della tettonica a placche: un puzzle mutevole di lastre interconnesse di mantello superiore e crosta che si scontrano e divergono, generando terremoti, alimentando vulcani, aprendo bacini oceanici e sollevando catene montuose. Ogni anno, i terremoti scuotono il terreno e i vulcani eruttano attorno ai bordi delle placche tettoniche, gli enormi pezzi di crosta terrestre che scivolano lentamente attraverso il pianeta, creando e distruggendo montagne e oceani su scala di eoni. Ma come e quando questo processo iniziò sulla Terra è una questione aperta per i geologi da quando la teoria della tettonica a placche si è consolidata a partire dagli anni sessanta del secolo scorso. Tutti gli elementi su cui essa è fondata implicano che i processi che avvengono tra le placche in movimento mascherano la sua stessa storia di origine. Infatti, man mano che si forma nuova crosta oceanica lungo le dorsali o centri di espansione, la vecchia crosta viene distrutta nelle zone di subduzione, dove avviene il riciclaggio della litosfera. Questi processi sono così efficienti che la maggior parte della crosta oceanica ha meno di 280 milioni di anni e dai primi giorni della Terra rimane pochissima crosta continentale, il che rende difficile capire quando è iniziata la tettonica a placche attiva. Per determinare le età dei fondali oceanici si può applicare il modello a banda magnetica rispetto a un profilo magnetico standard.

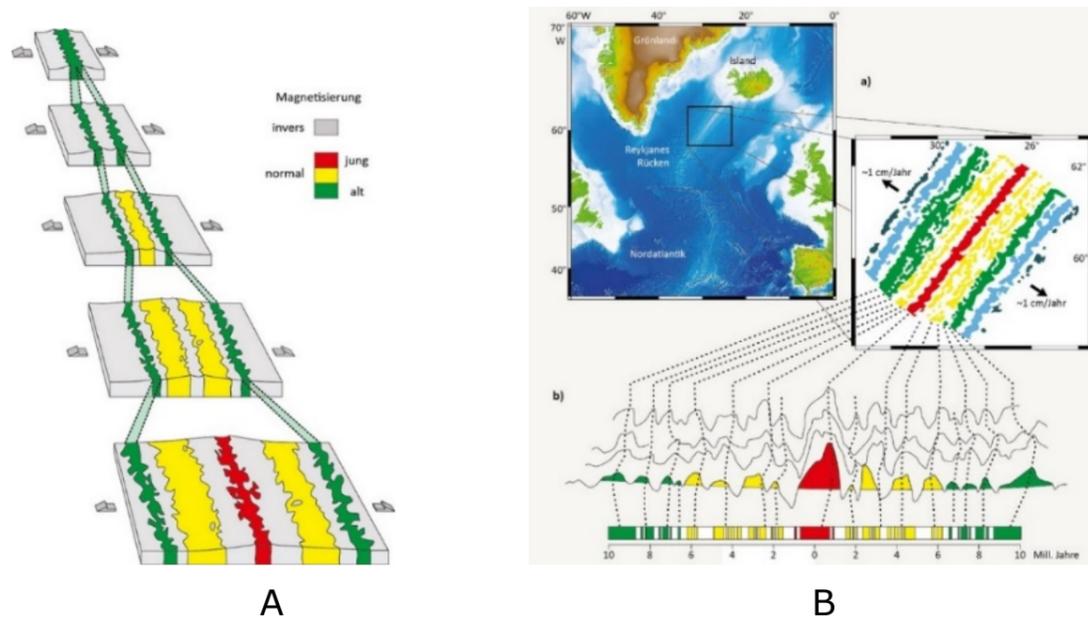


Figura 1.

- A. Sviluppo del modello a banda magnetica: nelle aree colorate si sono formati basalti oceanici con polarità normale, le strisce grigie mostrano polarità inversa. In questo modo, la crosta oceanica immagazzina lo sviluppo temporale delle strisce, perché se si assume che la velocità di diffusione sia costante per lunghi periodi di tempo, l'età di formazione della crosta oceanica può essere calcolata dalla distanza delle strisce dalla zona di diffusione. B. a). Schema a banda magnetica sulla cresta di Reykjanes a sud dell'Islanda. b). Curve di intensità del campo magnetico lungo le rotte delle navi attraverso il centro di espansione della cresta di Reykjanes. Da molte curve di misurazione adiacenti, si ottiene quindi il motivo a strisce parallelo alla zona di diffusione. E se si correlano le curve di misurazione con la scala temporale magnetica standardizzata, è possibile determinare l'età. Fonte. Frisch & Meschede, 2021.

La struttura dell'età della crosta oceanica può essere determinata dai modelli a bande magnetiche. Più larghe sono le strisce, più crosta oceanica è stata prodotta per unità di tempo sulla dorsale medio-oceanica e più velocemente le placche si allontanano l'una dall'altra. Quindi, dalla larghezza delle strisce, è possibile calcolare con una certa precisione la velocità con cui le piastre si sono mosse l'una rispetto all'altra nella mappa panoramica.

La figura 2 mostra un esempio di tale determinazione dell'età. Questo è un estratto dell'indagine sulla cresta di Reykjanes e qui si può vedere con quanta precisione l'età della crosta oceanica possa essere determinata attraverso la magnetostratigrafia.

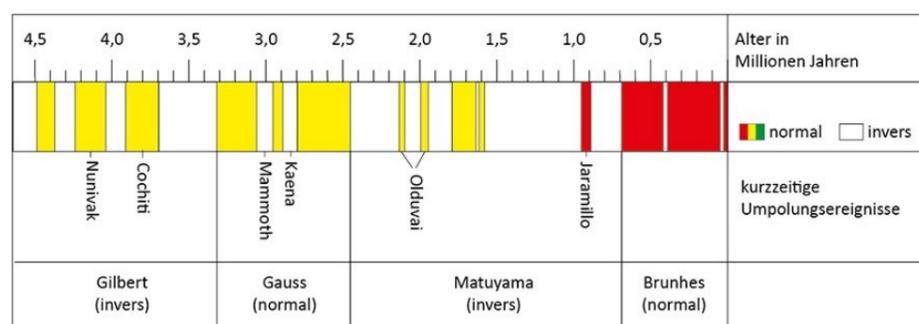


Figura 2. Esempio della determinazione dell'età. Questo è un estratto dell'indagine sulla cresta di Reykjanes. Qui si può vedere con quanta precisione l'età della crosta oceanica possa essere determinata attraverso la magnetostratigrafia. Fonte. Frisch & Meschede (2021).

Nella figura 3 sono mostrate l'età della crosta oceanica (Alter der ozeanischen Krust) determinate attraverso la magnetostratigrafia.

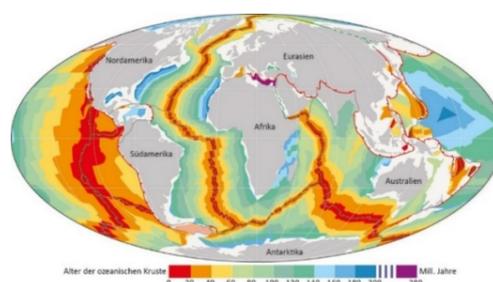


Figura 3. Età della crosta oceanica: la mappa dell'età della crosta oceanica mostra anche lo scostamento dei segmenti dorsali. I motivi a banda magnetica sono sempre paralleli agli assi delle dorsali, in modo che siano inevitabilmente sfalsati. B. Età della crosta oceanica: la mappa mostra l'estensione della crosta oceanica formata negli ultimi 20 milioni di anni presso la dorsale del Pacifico orientale, pari a 3000 km, e la dorsale medio-atlantica, pari a 500 km. Fonte. Frisch & Meschede, 2021.

Il computo degli spostamenti relativi delle placche richiede una semplice regola basata su tre calcoli. A tale scopo consideriamo l'esempio della dorsale dell'oceano pacifico orientale riportato nella

mappa nella figura 1B: la striscia rossa mostra l'estensione della crosta oceanica formatasi negli ultimi 20 milioni di anni, che qui è larga circa 3000 km, che corrispondono a uno spostamento relativo di 15 cm/anno, che si ottiene con il seguente semplice calcolo:

$$15 \text{ cm/anno} = (300 \times 10^6 \text{ cm}/20 \text{ anni}) \times 10^6 = (300/20) \text{ cm} = 15 \text{ cm}.$$

Al confine divergente della placca lo spostamento relativo è di 7,5 cm su ciascun lato in movimento.

La striscia rossa al centro della dorsale atlantica, invece, è molto più stretta. Infatti, per la dorsale atlantica (Fig. 1B), 500 km corrispondono a 20 milioni di anni. Si ottiene quindi:

$$50 \times 10^6 \text{ cm} / 20 \times 10^6 \text{ anni} = 2.5 \text{ cm/anno}$$

Dunque, l'aumento della striscia è pari a 2,5 cm/anno.

Eseguendo il computo in questo modo, è possibile determinare facilmente i movimenti relativi delle lastre. Tuttavia, per determinare i movimenti delle placche nell'interazione globale, abbiamo bisogno di un sistema di riferimento che sia indipendente dai confini delle placche e si applichi allo stesso modo a tutte le placche. Gli hotspot considerati stazionari possono farlo. A differenza delle placche litosferiche, essi non cambiano la loro posizione rispetto al geoide nel suo insieme.

Osservando la mappa si evince che nel corso della storia della terra alcuni rami delle zone di espansione, ovvero delle dorsali oceaniche, si sono completamente interrotti mentre altri si sono aperti. È questa una conseguenza del fatto che il sistema delle placche litosferiche di ogni periodo geologico è rimasto chiuso. Per cui i movimenti delle placche hanno reagito a tutti i disturbi nel quadro generale del movimento globale: un movimento di placca interrotto da una collisione che avveniva da qualche parte sulla Terra ha avuto un impatto sull'intero modello delle placche litosferiche.

I recenti progressi nella modellazione geodinamica, nell'imaging sismico, ottenuto con tecniche di sismica a riflessione e a rifrazione, e nella geochimica isotopica hanno portato a una nuova comprensione di come le placche moderne interagiscono con l'interno della Terra. Ma rimangono ancora domande importanti. Quando sono comparsi i primi continenti? In che modo la litosfera del giovane pianeta si è divisa in più placche? Come si sono formate le prime zone di subduzione? E quali forze hanno sostenuto questo sistema per miliardi di anni? Tuttavia, sono molti gli scienziati che pensano che la tettonica a placche sia iniziata circa 4 miliardi di anni fa, una stima basata su ricerche realizzate nell'ultimo decennio, che descriveremo qui di seguito.

Per milioni di anni dopo l'accrescimento del pianeta, la superficie della Terra era un oceano di magma fuso. Man mano che il pianeta si raffreddava si formava una crosta che si sovrapponeva al mantello superiore: crosta e mantello esterno costituivano la litosfera, che formavano un'unica placca ininterrotta. Solo milioni di anni dopo, la litosfera terrestre si è divisa in placche e ha sviluppato radici dense che sono affondate nel mantello, e i pezzi hanno iniziato a riciclarsi nel mantello tramite zone di subduzione. La crosta oceanica si forma solitamente quando il magma basaltico sale in superficie sulle dorsali medio-oceaniche, come la dorsale medio-atlantica, che ha uno spessore mediamente di circa 7 chilometri ed è più densa della crosta continentale.

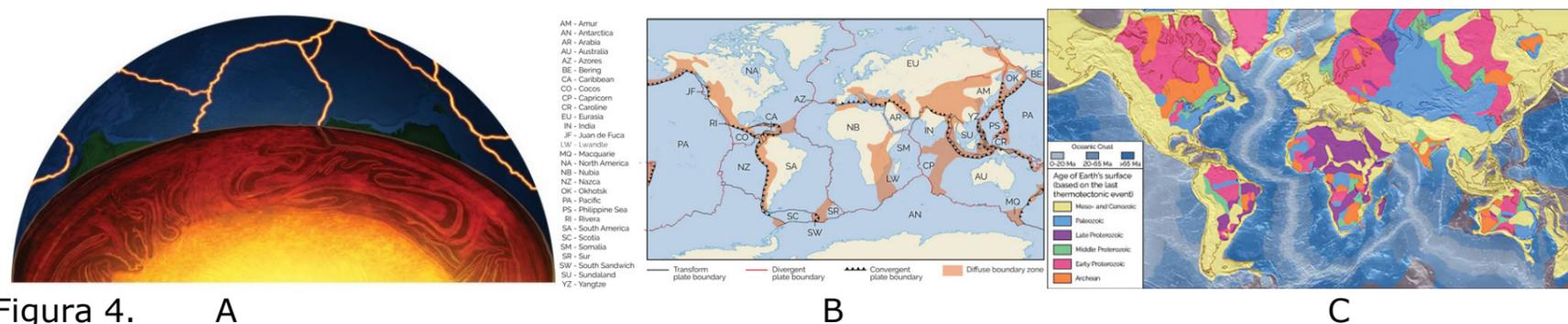


Figura 4. A. Schema delle placche iniziali e dei moti convettivi del mantello. B. Mappa delle placche tettoniche con le indicazioni delle "zone di confine diffuse", dove ampie fasce di crosta sono deformate a causa di un confine lontano. Fonte. K. Cantner, AGI/The Geoscience Handbook, 2016. C. La crosta continentale è vecchia miliardi di anni mentre la maggior parte della crosta oceanica ha meno di 200 milioni di anni (Ma). La crosta oceanica più vecchia, che è più densa della crosta continentale, è stata da tempo riciclata nel processo di subduzione. Fonte. US Geological Survey.

Il nostro pianeta ha, attualmente, 29 placche (Fig. 4B): le placche principali sono otto ed hanno superfici superiori a 20 milioni di chilometri quadrati. Le placche minori sono quelle con superfici comprese tra 1 milione e 20 milioni di chilometri quadrati, sono una decina. Le microplacche hanno, invece, dimensioni minori di 1 milione di chilometri quadrati. Mentre alcune placche sono composte esclusivamente da crosta oceanica o continentale, la maggior parte delle placche principali contiene porzioni di entrambe.

Oggi, la crosta continentale si forma principalmente lungo le zone di subduzione, dove la fusione parziale delle lastre discendenti forma magmi granitici e andesitici nei vulcani sulla placca sovrastante. Questo processo, lo sappiamo, produce una crosta più spessa, fino a 70 chilometri di spessore, e galleggia sull'astenosfera. Le zone di subduzione si formano dove due placche convergono e una inizia a scivolare sotto l'altra. Poiché la vecchia litosfera viene riciclata nel mantello nelle zone di subduzione e la nuova litosfera si forma nei centri di espansione, l'equilibrio della litosfera sulla Terra rimane relativamente costante.

I geologi non sono sicuri di come il numero totale di placche tettoniche sia variato nel tempo geologico, ma sappiamo che, man mano che le placche si sono avvicinate e separate di nuovo, il numero di continenti principali ha oscillato tra singoli supercontinenti e la mezza dozzina circa che abbiamo oggi. Ribadiamo che le interazioni tra le placche della crosta hanno modellato continuamente, nel corso del tempo geologico, tutte le masse terrestri e influenzato le principali caratteristiche della geologia del nostro pianeta, dai terremoti e i vulcani alla comparsa dei continenti. La subduzione delle placche influenza notevolmente le caratteristiche fisiche e chimiche della superficie e dell'interno profondo della Terra.

Proseguendo il discorso, sintetizzeremo alcuni lavori di ricerca recenti finalizzati a determinare l'inizio della Tettonica delle Placche crostali.

A. Gli isotopi di titanio limitano una transizione magmatica al confine Adeano-Archeano (4,031Ga-3.75 Ga) nel complesso dei gneiss di Acasta (Cratone Slave).

Nell'articolo pubblicato il 9 dicembre 2020 sulla rivista *Science Advances*⁸ si fa luce su quando è iniziata la subduzione delle placche crostali. Secondo i coautori, questo processo ha rimodellato la superficie terrestre, ponendo le basi per un pianeta ospitale per la vita, potrebbe essere iniziato 3,75 miliardi di anni fa. I moderni magmi calco-alcocalini sono associati in modo unico agli ambienti della zona di subduzione e le loro caratteristiche sono i loro contenuti d'acqua più elevati e sia la relativa deplezione di F_e , sia una maggiore ossidazione rispetto ai magmi in altri contesti tettonici. Sulla Terra moderna, le condizioni sopra descritte si riscontrano quasi esclusivamente in prossimità delle zone di subduzione, dove i fluidi ossidati e ricchi di acqua provenienti dalla crosta oceanica subdotta fondono il mantello sovrastante e innescano il magmatismo ad arco. Nello studio sono stati utilizzati venti campioni di polvere per l'analisi isotopica del titanio, T_i , ricavati dai campioni di roccia intera, prelevati da un affioramento del cratone Slave. La formazione rocciosa è costituita di rocce metamorfiche aventi una struttura gneissica, composta, cioè, di strati alternati di minerali felsici e femici, risalenti a circa 4,02 miliardi di anni. La polvere in massa è stata riscaldata per formare una perla di vetro, un processo che consente la dissoluzione del titanio presente nella roccia. Una volta raffreddata, la perla è stata sciolta in acido e il titanio è stato separato chimicamente, poi è stato disciolto e purificato, utilizzando la cromatografia a scambio ionico. La composizione isotopica del titanio, T_i , di ciascun campione è stato analizzato in uno spettrometro di massa a plasma.

L'affioramento roccioso del Complesso Acasta Gneiss di 4,02 Ga è illustrato in figura 5.



Figura 5. Affioramento di roccioso del Complesso Acasta Gneiss di 4,02 miliardi di anni fa nella tundra canadese. Le rocce provenienti da questa formazione rocciosa sono tra le più antiche conosciute sulla Terra. Hanno aiutato gli scienziati a individuare il momento in cui la crosta della giovane Terra ha iniziato a separarsi in placche tettoniche in movimento, circa 3,75 miliardi di anni fa. Photo by Jesse Reimink.

"Queste rocce hanno attraversato il rocker nei 4 miliardi di anni da quando si sono formate", ha affermato Dauphas, professore Louis Block presso il Dipartimento di Scienze Geofisiche, e continua "Gli isotopi di titanio sono preziosi per vedere attraverso questi processi e capire l'ambiente geologico della generazione del magma in quel momento". Sarah Aarons aggiunge: "Sebbene la tendenza nei dati sugli isotopi di titanio non fornisca prove che la tettonica a placche si stesse verificando a livello globale, indica la presenza di magmatismo umido, che supporta la subduzione in questo momento". "Molti lavori precedenti sono stati svolti su queste rocce per datarle con attenzione e fornire

⁸ Il 9 dicembre 2020 su *Science Advances* è stato pubblicato l'articolo "Gli isotopi di titanio limitano una transizione magmatica al confine Adeano-Archeano nel Complesso di gneiss di Acasta". Coautori: Sarah Aarons, <https://orcid.org/0000-0002-3580-0820>, Jesse R. Reimink, <https://orcid.org/0000-0002-5522-9369>, Nicolas D. Greber, Andy W. Sentito, <https://orcid.org/0000-0002-7593-644X>, Zhe Zhang e Nicolas Dauphas. <https://orcid.org/0000-0002-1330-2038>.

il contesto geochimico e petrologico", ha aggiunto. Lavori recenti hanno dimostrato che gli isotopi di T_i possono distinguere tra rocce che hanno subito una differenziazione magmatica lungo la tendenza calco-alcaina e quelle che ricadono sulla tendenza tholeiitica intraplacca. Il titanio è altamente fluido e stabile ed è, quindi, improbabile che venga sostanzialmente mobilitato da perturbazioni metamorfiche.

La composizione isotopica di T_i può quindi fornire indizi sulla cristallizzazione degli ossidi di $F_e - T_i$, come T_iO_2 e F_eO sulla linea di discesa liquida, che è una funzione del contenuto di acqua, della fugacità dell'ossigeno e della composizione geochimica iniziale. Pertanto, gli isotopi di T_i di roccia intera forniscono uno strumento prezioso per identificare i processi che governano la formazione di rocce ignee e persino l'impostazione geodinamica nel passato della Terra.

Nicolas Dauphas, suo collaboratore, geochimico presso l'Università di Chicago e direttore del laboratorio Origins, ha utilizzato uno spettrometro di massa per separare gli isotopi di titanio, che hanno la stessa carica ma massa diversa. Sono stati, così, selezionati gli isotopi stabili di titanio: $^{48}_{22}T_i$ (74%), $^{46}_{22}T_i$, $^{47}_{22}T_i$, $^{49}_{22}T_i$, $^{50}_{22}T_i$. Il gruppo di ricerca ha confrontato questi campioni con rocce più recenti e moderne formatesi in zone di subduzione "umide", notando somiglianze nella struttura e nella composizione tra i campioni di 3,75 miliardi di anni fa con quelli moderni. Dalla somiglianza strutturale e composizionale dei campioni il team ha dedotto che la subduzione delle placche sia iniziata in quel periodo, circa 3,75 Ga. Inoltre, nei campioni di roccia vecchi di quattro miliardi di anni, la Aarons ha notato somiglianze con le rocce moderne, che si formano nelle aree dove sono presenti i pennacchi, come e Islanda Hawaii, dove una massa continentale si sta spostando su un punto caldo. Tuttavia, nelle rocce di 3,75 miliardi di anni, ha notato uno spostamento nella tendenza verso le rocce che si formano nelle moderne zone di subduzione, un potente processo che da allora modifica la forma dei continenti, ricicla il materiale delle placche per creare nuova roccia, costruisce vulcani e fosse oceaniche, provoca terremoti e genera tsunami. I confini convergenti creano zone di subduzione, ma alcuni di questi confini non danno luogo a subduzione convergente. Sotto i punti caldi (hot spot), lo sappiamo, la roccia fusa del mantello penetra verso l'alto da grandi profondità e si raccoglie al di sotto della litosfera e i magmi risalgono verso l'alto nella crosta e formano camere magmatiche. Queste, a loro volta, alimentano i vulcani sulla superficie terrestre. Quando l'hotspot si alza sotto un oceano, nel tempo possono formarsi isole vulcaniche sopra le camere magmatiche e la placca litosferica si muove sopra l'hotspot. Laddove i vulcani si innalzano verso l'alto, si forma una catena di vulcani. I vulcani si formano sempre solo al di sopra dell'hotspot ascendente e quando la placca con il vulcano si allontana dalla sfera di influenza dell'hotspot, porta con sé il vulcano, che poi si spegne e lascia una catena di isole vulcaniche sulla superficie terrestre. Nella figura 6 riproponiamo l'esempio classico della catena delle isole Hawaii, formatesi su un hotspot in moto stazionario.

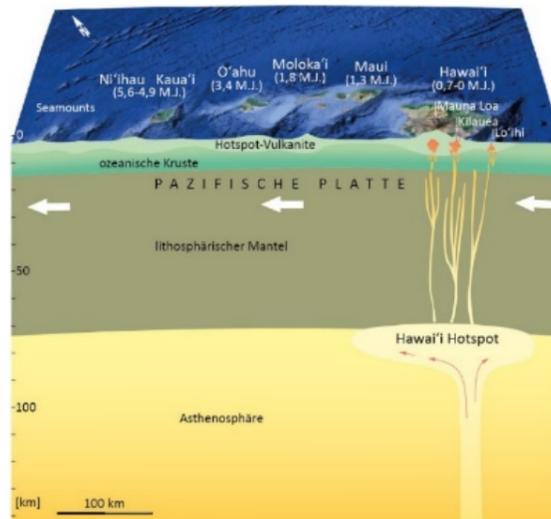


Figura 6. Immagine a blocchi della catena di isole Hawaii. Fonte. Meschede 2024.

I vulcani si formano in linea di principio più o meno sempre sopra il centro dell'hotspot. Con il movimento delle placche, le isole vulcaniche formate al di sopra dell'hotspot vengono gradualmente trasportate fuori dalla zona di influenza dell'hotspot, in modo che i vulcani diventino inattivi.

I geofisici finanziati dalla National Science Foundation hanno riferito che la rete sotterranea di placche tettoniche in continuo cambiamento della Terra era saldamente in atto più di 4 miliardi di anni fa. Le interazioni di queste placche modellano tutte le moderne masse terrestri e influenzano le principali caratteristiche della geologia del nostro pianeta, dai terremoti e i vulcani alla comparsa dei continenti. *"Capire quando è iniziata la tettonica a placche sulla Terra è stato a lungo un problema difficile"*, ha affermato Jun Korenaga, geoscientista dell'Università di Yale e autore senior del nuovo studio, pubblicato su Science Advances il 4 giugno 2020. Il team di ricerca ha trovato prove di una crescita dei continenti già 4.4 miliardi di anni fa, un indicatore fondamentale per determinare se le placche tettoniche fossero operative allora. L'unico modo, infatti, per costruire zone di litosfera terrestre delle dimensioni di *"un continente è che le rocce superficiali circostanti continuino ad affondare*

profondamente per un lungo periodo attraverso il processo di subduzione, che è possibile solo attraverso la tettonica a placche. La subduzione è anche una sorgente sismogenetica. La litosfera è composta di placche che sono in movimento, per cui i loro bordi sono soggetti a scorrimento, trazione o compressione. Laddove avviene compressione, può accadere che una delle due placche scorra al di sotto dell'altra". "Questo processo genera terremoti, talvolta anche molto forti, sia per l'attrito all'interfaccia tra le due placche, sia per le deformazioni cui sono soggette entrambe le placche". "Al contatto tra le due placche avremo terremoti "di interfaccia", mentre nella parte di placca che scende al di sotto dell'altra, chiamata **slab** (piastra, lastra), si generano terremoti detti **intraslab** o intraplacca. Nella parte della placca di fronte al margine della placca superiore, dove lo **slab** è più alto perché non ancora sceso al di sotto dell'altra placca, si possono avere i terremoti di *outer-rise*. Infine, altri terremoti avvengono sugli *splays*, cioè faglie accessorie che si propagano all'interno della placca superiore partendo dall'interfaccia.

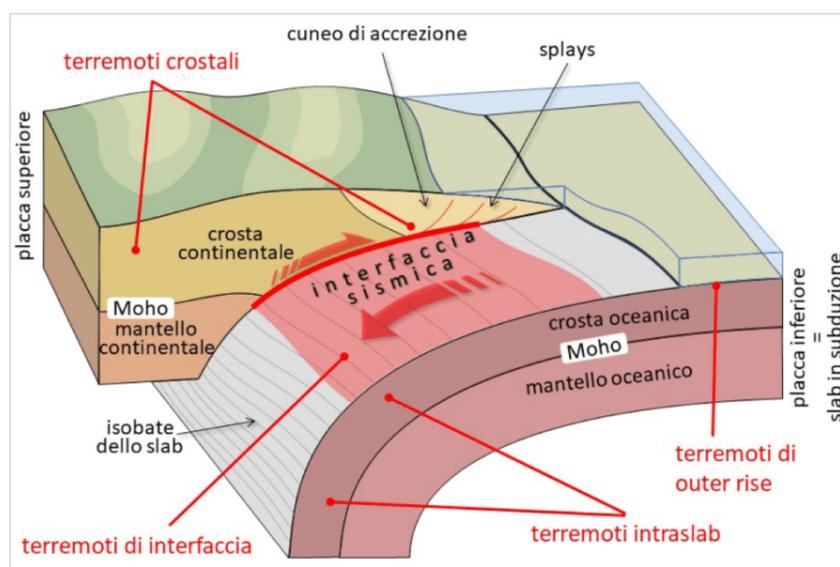


Figura 7. Schema di una subduzione e dei terremoti che vi si generano. Fonte. INGV.

I minerali nelle placche litosferiche si ristrutturano man mano che scendono nel mantello, rilasciando acqua e aumentando la densità delle lastre. Le lastre dense e discendenti tirano le parti delle placche ancora in superficie, guidando la tettonica a placche. Alcune lastre in subduzione si bloccano nella zona di transizione, mentre altre scendono verso il confine tra nucleo e mantello.

Notiamo che anche la **cinematica**, ossia il tipo di movimento relativo tra i due blocchi della faglia, di questi terremoti sarà funzione della posizione in cui avvengono. I terremoti sull'interfaccia o sugli *splays* avranno cinematica tipica di una faglia inversa mentre sarà tipica di una faglia normale, ed eventualmente anche **trascorrente** la cinematica dei terremoti che avvengono nel resto della placca superiore. Nella placca in subduzione terremoti *intraslab* avranno una cinematica variabile in funzione delle forze che agiscono sullo *slab* mentre scende in profondità. Per caratterizzare i terremoti che si possono sviluppare in una zona di subduzione è quindi molto importante definire accuratamente la geometria di tutto il sistema di subduzione. Tanto più è accurata la ricostruzione geometrica tanto maggiore sarà la nostra capacità di modellare gli effetti di un terremoto che si potrebbe generare nella zona di subduzione. Considerato che la maggior parte dei processi di subduzione avviene sotto gli oceani, in queste aree i terremoti possono anche causare **tsunami**.

B. Barberton Greenstone Belt dell'Highveld dell'Africa meridionale

Una ricerca⁹ realizzata su antichi e vasti resti della superficie terrestre, rinvenuti in un'area remota dell'Highveld dell'Africa meridionale, una regione nota ai geologi come Barberton Greenstone Belt, ha fornito le prove di subduzione e di grandi terremoti che causarono frane sottomarine su larga scala nel Paleoarcheano, 3.6 miliardi di anni fa.

Nella figura 8 sono riportate tre immagini degli affioramenti della Barberton Greenstone Belt, designati come Barbeton Makhonjwa Mountains Patrimonio dell'umanità UNESCO nel 2008, che hanno "fornito una fonte di informazioni unica al mondo sulle prime condizioni misurabili della crosta oceanica in graduale solidificazione della Terra 3,6 miliardi di anni fa". Tali affioramenti hanno fornito i primi processi di formazione dei continenti e i primi grandi eventi di impatto di meteoriti. È una "località tipo" delle caratteristiche rocce vulcaniche komatiite, una roccia magmatica ultrafemica, e delle lave a cuscino. Contiene, inoltre, le più antiche migmatiti ai margini della Greenstone Belt. Si tratta di resti unici dell'antica crosta terrestre, contenente tra le più antiche e meglio conservate sequenze di rocce vulcaniche e sedimentarie sulla Terra.

Nella figura 8 sono riportate tre foto delle formazioni rocciose della Barberton Greenstone Belt in Sudafrica.

⁹ Simon Lamb; Cornel E.J. de Ronde. Frane sottomarine su larga scala nella Barberton Greenstone Belt, Africa meridionale: prove di subduzione e grandi terremoti nel Paleoarcheano. *Geologia* 2024; 52 (6): 390-394. DOI: <https://doi.org/10.1130/G51997>.

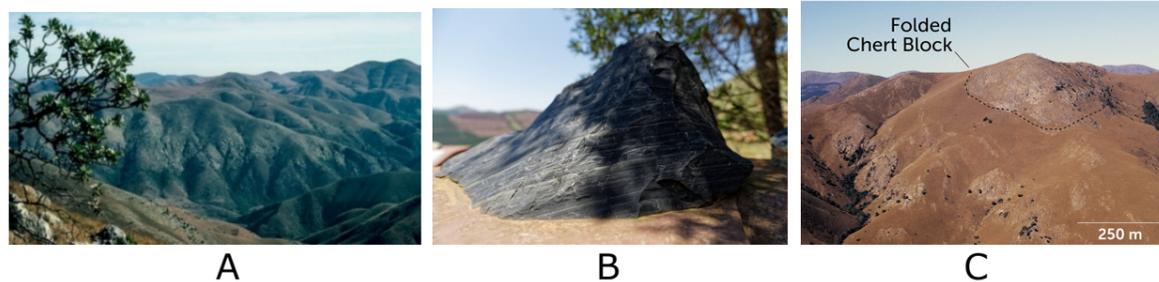


Figura 8.

A. Tipiche formazioni rocciose a cuscino della Barberton Greenstone Belt in Sudafrica che contengono resti di antiche frane sottomarine, che derivano da terremoti di grandi dimensioni causati dalla tettonica a placche. B. Blocchi di selce nera che si possono trovare nelle montagne Barberton. C. Nella cintura di rocce verdi di Barberton, in Sudafrica, strati di roccia sedimentaria ricchi di silice compressi da un'intensa pressione in pieghe di selce (blocco di selce piegato=folded chert block). Queste rocce potrebbero fornire la prova che la tettonica a placche ha innescato un potente terremoto di mega-spinta tra circa 3,2 e 3,6 miliardi di anni fa. Fonte. [Shutterstock/Instinctively RDH](#).

Una nuova mappatura della Barberton Greenstone Belt in Sudafrica pubblicata il 27 febbraio 2024 sulla rivista *Geology* a firma di Simon Lamb e Cornel E.J. de Ronde, mostra che la parte centrale è una pseudo-stratigrafia fatta di blocchi di frane silicoclastiche e vulcaniche di acque poco profonde e profonde, con singoli blocchi di dimensioni variabili da decine di metri a una lunghezza maggiore di 10 km. Il modello e la scala degli affioramenti sono notevolmente simili a quelli del Miocene su larga scala e alle recenti frane sottomarine in Nuova Zelanda lungo la zona di subduzione attiva di Hikurangi, che sono periodicamente innescate da terremoti dalla megaspinta di subduzione, fornendo prove di terremoti di megaspinta nel Paleoarcheano. Il lavoro, dicono gli autori, è iniziato con una nuova mappa geologica dettagliata di parte della Barberton Greenstone Belt, che ha rivelato un frammento dell'antico fondale marino profondo, creato circa 3,3 miliardi di anni fa.

I geologi hanno avuto difficoltà a interpretare le antiche rocce della Barberton Greenstone Belt. Ora sono certi che gli strati si sono formati sulla terraferma o in acque poco profonde. Questi contengono splendidi cristalli di barite che si erano cristallizzati come evaporiti, o resti di pozze di fango gorgoglianti, che ora si trovano adagiati in cima a rocce che si sono accumulate sul fondale marino profondo: blocchi di roccia vulcanica, selce, arenaria e conglomerato giacciono capovolti e alla rinfusa. *"Ci siamo resi conto, affermano Simon Lamb e Cornel E.J. de Ronde, che questa mappa sembrava incredibilmente simile a una mappa geologica realizzata tenendo conto delle frane sottomarine molto più recenti"*. Queste erano state innescate da grandi terremoti lungo la faglia più grande della Nuova Zelanda, prodotta dalla **megaspinta** attiva nella zona di subduzione di **Hikurangi**.

La geologia della Nuova Zelanda è caratterizzata dall'attività vulcanica da terremoti e da aree geotermiche a causa della sua posizione sul confine tra la placca australiana e le placche dell'oceano Pacifico. La Nuova Zelanda fa parte della Zealandia, un continente grande quasi la metà dell'Australia che si è staccato dal supercontinente del Gondwana circa 83 milioni di anni fa. La separazione precoce della Nuova Zelanda dalle altre masse continentali e la successiva evoluzione hanno creato un record fossile unico. Le rocce del basamento sono rocce cristalline che giacciono sopra il mantello e sotto tutte le altre rocce e sedimenti. A volte affiorano in superficie, ma spesso sono sepolte sotto chilometri di roccia e sedimenti. Le rocce sedimentarie si trovano in cima al basamento formando una copertura sedimentaria. Il Lord Howe Rise è associato all'espansione del fondale marino, che in quest'area circa lo 0,1% dell'intero fondale marino. È classificato come substrato duro sulla base di un'area combinata di 31 km² per 16 picchi vulcanici. Le rocce di arenaria dragate dal Lord Howe Rise centrale contenevano ciottoli di granito, che avevano un'età compresa tra 216 e 183 milioni di anni. Si è staccata dall'Australia orientale in associazione con una dorsale medio-oceanica che è stata attiva da 80 a 60 milioni di anni fa, e ora si trova a 800 chilometri dalla costa dell'Australia continentale.

Il **Lord Howe Rise** contiene una linea di montagne sottomarine chiamata **Lord Howe Seamount Chain** che si è formata durante il periodo del Miocene quando questa parte della Zealandia esisteva sopra il punto caldo di Lord Howe. Un campione di riolite è stato datato a 97 milioni di anni fa, perforato sul Lord Howe Rise meridionale. **Lord Howe Island** è stato l'ultimo vulcano a eruttare 6,5 milioni di anni fa. **L'altopiano Challenger** è un grande altopiano sottomarino a ovest della Nuova Zelanda e a sud del Lord Howe Rise. Ha un diametro approssimativo di 500 km e un'area di circa 280.000 km². La profondità dell'acqua sull'altopiano varia tra 500 m e 1.500 m ed è coperto da fino a 3.500 m di rocce sedimentarie del Cretaceo superiore fino a età recente. L'altopiano ha avuto origine nella rottura del Gondwana ed è una delle cinque principali parti sommerse della Zealandia, un continente in gran parte sommerso. Nella figura 9 sono riportate quattro mappe che illustrano le strutture geologiche, le placche, le fosse, compresa quella di Hikurangi, che è fondamentale per la comprensione a tener presente nel prosieguo del discorso.

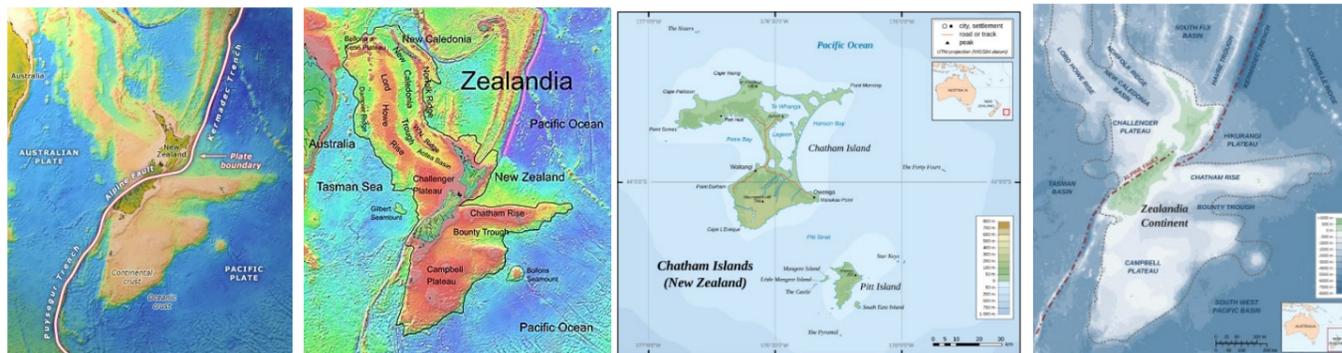


Figura 9.

A

B

C

D

- A. La linea rosa indica il confine tra la placca australiana e quella pacifica è segnato dalla fossa di Kermadec e dalla faglia alpina. Tutta l'Isola del Nord, la parte settentrionale dell'Isola del Sud e una sottile striscia lungo la costa occidentale dell'Isola del Sud si trovano sulla placca australiana, a ovest del confine. Il resto dell'Isola del Sud, a est del confine, si trova sulla placca pacifica. Le aree gialle e marrone chiaro sono crosta continentale. Fonte. Creative Commons.
- B. Mappa topografica della Zealandia con il Chatham Rise, un'area del fondale oceanico a est della Nuova Zelanda e che fa parte della Zealandia, un continente in gran parte sommerso. Si estende per circa 1000 km partendo a ovest dall'Isola del Sud e arrivando fino alle Isole Chatham a est. Fonte. Creative Commons
- C. Mappa globale delle isole Chatham e Pitt. A destra sono registrate le profondità del fondale oceanico e l'altezza dei rilievi emersi di entrambe le isole. Fonte. Creative Commons
- D. La Nuova Zelanda e la Nuova Caledonia rappresentano la parte visibile di una porzione di crosta continentale, solitamente chiamata Zealandia. Il resto della Zealandia comprende il Challenger Plateau e Lord Howe Rise, che si estendono dal nord-ovest della Nuova Zelanda quasi fino alla Australia settentrionale, e il Campbell Plateau e Chatham Rise, a sud-est della Nuova Zelanda.

Fonte. Creative Commons

Questa regione giace sui bordi della profonda fossa oceanica, dove la placca tettonica del Pacifico scivola verso il basso in una zona di subduzione che innesca frequenti grandi terremoti.

Nella mappa riportata nella figura 10A sono illustrate il collasso o fratturazione delle rocce calcaree, la valanga di detriti, i blocchi scorrevoli, la spinta frontale e lo schema della megaspinta tettonica necessaria per la subduzione della placca nella zona della fossa di **Hikurangi**. Il substrato roccioso è costituito da rocce vulcaniche (gabbri, verde) da argilliti di mare profondo (marrone), conglomerati caotici e carbonati di piattaforma continentale. Nella mappa 43B sono rappresentati le direzioni dei blocchi scorrevoli delle formazioni rocciose tipiche del fondale marino, come le bande di scisto ricche di ferro o mafiche, arenarie, agglomerati (clusters) di blocchi ecc. "Ciò che un tempo si pensava fosse intraducibile si rivela essere il residuo di una gigantesca frana contenente sedimenti depositati sia sulla terraferma sia in acque molto basse, mescolati a quelli accumulati sui fondali marini profondi" dicono i coautori.

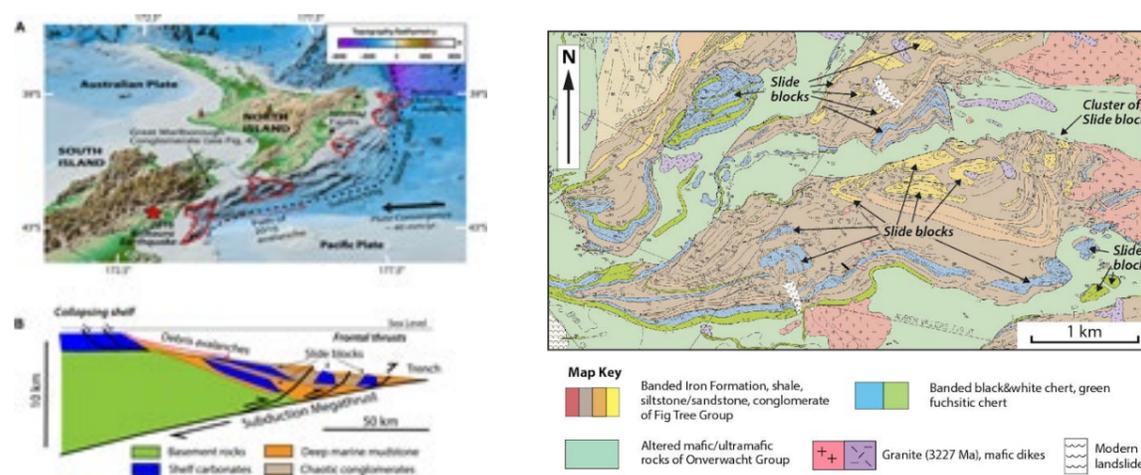


Figura 10.

A

B

- A. Al centro della mappa A sono mostrate le mappe delle due isole: i cerchi rossi indicano le zone dove sono state fatte le indagini geologiche. In alto a destra l'etichetta dei colori indica la topografia. Le rocce della Nuova Zelanda sono la chiave per interpretare e descrivere i dati geologici della Barberton Greenstone Belt. Fonte. Simon Lamb, [CC BY-SA](#).
- B. La mappa illustra i dettagli della Barberton Greenstone Belt, dove le rocce contengono al loro interno i resti di frane sottomarine costituite da enormi blocchi di frana. Fonte. Simon Lamb, [CC BY-SA](#). Simon Lamb, Cornel E.J. de Ronde; Frane sottomarine su larga scala nella Barberton Greenstone Belt, Africa meridionale: prove di subduzione e grandi terremoti nel Paleoarceano, *Geology* 2024.

I coautori della ricerca ritengono che la presenza di enormi blocchi di frana nelle formazioni rocciose sia l'inevitabile conseguenza di una placca tettonica che scivola sotto un'altra in una zona di

subduzione, che ha innescato periodiche scosse di grandi terremoti con epicentri profondi avvenuti nel corso dell'immersione della placca oceanica sotto la placca continentale. Questi processi hanno importanza in quanto il record geologico della Nuova Zelanda è creato in modo unico dai profondi effetti di grandi terremoti in una zona di subduzione. Ciò sta accadendo ancora oggi: nel novembre 2016 è avvenuto il terremoto di magnitudo 7.8 di Kaikoura, che ha innescato vaste frane sottomarine e valanghe di detriti che sono scese in acque profonde. La più antica registrazione di questi terremoti è stata nascosta per miliardi di anni ed è venuta alla luce, come è stato già detto, nell'altopiano dell'Africa meridionale, cioè nella Barberton Greenstone Belt.

A conclusione di questa sezione descriveremo qui di seguito i risultati di una ricerca¹⁰ basata su indagini paleomagnetiche su formazioni rocciose mafiche, che ha reso possibile la quantificazione della velocità delle placche tettoniche durante l'Archeano, il secondo eone della suddivisione del tempo geologico Precambriano, compreso tra 4 miliardi e 2.5 miliardi di anni fa. La ricerca è stata realizzata analizzando il Basalto Honeyeater, risalente a circa 3.18 miliardi di anni fa (Ga), del Cratone di East Pilbara, un blocco di roccia stabile, ubicato nell'Australia Occidentale. Per stabilire se le placche tettoniche della Terra hanno subito un movimento significativo prima del Neoarcheano, che va da 2,8 a 2,5 miliardi di anni fa, Brenner e colleghi hanno estratto campioni da un totale di 235 nuclei di basalto che conservano un record del campo magnetico terrestre al momento della loro cristallizzazione. Siccome i ricercatori conoscevano l'età delle rocce che si sono cristallizzate in tempi diversi all'interno di un singolo blocco della crosta, sono stati in grado di dedurre i cambiamenti di latitudine del blocco nel corso di milioni di anni. Scoprendo che questa sezione di crosta andava alla deriva ad una velocità media di circa 2,5 cm all'anno, una velocità confrontabile con le velocità delle placche osservate attualmente, una conclusione coerente col principio dell'Attualismo secondo il quale i processi naturali che hanno operato nei tempi passati sono gli stessi che possono essere osservati nel tempo presente. Nell'articolo si legge infatti: "Questo risultato è la prima prova inequivocabile finora scoperta di un movimento litosferico a lungo raggio. Supponendo che questo movimento sia dovuto principalmente al moto delle placche e non a una vera e propria migrazione polare, il risultato è coerente con i **processi tettonici uniformitari** o episodici in atto da 3,2 miliardi di anni fa". Alec Brenner, uno dei coautori, ha detto: "Fondamentalmente, questa è una prova geologica per estendere il record di tettonica a placche sulla Terra più indietro nella storia della Terra". Ha poi aggiunto: "Sulla base delle prove che abbiamo trovato, sembra che la tettonica a placche sia un processo molto più probabile che sia iniziato sulla Terra molto giovane e questo sostiene l'ipotesi della giovane Terra molto più simile a quella di oggi di quanto molti pensino".

La mappa della figura 11 riporta le zone delle formazioni geologiche del basalto di Honeyeater o "Mieleater" Basalt caratterizzato da cinture di pietra verde presenti sia nel cratone di East Pilbara dell'Australia Occidentale che nel cratone di Kaapvaal del Sudafrica: sono due delle poche regioni ben esposte sulla Terra che conservano rocce di età maggiore o uguale a 3,0 Ga. Si tratta di rocce metamorfizzate in condizioni di facies di scisti verdi o sottostanti, con temperatura da 250 °C a 500°C e pressione da 1 a 8 kbar), rendendole potenzialmente adatte per l'analisi paleomagnetica. I paleopoli archeani precedentemente segnalati da East Pilbara rientrano nei gruppi Neoarcheano (<2,8 Ga) e Paleoarcheano (da 3,35 a 3,5 Ga).

e comagmatica con l'HEB. L'intervallo di età da 3192 a 3176 Ma dell'HEB è derivato dalla datazione con microsonda ionica ad alta risoluzione sensibile all'U-Pb (SHRIMP) di zirconi e baddeleyiti (un raro minerale di ossido di zirconio) magmatiche e detritiche della Dalton Suite in cinque cinture di pietra verde.

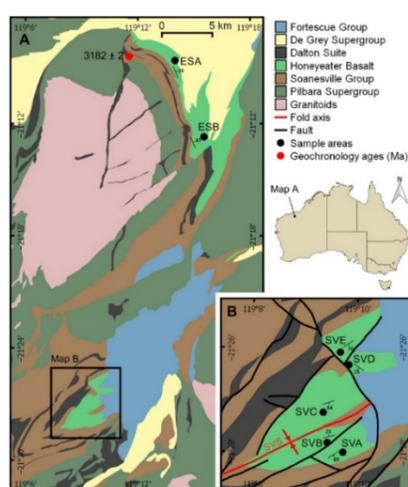


Figura 11. L'HEB (Honeyeater Basalt), colore verde chiaro, è particolarmente ben conservato nella sinclinale di Soanesville [SVS ved il la mappa inserita (B)] e nella cintura di pietra verde di East Strelley [ESGB:parte superiore della mappa (A)], insieme ai sedimenti sottostanti del gruppo

¹⁰ Science Advanced, Vol. 6 Numero 17. 22 aprile 2020. "Prove paleomagnetiche di velocità di movimento delle placche simili a quelle moderne a 3,2 Ga". DOI:10.1126/sciadv.aaz8670. ALEC BRENNER, ROGERR. FU, DAVID EVANS, ALEKSEY V. SMIRNOV, RAISA TRUBKO E IAN R. ROSE.

Soanesville, colore marrone, e agli intrusivi mafici della Dalton Suite, grigio scuro. L'età dell'HEB (da 3192 a 3176 Ma) in quest'area è derivata dall'età degli intrusivi coevi della Dalton Suite, ad esempio, un campione datato a 3182 ± 2 Ma nell'ESGB. Sia nell'SVS che nell'ESGB, l'HEB è localmente debolmente metamorfosato in facies prehnite-pumpellyite, che probabilmente rappresenta l'unità più antica nell'East Pilbara, o sulla Terra, non metamorfosato in facies greenschist o superiore. Inoltre, la gamma disponibile di portamenti di stratificazione attraverso strutture di ~ 2930 -Ma sia nell'SVS che nell'ESGB consente un test di piega paleomagnetica per limitare l'età della magnetizzazione nell'HEB. Fonte. Science Advanced. DOI: 10.1126/sciadv.aaz8670.

I paleopoli archeani precedentemente segnalati da East Pilbara rientrano nei gruppi Neoarcheano ($< 2,8$ Ga) e Paleoarcheano (da 3,35 a 3,5 Ga). Lo studio paleomagnetico di un'unità rocciosa con un'età intermedia tra i poli paleoarcheani e neoarcheani esistenti può potenzialmente affinare la storia del movimento di East Pilbara prima di 2,8 Ga. Uno di questi candidati è il Soanesville Group da ~ 3220 a 3170 Ma, una successione vulcanico-sedimentaria prevalentemente mafica che affiora principalmente lungo il margine occidentale di East Pilbara. Il Soanesville Group inferiore da ~ 3220 a 3180 Ma è una successione silicoclastica fino a 3500 m di arenarie, torbiditi, conglomerati e selci minori e formazioni di ferro a bande. Il sovrastante Honeyeater Basalt (HEB: 3192 a 3176 Ma), che è stato campionato nell'articolo lavoro, contiene fino a 1050 m di flussi massicci e a cuscino di meta basalto tholeiitico, una roccia magmatica basica effusiva, e komatiitico, una roccia magmatica ultrafemica, di origine dal magma del mantello profondo.

Gli zirconi sono frammenti minerali chimicamente stabili, hanno formula chimica $ZrSiO_4$ e si trovano in una varietà di colori e contesti geologici. Il bello degli zirconi per i geologi è che rimangono in gran parte inalterati dai cambiamenti nella loro roccia ospite. Sono come una capsula del tempo di quel periodo molto lontano. Analizzando gli zirconi i geologi possono ottenere istantanee delle condizioni della Terra primordiale. Una nuova ricerca pubblicata il 22 agosto del 2023 racconta uno studio eseguito su antichi zirconi cristallizzati all'interno di rocce granitiche formatesi durante i primi 600 milioni di anni della Terra. Durante questo periodo, noto come eone Adeano, il nostro pianeta era un luogo infernale, avvolto forse in un'atmosfera ricca di anidride carbonica e frequentemente bombardato da meteoriti extraterrestri. Nell'articolo sono riportati i dati di paleointensità da zirconi detritici singoli di età Adeano a Mesoarcheano con inclusioni di magnetite primaria dalla cintura di pietra verde di Barberton in Sud Africa. Le intensità costanti del campo paleomagnetico rivelano un modello di paleointensità dall'Eoarcheano, da circa 3,9 miliardi di anni fa (Ga) a circa 3,3 Ga miliardi di anni fa) che è quasi identico a quello definito dalle magnetizzazioni primarie delle Jack Hills (JH; Australia Occidentale). Ciò dimostra la fedeltà di registrazione di zirconi detritici selezionati. Inoltre, i valori del paleocampo sono quasi costanti tra circa 3,9 Ga e circa 3,4 Ga. Ciò indica latitudini invariabili, un'osservazione distinta dalla tettonica a placche degli ultimi 600 milioni di anni (Ma) ma prevista dalla convezione a coperchio stagnante. In entrambi i siti australiano e sudafricano, la forza di magnetizzazione è rimasta pressoché costante tra 3,9 e 3,4 miliardi di anni fa. Ciò suggerisce che entrambi i gruppi di zirconi si stavano formando a latitudini immutabili. In altre parole, la tettonica a placche non era ancora iniziata. Parte del motivo di questa conclusione, spiegano i ricercatori, è che, in media, le placche negli ultimi 600 milioni di anni si sono spostate di almeno 8500 km in latitudine. E durante questo periodo recente, non c'è mai stato un esempio di due placche rimaste simultaneamente a latitudine costante.

Nella figura seguente a sinistra è mostrato un modello normale di placche tettoniche a confine convergente in cui una placca si immerge sotto una placca superiore (overriding plate, mentre a destra è illustrata una placca a "coperchio stagnante" (stagnant lid).

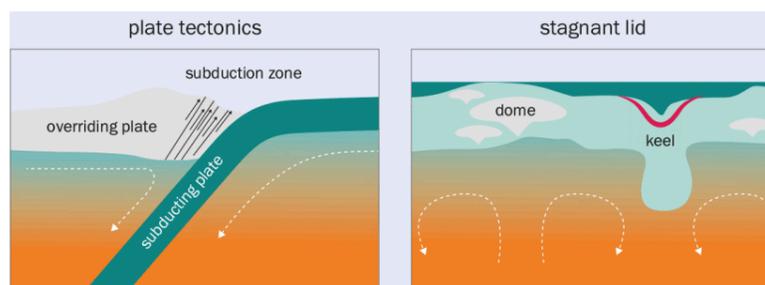


Figura 12. Il movimento delle placche tettoniche è fondamentale per il mantenimento di condizioni abitabili sulla superficie terrestre perché ricicla materiali ricchi di carbonio all'interno della Terra in "zone di subduzione", dove una placca "in subduzione" viene spinta sotto una placca "sovrastante". Tuttavia, la vita potrebbe aver preceduto la tettonica a placche, anche se potrebbe esserci stata una forma più rudimentale di tettonica nota come "coperchio stagnante", in cui i pennacchi di materiale emergevano dalle profondità per formare cupole (dome) di granito, che si trovavano accanto a "chiglie" (keel) formate dall'affondamento di rocce vulcaniche più dense. Fonte. IOP Publishing.

Questo studio implica che le forme di vita primordiali fossero già presenti quasi mezzo miliardo di anni prima della tettonica. Un campo magnetico più debole durante questa fase di coperchio stagnante avrebbe lasciato la superficie terrestre più esposta alle radiazioni cosmiche, da cui il nostro attuale campo magnetico più intenso ci protegge. I protoni energetici nel vento solare si sarebbero quindi scontrati con le particelle atmosferiche, caricandole ed energizzandole in modo che potessero sfuggire nello spazio, in linea di principio, privando un intero pianeta della sua acqua. Ma Tarduno, coautore dell'articolo, afferma che persino la forza del campo magnetico relativamente debole osservata in questa nuova ricerca avrebbe fornito una certa schermatura. Infatti, egli suggerisce che questa forma di tettonica stagnante e in ebollizione potrebbe aver creato una "situazione Riccioli d'oro"¹¹ che sarebbe stata perfetta per la vita primordiale, libera dai drammatici cambiamenti nelle condizioni ambientali che possono verificarsi in una tettonica a placche completamente sviluppata. Se la vita ha avuto origine dall'Eoarcheano (3,4-3,3 miliardi di anni fa) e si è protratta fino alla comparsa di stromatoliti mezzo miliardo di anni dopo, lo ha fatto quando la Terra era in un regime di coperchio stagnante, senza cicli geochimici guidati dalla tettonica a placche. Verso la fine del periodo di studio, la magnetizzazione osservata nei cristalli di zirconio inizia a rafforzarsi. In proposito Tarduno suggerisce che la magnetizzazione potrebbe indicare l'inizio della tettonica a placche. Il motivo è che enormi lastre di crosta che scendono nell'interno della Terra nelle zone di subduzione determinano un raffreddamento più rapido del mantello. A sua volta, questo processo può rafforzare l'efficienza della convezione nel nucleo esterno, con conseguente aumento del campo geomagnetico. Per sviluppare la ricerca, il team di Tarduno ha studiato gli zirconi di età simili da altre località, per arricchire la gamma dei dati. "Il nostro approccio è diverso dal lavoro precedente perché abbiamo un indicatore di movimento", afferma. "Tutti gli argomenti sulla tettonica a placche di questo periodo della storia della Terra si sono basati sulla geochimica, non sull'indicatore principale (la subduzione) di cosa sia la tettonica a placche".

Nella figura 13 sono riportate la Carta geologica di Barberton Greenstone Belt in Sudafrica. Le rocce si presentano come cinture di strati vulcanici e sedimentari deformati. Queste antiche rocce sono tra le più antiche del Sudafrica, con la cintura di pietra verde di Barberton che ha quasi 3500 milioni di anni. Le rocce della cintura di pietra verde fanno parte della successione di Barberton e comprendono una varietà di litologie vulcaniche, ignee e sedimentarie dell'Archeano antico. Queste sono circondate e intruse da plutoni granitici più giovani di composizioni ed età variabili. La stratigrafia complessiva è costituita dal gruppo basale Onverwacht, che è una sequenza vulcanica ultramafica e mafica, considerata la fonte dell'oro nella regione. Le komatiiti, che sono lave ultramafiche e mafiche ricche di magnesio, sono state scoperte e descritte per la prima volta in questa zona. Le porzioni superiori del gruppo Onverwacht sono più felsiche, ricche di feldspato e silice, e contengono anche strati vulcanici-sedimentari.



Figura 13. A. Carta geologica della Barberton Greenstone Belt. Fonte: Homann, 2019. B. Ciottoli di conglomerato polimitico del Moodies Group e materiale granitico, datati a circa 3500 Ma, dalla base della Eureka Syncline a nord-est di Barberton. Il conglomerato è in gran parte indeformato ma è stato intensamente appiattito. Fonte. IUGS (Photo Credit: Carl Anhaeusser). C. Roccia della cintura di pietra verde contenenti minerali verdi come la muscovite di cromo "fuchsite", la clorite verde, l'actinolite, la serpentina, l'epidoto e gli anfiboli. Fonte. <https://www.umjindi.co.za/pages/menu/geology.html>.

Le prime misurazioni della paleointensità del campo magnetico dei monocristalli degli zirconi provenivano dal sito JH Discovery dell'Australia Occidentale. Nell'articolo i coautori affermano che le prove esaustive hanno portato alla selezione di solo circa il 2% degli zirconi separati dalla loro roccia ospite e questi hanno prodotto dati di paleointensità che suggeriscono la presenza di una geodinamo nell'eone Adeano, circa 4,2 Ga. È stata inoltre documentata la presenza di inclusioni di magnetite primaria in zirconi selezionati del sito JH Discovery, in linea con i dati sulla temperatura di sblocco magnetico presentati nel primo rapporto sulle magnetizzazioni degli zirconi. I dati rivelano un

¹¹ Il nome deriva dalla fiaba per bambini "Riccioli d'oro e i tre orsi", dove la bambina protagonista-chiamata appunto "Riccioli d'oro", *Goldilocks*, sceglie, da gruppi di tre elementi, sempre la via di mezzo, ignorando gli estremi: grande o piccolo, caldo o freddo, ecc. La temperatura della Terra è "giusta", quindi il pianeta si trova nella zona abitabile del nostro sistema solare, La Via Lattea, Possiede, quindi, le caratteristiche necessarie allo sviluppo della vita: presenza di acqua, temperature non eccessivamente calde o fredde, una distanza «proprio giusta» dal Sole.

modello di paleointensità dall'Eoarcheano, circa 3,9 miliardi di anni fa, al Mesoarcheano, circa 3,3 Ga, che è quasi identico a quello definito dalle magnetizzazioni primarie delle Jack Hills (JH; Australia Occidentale), dimostrando ulteriormente la fedeltà di registrazione di zirconi detritici selezionati. Inoltre, i valori del paleocampo magnetico sono quasi costanti tra circa 3,9 Ga e circa 3,4 Ga. Ciò indica latitudini invariabili, un'osservazione distinta dalla tettonica a placche degli ultimi 600 milioni di anni, ma prevista dalla convezione a coperchio stagnante. Se la vita ha avuto origine dall'Eoarcheano e si è protratta fino alla comparsa di stromatoliti mezzo miliardo di anni dopo quando la Terra era in un regime di coperchio stagnante, senza i cicli geochimici guidati dalla tettonica a placche. Le stromatoliti (dal greco στρώμα, *strōma*, tappeto, coperta e λίθος, *lithos*, pietra) sono strutture sedimentarie finemente laminate appartenenti al gruppo dei calcari biocostruiti prodotti dall'attività di microrganismi bentonici, soprattutto cianobatteri (procarioti fotosintetici) rinvenute soprattutto in Australia e in Groenlandia e hanno un'età di circa 4 miliardi di anni.

Per concludere sottolineiamo che la maggior parte dei geologi condivide il paradigma secondo cui la tettonica a placche è iniziata durante il tardo Archeano, come dimostrano le ricerche degli ultimi dieci anni finalizzate a determinare l'età assoluta della nascita della tettonica delle placche, che si sono basate essenzialmente su sei tipi di prove: conservazione delle caratteristiche moderne della tettonica a placche; spettri di età dello zircone detritico; geochimica degli elementi traccia e degli isotopi stabili; scambio atmosfera-crosta-mantello; paleomagnetismo e calcoli di modelli.

La geochimica degli isotopi di alcuni elementi ha dato un contributo rilevante alla ricerca finalizzata stabilire l'inizio della tettonica a placche e sul come e quando ha iniziato a formarsi la crosta continentale, su cui si è basata l'ultima ricerca sopra sintetizzata. Anche gli isotopi di ossigeno, afnio e uranio-piombo misurati nel minerale zircone hanno consentito di scoprire quando è iniziata la formazione di nuova crosta dal mantello assieme ai tempi del riciclaggio della crosta continentale durante gli eventi orogenetici, come la collisione e la formazione di montagne. I ricercatori hanno utilizzato isotopi di uranio e piombo conservati in cristalli di zircone trovati in rocce antiche nell'Australia occidentale per datare e confermare l'età della più antica crosta continentale conosciuta risalente a 4,4 miliardi di anni fa. Un dato che dimostra che la crosta continentale ha iniziato a formarsi solo 100 milioni di anni dopo la formazione della Terra, molto prima dell'inizio della tettonica a placche.

La formazione della crosta continentale attraverso la tettonica a placche ha influenzato fortemente le caratteristiche fisiche e chimiche della superficie terrestre. Gli isotopi stabili hanno fornito informazioni significative su questo processo, portando a una nuova visione sia della prima crosta continentale della Terra sia di ciò che controlla la moderna generazione della crosta. I sistemi di isotopi stabili di titanio (Ti), zirconio (Zr), molibdeno (Mo) e tallio (Tl) si sono dimostrati eccezionali. Anche i processi come la cristallizzazione frazionata, la fusione parziale, l'impostazione geodinamica della generazione del magma e le storie di raffreddamento del magma sono esempi di processi illuminati da questi sistemi di isotopi. Nella figura 14 riportiamo uno schema di pennacchio del mantello che potrebbe aver generato la crosta continentale tramite vulcanismo simile a un pennacchio.

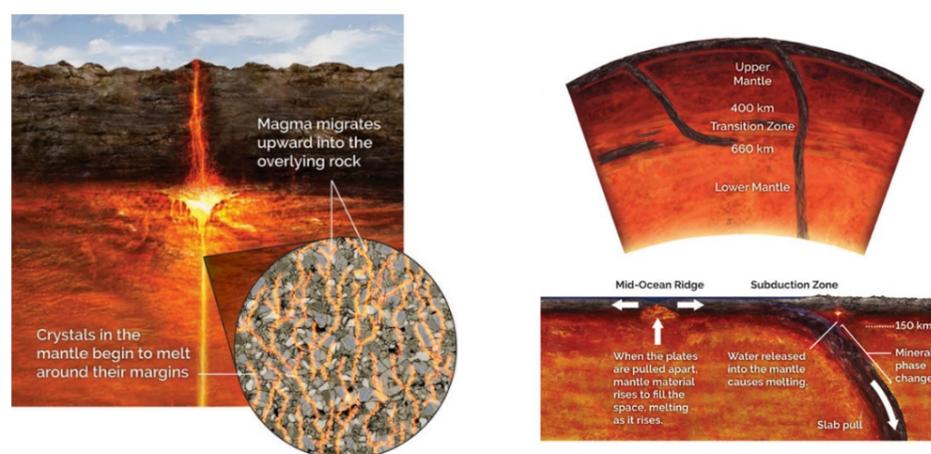


Figura 14.

A

B

- A. Questo schema è stato elaborato basandosi sull'ipotesi che la maggior parte della crosta Continentale si sia formata prima dell'inizio della tettonica a placche sulla Terra. Alcuni ricercatori suggeriscono che la crosta continentale potrebbe essersi formata tramite vulcanismo simile a un pennacchio del mantello. La prova di questa formazione crostale precoce deriva dalle firme isotopiche conservate quando alcuni elementi si sono diffusi nel magma liquido quando si è verificata la fusione nel mantello. Fonte. K. Canter, AGI.
- B. I minerali nelle lastre litosferiche si ristrutturano man mano che le lastre scendono nel mantello, rilasciando acqua e aumentando la densità delle lastre. Le lastre dense e discendenti tirano le parti delle placche ancora in superficie, guidando la tettonica a placche. Alcune lastre in subduzione si bloccano nella zona di transizione, mentre altre scendono verso il confine tra nucleo e mantello. Fonte. K. Canter, AGI.

In un articolo pubblicato il 14 gennaio 2011 su Science¹² col titolo "Quando si formarono i continenti: Le rocce dell'arco insulare forniscono una stima più precisa del momento in cui si è formata la crosta continentale", Bruno Dhuime e il suo gruppo hanno esaminato i rapporti di questi diversi isotopi raccolti in un database mondiale di oltre 7.000 zirconi per modellare il volume della crosta continentale nel tempo.



Figura 15. Gli zirconi, come questo cristallo portato alla luce in Italia, sono pietre preziose e resistenti, che possono durare per eoni. Un cambiamento chimico avvenuto 3,8 miliardi di anni fa in una riserva del Sud Africa potrebbe segnare l'inizio di una forma primitiva di tettonica a placche.

Matteo Chinellato – ChinellatoPhoto/Scelta del fotografo RF/Getty Images.

La loro ricerca indica che l'equilibrio complessivo della crosta continentale, cioè la crosta aggiunta dal mantello meno il materiale riciclato nel mantello, è stato più o meno costante per gran parte della storia della Terra. Ciò suggerisce, dice Dhuime, che "la tettonica a placche ha funzionato più o meno ininterrottamente sin dal suo inizio, senza interruzioni che avrebbero potuto alterare l'equilibrio tra la creazione di nuova crosta e la distruzione di quella vecchia".

Le prove a favore della teoria della tettonica delle placche sono attualmente coerenti e consistenti e sono supportate anche dalle foto della superficie della Terra scattate dallo spazio dagli astronauti a bordo della Stazione spaziale internazionale. Qui di seguito riportiamo alcune foto scattate dallo spazio che evidenziano come funziona la tettonica delle placche.



Figura 16. A. La Placca Pacifica oceanica si scontra (freccie nere) per subduzione con la placca Sud Americana continentale creando la Cordigliera delle Ande. B. La Placca Indiana continentale si scontra con la placca Euroasiatica continentale provocando la nascita dell'Himalaya per compressione e della pianura indiana. Fonte. Nasa.

La figura 17A illustra la foto della Great Rift Valley dell'Africa nord orientale generata dalla separazione delle placche tettoniche africana e della Arabia Saudita e dalla separazione dell'Africa orientale dall'Africa centrale. La Rift Valley Africana è il principale esempio di grande frattura continentale, dovuta all'estensione tettonica determinata dalla divergenza delle placche in parola (freccie rosse opposte). Il processo di separazione delle placche che ha creato la Rift Valley è iniziato circa 35 milioni di anni fa e continua ancora oggi. Il bacino oceanico che è venuto a crearsi è il Mar Rosso, oggi un oceano maturo.

La foto della figura 17B illustra la nascita del lago Malawi. Il lago giace in una valle formata dall'apertura della spaccatura dell'Africa orientale, dove la placca tettonica africana viene divisa in due pezzi dalla divergenza del limite tra la placca tettonica del Mozambico e la placca tettonica del Malawi, come è illustrato dalle freccie rosse antiparallele. Si stima che il bacino che si è evoluto fino al lago Malawi ha iniziato a formarsi circa 8,6 milioni di anni fa (Ma), raggiungendo la profondità attuale circa 4 milioni di anni fa (Ma).

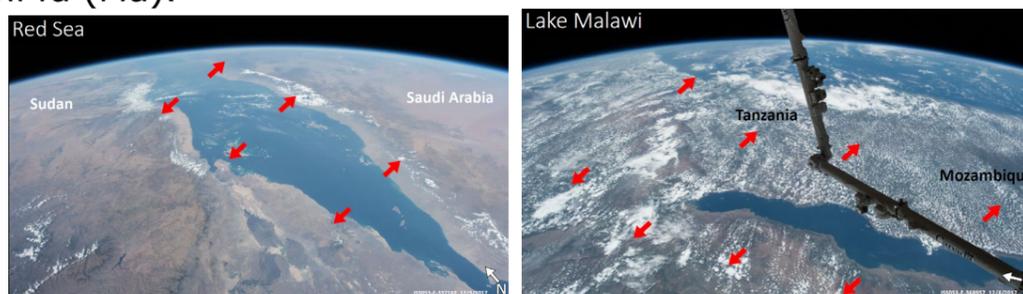


Figura 17. A. Mar Rosso attuale. B. Lago Malawi attuale. Fonte. NASA.

¹² Science, 14 gennaio 2011. "Quando si formarono i continenti: Le rocce dell'arco insulare forniscono una stima più precisa del momento in cui si è formata la crosta continentale".

Bruno Dhuime. Department of Earth Sciences, University of St. Andrews, North Street, St. Andrews, Fife KY16 9AL, UK. Department of Earth Sciences, University of Bristol, Wills Memorial Building, Queen's Road, Bristol BS8 1RJ, UK. Chris Hawkesworth Department of Earth Sciences, University of St. Andrews, North Street, St. Andrews, Fife KY16

9AL, UK. Peter Cawood Department of Earth Sciences, University of St. Andrews, North Street, St. Andrews, Fife KY16 9AL, UK.

La figura 18 illustra uno schema ricavato dall'analisi delle fotografie scattate dallo spazio. Le placche tettoniche con i confini convergenti sono denotate con frecce nere, che puntano verso lo stesso punto, mentre le placche tettoniche con confini divergenti sono indicate con frecce rosse, che agiscono in versi opposti. Le frecce bianche antiparallele indicano i confini trascorrenti o trasformi dove il movimento tra le due placche è opposto.

Mapa globale delle placche tettoniche è riportata nella figura 18.

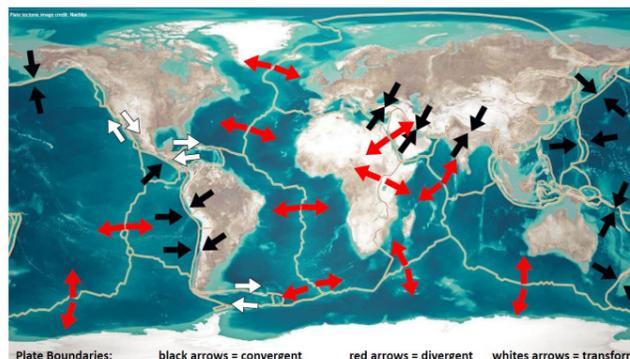


Figura 18. Mapa globale delle placche tettoniche con confini divergenti (frecce rosse): i fianchi delle dorsali oceaniche si allontanano. Le placche con confini convergenti (frecce nere) si scontrano: sono le zone dove l'impatto avviene per subduzione di una placca oceanica sotto la placca continentale o, per compressione, tra due placche continentali. Le frecce bianche parallele indicano gli scorrimenti opposti di due placche lungo i confini trascorrenti. Fonte. NASA.

Nella figura 19 riportiamo la mappa della Great Rift Valley dell'Africa orientale, che ha quasi attraversato tutti i paesi dell'Africa orientale, con il più lungo in Etiopia. Una valle di Rift si riferisce a una regione di pianura in cui le placche tettoniche si muovono o si allontanano. La Great Rift Valley è una caratteristica geografica che si estende da nord a sud per circa 6.400 chilometri dalla Siria settentrionale al Mozambico centrale nell'Africa orientale. Il sistema di spaccature dell'Africa orientale è un luogo in cui le forze tettoniche della Terra stanno attualmente cercando di creare nuove placche che dividono quelle vecchie.



Figura 19. Mapa della Great Rift Valley. I triangoli rossi indicano i vulcani. Fonte.wikipedia.org.

La tettonica a placche, dal latino *tectonicus*, dal greco antico τεκτονικός (*tektonikós*) "relativo alla costruzione", è la teoria unificante dell'insieme dei processi geologici che avvengono sul Geode e fornisce "il quadro generale" della geologia. È la teoria scientifica secondo cui la litosfera terrestre comprende un numero di grandi **placche tettoniche**, che si muovono lentamente.



Figura 20.

A

B

C

A. Le placche tettoniche dividono la crosta terrestre in "lastre" distinte che si muovono lentamente. <https://www.geologyin.com/2024/04/facts-about-ring-of-fire.html>.

B. Confini principali delle placche e loro velocità di movimento approssimativa. I terremoti si concentrano lungo i confini di queste placche. Fonte BGS 2022. C. L'anello di fuoco del Pacifico, con trincee contrassegnate da linee blu. Fonte. Wikipedia.org. C. La mappa dell'Anello di Fuoco: notare i continentali e le linee di faglia. <https://www.geologyin.com/2024/04/facts-about-ring-of-fire.html>.

Le placche tettoniche sono enormi zolle di litosfera terrestre costantemente in movimento che delimitano i continenti e gli oceani di tutta la Terra. La tettonica a placche è associata ad una varietà di forze, come il movimento dinamico nel mantello, la densa crosta oceanica che interagisce con la duttile astenosfera e anche la rotazione del pianeta. Nel seguito vedremo in che modo la tettonica a placche ha creato gli oceani e i continenti che conosciamo oggi. Cercheremo anche di costruire un'immagine di come appariva la Terra in diversi periodi del passato geologico attraverso una galleria di mappe più ricche di informazioni.

19.8 Geodinamica delle placche crostali

La nostra Terra è un pianeta dinamico, come chiaramente illustrato sulla mappa principale dalla sua topografia, oltre 1.500 vulcani, 44.000 terremoti e 170 crateri da impatto. Queste caratteristiche riflettono in gran parte i movimenti delle principali placche tettoniche della Terra e di molte placche più piccole o frammenti di placche (incluse le microplacche). Le eruzioni vulcaniche e i terremoti sono manifestazioni impressionanti delle potenti forze della natura e possono essere straordinariamente distruttive. In media, circa 60 dei 550 vulcani storicamente attivi della Terra sono in eruzione ogni anno. Solo nel 2004, oltre 160 terremoti sono stati di magnitudo 6.0 o superiore, alcuni dei quali hanno causato vittime e danni sostanziali.

Questa mappa mostra molte delle caratteristiche che hanno plasmato e continuano a cambiare il nostro pianeta dinamico. La maggior parte della nuova crosta si forma sulle creste delle dorsali oceaniche, viene lentamente trasportata via dal movimento delle placche e infine riciclata in profondità nella Terra, causando terremoti e vulcanismo lungo i confini tra le placche tettoniche in movimento. Gli oceani si aprono continuamente (ad esempio, Mar Rosso, Oceano Atlantico) o si chiudono (ad esempio, Mar Mediterraneo). Poiché la crosta continentale è più spessa e meno densa della crosta oceanica più sottile e giovane, la maggior parte non affonda abbastanza in profondità da essere riciclata e rimane in gran parte conservata sulla terraferma. Di conseguenza, la maggior parte del substrato roccioso continentale è molto più antico del più antico substrato roccioso oceanico.

I terremoti e i vulcani che segnano i confini delle placche sono chiaramente mostrati su questa mappa, così come i crateri creati dagli impatti di oggetti extraterrestri che scandiscono la storia della Terra, alcuni dei quali causano catastrofici cambiamenti ecologici. Nel corso del tempo geologico, i continui movimenti delle placche, insieme all'incessante erosione e rideposizione di materiale, mascherano o cancellano tracce di precedenti processi tettonici a placche o di impatto, rendendo i capitoli più vecchi della storia di 4.500 milioni di anni della Terra sempre più difficili da leggere. L'attività recente mostrata su questa mappa fornisce solo un'istantanea attuale della lunga storia della Terra, aiutando a illustrare come si è formata la sua superficie attuale.

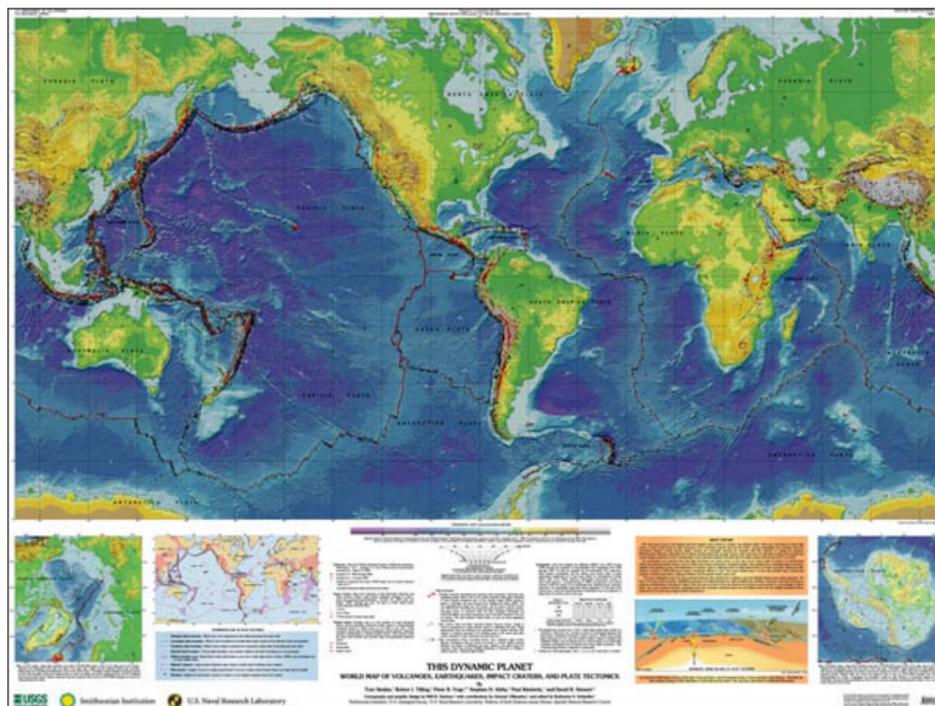


Figura 1. Illustrazione dei principali processi e fenomeni che rendono la Terra un sistema dinamico integrato ed autoregolato. Fonte. UGS.

La mappa mostrale caratteristiche più evidenti e in dettaglio del sistema Terra quando sono osservate da lontano. Ingrandendo l'immagine si evidenziano le particolarità fondamentali: placche crostali, dorsali oceaniche, confini convergenti, divergenti e trasformati, che migliorano la comprensione di questo pianeta dinamico. Inoltre questa mappa illustra l'enorme crescita recente della nostra conoscenza del pianeta Terra.

La geodinamica ha a che fare con i modelli del comportamento su larga scala della Terra, che sono solitamente definiti matematicamente e risolti tramite calcolo, avvalendosi di esperimenti "analogici", in scala, laddove è possibile. Gli aspetti esplorati in molti modelli geodinamici includono la

convezione allo stato solido del mantello, che, come abbiamo visto, è guidata dai contrasti di densità indotti termicamente. Nelle sezioni precedenti abbiamo esposto modelli relativi al trasferimento del calore geotermico, dove la temperatura è stata espressa in funzione della profondità e delle sorgenti di calore conduttivo e convettivo, unitamente al movimento del materiale per advezione.

Alcuni aspetti chiave dei modelli geodinamici, come la gravità e i contrasti di densità, che sono all'origine dei diversi tipi di stress, sono stati sinteticamente sviluppati nelle sezioni precedenti. Cenni elementari di reologia delle rocce, come la relazione tra stress imposto e conseguente deformazione e frattura della crosta solida sono stati, pure, evidenziati.

La figura 2 illustra i processi di formazione delle isole hawaiane generate da un pennacchio (*mantle plume*) stazionario. Attraverso il suo condotto il magma risale direttamente dal mantello verso la superficie alimentando i vulcani di superficie.

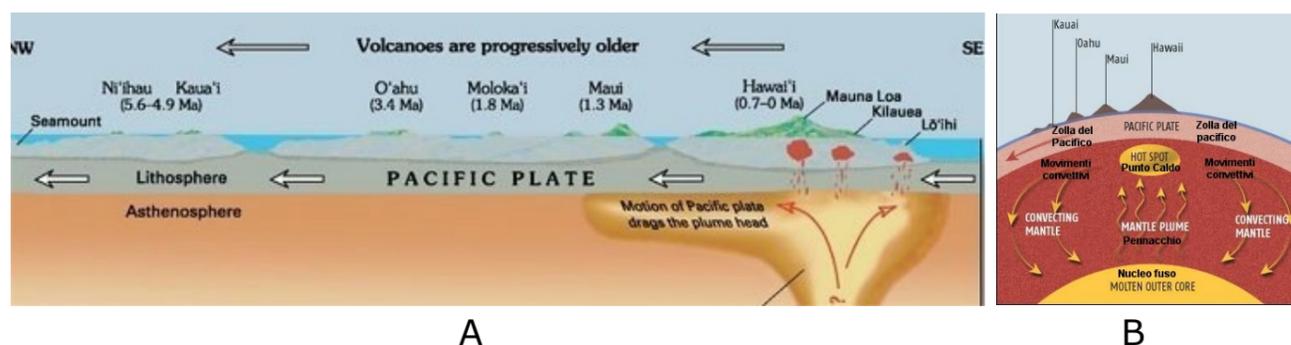


Figura 2.

A. Il pennacchio stazionario del mantello che ha generato le isole Hawaii e alimenta attualmente due vulcani attivi: Mauna Kea (4201 m), Mauna Loa (4172 m), sul cui fianco orientale è il cratere del Kilauea, lungo 13 km e largo 10). B. L'immagine schematica illustra la formazione di un *pennacchio* di magma caldissimo che spinto dal forte calore e da enorme pressione forma un *punto caldo* il cui magma risale in superficie dove si verifica l'attività vulcanica. Fonte: UGS.

Continuiamo il discorso presentando i processi connessi ad una spaccatura (Rift) continentale e successivamente esporremo i processi relativi al rifting oceanico (dorsale).

I. Rift continentale

In **geologia**, il termine **rift** (frattura, spaccatura) indica una regione in cui la **crosta terrestre** e la **litosfera** si trovano in condizioni tettoniche distensive e vengono separate sotto l'azione di forze di trazione generate dai movimenti convettivi del mantello terrestre sottostanti. Caratteristiche tipiche sono la presenza di sistemi di **faglie** distensive, con andamenti lineari che strutturalmente suddividono la regione in blocchi relativamente abbassati, i **graben**, interposti fra blocchi relativamente rialzati, gli **horst**, delineando una **rift valley** caratterizzata da fagliamento normale parallelo ai fianchi sollevati su ciascun lato, con possibile presenza di faglie listriche che tendono a far basculare i blocchi con l'aumentare della separazione fra i margini dell'area a causa dell'espansione del rift. Le fratture continentali si formano, quindi, quando la litosfera si assottiglia durante la distensione tettonica. Le zone di rift (frattura) si manifestano attraverso l'attività sismica e magmatica all'interno di una regione che può essere larga diverse decine o centinaia di km. Da tali fenomeni possono derivare disastri considerevoli come terremoti, vulcanismo e frane. Le fratture sono anche responsabili del degassamento di CO_2 su larga scala e probabilmente influenzano le concentrazioni atmosferiche di CO_2 , in particolare durante i periodi di rottura super continentale. Le fratture continentali (rift) sono confini di una placca emergente in cui la litosfera viene diluita, dove la crosta è rotta e dove si verificano lo scioglimento delle rocce e il magmatismo.

L'immagine schematica della figura 3 illustra le quattro fasi di una frattura della crosta prodotta da forze di distensione.

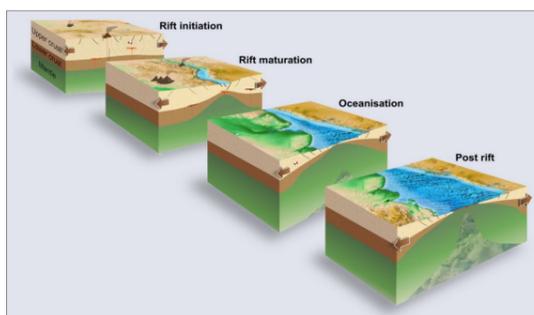


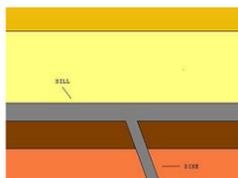
Figura 3. Modello concettuale per l'inizio e l'evoluzione delle fratture continentali. La spaccatura della litosfera continentale è un processo intrinsecamente transitorio. La fratturazione quindi procede ininterrottamente, coinvolgendo diverse fasi principali¹³. Fonte: HAL open science

La rottura della litosfera continentale è un processo intrinsecamente transitorio. Il rifting quindi

¹³ HAL opscience. Geodynamics of continental rift initiation and evolution. Sascha Brune (GFZ Potsdam & University of Potsdam), Folarin Kolawole (LDEO, Columbia University), Jean- Arthur Olive (ENS, Paris), D. Sarah Stamps (Virginia Tech), W. Roger Buck (LDEO, Columbia University), Susanne J. H. Buiter (GFZ Potsdam & RWTH Aachen), Tanya Furman (Pennsylvania State University), Donna J. Shillington (Northern Arizona University).

procede ininterrottamente, coinvolgendo diverse fasi principali, che qui di seguito elenchiamo.

1. Inizio della fratturazione. Le fratture si localizzano quando gli stress tensionali superano la resistenza della litosfera continentale. La deformazione può essere accomodata da faglie fragili, zone di taglio duttili e dicchi magmatici. La fratturazione incipiente si verifica, ad esempio, nella frattura dell'Okavango nella terminazione sud-orientale della frattura dell'Africa orientale e nella frattura di Eger dell'Europa centrale. Le strutture ereditate da precedenti episodi di deformazione spesso facilitano e guidano la deformazione.
2. Maturazione della fratturazione. Le faglie vicine competono e alla fine si fondono in una serie di faglie dominanti. L'estensione perpendicolare di una frattura può variare da meno di cento chilometri in fratture strette, come la Rift del Tanganica nell'Africa orientale, a diverse centinaia di chilometri in fratture larghe, come nella regione del Bacino e della Catena del Nord America. Lo scivolamento lungo le faglie principali e l'assottigliamento duttile della crosta inferiore causano la subsidenza della parete sospesa, che crea bacini sedimentari. Queste fusioni migrano rapidamente attraverso la litosfera generando vulcani, dighe - corpo roccioso intrusivo discordante-soglie, un'intrusione tabulare, come in questa immagine, che mostra la differenza tra una diga e una soglia.



3. Oceanizzazione. Quando la crosta si assottiglia sufficientemente, la deformazione si concentra progressivamente e migra verso la posizione della futura rottura. La fusione da decompressione migliorata a una gamma di profondità progressivamente più ampia intensifica l'inserimento magmatico nel centro della frattura. Alla fine, i segmenti magmatici spesso ospitano la maggior parte delle deformazioni estensionali, come nella regione di Afar nell'Africa orientale o nella Woodlark Rift nella Papua Nuova Guinea sud-orientale. Quando la litosfera continentale viene separata e sostituita dal mantello sublitosferico in risalita e dalle intrusioni di fusione basaltica, avviene la transizione alla diffusione medio-oceanica.
4. Post rift. Una volta che la dorsale medio-oceanica appena formata ospita tutte le divergenze delle placche, la precedente rift si trasforma in un margine continentale con rift. Questo margine, tuttavia, continua a deformarsi: da un lato, le parti prossimali e distali del margine si raffreddano a velocità diverse, causando un abbassamento leggermente più rapido della parte distale, con conseguente inclinazione del margine. D'altro canto, i sedimenti trasportati dalle reti fluviali costiere possono caricare il margine prossimale inducendo la subsidenza. Ulteriori processi, come il trasporto di sedimenti lungo la costa o il carico e lo scarico glaciale come nell'Atlantico settentrionale, continuano a modellare i margini con rift ben oltre la fase di rift originale.

Quando una placca si muove sopra un pennacchio stazionario, l'attività vulcanica si estingue su un particolare vulcano e ne viene formato uno nuovo. I vecchi vulcani spenti si abbassano progressivamente, formando una lunga catena di montagne sottomarine come la catena delle Hawaii. La forza motrice delle placche è il lento movimento del mantello caldo e ammorbidito che si trova sotto le placche rigide. I vecchi vulcani spenti si sono abbassati progressivamente, formando una lunga catena di montagne sottomarine.

Nella tabella 5 qui sotto sono elencati le tipologie di stress e descritti la definizione e i loro significati.

Tipologie di sollecitazioni	Definizione/Significato
Sforzo di taglio basale	È definito dal gradiente verticale della velocità orizzontale moltiplicato per la viscosità al confine tra litosfera e astenosfera.
Forze motrici trainanti (Driving forces)	Le forze che si presentano in vari modi possono guidare il processo di fratturazione litosferica. Sono distinte in tre categorie: forze di galleggiamento litosferiche, trazioni del mantello e forze correlate alla subduzione. I tipi di forze possono essere correlati, come ad esempio, quando la risalita di un pennacchio di mantello caldo (tramite trazione del mantello) genera un sollevamento dinamico.
Forze litosferiche di galleggiamento	Le forze di galleggiamento litosferiche derivano da variazioni laterali nella topografia e nella struttura litosferica, che generano stress da gradienti di energia potenziale gravitazionale (GPE) [G] all'interno della litosfera che guidano la deformazione litosferica. Le variazioni topografiche sono parzialmente supportate da trazioni verticali dal flusso del mantello. Le variazioni della struttura litosferica derivano da eterogeneità nello spessore della crosta (Fig. 2B, sinistra), spessore litosferico (Fig. 2B, destra), temperatura, composizione e densità.
Trazioni del mantello	la forza per unità di area esercitata dal flusso del mantello lungo la base di una placca. Una variabile vettoriale con unità di stress (MPa).
Trazioni orizzontali	L'entità delle trazioni orizzontali sulle placche è controversa. Se le celle convettive del mantello sono piccole rispetto alle placche tettoniche, allora si potrebbe supporre che le trazioni orizzontali rallentino il movimento della placca.
Trazioni verticali	Le trazioni verticali sono prodotte da variazioni di densità laterale sublitosferica che guidano la convezione del mantello, distinte in stress normale e variazioni di pressione laterale. Gli stress normali sono generati da gradienti verticali nella velocità verticale dove le risalite o le discese convettive incontrano la litosfera.

Tabella 5.

La subduzione è potenzialmente il più grande motore dell'estensione continentale. Tutte le forze motrici delle placche derivano da variazioni laterali nella densità all'interno della Terra, ma i maggiori gradienti di densità nel mantello superiore sono associati alla subduzione della litosfera fredda. La subduzione produce una **forza verso il basso** spesso **definita slab-pull**. L'intensità della forza durante la subduzione, che può contribuire a guidare il rifting, dipende anche dall'ambiente tettonico specifico. Le fratture intracontinentali situate sulla placca in subduzione stessa possono subire sollecitazioni tensionali che sono causate direttamente dalla **trazione della lastra**. Nella figura seguente sono schematizzati i processi e gli stress mediante i quali le strutture di rift fragili ed estensionali (faglie e giunti) si sviluppano lungo le zone caratterizzate da anisotropie di resistenza preesistenti di un regime duttile ereditato da un evento tettonico compressivo più antico.

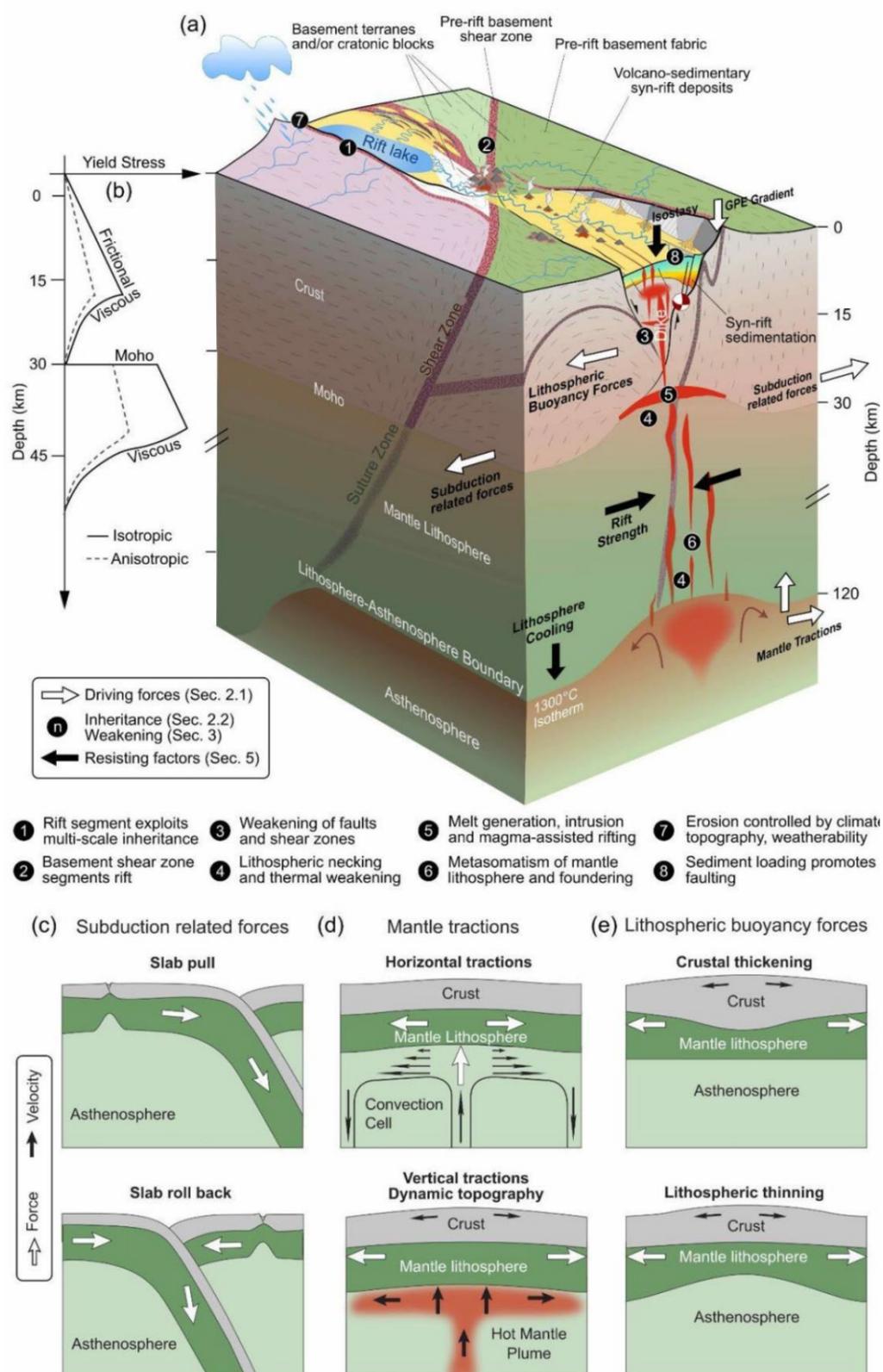


Figura 4. Forze motrici, fattori di resistenza e processi di indebolimento che accompagnano il rifting. (a) I rift continentali sono interessati da una moltitudine di processi che vanno dalle forze motrici della tettonica a placche alle faglie crostali e ai processi superficiali. (b) Profilo di resistenza della crosta e della litosfera, che mostra il limite di snervamento relativamente inferiore imposto dalla presenza di anisotropia meccanica. (c-e) Rappresentazione semplificata delle principali forze che guidano il rifting continentale.

Fonte. Sascha Brune, Folarin Kolawole, Jean-Arthur Olive, D. Sarah Stamps, W. Roger Buck, et al.. Geodinamica dell'inizio e dell'evoluzione delle fratture continentali. Nature Reviews Earth & Environment, 2023, 4 (4), pp.235-253. 10.1038/s43017-023-00391-3. hal-04238792.

II. Le fasi dello sviluppo di un rift oceanico

Abbiamo visto che il rifting continentale è il risultato della deformazione distensiva della litosfera continentale, che porta alla sua rottura e alla formazione potenzialmente successiva di un nuovo bacio oceanico. Ne consegue che svolge un ruolo importante nell'evoluzione della litosfera

continentale e, in particolare, nel cosiddetto ciclo di Wilson, che vedremo in seguito, un modello che descrive l'apertura e la chiusura dei bacini oceanici e la subduzione e la divergenza delle placche tettoniche durante l'assemblaggio e lo smontaggio dei supercontinenti.

Le immagini schematiche della figura 5 illustrano le fasi che caratterizzano l'evoluzione di un rift continentale fino alla formazione di una dorsale medio-oceanica.

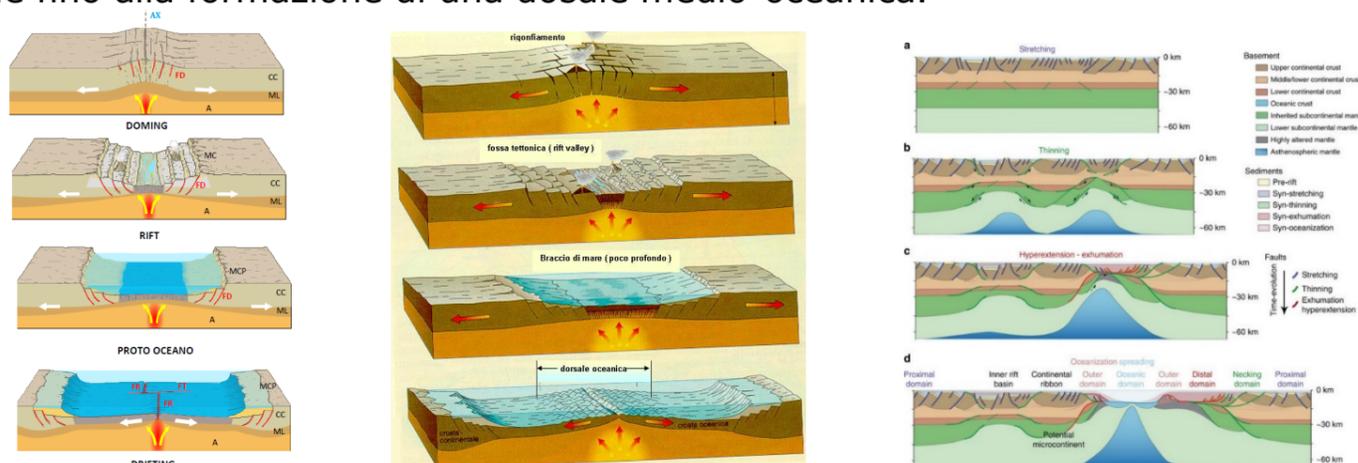


Figura 5. A. Fasi di sviluppo di un rift continentale che evolve in un oceano. CC (crosta continentale), ML (mantello litosferico), A (astenosfera), FT (faglie trasformi), MCP (margini continentali passivi), FR (faglia principale di rift), FD (faglie normali), AX (asse del rift). B. Fasi di sviluppo di un rift continentale e dettaglio delle strutture geologiche formate. Fonte. Wikipedia.org.

C. Tipologia degli sforzi agenti e litologia associata. Modello schematico delle fasi della formazione del margine frastagliato. (a). Nella fase di allungamento, la distensione crostale comporta faglie distribuite nella crosta superiore, con conseguente riduzione dello spessore della crosta. (b). Nella fase di assottigliamento, la deformazione si localizza in aree caratterizzate da accoppiamenti di deformazione: formazione di zone di taglio su scala litosferica e sollevamento dell'astenosfera. (c). Nelle fasi di iper-estensione ed esumazione, la crosta è diluita a tal punto che si comporta in modo fragile. Le faglie di distacco su larga scala che hanno tagliato la litosfera possono portare l'acqua a profondità sub-crosta, iniziando così la serpentizzazione. (d). Nell'ultima fase l'evoluzione dell'oceano si espande e si verificano sia la fratturazione crostale, sia la rottura litosferica sia, infine, la spaccatura della crosta oceanica, che evolverà verso una dorsale oceanica.

Fonte. Péron-Pinvidic et alia.

Le immagini schematiche seguenti evidenziano la formazione di un nuovo bacino oceanico, l'accrescimento dei fianchi della dorsale in formazione e la costruzione dei prismi (giallo) di rocce sedimentarie fino alla maturazione di un bacino oceanico.

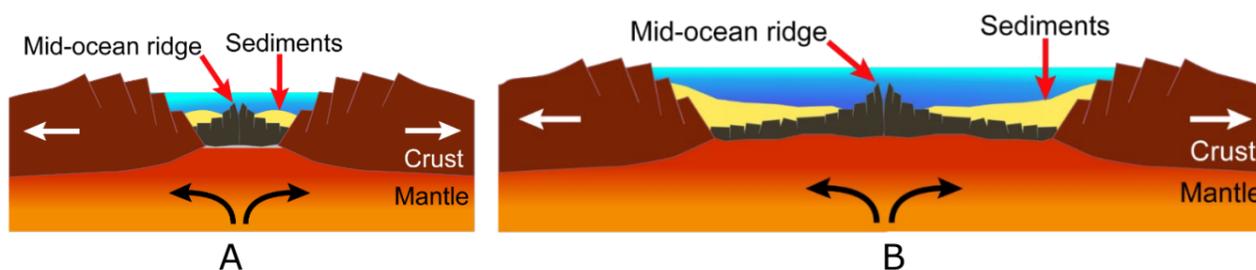


Figura 6. A. Formazione di un nuovo bacino oceanico. La crosta continentale si è rotta e la spaccatura è ora inondata di acqua di mare. La crosta oceanica inizia a formarsi nel nuovo bacino oceanico. B. Bacino oceanico maturo. Mentre i margini del continente continuano a separarsi si forma una nuova crosta oceanica in una cresta di medio oceano. Fonte. Wikimedia Commons. Diagramma Modificato da Hannes Grobe.

La formazione di una valle di Rift è illustrata nella figura 7A. La 7B è una foto satellitare del lago Malawi. È il più a sud fra i laghi della Grande Rift Valley dell'Africa orientale. Lungo 560 km e con una larghezza massima di 75 km costituisce gran parte del confine fra Malawi e Mozambico,

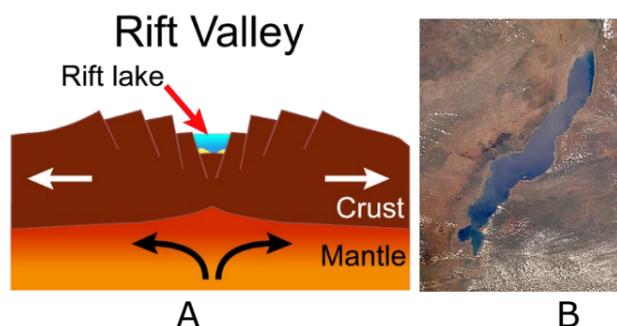


Figura 7. A. Formazione di una valle di Rift. Man mano che il continente inizia a separarsi, si formano faglie e bacini. I bacini si possono riempire di acqua per formare i laghi derivanti da spaccature crosta, come il lago Malawi. Fonte. Wikimedia Commons. Diagramma Modificato da Hannes Grobe. B. Il lago Malawi visto dallo spazio. Fonte. Wikipedia.Org.

III. Dorsale oceanica

La dorsale medio-oceanica è la catena montuosa più estesa della Terra: si estende per circa 65.000 chilometri e oltre il 90 per cento della catena montuosa si trova sott'acqua, nelle profondità dell'oceano.

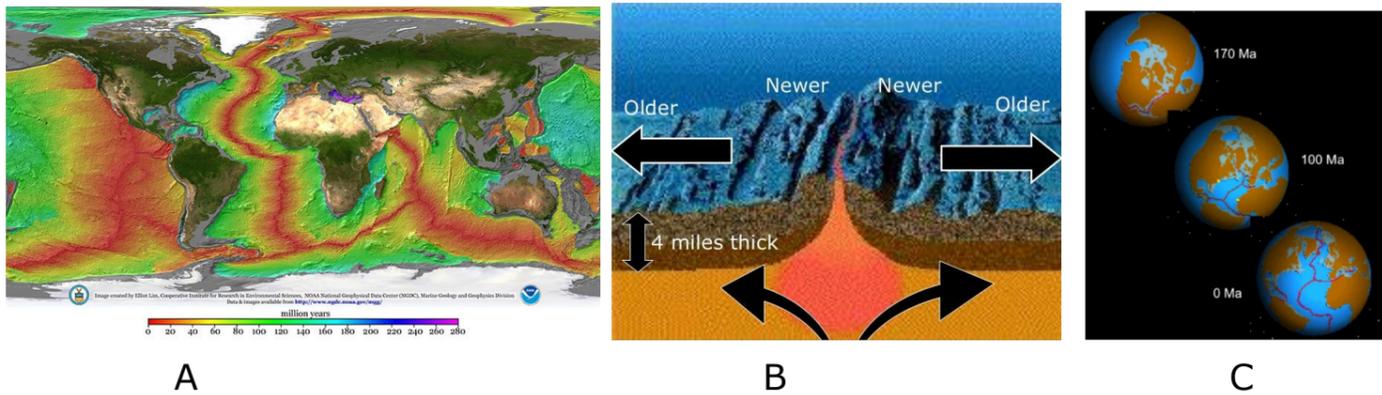


Figura 8.

- A. Il sistema di dorsali oceaniche globali quasi continue serpeggia sulla superficie terrestre come le cuciture di una palla da baseball. La nuova crosta oceanica, mostrata in rosso in questa mappa, si forma lungo i confini divergenti delle placche del sistema di dorsali. Questo sistema forma la catena montuosa più lunga e più grande della Terra, che si snoda tra i continenti.
- B. Aumentando la distanza dall'asse della dorsale la crosta oceanica diventa più vecchia: le correnti convettive nel mantello superiore spingono le placche tettoniche in direzioni opposte ai confini divergenti di una dorsale oceanica. Apertura dell'Atlantico centrale e settentrionale da 170 milioni di anni fa ad oggi. Fonte. CIRES e NOAA/NCEI (Immagine del Sig. Elliot Lim).

Le dorsali medio-oceaniche si formano lungo **i confini divergenti delle placche**, dove si crea un nuovo fondale oceanico man mano che le placche tettoniche della Terra si allontanano. Quando le placche si separano, la roccia fusa sale sul fondale marino, producendo enormi **eruzioni vulcaniche** di basalto. La velocità di diffusione influenza la forma di una dorsale: velocità di diffusione più lente determinano una topografia ripida e irregolare, mentre velocità di diffusione più rapide producono profili molto più ampi e pendenze più dolci.

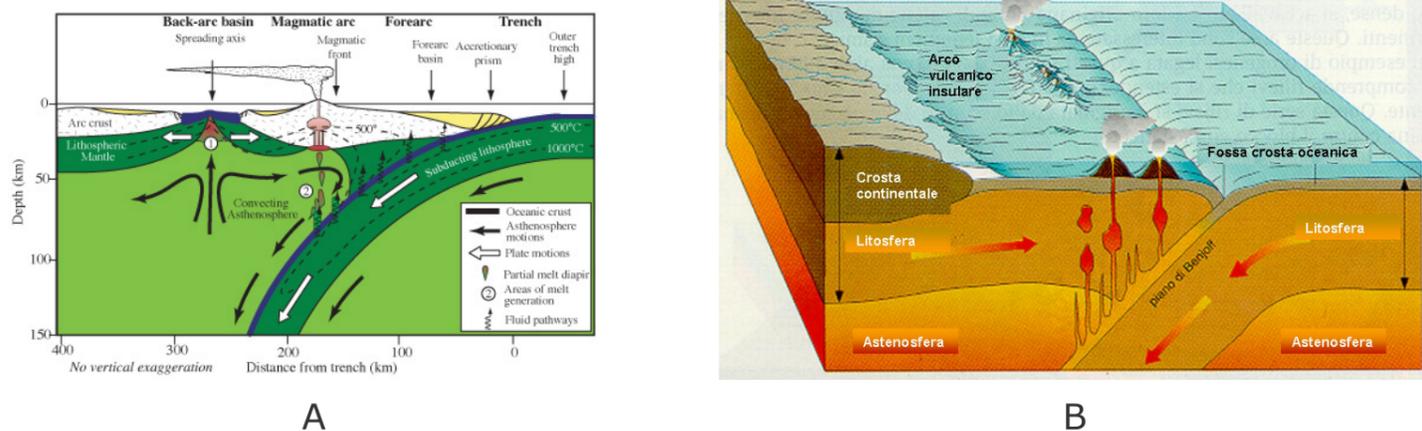


Figura 9.

- A. Sezione trasversale di una zona di subduzione e di bacini di avanarco e di retroarco: si sono formati, il primo nella zona di subduzione, il secondo alle spalle di un originario arco magmatico, dove si crea una dorsale con asse di diffusione del magma. B. Arco vulcanico insulare. Fonte. Enciclopedia Britannica.

Nelle immagini schematiche della figura 9 sono mostrati i bacini di avanarco e retroarco e i prismi di sedimenti e la fossa elevata esterna.

Il sito di subduzione è contrassegnato da una profonda fossa, tra 5 e 11 km di profondità, che è prodotta dalla **resistenza di attrito** tra le placche mentre la placca discendente si piega prima di subdurre. La placca sovrastante raschia sedimenti e porzioni elevate del fondale oceanico dalla crosta superiore della placca inferiore, creando una zona di rocce altamente deformate all'interno della fossa che si accresce o si attacca alla placca sovrastante. Questa miscela caotica è nota come cuneo di accrezione in giallo a destra della figura 9A.

Le rocce nella zona di subduzione subiscono alte pressioni ma temperature relativamente basse, un effetto della discesa della fredda lastra oceanica. In queste condizioni le rocce ricristallizzano, o metamorfosano, per formare una serie di rocce note come scisti blu, chiamate così per il minerale blu diagnostico chiamato glaucofane, che è stabile solo alle alte pressioni e alle basse temperature presenti nelle zone di subduzione. A profondità superiori a 30-35 km nella zona di subduzione, si formano **le eclogiti**, rocce metamorfica di composizione basica. Alcune eclogiti di bassa temperatura consistono di minerali ad alta pressione come il granato rosso, chiamato **piropo**, che è un minerale appartenente al supergruppo del granato. Si tratta di un nesosilicato con $M_{g_3}A_{1_2}[Si_4O_4]_3$ e **l'onfacite**, noto come **pirosseno**. I **pirosseni** sono **silicati** che costituiscono il gruppo degli **inosilicati**. La loro formula generale è XYZ_2O_6 e la loro struttura di base è costituita da catene singole

di **tetraedri** composti da **silicio** e **ossigeno**. Sono componenti fondamentali di molte **rocce ignee** e **metamorfiche**: si stima che rappresentino circa l'11% in volume dei minerali comuni. La formazione di eclogite dallo scisto blu è accompagnata da un significativo aumento della **densità** ed è stata riconosciuta come un importante fattore aggiuntivo che **facilita** il processo di subduzione. Ribadiamo che se le placche convergenti sono oceaniche, il margine della crosta oceanica più antica verrà subdotto perché la crosta oceanica più vecchia è più fredda e quindi più densa. Eppure, quando la densa lastra collassa nell'astenosfera, potrebbe anche "rotolare indietro" verso l'oceano e causare un'estensione nella placca sovrastante. Ciò si traduce in un processo noto come diffusione del retroarco (back-arc) in cui dietro l'arco insulare si apre un bacino. Questo stile di subduzione predomina nell'Oceano Pacifico occidentale, in cui numerosi bacini di retroarco separano diversi archi insulari dall'Asia. Gli esempi includono le Isole Marianne, le Isole Curili e le principali isole del Giappone.

Esistono tre tipi di confini tra placche tettoniche: divergenti, convergenti e trasformati, come illustrano le immagini schematiche della figura seguente.

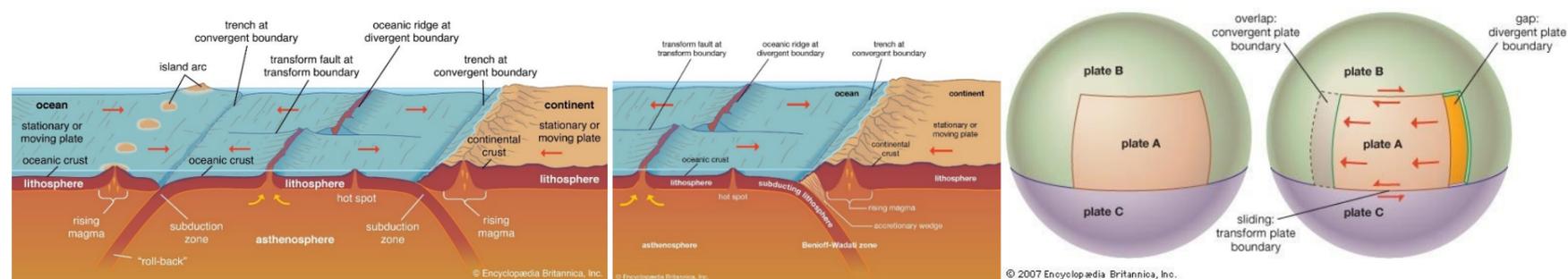


Figura 10.

A

B

C

- A. Diagramma tridimensionale che mostra la generazione e la distruzione della crosta terrestre secondo la teoria della tettonica a placche; sono inclusi i tre tipi di confini delle placche: divergenti, convergenti (o di collisione) e trascorrenti (o trasformati).
- B. Il percorso di una placca in subduzione (chiamato zona Benioff-Wadati [o Wadati-Benioff]) è definito da numerosi terremoti lungo un piano che è tipicamente inclinato tra 30° e 60° nel mantello.
- C. Diagramma teorico che mostra gli effetti di una placca tettonica in avanzamento su altre placche tettoniche adiacenti, ma stazionarie. Al bordo in avanzamento della placca A, la sovrapposizione con la placca B crea un confine convergente. Al contrario, lo spazio lasciato dietro il bordo di uscita della placca A forma un confine divergente con la placca B. Quando la placca A scivola oltre porzioni sia della placca B che della placca C, si sviluppano confini trasformati.

Fonte. Enciclopedia Britannica, Inc.

La figura 10C mostra un esempio semplificato di moto delle placche. Il movimento della placca A verso sinistra rispetto alle placche B e C determina diversi tipi di interazioni **simultanee** lungo i confini delle placche. Nella parte posteriore, le placche A e B si allontanano, o divergono, determinando una distensione e la **formazione** di un margine divergente. Nella parte anteriore, le placche A e B si sovrappongono, o convergono, determinando una compressione e la formazione di un margine convergente. Lungo i lati, le placche scivolano l'una sull'altra, un processo chiamato taglio. Poiché queste zone di taglio collegano tra loro altri confini delle placche, vengono chiamate **faglie trasformati**. Mentre le placche si allontanano a una **confine divergente della placca**, il rilascio di pressione produce la fusione parziale del mantello sottostante. Questo materiale fuso, il **magma**, ha una **composizione** basaltica ed è galleggiante. Di conseguenza, sgorga dal basso e si raffredda vicino alla superficie per generare nuova crosta. Poiché si forma nuova crosta, i margini divergenti sono anche chiamati margini costruttivi. Il processo di subduzione comporta la discesa nel mantello di una lastra di litosfera oceanica fredda e idratata, spesso circa 100 km, che trasporta uno strato relativamente sottile di sedimenti oceanici. Tra il 10 e il 20 per cento delle **zone di subduzione** che dominano il bacino oceanico circum-Pacifico sono suborizzontali, s'immergono, cioè, ad angoli compresi tra 0° e 20° . La maggior parte dei terremoti in questa zona di immersione planare derivano dalla compressione. L'attività sismica si estende da 300 a 700 km sotto la superficie, il che implica che la crosta subdotta conserva una certa rigidità a questa profondità. A profondità maggiori la placca subdotta viene parzialmente riciclata nel **mantello** per l'incremento di temperatura.

I fattori che governano l'inclinazione della zona di subduzione non sono del tutto compresi, ma probabilmente includono l'età e lo spessore della litosfera oceanica in subduzione e il tasso di convergenza delle placche. Nella **zona di subduzione**, area di **fossa oceanica** marginale ad un continente in cui, secondo la teoria della **tettonica a placche**, il fondale marino più antico e denso sottospinge la massa continentale, trascinandolo verso il basso nel mantello superiore della **Terra** i sedimenti di trincea accumulati. La zona di subduzione, di conseguenza, è l'**antitesi** della **dorsale medio-oceanica**. Il nuovo fondale marino viene generato dal mantello superiore in corrispondenza delle dorsali medio-oceaniche, si diffonde lateralmente verso l'esterno e alla fine viene subdotto, o

consumato, ai margini dei bacini [oceanici](#). La subduzione può verificarsi anche tra due regioni della [crosta oceanica](#), con sezioni più vecchie e più dense che sottospingono quelle più giovani e meno dense.

La sezione trasversale della placca tettonica che illustra i processi che entrano in gioco durante la subduzione e le sfere dell'ambiente terrestre sono mostrati nella figura 11.

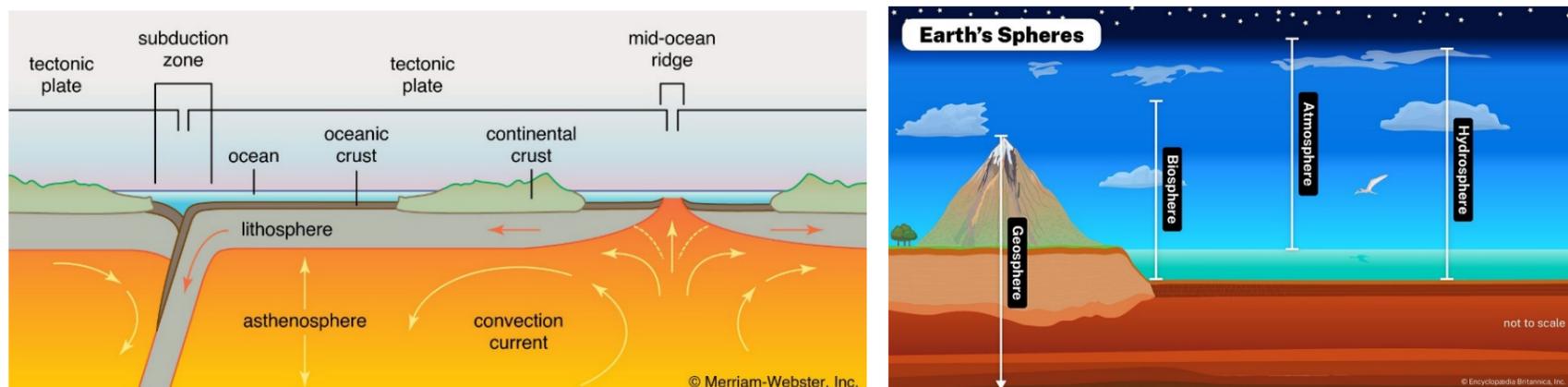


Figura 11.

A

B

A. Una sezione trasversale della placca tettonica che mostra le zone di subduzione, la crosta oceanica e continentale, la litosfera e l'astenosfera. Fonte. Britannica, Inc.

B. Le sfere ambientali della Terra: l'ambiente terrestre comprende l'atmosfera, l'idrosfera, la litosfera e la biosfera. Fonte. Enciclopedia Britannica, Inc.

Il processo di trazione della lastra è illustrato nella figura 12.

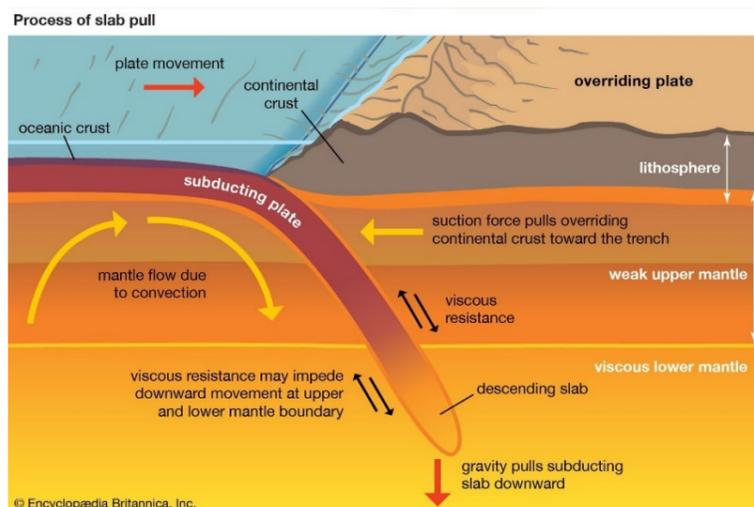


Figura 12. Il peso della lastra subdotta può trascinare il resto della placca tettonica verso la trincea, un processo noto come trazione della lastra, proprio come una tovaglia che si stacca da un tavolo se più della metà della tovaglia è stesa sul bordo del tavolo. Fonte. Enciclopedia Britannica, Inc.

La crosta terrestre è un puzzle di enormi placche rigide in costante movimento relativo. Le placche sono delimitate da tre tipi di caratteristiche: assi di cresta, dove si crea un nuovo fondale marino in mezzo all'oceano; le faglie trasformati, dove le placche scivolano l'una sull'altra; le zone di subduzione, dove le placche si sovrappongono, con una placca che scivola sotto l'altra.

Il vulcanismo associato alla tettonica a placche è mostrato nella figura qui sotto.

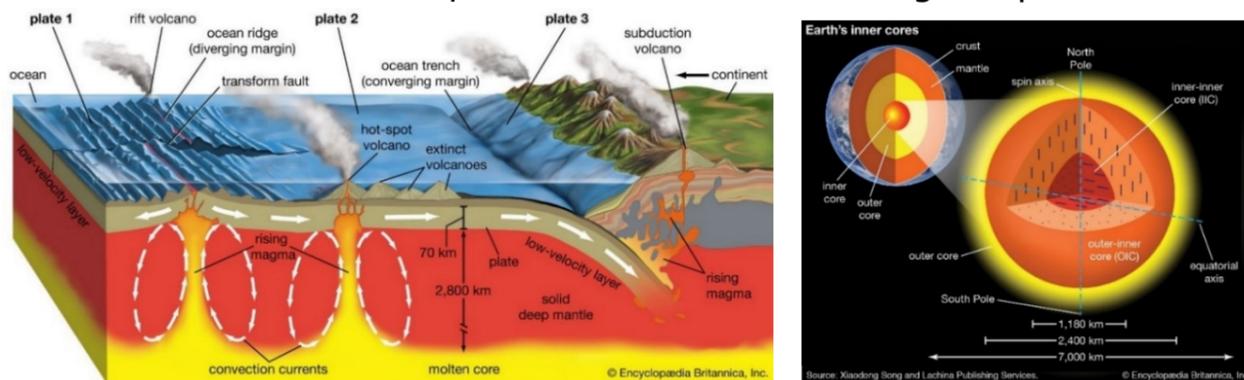


Figura 13.

A

B

A. Gli stratovulcani tendono a formarsi in zone di subduzione, o margini di placca convergenti, dove una placca oceanica scivola sotto una placca continentale e contribuisce alla risalita del magma in superficie. Nelle zone di rift, o margini divergenti, i vulcani a scudo tendono a formarsi quando due placche oceaniche si allontanano lentamente e il magma effonde verso l'alto attraverso lo spazio. I vulcani non si trovano generalmente in zone di scorrimento laterale, dove due placche scivolano lateralmente l'una sull'altra. I vulcani "hot spot" possono formarsi dove pennacchi di lava salgono dalle profondità del mantello alla crosta terrestre lontano da qualsiasi margine di placca. B. Gli strati interni del nucleo terrestre, compresi i suoi due nuclei interni. Fonte. Enciclopedia Britannica, Inc.

Nella figura 14A sono riportate immagini del fondale marino che si estende in tre bacini oceanici.

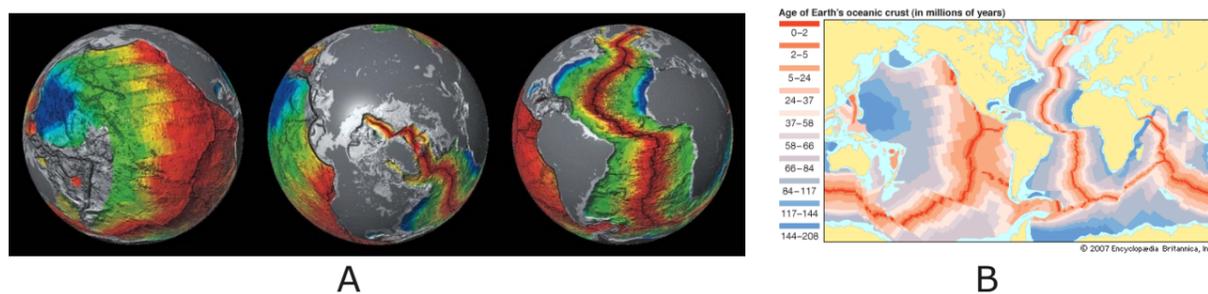


Figura 14.

- A. Modelli di diffusione del fondale marino negli oceani Pacifico (sinistra), Artico (centro) e Atlantico (destra) che mostrano l'età relativa della crosta oceanica. Le regioni più giovani sono colorate in rosso, mentre le regioni più vecchie sono colorate in blu.
- B. Modello di espansione del fondale marino su scala globale mostra l'età della crosta oceanica terrestre in milioni di anni. Fonte. Enciclopedia Britannica, Inc.

In riferimento alle immagini della figura precedente desideriamo sottolineare che mentre la risalita del magma continua, le placche continuano a divergere, un processo noto come **espansione del fondale marino**. I campioni raccolti dal **fondale oceanico** mostrano che l'età della **crosta oceanica** aumenta con la distanza dal **centro di espansione**, la dorsale, che rappresenta un'importante prova a favore di questo processo. Questi **dati** sull'età consentono anche di determinare la velocità di espansione del fondale marino e mostrano che le velocità variano da circa 0,1 cm all'anno a 17 cm all'anno. Le velocità di espansione del fondale marino sono molto più rapide nell'Oceano Pacifico che negli oceani Atlantico e Indiano. A velocità di espansione di circa 15 cm all'anno, l'intera crosta sotto l'Oceano Pacifico, larga circa 15.000 km, potrebbe essere prodotta in 100 milioni di anni.

Le prove che supportano l'ipotesi dell'espansione del fondale marino sono molte. Studi condotti con sonde termiche, ad esempio, indicano che il **flusso di calore** attraverso i sedimenti del fondale è generalmente paragonabile a quello attraverso i continenti, tranne che sulle dorsali medio-oceaniche, dove in alcuni siti il flusso di calore misura da tre a quattro volte il valore normale. Inoltre, i valori anomali elevati sono considerati il riflesso dell'intrusione di materiale fuso vicino alle creste delle dorsali. La ricerca ha anche rivelato che le creste delle dorsali sono caratterizzate da velocità **delle onde sismiche anomale, che possono essere attribuite all'espansione termica** e alla microfratturazione associata al magma in risalita.

Il volume della **Terra** è di fatto costante. Quindi, la **formazione** continua della nuova crosta terrestre produce un eccesso che deve essere bilanciato dalla distruzione della crosta altrove. Ciò si realizza ai confini convergenti delle placche, noti anche come confini distruttivi delle placche, dove una placca è subdotta sotto l'altra. Poiché la crosta oceanica si raffredda invecchiando, alla fine diventa più densa dell'astenosfera sottostante, e quindi ha la tendenza a immergersi sotto le placche continentali **adiacenti** o le sezioni più giovani della crosta oceanica. La durata della vita della crosta oceanica è prolungata dalla sua rigidità, ma alla fine questa resistenza viene superata. Gli esperimenti mostrano che la litosfera oceanica subdotta è più densa del mantello circostante fino a una profondità di almeno 600 km.

La profondità di una fossa oceanica, di un arco vulcanico, di un terzo arco, di un bacino di retroarco, di un prisma di rocce sedimentarie (accretionary prism) sono mostrati in figura 15.

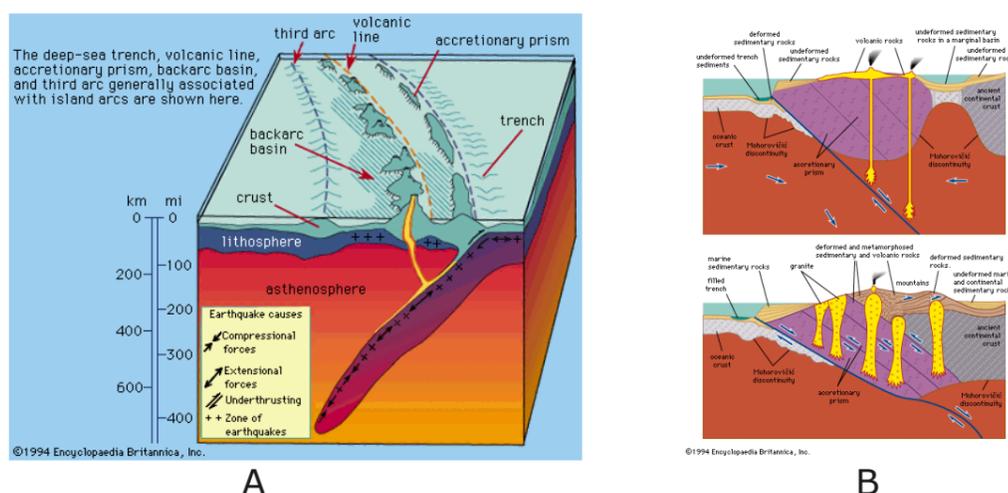


Figura 15.

- A. Caratteristiche di un tipico arco insulare. B. Gli stratovulcani tendono a formarsi in zone di subduzione, o margini di placca convergenti, dove una placca oceanica scivola sotto una placca continentale e contribuisce alla risalita del magma in superficie. Nelle zone di rift, o margini divergenti, i vulcani a scudo tendono a formarsi quando due placche oceaniche si allontanano lentamente e il magma effonde verso l'alto attraverso lo spazio. I vulcani non si trovano generalmente in zone di scorrimento laterale, dove due placche scivolano lateralmente l'una sull'altra. I vulcani "hot spot" possono formarsi dove pennacchi di lava salgono dalle profondità del mantello alla crosta terrestre. Fonte. Enciclopedia Britannica, Inc.

IV. Bacini di retroarco e di avanarco

Un bacino di retroarco e di avanarco è formato dal processo di diffusione del retroarco, che inizia quando una placca tettonica subduce sotto un'altra. La subduzione crea una trincea tra le due placche e fonde il mantello nella placca sovrastante, il che fa sì che il magma salga verso la superficie. Il magma che sale aumenta la pressione nella parte superiore della placca sovrastante, il che crea delle fratture nella crosta sovrastante e fa sì che i vulcani sull'arco insulare eruttino. Man mano che altro magma rompe le crepe nella crosta, si sviluppano uno o più centri di diffusione, che allargano il fondale marino ed espandono la sezione della placca sovrastante dietro la trincea. Ma i centri di diffusione che si formano nei bacini di retroarco sono molto più corti di quelli che si trovano lungo le dorsali oceaniche. Man mano che il bacino si espande, il bordo anteriore della placca sovrastante può essere forzato verso la direzione opposta. Gli schemi dei processi e della fenomenologia di un bacino sottomarino che si forma dietro un arco insulare sono mostrati nella figura 16.

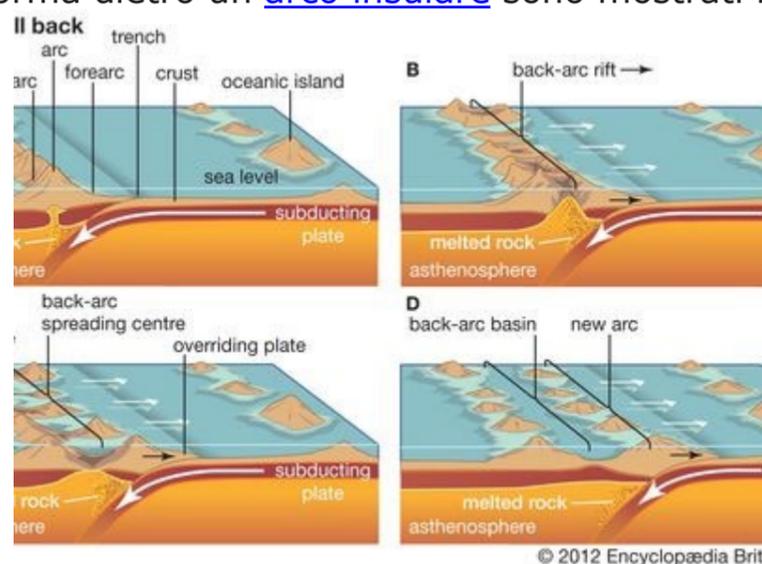


Figura 16. Formazione di un **bacino di retroarco**, un bacino sottomarino che si forma dietro un arco insulare. Enciclopedia Britannica, Inc.

Questi bacini si trovano tipicamente lungo il margine occidentale dell'Oceano Pacifico, vicino alla convergenza di due placche tettoniche. I bacini di retroarco sono siti di significativa attività idrotermale e le sorgenti di acque profonde che si verificano in queste regioni spesso ospitano diverse comunità biologiche. Esempi di bacini di retroarco includono il Mar del Giappone, il Bacino del Kuril nel Mare di Okhotsk, fossa delle Marianne nel Mar delle Filippine e bacino meridionale delle Figi. A questa lunga catena curva di isole oceaniche è associata a intensa attività vulcanica e sismica e a processi orogenetici, cioè di formazione di montagne. Altri esempi principali di questa caratteristica forma geologica includono l'arco Aleutine-Alaska e l'arco Curili-Kamchatka.

Continuiamo il discorso presentando il "roll-back" della lastra in subduzione, ovvero il ritiro e l'irripidimento della placca tettonica discendente durante la subduzione, che può trasformare la superficie terrestre alterando le sollecitazioni sulla placca sovrastante. Misurando i rapporti degli isotopi di idrogeno nell'antica acqua piovana, conservata per milioni di anni nella cenere vulcanica, è possibile stimare le elevazioni passate.

Il movimento all'indietro della zona di subduzione rispetto al moto della placca che viene subdotta è chiamata arretramento della fossa (trench roll back) noto anche come (hinge rollback) o (hinge retreat). I processi di arretramento della fossa e di

Il processo di "ancoraggio marino" della lastra di formazione del bacino di retroarco è illustrato seguenti immagini schematiche della figura 17.

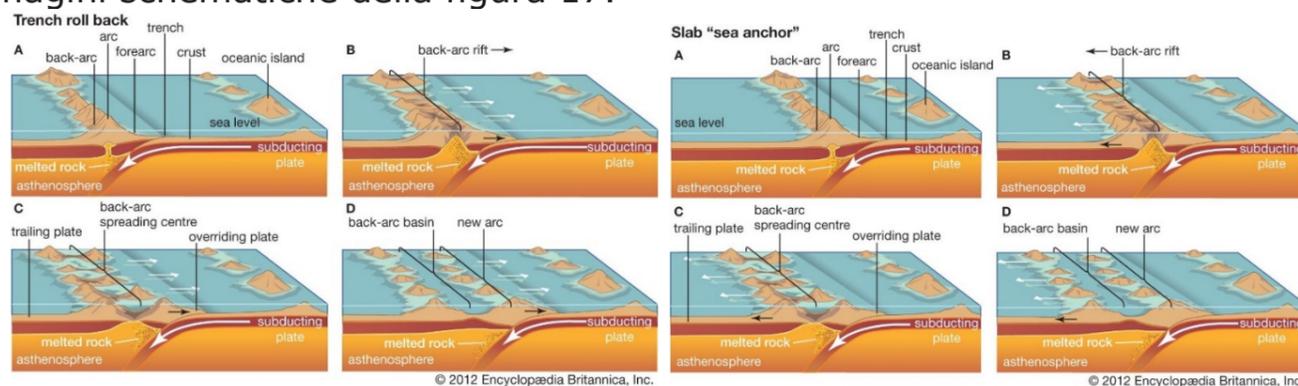


Figura 17.

A

B

- A. Processo di bacino di retroarco ("roll back") della fossa di formazione del bacino di retroarco.
 B. Processo di "ancoraggio marino" ("Slab sea anchor") della lastra di formazione del bacino di retroarco. Enciclopedia Britannica, Inc

Un bacino di retroarco è formato dal processo di diffusione del retroarco, che inizia quando una placca tettonica subduce sotto un'altra. La subduzione crea una fossa tra le due placche e fonde il mantello nella placca sovrastante, il che fa sì che il magma salga verso la superficie. Il magma che sale aumenta la pressione nella parte superiore della placca sovrastante, il che crea delle fratture nella crosta sovrastante e fa sì che i vulcani sull'arco insulare eruttino. Man mano che altro magma rompe le crepe nella crosta, si sviluppano uno o più centri di diffusione, che allargano il fondale marino ed espandono la sezione della placca sovrastante dietro la trincea. Durante l'espansione del bacino il bordo anteriore della placca sovrastante può essere forzato verso l'oceano, tanto che la fossa inizia "rotolare indietro" sopra la placca in subduzione, oppure può servire come "ancora galleggiante", rimanendo fissa in posizione rispetto alla sommità della placca in subduzione. In quest'ultimo caso, l'allargamento del bacino costringe la parte terminale della placca sovrastante a muoversi nella direzione opposta.

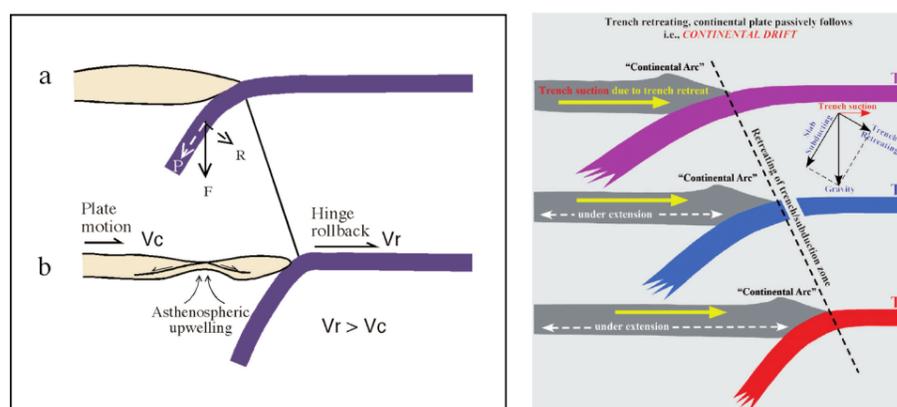


Figura 18.

A

B

A. Sezione trasversale semplificata che mostra l'evoluzione del rollback di subduzione. (a) P e R sono due componenti della galleggibilità negativa verticale (F) della lastra in subduzione. Se la lastra in subduzione è fredda e densa, la componente R non può essere supportata dall'astenosfera del mantello e la zona di subduzione viene tirata indietro; (b) l'estensione dell'arco posteriore si forma quando il tasso di rollback di subduzione (V_r) supera il tasso di convergenza (V_c).

B. Fumetto che illustra il ritiro della fossa e la deriva dei continenti. Sotto la gravità, la lastra rotolerà indietro e, cosa importante, la zona di subduzione si sposterà necessariamente verso il mare o si ritirerà, il che è spesso descritto come "ritiro della fossa" perché le fosse sono espressioni superficiali delle zone di subduzione. La linea tratteggiata indica la posizione più recente della fossa o zona di subduzione nel tempo: T1 → T2 → T3. È importante che la placca continentale sovrastante seguirà passivamente la fossa in ritirata, il che può essere definito come il risultato dell'aspirazione della fossa (Forsyth & Uyeda 1975). Vale a dire, la deriva dei continenti è una risposta passiva alla subduzione. Si noti inoltre che la placca continentale sovrastante alla deriva è in fase di estensione. Fonte: Forsyth & Uyeda 1975.

La topografia della regione del Mediterraneo occidentale è riportata nella figura 18.

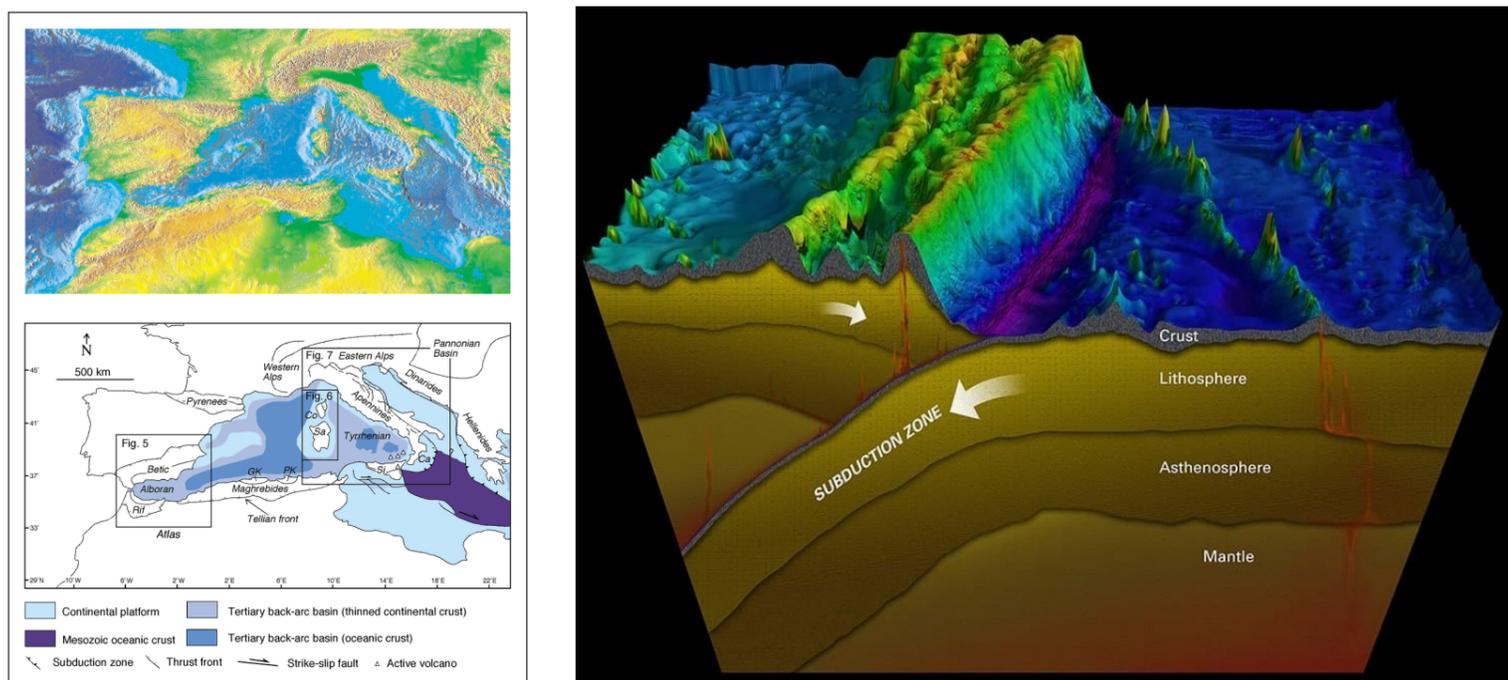


Figura 18.

A

B

A. (a) Topografia della regione del Mediterraneo occidentale; (b) assetto tettonico dei bacini del Mediterraneo occidentale e dell'orogene alpino. B. Fossa oceanica. Le fosse oceaniche sono ripide depressioni nelle parti più profonde dell'oceano. Studio creativo, Woods Hole Oceanographic Institution

V. Riepilogo: cosa causa il movimento delle placche tettoniche?

La **litosfera, guscio esterno** del Geode, è suddivisa in grandi placche rigide che galleggiano sullo strato semifluido sottostante, noto come **astenosfera**. Questo movimento è complesso e deriva da diversi meccanismi interconnessi che producono forze, che agiscono sulle placche tettoniche, che si muovono a causa di una combinazione di **convezione del mantello**, spinta della dorsale, **trazione della lastra (parte della placca in subduzione)** e **aspirazione della fossa oceanica**.

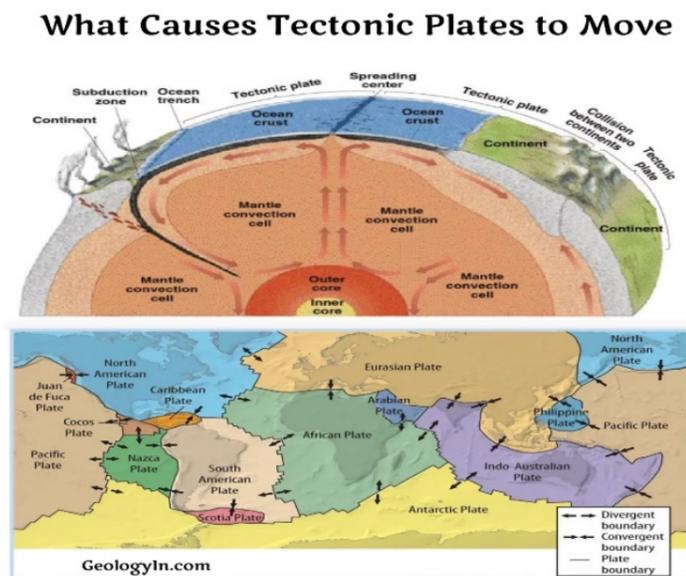


Figura19. Mappa delle placche tettoniche e dei processi e forze che le fanno.
Fonte: <https://www.geologyin.com/2024/10/what-causes-tectonic-plates-to-move.html>.

Le principali cause e dei processi ad esse associati dei movimenti delle placche tettoniche sono così ripartite:

▪ Convezione del mantello

La convezione del mantello, guidata dal calore intenso del nucleo terrestre, derivante sia dalla formazione del pianeta che dal decadimento radioattivo in corso, genera vaste correnti circolatorie all'interno del mantello. Proprio come l'acqua in una pentola bollente, il materiale del mantello caldo e meno denso sale verso la crosta terrestre, dove si raffredda, si espande e poi riaffonda nelle profondità diventando più denso. Questo ciclo continuo crea un effetto dinamico di nastro trasportatore, trascinando le placche tettoniche sovrastanti in varie direzioni attraverso il globo. La convezione del mantello funge quindi da meccanismo fondamentale che guida le dinamiche geologiche sulla superficie terrestre, influenzando tutto, dalla creazione di nuova crosta sulle dorsali medio-oceaniche alla subduzione della vecchia crosta nel mantello.

• Spinta di cresta (scivolamento gravitazionale delle rocce dai fianchi della dorsale)

Nelle dorsali medio-oceaniche, la crosta terrestre subisce un processo di rinnovamento. Qui, il magma del mantello sale attraverso le fessure dovute alla divergenza delle placche tettoniche, solidificandosi in una nuova crosta oceanica al contatto con l'acqua fredda dell'oceano. Questa crosta appena formata è effettivamente calda e inizialmente meno densa, il che contribuisce alla topografia elevata della dorsale. Quando questa crosta si raffredda, diventa più densa. La combinazione della sua densità crescente e della forza gravitazionale agisce per allontanare questa crosta dal centro della dorsale in un processo noto come **spinta della dorsale**. Questo meccanismo contribuisce in modo significativo al movimento delle placche tettoniche, allontanandole efficacemente in questi confini divergenti e facilitando l'espansione del fondale marino.

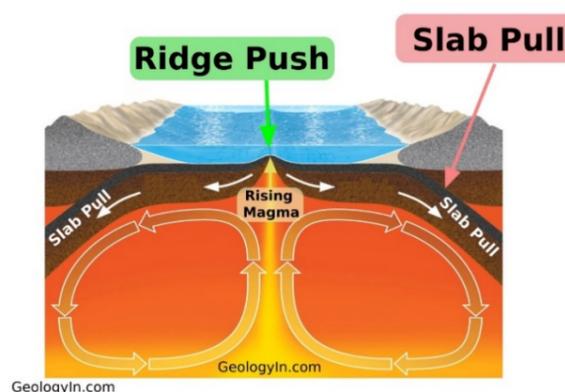


Figura 20. Diagramma che illustra le forze che causano il movimento delle placche tettoniche, tra cui la convezione del mantello, la **trazione delle placche** e la **spinta della dorsale**. Il movimento delle placche tettoniche è causato dalle forze di trazione delle placche e di spinta delle dorsali che determinano la tettonica delle placche, con zone di subduzione e dorsali medio-oceaniche. Fonte: <https://www.geologyin.com/2024/10/what-causes-tectonic-plates-to-move.html>.

- **Trazione della lastra (parte della placca pacifica in subduzione)**

Ai [confini convergenti](#), la subduzione avviene quando una placca tettonica, in genere una placca oceanica più vecchia e densa, viene spinta sotto un'altra, un'altra placca oceanica o una placca continentale. Quando questa densa crosta oceanica sprofonda nel mantello a causa del suo stesso peso, esercita una forza significativa nota come **trazione a lastra**, simile a un'ancora che tira il resto della catena di una nave. La trazione a lastra è in effetti uno dei **più potenti motori della tettonica a placche**, particolarmente evidente nelle zone di subduzione.

Inoltre, mentre la placca scende, non solo trascina con sé la placca di coda, ma induce anche un flusso verso il basso di materiale del mantello, creando quello che potrebbe essere descritto come un effetto di aspirazione o **rollback**, che sposta all'indietro la placca in subduzione. Questo è chiamato **arretramento della trincea** ed è una spiegazione dell'esistenza dei [bacini di retroarco](#), come vedrepiù avanti. Questa dinamica aggiuntiva facilita il movimento sia della placca in subduzione che di quella sovrastante, migliorando la complessa interazione di forze che governano il movimento tettonico.

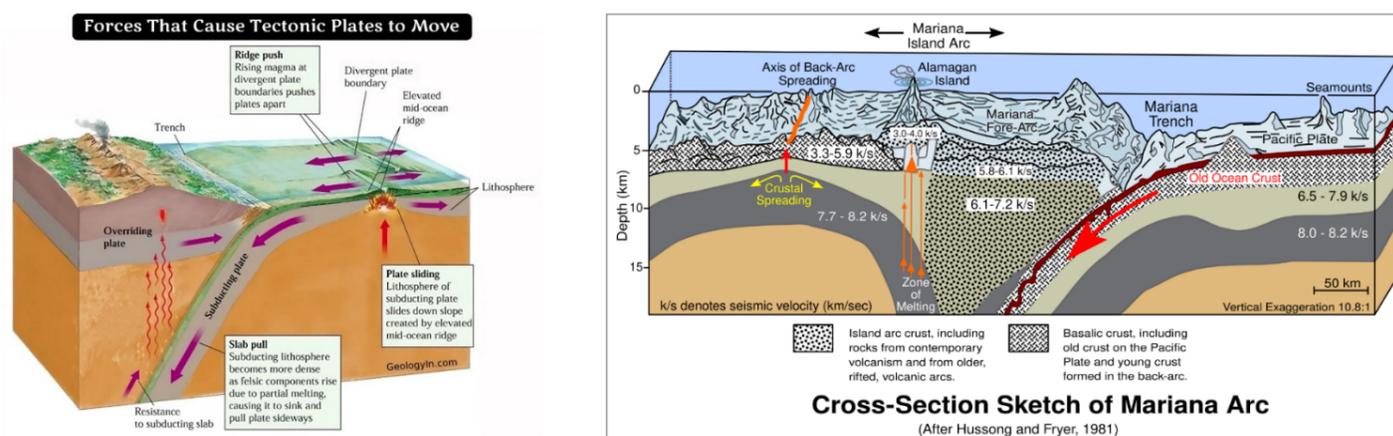


Figura 21.

A. Diagramma che illustra le forze che causano il movimento delle placche tettoniche, tra cui la convezione del mantello, la trazione delle placche e la spinta delle dorsali.

Fonte: <https://www.geologyin.com/2024/10/what-causes-tectonic-plates-to-move.html>.

B. La [Fossa delle Marianne](#) contiene la parte più profonda degli oceani del mondo e corre lungo un confine convergente oceanico-oceanico. È il risultato della [subduzione della placca oceanica del Pacifico](#) sotto la [placca oceanica delle Marianne](#). Fonte: Wikipedia.org.

La maggior parte dei bacini di retroarco deriva da [forze tensionali](#), prodotte da un processo noto come [rollback della trincea oceanica](#), in cui una zona di subduzione si sposta verso la placca in subduzione.

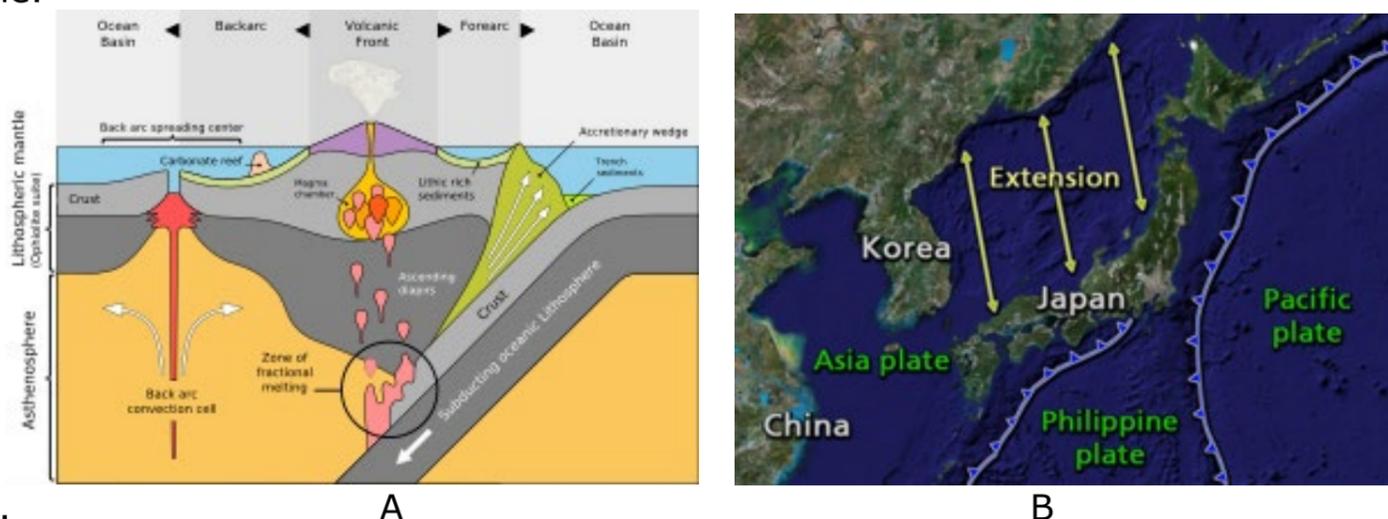


Figura 22.

A. Sezione trasversale della parte poco profonda di una zona di subduzione che mostra le posizioni relative di un arco magmatico attivo e di un bacino di retroarco, come la parte meridionale dello arco [Izu-Bonin-Mariana](#). B. Le isole del Giappone furono separate dall'Asia continentale attraverso l'espansione dell'arco retrogrado. Fonte: Wikipedia.org.

- **Resistenza basale (forze di attrito)**

L'attrito al confine tra le placche tettoniche e l'astenosfera sottostante, noto come **resistenza basale**, gioca un ruolo sfumato nella tettonica a placche. Questa resistenza può spingere le placche in avanti quando è allineata con la convezione del mantello o agire come un freno se si oppone a essa. Nel frattempo, sulla superficie terrestre, l'attrito tra le placche stesse, in particolare sulle faglie trasformi come quella di Sant'Andrea, di solito resiste al movimento, immagazzinando energia che può portare ad attività sismica quando viene superata. Sebbene queste forze di attrito siano meno influenti dei principali fattori trainanti come la trazione delle lastre, sono essenziali nel modulare la velocità e occasionalmente la direzione delle placche tettoniche.

▪ Forze gravitazionali e peso della piastra

Il peso delle placche tettoniche, in particolare quelle oceaniche dense, influenza il loro movimento. Le placche oceaniche, a causa della loro maggiore densità, subiscono una maggiore attrazione gravitazionale nel mantello nelle zone di subduzione. Al contrario, le placche continentali più spesse e meno dense resistono a questa attrazione. Tuttavia, sono comunque influenzate dall'affondamento gravitazionale delle placche oceaniche adiacenti in un processo noto come attrazione a lastra, in cui il peso della placca che affonda aiuta a guidare il movimento sia delle placche oceaniche che, in misura minore, di quelle continentali.

▪ Espansione termica e raffreddamento

La litosfera appena formata sulle dorsali medio-oceaniche è calda e galleggiante, ma diventa più densa raffreddandosi. Questo raffreddamento provoca l'affondamento della litosfera, che allontana ulteriormente le placche dalle dorsali medio-oceaniche, favorendo il movimento complessivo delle placche tettoniche. Il raffreddamento e l'affondamento della crosta svolgono un ruolo fondamentale nel mantenere il movimento continuo delle placche.

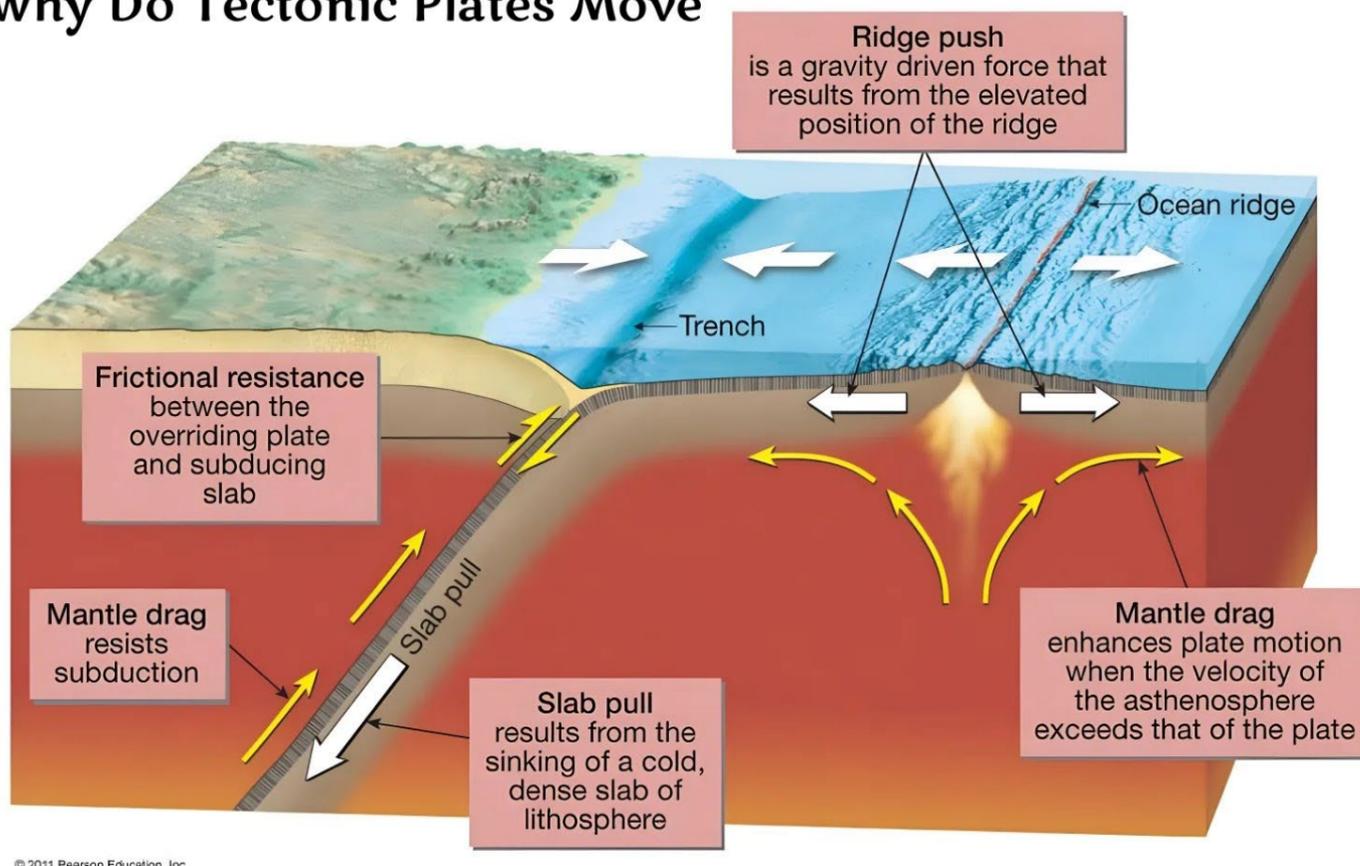
❖ Forze di marea (effetto minore)

Le interazioni gravitazionali tra la Terra, la Luna e il Sole generano forze di marea che causano le maree oceaniche. Queste stesse forze esercitano anche un'influenza minore sulla crosta terrestre e, per estensione, sulle placche tettoniche. Tuttavia, l'impatto delle forze di marea sulla tettonica a placche è considerevolmente meno significativo rispetto ad altri meccanismi di guida primari come la convezione del mantello, la spinta della dorsale e la trazione della lastra.

• Aspirazione della lastra (Slab suction)

In alcuni casi, le zone di subduzione non solo facilitano l'affondamento di dense placche oceaniche; avviano anche una complessa interazione con il mantello sottostante. Quando una placca subduce, non solo si tira nel mantello attraverso la trazione della lastra, ma innesca anche un flusso di mantello verso il basso. Questo flusso può creare un **effetto di aspirazione** o **di rollback**, attirando sia la placca in subduzione che quella sovrastante l'una verso l'altra. Questo meccanismo migliora significativamente il movimento delle placche tettoniche, contribuendo al processo dinamico dell'evoluzione della superficie terrestre.

Why Do Tectonic Plates Move



© 2011 Pearson Education, Inc.

Figura 23. Forze e processi tettonici all'origine del movimento delle placche.

Fonte: <https://www.geologyin.com/2024/10/what-causes-tectonic-plates-to-move.html>.

Queste forze combinate provocano il movimento delle placche tettoniche, modellando la superficie terrestre e dando origine a eventi geologici come terremoti, attività vulcanica e formazione di montagne.

VI. Le differenze tra confini convergenti, divergenti e trascorrenti o trasformati

I confini convergenti, divergenti e trascorrenti delle placche sono processi fondamentali che

modellano la superficie terrestre attraverso il movimento delle placche tettoniche. Sebbene entrambi implicino il movimento di queste grandi lastre crostali, differiscono significativamente nel loro movimento e nelle caratteristiche geologiche risultanti.

La mappa aggiornata delle placche tettoniche della Terra è riportata nella figura seguente. È stata ottenuta basandosi su una serie di modelli elaborati considerando come i continenti si sono assemblati nel tempo.

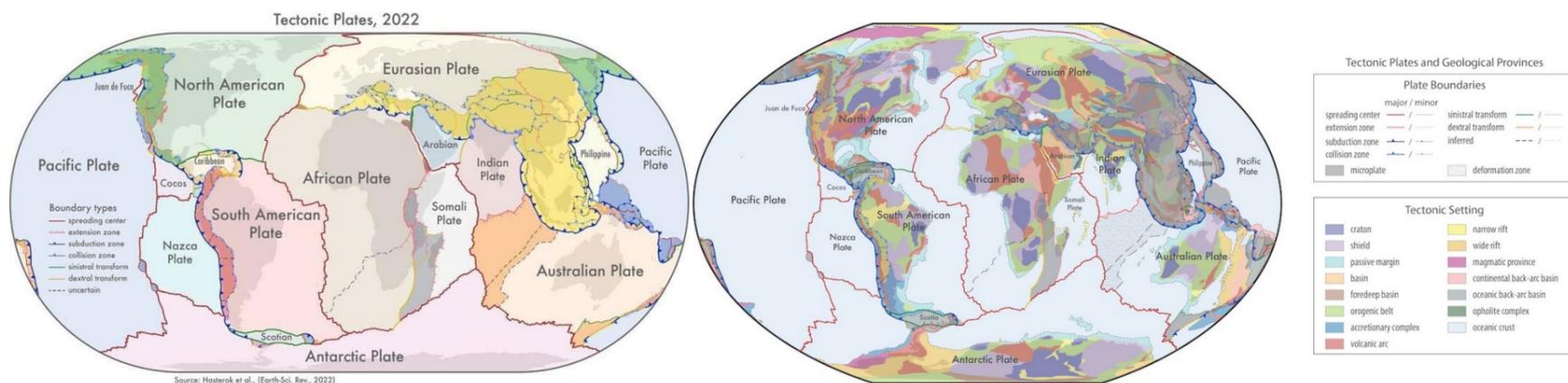


Figura 24.

A

B

A. Mappa tettonica aggiornata della Terra. Fonte. Hasterok et al. 2022/Sci.TerraRev. Università di Adelaide, Australia.

B. Mappa delle placche tettoniche e delle province geologiche della Terra.

Fonte. rs.els-cdn.com/content/image/1-s2.0-S0012825222001532-ga1_lrg.jpg.

La direzione del movimento delle placche varia a seconda del tipo di confine:

- **Confini convergenti:** ai confini convergenti, le **placche si muovono l'una verso l'altra**. Questo movimento può dare origine a tre sottotipi: convergenza oceanico-continentale, convergenza oceanica-oceanica e convergenza continentale-continentale. a causa della collisione tra placche, il materiale della crosta viene spesso distrutto o riciclato. Ciò può causare la formazione di catene montuose, archi vulcanici e fosse oceaniche profonde.
- **Confini divergenti:** ai confini divergenti, **le placche si allontanano l'una dall'altra**, creando nuova crosta mentre il magma risale dal mantello per riempire il vuoto. Questo processo è anche noto come **espansione del fondale marino** quando avviene sotto l'oceano.
- ❖ **Attività vulcanica ai confini convergenti e divergenti:**

L'attività vulcanica è comune ai confini convergenti, specialmente dove la crosta oceanica viene subdotta sotto la crosta continentale o sotto un'altra placca oceanica. Ciò può portare alla formazione di archi vulcanici. L'attività vulcanica è presente anche ai confini divergenti, in particolare lungo **le dorsali medio-oceaniche**. Tuttavia, il vulcanismo in queste zone tende a essere meno esplosivo e più incentrato sulla creazione di nuova crosta piuttosto che sulla formazione di grandi montagne vulcaniche.

A. Confine di placca divergente costruttivo

Un **confine divergente** si verifica quando due placche tettoniche si allontanano l'una dall'altra. Sono essenzialmente di due tipi che qui di seguito descriveremo.

- Placca oceanica VS placca oceanica. Lungo questi confini, il magma sale dalle profondità della Terra ed erutta per formare una nuova crosta sul pavimento oceanico. Lungo questi confini, i terremoti sono comuni e il magma, la roccia fusa, risale dal mantello terrestre verso la superficie, solidificandosi per creare nuova crosta oceanica. La maggior parte dei confini di placca divergenti sono sott'acqua e formano catene montuose sottomarine note come dorsali oceaniche. Un esempio è la **dorsale medio-atlantica**.

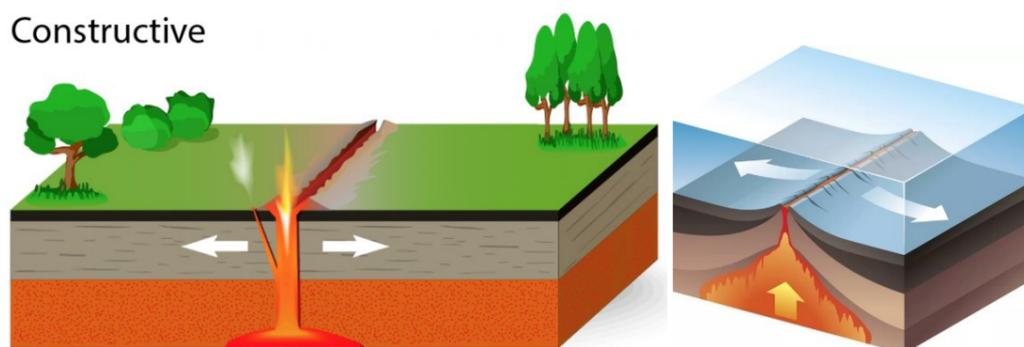


Figura 25. Schema di un margine di placca divergente costruttivo: un confine di placca costruttivo si verifica quando due placche si allontanano l'una dall'altra.

Fonte. <https://www.thoughtco.com/divergent-plate-boundaries-3874695>

Nelle zone divergenti, le placche vengono tirate e si separano in versi opposti. I confini divergenti esistono dove **le placche tettoniche** si allontanano l'una dall'altra. La pendenza abbastanza elevata sui fianchi di una dorsale fa sì che la crosta che si forma dalla solidificazione del magma scivoli per gravità, dando origine una forza chiamata "**spinta della dorsale**", che spinge le placche. Sulla

cresta di ogni dorsale c'è una linea di attività vulcanica. È qui che si trovano le famose **fumarole nere**, tipo di **bocca idrotermale** situate sul fondo **oceanico**. Sono raggruppate in campi generalmente ampi alcune centinaia di metri, che si formano quando acqua super-riscaldata (400 °C) proveniente da sotto la **crosta terrestre** trova uno sbocco attraverso il fondo dell'oceano.

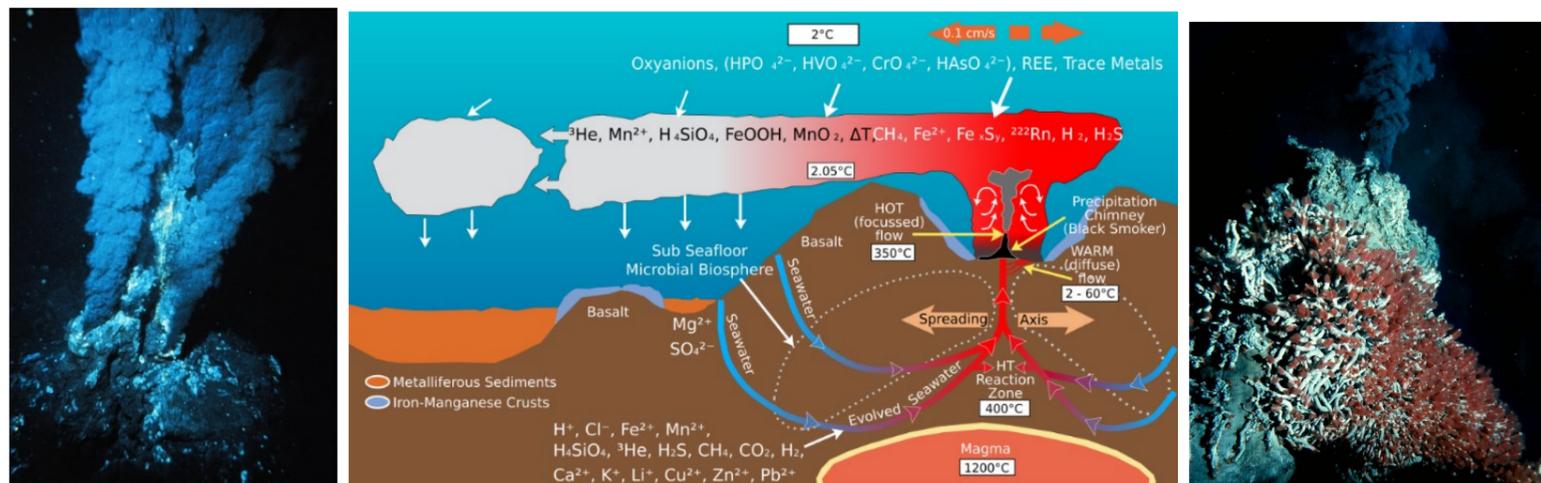


Figura 26. A Una fumarola nera (black smoker) nell'oceano Atlantico. B. Diagramma del ciclo biogeochimico di una sorgente idrotermale oceanica. Fonte: https://it.wikipedia.org/wiki/Fumarola_nera#/media/File:Deep_Sea_Vent_Chemistry_Diagram.svg. C. Sorgente idrotermale del fumaiolo nero con una colonia di vermi tubolari giganti.

Grazie alla loro geologia caratteristica, le dorsali medio-oceaniche ospitano alcuni degli ecosistemi più unici mai scoperti. Le dorsali sono spesso costellate di sorgenti idrotermali, profonde fenditure che consentono all'acqua di mare di circolare attraverso le porzioni superiori della placca oceanica e di interagire con la roccia calda. L'acqua di mare surriscaldata risale verso la superficie della placca, trasportando gas e minerali disciolti e piccole particelle. L'acqua idrotermale emessa risulta sembra fumo nero sottomarino.

❖ Placca oceanica VS placca continentale

In questo caso quando le due placche si scontrano, si parla di **confine convergente**. Ai confini delle placche convergenti, dove una placca oceanica si unisce a una placca continentale, la crosta oceanica viene spinta verso il basso nel mantello terrestre e inizia a fondersi. La roccia fusa sale dentro e attraverso la placca sovrastante come magma, spesso formando una catena di vulcani paralleli al confine della placca. Potenti terremoti sono comuni lungo questi confini. L'**anello di fuoco del Pacifico** è un esempio di confine di placca convergente. L'Anello di Fuoco si estende per oltre 40.000 chilometri e tocca 17 paesi diversi, tra cui: Nord America: USA (Alaska), Canada, Messico; America Centrale: Guatemala, El Salvador, Honduras, Nicaragua, Costa Rica, Panama; Sud America: Colombia, Ecuador, Perù, Cile, Argentina; Asia: Giappone, Filippine, Indonesia.

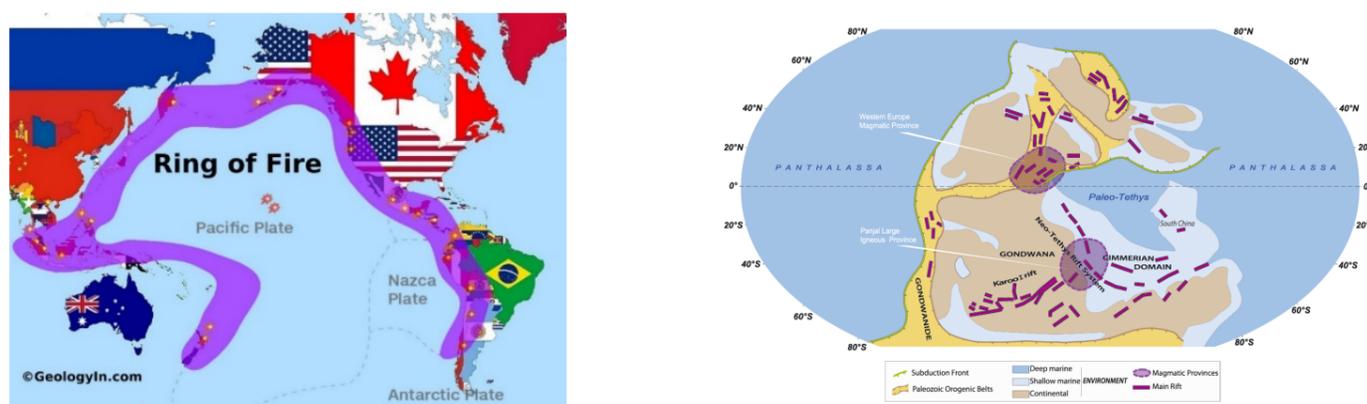


Figura 27. A L'Anello di Fuoco è costituito da una serie di vulcani e siti di attività sismica e terremoti, situati lungo i margini dell'Oceano Pacifico. L'Anello di fuoco dell'Oceano Pacifico si estende in realtà più lontano di questa mappa. I vulcani in Antartide, tra cui il Monte Erebus, il vulcano più a sud della Terra, completano l'Anello di fuoco. Anche le fosse oceaniche fanno parte dell'Anello di fuoco. Fonte: <https://www.geologyin.com/2024/04/facts-about-ring-of-fire.html>. B. Mappa schematica che mostra la Terra a 280 Ma di anni fa (Permiano inferiore) con i principali sistemi di rift sviluppati durante il Carbonifero e il Permiano e le principali cinture orogeniche del Paleozoico (Caledoniano, Varisico, Uraliano e Gondwanide). Si noti che numerose rift sono sovrapposte alle cinture orogeniche, in particolare nell'Europa occidentale e lungo il futuro dominio oceanico del Nord Atlantico. Lungo il confine settentrionale del Gondwana il sistema di rift, che ha portato all'apertura della Neo-Tetide e alla deriva del Dominio Cimmeriano, è per lo più dedotto da dati paleomagnetici la sua geometria è indicativa. Fonte: C. R. Scotese, PALEOMAP Project (www.scotese.com).

✚ Confini di placche trascorrenti (trasformi)

I confini delle placche trascorrenti, noti anche come confini conservativi delle placche, si verificano dove le placche litosferiche scivolano l'una accanto all'altra o l'una sull'altra in direzioni opposte, o nella stessa direzione ma a velocità diverse, dove la crosta non viene né distrutta né formata. Il movimento relativo lungo un confine delle placche trascorrenti avviene in genere lungo le principali faglie trascorrenti, che sui continenti sono comunemente chiamate faglie trascorrenti. Queste faglie trascorrenti variano in dimensioni da poche decine di metri a oltre mille chilometri di lunghezza. Mentre le placche cercano di muoversi, si verifica attrito e le placche si bloccano. La pressione aumenta perché le placche stanno ancora cercando di muoversi. Quando la pressione viene rilasciata, invia enormi quantità di energia, causando un terremoto. I terremoti in un confine conservativo di placche possono essere molto distruttivi poiché si verificano vicino alla superficie terrestre. Non ci sono vulcani in un confine conservativo di placche. Le immagini schematiche della figura 14 illustrano un confine di placca trascorrente/trasforme in contesti diversi.

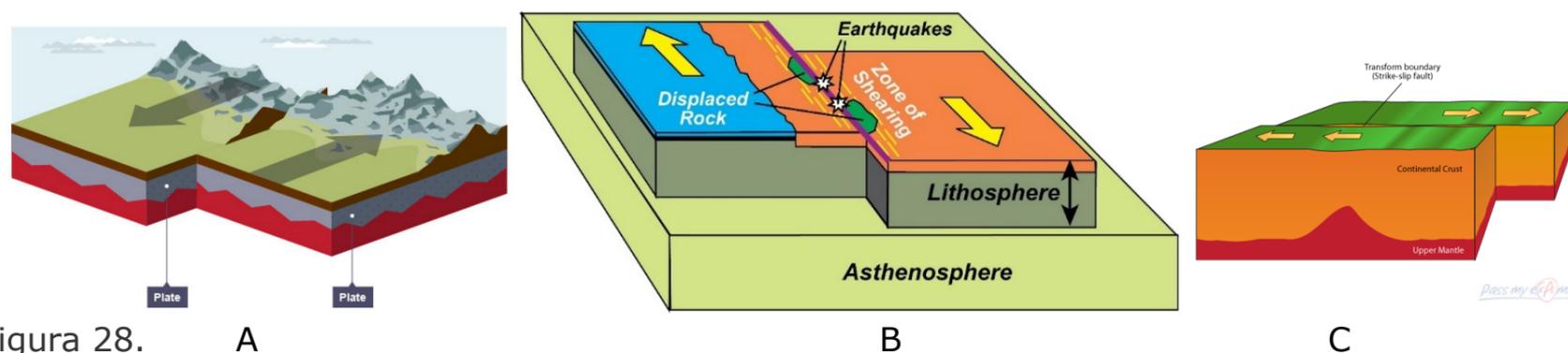


Figura 28. A. Confini trascorrenti diversi tra due placche litosferiche. Fonte <https://www.bbc.co.uk/bitesize/guides/zw77qdm/revision/4>
 B. Zone di taglio dove lo spostamento della roccia dà origine a terremoti. <https://www.bbc.co.uk/bitesize/guides/zw77qdm/revision/4>.
 C. Confine trasforme che provoca una faglia di scorrimento per l'azione di una intensa forza di attrito all'interfaccia. Fonte. UGS.

L'ampia zona di taglio al confine di una placca trasforme comprende masse di roccia spostate di decine o centinaia di chilometri, terremoti superficiali e un paesaggio costituito da lunghe creste separate da strette valli. La maggior parte dei confini trasformati si trovano sui fondali oceanici, ma alcuni si trovano sulla terraferma. Uno dei confini di placca trascorrenti più famosi si verifica nella zona di faglia di Sant'Andrea, che si estende sott'acqua. Le strutture naturali o artificiali che attraversano un confine di placca trasforme sono sfalsate, ovvero divise in pezzi e trasportate in direzioni opposte. Le rocce che costeggiano il confine vengono polverizzate mentre le placche si muovono, creando una valle di faglia lineare o un canyon sottomarino. I terremoti sono comuni lungo queste faglie. Contrariamente ai confini convergenti e divergenti, la crosta è incrinata e rotta ai margini di placca trasforme, ma non viene creata o distrutta.



Figura 29. A. Ponte che attraversa la [valle del Rift Valley di Álfaþjá](#), nell'Islanda sud-occidentale, che fa parte del confine tra le placche tettoniche continentali eurasiatica e nordamericana.
 B. La faglia di Sant'Andrea nella *Carrizo Plain* della California meridionale. C. Mappa della Faglia di Sant'Andrea, che mostra il movimento relativo. Fonte. Wikipedia. org. D. Il confine trascorrente lungo la faglia di Sant'Andrea è definito da una caratteristica lineare nella topografia di giteale. Fonte. Wikipedia. org.

Una singola placca tettonica può avere più tipi di confini di placca con le altre placche che la circondano. Ad esempio, la placca del Pacifico, una delle più grandi placche tettoniche della Terra, include confini di placca convergenti, divergenti e trasformi.

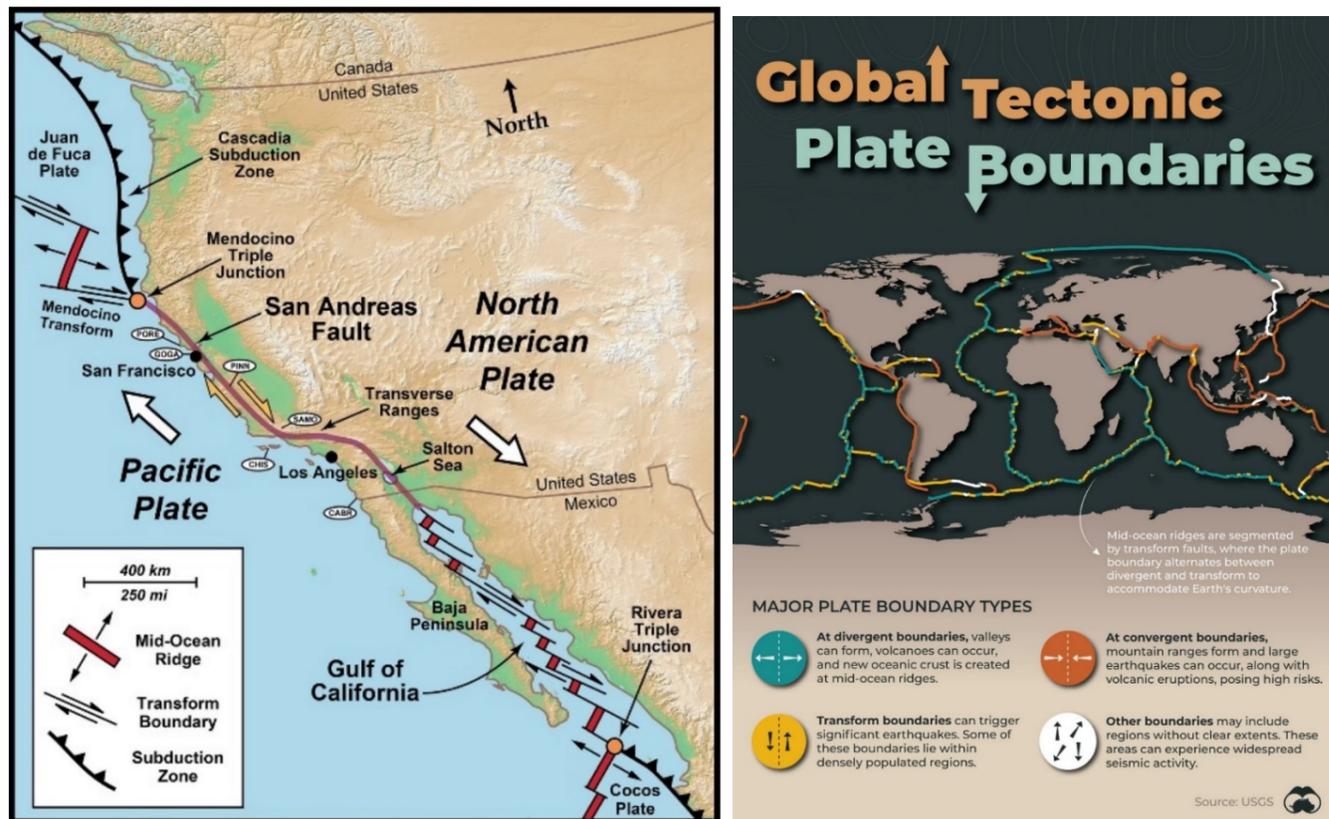


Figura 30.

A

B

A. La placca pacifica scivola verso nord-nordovest oltre la placca nordamericana lungo il confine della placca trasforme di Sant'Andrea. La faglia di Sant'Andrea è responsabile della maggior parte del movimento nella California occidentale, causando lo scivolamento di una fetta dello stato oltre il resto del continente. In Messico, una combinazione di movimento divergente e trasforme del confine della placca sta aprendo il Golfo della California, causando la separazione della penisola di Baja dal resto del Messico. Le lettere negli ovali sono abbreviazioni per i siti NPS elencati sopra. Fonte. "Earth: Portrait of a Planet", di S. Marshak, 2001, WW Norton & Comp., New York.

B. Mappa globale dei confini delle maggiori placche tettoniche.

Fonte: <https://www.usgs.gov/programs/earthquake-hazards/google-earthtmkml-files>

19.9 Il ciclo di Wilson

Il **ciclo di Wilson**¹⁴ è un modello che descrive l'apertura e la chiusura ciclica dei **bacini oceanici** generata dal movimento delle placche litosferiche della Terra. Mentre la crosta continua ad assottigliarsi a causa delle forze tettoniche estensionali, si forma un bacino oceanico e i sedimenti si accumulano lungo i suoi margini. Successivamente la **subduzione** e la divergenza delle **placche tettoniche** assemblano o separano i **supercontinenti**.

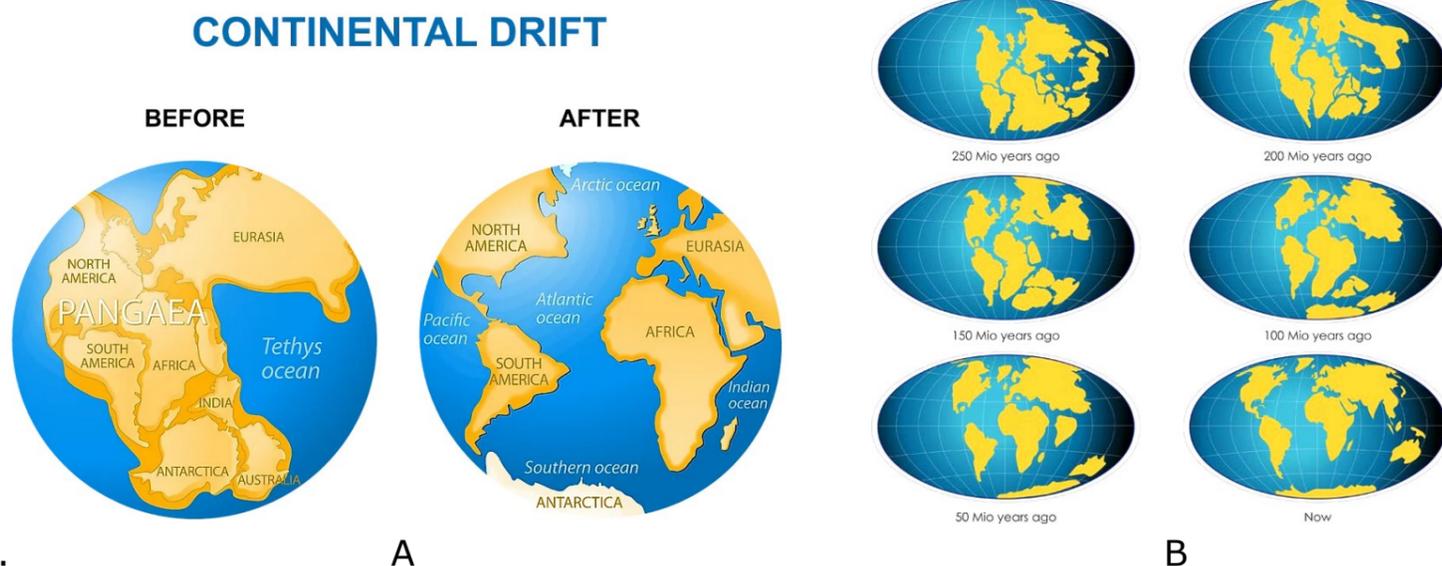


Figura 1.

A

B

A. Il supercontinente **Pangea** con le posizioni dei continenti al confine **Permiano-Triassico**, circa 250 Ma. AR=Amuria; NC=Cina settentrionale; SC=Cina meridionale; PA=Oceano Pantalassico; PT=Oceano Paleotetide; NT=Neotethys Oceano. **Orogeni** mostrato in rosso. **Zone di subduzione** mostrato in nero. **Centri di spalmatura** mostrato in verde. Deriva dei continenti sul pianeta Terra. Prima come Pangea - 200 milioni di anni fa e dopo come continenti moderni. Fonte: Shutterstock.com

B. Fasi dell'evoluzione del supercontinente Pangea da 250 milioni di anni fa (Ma) ad oggi.

Fonte Tinkivinki/Shutterstock.com

¹⁴ J. Tuzo Wilson (1908-1993) geofisico canadese.

Il ciclo di Wilson spiega il processo di apertura (inizio) e chiusura (fine) di un oceano. I processi del ciclo sono guidati dalla **tettonica a placche**. Una semplice spiegazione del ciclo di Wilson include due fasi, la fase di apertura e una fase di chiusura, spiegate di seguito nelle fasi da A a F della figura 2. Il ciclo di Wilson è diviso in 6 fasi. 1. Bacino oceanico embrionale, 2. Bacino oceanico giovanile, 3. Bacino oceanico maturo, 4. Bacino oceanico in declino, 5. Bacino oceanico terminale e 6. Sutura che avviene nel corso di una collisione continentale.

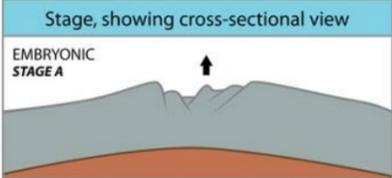
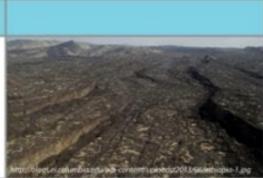
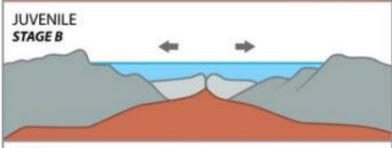
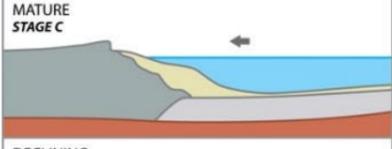
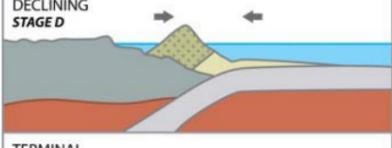
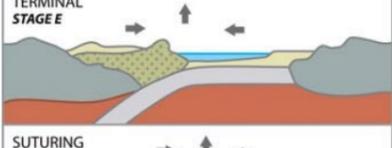
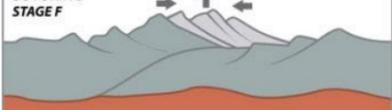
Stage, showing cross-sectional view	Motion	Physiography	Example	
 <p>EMBRYONIC STAGE A</p>	Uplift	Complex system of linear rift valleys on continent	East African rift valleys	
 <p>JUVENILE STAGE B</p>	Divergence (Spreading)	Narrow seas with matching coasts	Red Sea	
 <p>MATURE STAGE C</p>	Divergence (Spreading)	Ocean basin with continental margins	Atlantic and Arctic Oceans	
 <p>DECLINING STAGE D</p>	Convergent (Subduction)	Islands arcs and trenches around basin edge	Pacific Ocean	
 <p>TERMINAL STAGE E</p>	Convergent (Collision & uplift)	Narrow, irregular seas with young mountains	Mediterranean Sea	
 <p>SUTURING STAGE F</p>	Convergence and uplift	Young to mature mountain belts	Himalaya Mountains	

Figura 2. Le sei fasi del ciclo di Wilson. Fonte: <https://polarpedia.eu/en/wilson-cycle>.

Le sei fasi sono analizzate in dettaglio qui di seguito:

- Fase A. Bacino oceanico embrionale: cratone stabile con un punto caldo sottostante:** all'inizio, c'è un cratone continentale stabile, che ha un punto caldo appena sotto. Questo punto caldo riscalda il cratone (continente) e lo fa gonfiare verso l'alto e nella zona di rottura la crosta continentale diventa sempre più sottile e inizia a spaccarsi, il che alla fine fa sì che il continente si divida in due continenti e un piccolo oceano si formerà con il tempo nel mezzo. Questo processo non solo divide un continente in due, ma crea anche un nuovo confine divergente di placca. La Rift Valley dell'Africa orientale è un esempio della fase A.
- Fase B. Bacino oceanico giovanile: rifting precoce di un continente:** ora inizia la separazione delle placche terrestri e si è formato un piccolo oceano tra i continenti appena divisi. Mentre i continenti continuano ad allontanarsi, i bordi di entrambi si raffredderanno e quindi diventeranno più pesanti e affonderanno sotto il mare appena formato. Questo confine è chiamato **confine divergente**. Ai margini continentali divergenti si accumulano sedimenti su entrambi i nuovi bordi continentali. Il Mar Rosso è un esempio di questa fase.
- Fase C. Bacino oceanico maturo, cioè completo:** la fase C si verifica quando si è formato un grande oceano tra due margini continentali ed è in corso ancora l'espansione. Una dorsale medio-oceanica ben sviluppata si è formata lungo il confine divergente. Finché il bacino oceanico si apre, siamo ancora nella fase di apertura del ciclo di Wilson. L'oceano Atlantico è un esempio di tale fase.
- Fase D. Bacino oceanico in declino, zona di subduzione:** in questa fase, si è formata una zona di subduzione e l'oceano inizia a chiudersi. Uno dei modi più semplici in cui si forma una zona di subduzione è sul bordo di un continente, dove una placca tettonica è in subduzione sotto sotto il bordo di un continente. Questo è un confine convergente e alla fine l'oceano scomparirà e tutto ciò che rimarrà sarà un bacino oceanico residuo. Allorché la zona di subduzione è attiva, il bacino oceanico è destinato a scomparire. Alla fine l'immersione sarà completa e tutto sparirà. Questi sono bacini oceanici residui. L'oceano Pacifico è un esempio della fase D.
- Stadio E. Bacino oceanico terminale, bacino oceanico residuo in chiusura:** in questa fase la maggior parte del bacino oceanico residuo è in subduzione e la placca oceanica e quella continentale stanno per scontrarsi. La subduzione sotto il bordo di un continente ha molti effetti. In profondità nella zona di subduzione si genera magma igneo che sale in superficie per formare vulcani, che si trasformano in una catena montuosa o cordigliera, come le Ande, le montagne Cascade di Washington, Oregon e California settentrionale). Inoltre, si verifica molto metamorfismo e pieghe e faglie. Inoltre, si verificano sia **il metamorfismo**, cioè il cambiamento nella

composizione delle rocce, sia le pieghe e faglie degli strati terrestri. Il confine è convergente e il mare è in questa fase stretto e irregolare. Un esempio di stadio è il Mare Mediterraneo.

6. **Fase F. Sutura, collisione continentale:** questa è la fase finale, dove i due continenti separati nelle fasi A e B, ora si scontrano. Con la collisione lo spessore continentale raddoppia e, poiché la roccia continentale è leggera, entrambi si solleveranno mentre la montagna si erode fino a diventare pianura e il ciclo ricomincia. Un esempio di questa fase sono le montagne dell'Himalaya.

Nelle immagini della figura 3 sono sintetizzate le fasi del ciclo di Wilson.

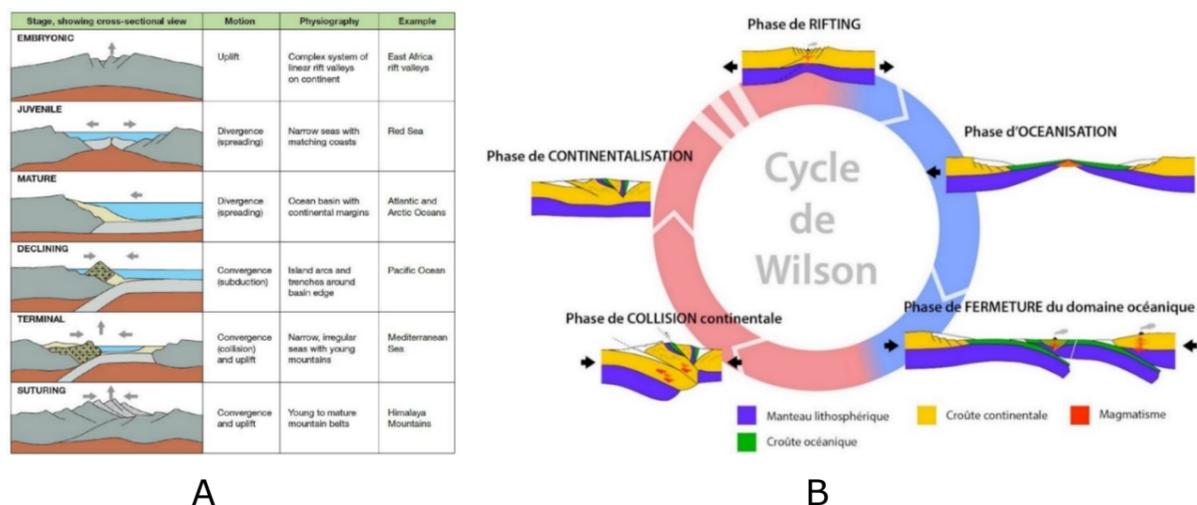


Figura 3.

A

B

A. Il ciclo di Wilson dell'evoluzione del bacino oceanico. Fonte: [R. H. Badhon](#). The report is all about supercontinent cyclicity and the Wilson cycle tectonics.

B. Diagramma concettuale semplificato del ciclo di Wilson e sezioni litosferiche semplificate delle diverse fasi tettoniche corrispondenti. Le frecce blu del ciclo mostrano le fasi dominate dalla divergenza, mentre le frecce rosse indicano le fasi convergenti. Notare le fasi principali del ciclo: il rifting; l'espansione del fondale marino; la subduzione e lo stato orogenico tardivo; il basamento superiore (linea rossa); la Moho (linea blu) e la base della litosfera (linea viola).

<https://planet-terre.ens-lyon.fr/objets/Images/cycle-Wilson>.

Nella figura 4 il modello del ciclo di Wilson, che apre e chiude un bacino oceanico, è diviso in nove fasi arbitrarie. Il ciclo di Wilson inizia con un ipotetico continente tettonicamente e geologicamente stabile. All'interno della terra c'è una serie continua di processi ed è più importante capire questi processi, come sono correlati e come un processo è connesso al processo successivo.

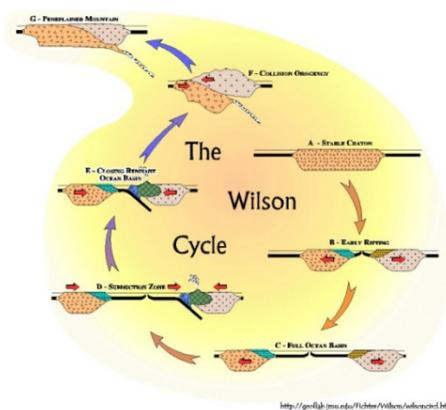


Figura 4. Un modello del ciclo di Wilson costituito da nove fasi.

Il ciclo di Wilson inizia nello stadio A con un cratone continentale stabile. Un punto caldo sale sotto il cratone, riscaldandolo, facendolo gonfiare verso l'alto, allungarsi e assottigliarsi, rompersi e infine dividersi in due continenti. Questo processo non solo divide un continente in due, ma crea anche un nuovo confine divergente della placca. Nella fase B tra i due continenti si è generato un nuovo bacino oceanico (la Suite Ofiolitica). Il bacino oceanico in questa fase è paragonabile al Mar Rosso di oggi. Man mano che il bacino oceanico si allarga, i bordi allungati e assottigliati dove i due continenti erano uniti si raffreddano, diventano più densi e sprofondano sotto il livello del mare. Cunei di sedimenti divergenti sui margini continentali si accumulano su entrambi i nuovi bordi continentali. Nella figura 5 sono ofioliti dell'unità geologica nota come Complesso di Little Port, massiccio di Lewis Hills, ofiolite della Baia delle Isole, del tardo Cambriano medio, 505 Ma.



Figura 5.

A

B

A. Rocce ofiolitiche della baia dell'Isola di Terranova, Canada, vista dalla cima del monte Blow Me Down. Fonte: <https://commons.wikimedia.org/wiki/User:Adavyd>.

B. Serpentinite cromitica del Cambriano di Terranova, Canada. Le ofioliti sono frammenti di litosfera oceanica (crosta basaltica + mantello superiore) che sono stati metamorfizzati e incollati sui bordi delle placche litosferiche continentali per **obduzione**, l'opposto della subduzione. Un luogo classico per vedere rocce del mantello in un'ofiolite è l'isola di Terranova occidentale. Questa roccia proviene dalla porzione superiore della formazione rocciosa del Little Port Complex, risalente al Cambriano. In origine era una **dunite cromitica**, che è stata poi metamorfizzata: l'olivina è stata alterata in serpentina, che presenta porzioni giallo-verdi della roccia. Le aree nere sono cromite con formula chimica $F_eC_{r_2}O_4$, un ossido di ferro e cromo. Dai dati raccolti si è dedotto che le rocce del mantello in quest'area rappresentino la litosfera inferiore di un antico arco insulare.

Fonte. Giacomo San Giovanni - <https://www.flickr.com/photos/47445767@N05/50717822783/>.

Ricordiamo che l'**obduzione** è un processo **geodinamico** caratterizzato dalla collocazione di densa "ofiolite" oceanica alla sommità di placche continentali leggere in contesti di confini convergenti, in cui la placca oceanica si divide in due placche, di cui una si solleva e l'altra si immerge per subduzione sotto la placca continentale, come si può osservare in figura 6A.

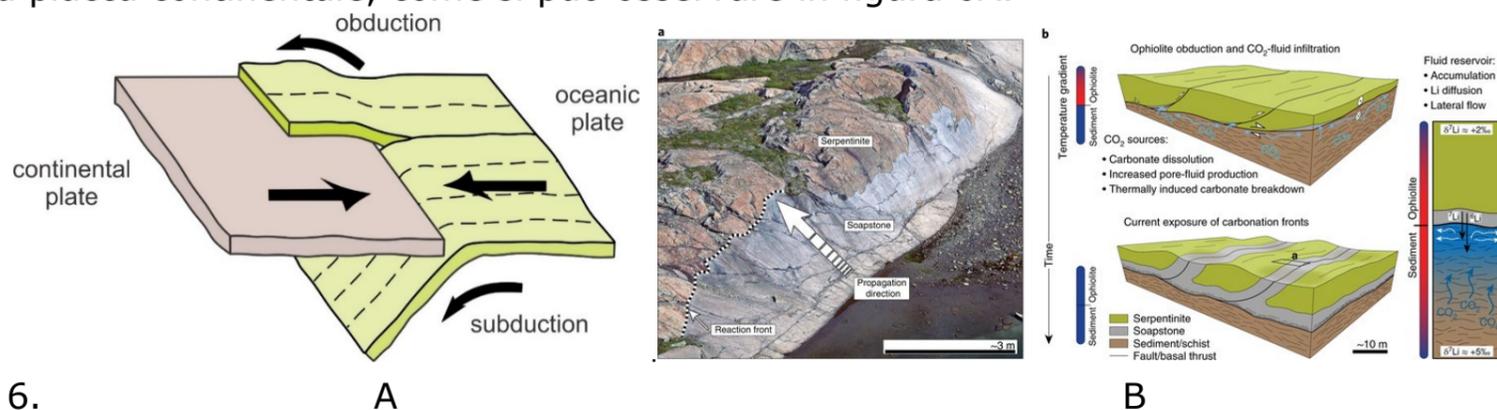


Figura 6.

A. Processi di obduzione e subduzione simultanei. B. Obduzione e alterazione di ofiolite: a. Immagine rappresentativa dell'affioramento di una cimosa di alterazione di steatite larga circa 3 m attorno a una frattura nella serpentinite; b. Schema che raffigura l'inserimento di ofiolite su metasedimenti, l'accumulo di fluido di alterazione al di sotto della spinta di ofioliti basali e la formazione di "pietra ollare" o steatite (dal latino "steato" che significa "grasso" e "ite"), che significa minerale) lungo la spinta e i condotti del fluido. Lo scambio di isotopi di litio durante l'alterazione incipiente attraverso il contatto tettonico controlla il bilancio di litio del serbatoio del fluido di alterazione. I gradienti di temperatura illustrano l'evoluzione termica del sistema durante e dopo l'obduzione e l'alterazione di ofiolite. Fonte. <https://wiki.aapg.org>.

Le immagini della dunite, dell'olivina, di un gabbro con dettaglio di un granello di olivina (Fotomicrografia con polarizzatori incrociati) e della steatite ($C_aS_0_42H_2O$) nota anche come "pietra ollare", sono mostrate in figura 7.

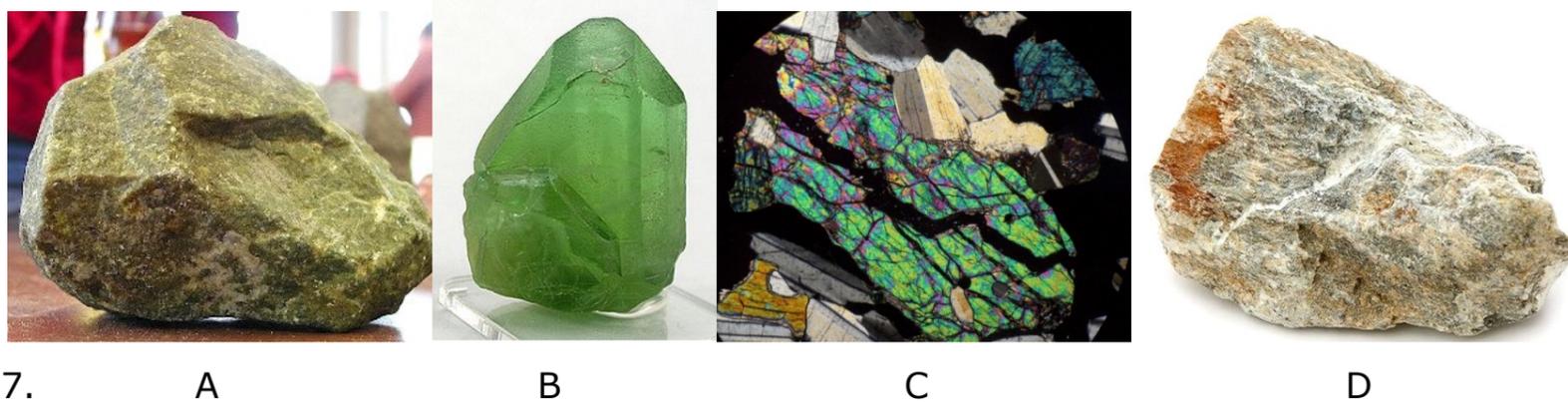


Figura 7.

Dunite: la **dunite** è una roccia magmatica intrusiva di tipo ultrafemico. È costituita da oltre il 90% di olivina, con piccole quantità di spinello cromifero, magnetite, ilmenite. Fa parte della famiglia delle peridotiti. B. Olivina: è un **minerale** appartenente ai **nesosilicati**, formati da miscela isomorfa di **forsterite**, con estremo magnesifero, formula $M_{g_2}S_iO_4$, e **fayalite**, con estremo ferrifero, formula $F_{e_2}S_iO_4$. Fonte. [Wikipedia.org/wiki/Olivina](https://it.wikipedia.org/wiki/Olivina).

L'originalità del ciclo sta nel vedere una ciclicità dei processi e dei fenomeni che lo contraddistinguono basati sull'alternanza tra regime tettonico globalmente divergente, in estensione, e un regime globalmente convergente, in compressione. I contesti geotettonici e geodinamici, cioè regioni e periodi di tempo particolari responsabili della modifica della composizione e della struttura della litosfera terrestre che consistono in: 1. fase di rift continentale; 2. fase di oceanizzazione; 3. chiusura di un dominio oceanico e sviluppo di zone di subduzione; 4. fase di collisione continentale; e infine, 5. fase di continentalizzazione.

Nella tabella 1 sono definiti gli stadi del ciclo di Wilson.

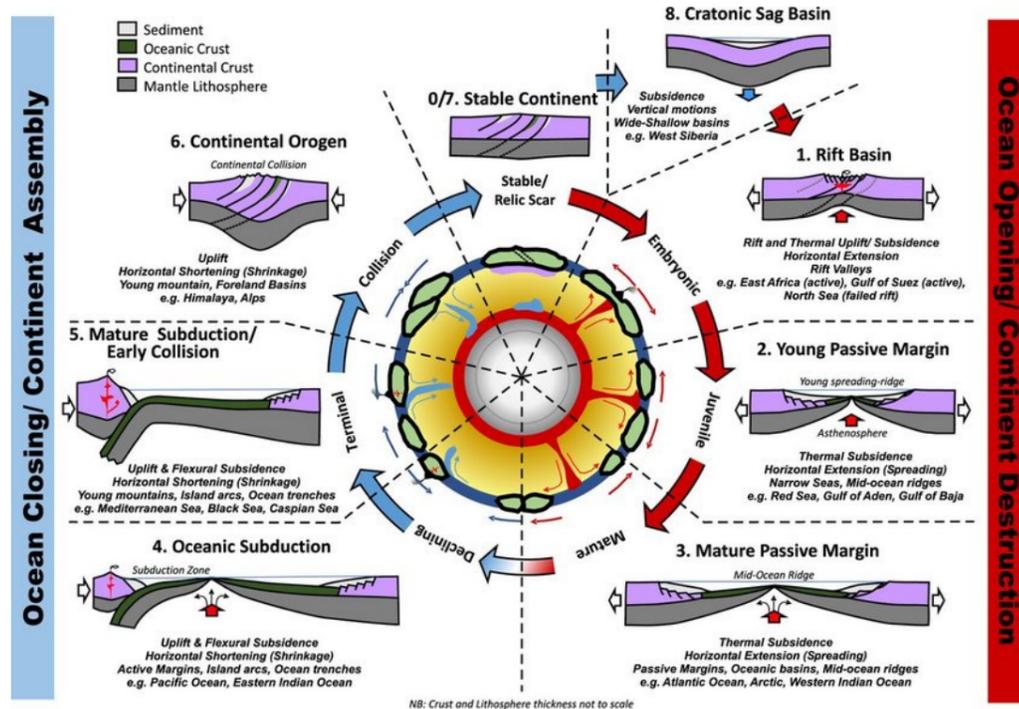


Tabella 1.

Il ciclo di Wilson si è dimostrato enormemente importante per la teoria e la pratica della geologia e sta alla base di gran parte di ciò che sappiamo sull'evoluzione geologica della Terra e della sua litosfera. Il concetto continuerà senza dubbio a essere sviluppato man mano che acquisiremo una maggiore comprensione dei processi fisici che controllano la convezione del mantello, la tettonica a placche e man mano che saranno disponibili più dati da regioni attualmente meno accessibili.

Un classico esempio del ciclo di Wilson è l'apertura e la chiusura dell'Oceano Atlantico. È stato suggerito che il ciclo di Wilson sulla Terra ha iniziato circa 3 Ga nell'Eone Archeano. Il modello del ciclo di Wilson è stato uno sviluppo chiave nella teoria rivoluzionaria della tettonica a placche, che ha permesso di comprendere l'apertura ciclica e la chiusura degli oceani durante la storia terrestre. Il ciclo di Wilson si è rivelato enormemente importante per la teoria e la pratica della geologia e sta alla base di ciò che sappiamo oggi sull'evoluzione geologica della Terra e della sua litosfera. Secondo il ciclo di Wilson ci sarebbe la ciclica formazione di un supercontinente che poi tende a smembrarsi e ricomporsi in seguito, in un lasso di tempo stimato in circa 500 milioni di anni.

20. Ciclo delle rocce

La crosta continentale è un immenso archivio dell'evoluzione della Terra. Documenta le caratteristiche della superficie su cui viviamo e rappresenta una registrazione di quando è emersa la vita e di come si è evoluta. Inoltre, è il deposito della maggior parte delle risorse minerali critiche attualmente richieste. La Terra odierna è modellata dalla tettonica a placche ed è l'unico pianeta noto nel nostro sistema solare in cui la tettonica a placche è attiva. Attualmente l'interesse della ricerca è soprattutto concentrato sulla geochimica della crosta continentale di nuova generazione, sui regimi metamorfici e sui processi tettonici coinvolti nella produzione della crosta continentale. Inoltre sono relativamente scarse le rocce risalenti ai primi anni della storia della Terra che sono conservate. I minerali più antichi sono di età adeana così come alcuni piccoli affioramenti di rocce gneissiche. Più della metà delle rocce esposte nella crosta oggi sono più giovani di 700 Ma, ma solo circa il 7% sono di età archeana. Nella figura 1 sono schematizzati i moti della Terra, i movimenti tettonici, le caratteristiche del sistema terrestre, i processi di rigenerazione della litosfera e l'evoluzione della crosta a partire dalla Pangea di 250 milioni di anni fa.

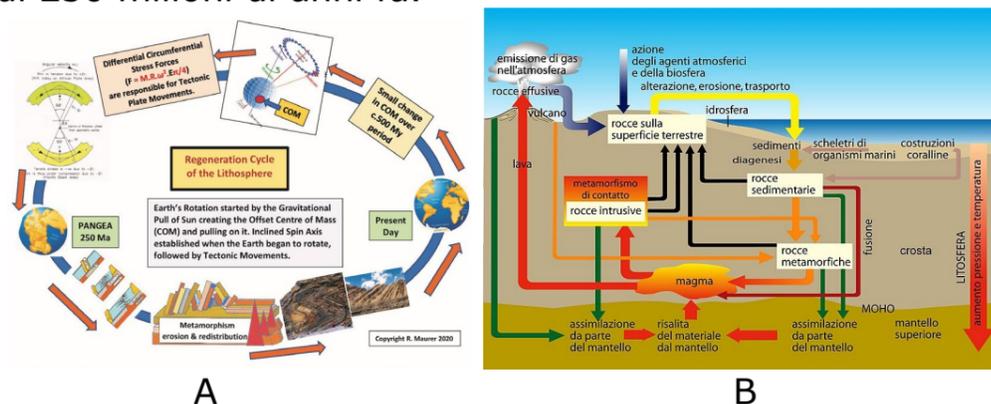


Figura 1.

A. e forze di trazione circonferenziali determinano e mantengono sia il distacco delle placche continentali dai supercontinenti sia i loro movimenti, che danno luogo a processi tettonici e alla rigenerazione della litosfera. Fonte. R. Maurer, 2020. B. Ciclo litogenetico: le frecce più spesse indicano il ciclo principale; in giallo i fenomeni che avvengono in superficie, in blu le interazioni con atmosfera e biosfera, in ocra la diagenesi, in arancione il metamorfismo, in rosso le rocce fuse, in nero la risalita delle rocce e in verde il loro sprofondamento nel mantello nelle zone di subduzione. Fonte. R. Maurer, 2020.

Il ciclo delle rocce descrive i processi attraverso i quali i tre principali tipi di roccia, ignea, metamorfica e sedimentaria, si trasformano da un tipo all'altro. La formazione, il movimento e la trasformazione delle rocce derivano, lo sappiamo, dal **calore interno della Terra**, dalla pressione dei **processi tettonici** e dagli effetti **dell'acqua**, del **vento**, della gravità e delle attività biologiche, comprese quelle umane. La consistenza, la struttura e la composizione di una roccia indicano le condizioni in cui si è formata e ci raccontano la storia della Terra. Qui di seguito, analizzeremo la serie di processi che creano e trasformano i tipi di rocce presenti nella crosta terrestre. I minerali sono i mattoni che compongono le rocce, che sono raggruppate in tre categorie, definite dal modo in cui si sono formate: ignee, metamorfiche e sedimentarie. Le rocce sono quindi identificate dai minerali di cui sono composte e dal modo in cui si sono formate. Le fasi del ciclo delle rocce sono: l'erosione, la sedimentazione, il trasporto, la litificazione, la ricristallizzazione e la fusione. Questi stessi processi possono trasformare un tipo di roccia in un altro. Il ciclo delle rocce è l'intero processo di formazione delle rocce e, come un cerchio, non ha inizio né fine.

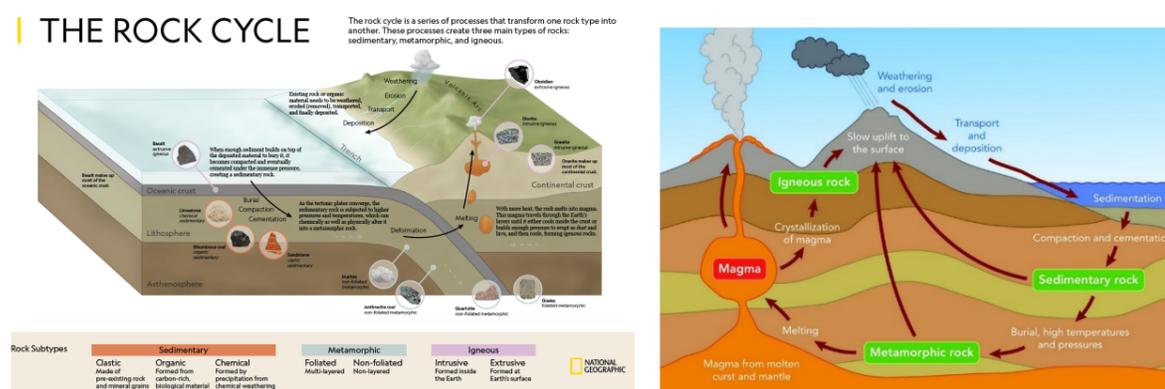


Figura 2.

A

B

A. Il diagramma illustra le serie di processi che trasformano un tipo di roccia in un altro. Questi processi creano tre tipi di rocce: sedimentarie, metamorfiche e ignee. Le rocce sedimentarie sono classificate in tre sottotipi: clastiche, organiche e chimiche. Le rocce metamorfiche sono distinte in foliate multistratificate e in non foliate. Le rocce ignee sono classificate in intrusive ed effusive. Fonte: National Geographic.

B. Il ciclo comincia dalla cristallizzazione del magma nella camera magmatica che alimenta l'eruzione di un vulcano. La lava solidifica e crea le rocce ignee effusive. L'acqua, soluti, acidi, ghiaccio, animali, piante e cambiamenti di temperatura e atmosfera sono i fattori che innescano l'erosione seguita dal trasporto e dalla deposizione e, infine, dalla diagenesi. Fonte: Creative Commons "Rock Cycle" di Siyavula Education.

L'erosione è una fase del processo sedimentario che consiste nella separazione fisica, da suoli e rocce affioranti, seguita da rimozione di materiale superficiale dalla crosta terrestre, principalmente detriti di suolo e roccia. Il trasporto dei materiali erosi è prodotto dagli agenti naturali, tra cui acqua e vento, che favoriscono la rimozione e l'allontanamento di frammenti di roccia, chiamati "clasti", e di minerali che provengono dall'erosione del suolo. L'erosione tende a portare la superficie terrestre verso un profilo di equilibrio, raggiunto il quale le forze che la determinano sono insufficienti a farla proseguire o questa rallenta in modo significativo la sua azione.

Il ciclo delle rocce è un processo continuo che forma altera e trasforma le rocce da un tipo di roccia in un altro. È il processo naturale e continuo che forma, scompone e trasforma la roccia attraverso processi geologici, chimici e fisici. Durante il ciclo, le rocce si convertono tra forme ignee, metamorfiche e sedimentarie. È un sistema dinamico che ricicla i materiali della Terra in diverse forme, dal magma fuso in profondità sotto la superficie alle formazioni rocciose solide e ai sedimenti.

Il ciclo delle rocce è un aspetto integrante delle scienze della Terra che getta luce sull'età della Terra, sulla sua storia e sulle forze che la modellano. La comprensione dei processi di questo ciclo che degrada le rocce è fondamentale per discernere come le rocce cambiano forma, come contribuiscono alla fertilità del suolo e come si sono formati i minerali e i combustibili fossili. Ha anche applicazioni pratiche in settori come l'edilizia, dove le caratteristiche delle rocce devono essere comprese per l'integrità strutturale. I seguenti schemi sintetizzano i processi, i fenomeni, le variabili fisiche che entrano in gioco nel ciclo che caratterizzano i tre tipi principali di rocce.

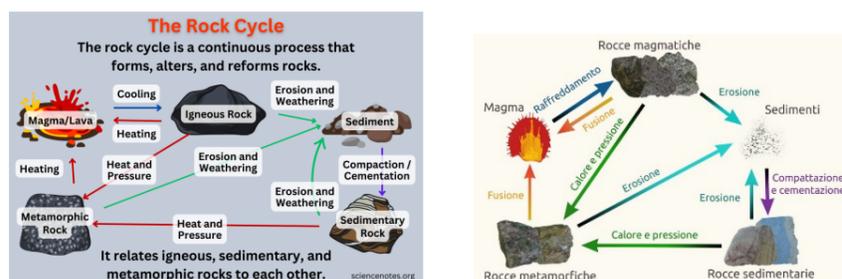


Figura 3. Il ciclo delle rocce è un processo continuo che converte un tipo di roccia in un altro.

I diagrammi continui che illustrano le interazioni e i processi che trasformano continuamente le rocce di un tipo in un altro. Fonte: <https://sciencenotes.org/the-rock-cycle>.

I processi naturali che intervengono nel ciclo delle rocce sono responsabili della topografia del nostro ambiente e si verificano da miliardi di anni e tuttora continuano. L'erosione e la deposizione sono processi che agiscono insieme e modellano globalmente la superficie della Terra.

1. Tipi di rocce

I tre **tipi di rocce** sono le rocce ignee, sedimentarie e metamorfiche:

1.1 Rocce ignee

Le **rocce ignee** si formano dal raffreddamento e dalla solidificazione del magma fuso o della lava. Hanno una struttura cristallina.

- **Rocce ignee intrusive:** queste rocce si formano quando il **magma** si raffredda lentamente sotto la **crosta terrestre**, consentendo lo sviluppo di **cristalli** più grandi. Ne sono esempi il granito, che è comunemente usato nei ripiani ed è noto per la sua struttura a grana grossa.
- **Rocce ignee effusive:** queste rocce si formano quando la lava erutta da un vulcano e si raffredda rapidamente sulla superficie terrestre. Questo rapido raffreddamento produce cristalli piccoli o addirittura microscopici. Il basalto è una roccia effusiva comune che si trova spesso nella crosta oceanica.

INTRUSIVE	EFFUSIVE
Granito	Porfido
Granodiorite	Dacite
Sienite	Trachite
Diorite	Andesite
Gabbro	Basalto
Peridotite	Picrite



Fonte: Wikipedia.org.

1.2 Rocce sedimentarie

Le **rocce sedimentarie** si formano attraverso la stratificazione, la compressione e la cementazione di **minerali** e materia organica. Queste rocce hanno spesso un aspetto stratificato e sono più morbide della maggior parte delle rocce ignee e metamorfiche.

- **Rocce sedimentarie clastiche:** queste rocce, come l'arenaria e lo scisto, si formano dalla scomposizione meccanica di altre rocce e sono classificate in base alla granulometria e alla composizione.
- **Rocce sedimentarie organiche:** calcare e carbone sono esempi di rocce sedimentarie organiche. Il calcare deriva in genere da conchiglie e frammenti scheletrici di organismi marini, mentre il carbone si forma dall'accumulo di detriti vegetali.
- **Rocce sedimentarie chimiche:** la halite e il gesso sono esempi di rocce formate tramite evaporazione o reazioni chimiche. La halite, o salgemma, si forma quando l'acqua salata evapora, mentre il gesso si forma in vari contesti evaporativi, tra cui stagni desertici e letti di laghi.



Fonte: <https://scienzenotes.org/the-rock-cycle>.

1.3 Rocce Metamorfiche

Le **rocce metamorfiche** derivano dalle rocce ignee e sedimentarie quando queste ultime sono sottoposte a calore e a pressioni elevati, alterandone la composizione fisica e chimica. Sono di due tipi:

- **Rocce metamorfiche foliate:** queste rocce, come l'ardesia e lo scisto, hanno un aspetto stratificato o a bande dovuto all'esposizione al calore e alla pressione diretta.
- **Rocce metamorfiche non foliate:** queste rocce sono prive di strati. Esempi di rocce metamorfiche non foliate includono marmo e quarzite. Il marmo si forma dal metamorfismo del calcare, mentre la quarzite si forma dal metamorfismo dell'arenaria quarzosa.



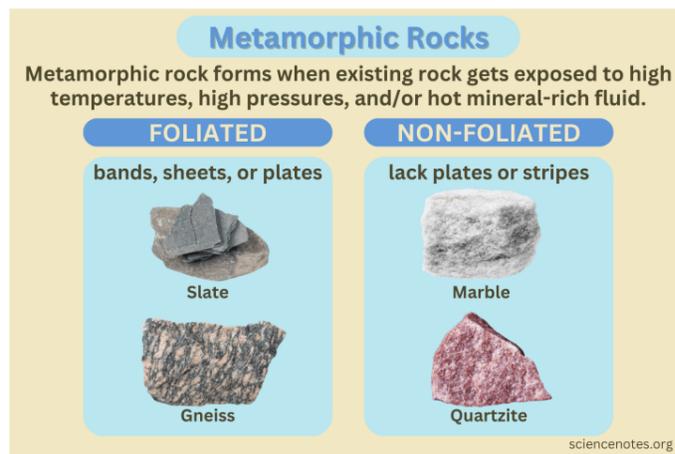
Marmo

Quarzite

Antracite

Fonte: <https://sciencenotes.org/the-rock-cycle>.

Le rocce non foliate possono formarsi anche per metamorfismo, che avviene quando il magma entra in contatto con la roccia circostante.



<https://sciencenotes.org/the-rock-cycle-diagram>

PRINCIPALI ROCCE METAMORFICHE

Non esiste ancora una classificazione delle rocce metamorfiche universalmente accettata; ci si può basare su criteri geologici (metamorfismo di contatto o regionale), strutturali (rocce scistose o non scistose), composizionali

ROCCIA ORIGINARIA	BASSO	MEDIO	ALTO	ALTISSIMO
Rocce argillose	Argilloscisti Filladi	Scisti Micascisti	Gneiss	Granuliti acide
Rocce Quarzose feldspatiche	Quarziti	Gneiss		
Rocce carbonatiche	Calcescisti marmi	Marmi e calcefiri		
Rocce basaltiche	Scisti verdi anfiboliti	Anfiboliti	Granuliti basiche	
Rocce ultrabasiche	Scisti blu		Eclogiti	

Ricordiamo che la foliazione è la struttura più caratteristica di molte rocce metamorfiche. Implica l'allineamento dei grani minerali in strati o fasce parallele, conferendo alla roccia un aspetto stratificato o fasciato. La foliazione è un effetto causato dalla pressione diretta o dallo stress di taglio durante il metamorfismo. Esempi di rocce metamorfiche foliate sono la fillite e l'ardesia. La fillite è una roccia metamorfica foliata formata da ardesia con scaglie di mica a grana fine. Ha una lucentezza setosa o dorata.



Fillite



Ardesia

Le rocce metamorfiche non foliate non hanno l'aspetto stratificato delle rocce foliate. Esempi sono il marmo, la migmatite, gli o scisti verde e blu, lo gneis. Queste rocce spesso derivano dal metamorfismo di contatto o da condizioni di alta pressione in cui la pressione diretta è minima.



Migmatite



Scisto verde



Scisto blu



Marmo



Gneiss (gnaiss)

Fonte: it.geologyscience.com

La caratteristica più distintiva delle rocce metamorfiche è la loro capacità di resistere a grandi temperature e pressioni senza fondersi. Invece, di solito deformano le loro forme e consistenze. Le rocce metamorfiche possono avere sia consistenze a grana grossa che a grana fine, a seconda della roccia madre e della velocità di metamorfosi. Sono relativamente dure. Le rocce metamorfiche sono preziose in una varietà di applicazioni. Il marmo è importante nella scultura e nell'architettura. L'ardesia è un materiale per pavimenti e tegole. Il granato, un minerale comunemente presente nelle rocce metamorfiche, è un abrasivo e una pietra preziosa.

1.4 Rocce antropiche

La classificazione delle rocce antropiche è un concetto relativamente nuovo nel campo della geologia che include rocce significativamente alterate o prodotte da attività umane. Il termine "antropico" deriva da "anthropos", un termine greco per gli esseri umani, che riflette la loro origine incentrata sull'uomo. Le attività umane influenzano sempre di più la composizione geologica della Terra. Queste rocce antropiche sono comuni negli ambienti urbani, dove l'edilizia, l'attività mineraria e lo smaltimento dei rifiuti modificano il paesaggio naturale, portando alla creazione di nuovi materiali geologici.

La caratteristica fondamentale di una roccia antropica è la sua origine influenzata dall'uomo. Le rocce antropiche includono una gamma di materiali. Esempi potrebbero includere cemento, mattoni e asfalto, che sono ampiamente utilizzati nell'edilizia. Il plastiglomerato, una roccia composta da plastica naturale e fusa, è un altro esempio legato all'attività umana. Manufatti come frammenti di ceramica o pezzi di vetro incastonati in una matrice geologica naturale potrebbero anche essere considerati forme di rocce antropiche, così come materiali trovati in strati di discarica. Anche i sottoprodotti industriali, come le scorie dei processi di raffinazione dei metalli, rientrano in questa categoria. Lo studio delle rocce antropiche offre importanti spunti sulla storia umana e sull'Antropocene, un'epoca geologica ipotizzata risalente all'inizio di un impatto umano significativo sulla geologia e sugli ecosistemi della Terra. Mentre l'accettazione formale dell'Antropocene come epoca geologica rimane dibattuta, il concetto è ampiamente utilizzato in vari contesti scientifici. L'idea è che ora viviamo in un'epoca in cui l'attività umana è l'influenza dominante sul clima e sull'ambiente. Questo impatto viene "scritto" nella registrazione delle rocce, proprio come i processi naturali sono stati per miliardi di anni.

Lo studio delle rocce antropiche, quindi, fornisce informazioni preziose sul nostro impatto sul pianeta. L'analisi di queste rocce aiuta i ricercatori a comprendere i processi industriali, i materiali di scarto e lo sviluppo urbano. Inoltre, le rocce antropiche potrebbero svolgere un ruolo significativo nella comprensione e nella mitigazione delle sfide ambientali associate all'attività industriale umana.

2. Fasi del ciclo delle rocce

La roccia fusa chiamata magma è il materiale di origine delle rocce. Le rocce ignee si formano sia sotto la superficie che sopra di essa quando il magma diventa lava. Il calore e la pressione trasformano le rocce ignee e sedimentarie in rocce metamorfiche. L'erosione e l'erosione distruggono le rocce ignee e sedimentarie, che si compattano in rocce sedimentarie. Anche i sedimenti provenienti da fonti organiche contribuiscono alle rocce sedimentarie. Le forze tettoniche spingono alcune rocce di nuovo sotto la superficie, dove possono cambiare forma o fondersi e trasformarsi di nuovo in magma.

2.1 Fusione: le rocce sotto la crosta terrestre si fondono a causa dell'elevata pressione e temperatura, formando il magma.

2.2 Raffreddamento e solidificazione: il magma si raffredda e si solidifica sotto la superficie terrestre (intrusivo) o quando raggiunge la superficie come lava attraverso l'attività vulcanica (effusivo). Il magma e la lava formano le rocce ignee.

2.3 Disgregazione meccanica e chimica: le rocce ignee, metamorfiche e sedimentarie sulla superficie terrestre subiscono disintegrazione meccanica e decomposizione chimica. Anche i cambiamenti di temperatura giocano un ruolo, facendo espandere e contrarre le rocce e talvolta romperle.

2.4 Deposizione: i materiali erosi provenienti da tutti i tipi di roccia, nonché da fonti organiche, si depositano nei bacini.

2.5 Compattazione e cementazione: gli strati di sedimento vengono compattati e cementati insieme, formando rocce sedimentarie.

2.6 Calore e pressione: le rocce esistenti subiscono cambiamenti nella composizione fisica e chimica a causa dell'elevato calore e dell'alta pressione, portando alla formazione di rocce metamorfiche.

2.7 Rifusione: le rocce metamorfiche possono fondersi nuovamente, formando magma, e il ciclo continua.

3. Forze che guidano il ciclo delle rocce: diverse forze giocano un ruolo importante nel ciclo delle rocce, tra cui le forze interne alla Terra, le azioni superficiali e persino la gravità.

4. Il calore interno della Terra: il decadimento degli isotopi radioattivi, ad esempio, l'uranio fornisce calore, facilitando la fusione delle rocce.

5. Clima: La superficie terrestre raffredda magma e lava, formando rocce. I cambiamenti stagionali e le variazioni dovute alla latitudine causano stress termici nelle rocce e influenzano la velocità con cui si verifica l'erosione.

6. Forze tettoniche

- **Zone di subduzione:** le zone di subduzione si verificano dove le placche tettoniche si scontrano e una viene spinta sotto l'altra, provocando calore e pressione elevati.
- **Zone di rift:** le placche che si allontanano formano zone di rift sempre più estese che permettono al magma di risalire, creando nuova crosta.

7. Processi di superficie

- **Agenti atmosferici** (weathering): pioggia, ghiaccio e vento svolgono un ruolo nell'azione atmosferica meccanica.
- **Agenti chimici:** la pioggia acida e l'ossidazione causano alterazione chimica. L'acqua dissolve i composti solubili

8. Forze gravitazionali

- **Gravità:** favorisce la sedimentazione delle particelle sedimentarie durante la fase di deposizione.

Nella tabella 1 sono riportati i tre tipi principali di rocce e per ogni tipo è elencato qualche sottotipo.

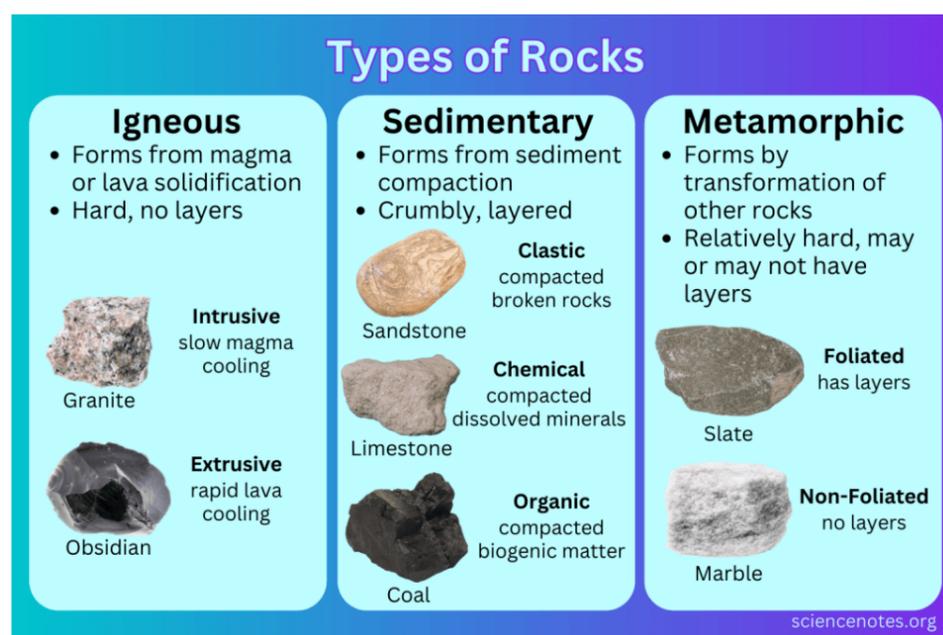


Tabella 1. Fonte: <https://sciencenotes.org/the-rock-cycle>.

9. Tipi di rocce: ignee, sedimentarie e metamorfiche

Le rocce ignee, sedimentarie e metamorfiche sono i tre tipi di rocce. Le rocce rientrano in una di queste categorie a seconda di come si formano e sono poi ulteriormente sottocategorizzate in base a formazione, composizione e altre proprietà.

Una **roccia** è un aggregato solido naturale di uno o più **minerali** o mineraloidi. Ciò significa che è composta da minerali singoli o multipli impacchettati strettamente insieme. La crosta terrestre è roccia solida, mentre la roccia fusa del mantello è nota come magma.

Le rocce sono classificate in base a come si sono formate. I tre tipi principali sono rocce ignee, sedimentarie e metamorfiche. Questa classificazione è essenziale per i geologi in quanto fornisce informazioni critiche sulla storia di regioni specifiche sulla Terra. Queste rocce cambiano forma tramite il **ciclo delle rocce**.

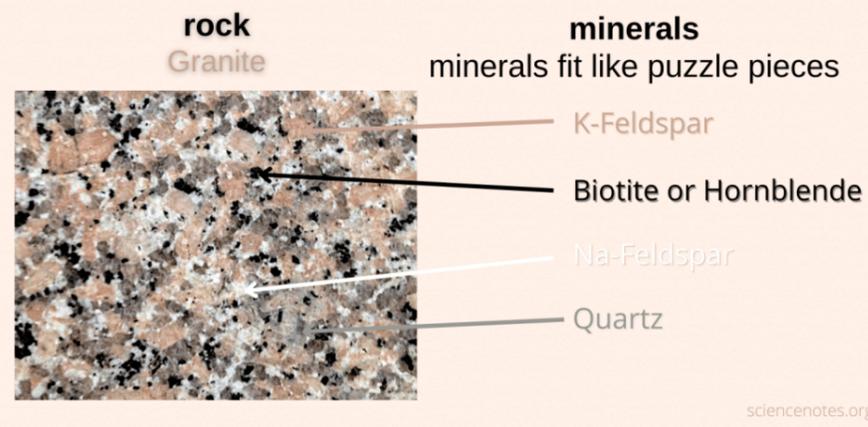
10. Differenza tra rocce e minerali?

La differenza tra rocce e minerali è che le rocce sono composte da minerali. Ad esempio, il granito è una roccia che contiene i minerali feldspato, quarzo e talvolta mica, biotite e orneblenda. I minerali formano un aggregato, il che significa che si incastrano tra loro come pezzi di un puzzle. Una roccia è un solido fatto di minerali e mineraloidi. Un minerale è un solido inorganico con una composizione definita e una struttura cristallina.

Una roccia è composta da uno o più minerali. Un **minerale** è un solido cristallino inorganico con una composizione chimica caratteristica. I mineraloidi sono come i minerali, ma non sono inorganici, non sono cristallini o non hanno una chimica ben definita. Un singolo mineraloide o un minerale può essere una roccia. Ma, di solito, le rocce contengono più componenti che formano un aggregato come illustra lo schema seguente.

What Is the Difference Between Rocks and Minerals?

A rock is a solid made up of minerals. A mineral is an inorganic solid with a crystalline structure and characteristic chemical composition.



Fonte: <https://sciencenotes.org/the-rock-cycle>.

Sappiamo che le **rocce ignee** hanno origini vulcaniche: si formano, infatti, dalla solidificazione di lava o magma. Esempi di rocce ignee sono l'ossidiana, il granito, il basalto e la pomice.

Le rocce metamorfiche si formano quando una roccia (igneo, sedimentaria o altra roccia metamorfica) è sottoposta a condizioni di temperatura o pressione che la modificano. Esempi di rocce metamorfiche includono anche: giada, gneiss, scisto, marmo, serpentino e steatite.

Le rocce sedimentarie si formano dall'accumulo e dalla cementazione di frammenti di rocce, minerali o materia organica. Alcune rocce sedimentarie contengono **fossili**. Esempi di rocce sedimentarie includono scisto, calcare e arenaria.

11. Esempi di rocce e minerali in esse contenuti.

Esempi di rocce includono:

- **Andesite:** l'andesite è una roccia ignea che contiene i minerali feldspato, quarzo e feldspatoide, una famiglia di **silicati** comuni specialmente nelle **rocce effusive**.
- **Il basalto** è una roccia ignea contenente feldspato alcalino, plagioclasio, quarzo e feldspatoide.
- **La selce** è una roccia sedimentaria contenente quarzo microcristallino.
- **Il carbone** è una roccia sedimentaria che contiene principalmente carbonio.
- **Lo gneiss** è una roccia metamorfica ricca di minerali feldspati e quarzo.
- **L'ardesia** è una roccia metamorfica contenente mica, clorite e quarzo.

Due rocce diverse possono contenere approssimativamente gli stessi minerali, ma la loro origine, la relativa abbondanza dei minerali e le proprietà le distinguono l'una dall'altra.

12. Minerali

Un **minerale** è un solido inorganico naturale che ha una composizione chimica e una struttura cristallina definite. Gli elementi chimici solidi sono minerali, sebbene anche il mercurio (liquido) sia considerato un minerale. Anche alcuni minerali sono composti chimici puri. Tuttavia, la composizione chimica di un minerale di solito non è così ben definita. Ad esempio, la formula chimica per il minerale machinawite è un solfuro di ferro con formula $(\text{Fe}, \text{Ni})_9 \text{S}_8$ o $\text{Fe}_x \text{Ni}_{9-x} \text{S}_8$. Gli oligoelementi causano una notevole variazione tra i minerali stessi. Ad esempio, sia il rubino che lo zaffiro sono forme del minerale corindone, ma la loro composizione rende il rubino rosso e lo zaffiro blu (o altri colori).

Ecco alcuni esempi di minerali: Cinabro (HgS); Rame (Cu); Corindone ($\text{Al}_2 \text{O}_3$); Oro (Au); Alogenuro (NaCl), Mica $[\text{X}_2 \text{Y}_{4-6} \text{Z}_8 \text{O}_{20} (\text{OH}, \text{F})_4]$, dove X è solitamente K, Na, Ca; Y è Al, Mg, Fe; Z è Si o Al e Quarzo (SiO_2)

- **Mineraloidi:** un mineraloide è una sostanza simile a un minerale che non ha una struttura cristallina e/o ha un'origine organica. Ad esempio, l'ossidiana e l'opale sono mineraloidi perché hanno una struttura vetrosa o amorfa. Il giacinto è un mineraloide perché è fatto da legno in decomposizione ad alta pressione. La perla è un altro mineraloide. La perla è organica. Sebbene abbia una struttura cristallina, non c'è una composizione chimica ben definita.

Il ciclo viene definito di tipo aperto, e comporta scambi di materiale con l'atmosfera, l'idrosfera e il mantello.

13. Rocce ignee: tipi, proprietà ed esempi

Le rocce ignee si formano dalla solidificazione del **magma o della lava**. La parola "igneo" deriva dal latino "ignis", che significa "di fuoco". Queste rocce si dividono in due gruppi in base a dove il magma si solidifica: intrusive ed effusive.

• Rocce ignee intrusive

Le rocce ignee intrusive si formano quando il magma si raffredda e si solidifica sotto la superficie terrestre. Il lento raffreddamento che avviene lì consente la formazione di grandi cristalli. Esempi di questo tipo di roccia includono granito, diorite e gabbro.

▪ Rocce ignee effusive

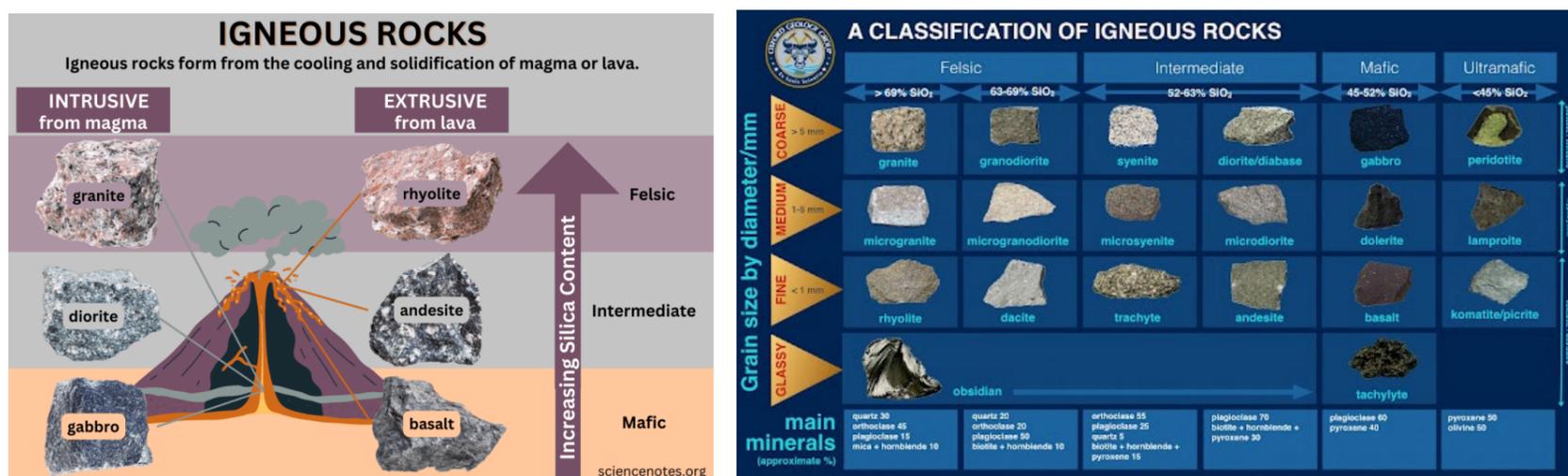
Le rocce ignee effusive si formano dalla lava. La lava si forma quando il magma raggiunge la superficie terrestre da un'eruzione vulcanica e poi si raffredda rapidamente. La maggior parte delle rocce effusive (vulcaniche) ha piccoli cristalli. Ne sono esempi basalto, la riolite e l'andesite. L'ossidiana è un esempio di roccia ignea effusiva che è amorfa o priva di struttura cristallina.

❖ Proprietà e caratteristiche delle rocce ignee

Le rocce ignee sono tipicamente dure e dense, resistenti all'erosione e spesso presentano una struttura cristallina. Le rocce intrusive hanno cristalli più grandi a causa del raffreddamento più lento, mentre le rocce effusive hanno cristalli più piccoli derivanti dal raffreddamento rapido.

➤ Utilizzi delle rocce ignee

Le rocce ignee trovano impiego grazie alla loro durezza. Il granito è importante nella progettazione edilizia e architettonica per ripiani, piastrelle, monumenti e pietre da costruzione. Il basalto frantumato forma basi stradali, aggregati di cemento e massicciata ferroviaria.



Fonte: <https://sciencenotes.org/the-rock-cycle>.

14. Rocce sedimentarie

Le rocce sedimentarie si formano tramite l'accumulo e la cementazione di particelle minerali o organiche sulla superficie terrestre, spesso in corpi idrici. Queste rocce solitamente hanno strati che contengono importanti indizi sulla storia della Terra. Le rocce sedimentarie rientrano in tre sottotipi: clastiche, chimiche e organiche.

➤ Rocce sedimentarie clastiche

Le rocce sedimentarie clastiche si formano dall'accumulo e dall'erosione meccanica di detriti. Spesso contengono frammenti o clasti di altre rocce e minerali. Esempi includono arenaria, conglomerato e scisto.

▪ Rocce sedimentarie chimiche

Le rocce sedimentarie chimiche si formano quando i costituenti minerali in soluzione diventano sovrassaturi e si verifica una precipitazione inorganica. Esempi includono salgemma, gesso e alcuni calcari. Il salgemma o l'alite sono un esempio di un singolo minerale che forma una roccia. La maggior parte delle rocce sedimentarie chimiche contiene più minerali.

• Rocce sedimentarie organiche

Le rocce sedimentarie organiche derivano dall'accumulo di detriti vegetali o animali. Alcune sono costituite da composti organici, ma altre sono composti inorganici biogenici (prodotti da organismi). Esempi di rocce sedimentarie organiche includono carbone, alcuni calcari e scisti bituminosi.

❖ Proprietà e caratteristiche delle rocce sedimentarie

Le rocce sedimentarie solitamente formano strati o letti. Sono relativamente morbide e granulose. Spesso hanno frammenti visibili di altre rocce. I fossili si trovano comunemente nelle rocce sedimentarie, fornendo indizi vitali sull'ambiente di origine della roccia.

✚ Utilizzi delle rocce sedimentarie

Le rocce sedimentarie hanno un'ampia gamma di utilizzi. Il calcare è importante per la produzione di cemento e nell'edilizia. Il gesso ha utilizzi nelle aule e nelle industrie. La selce è stata

storicamente utilizzata per la fabbricazione di utensili. Il carbone, una roccia sedimentaria organica, è un **combustibile fossile**.

Ricordiamo che le rocce sedimentarie sono formate da pezzi di altre rocce esistenti o materiale organico. Si depositano strato dopo strato sulla superficie e litificano trasformandosi in rocce. Esistono tre diversi tipi di rocce sedimentarie: clastiche, organiche o biologiche, e chimiche. Le rocce sedimentarie clastiche, come l'arenaria, si formano da clasti o pezzi di altra roccia. Le rocce sedimentarie organiche, come il carbone, si formano da materiali biologici duri come piante, conchiglie e ossa che vengono compressi nella roccia. La deposizione fisica di particelle dà origine ad arenarie e argilliti, mentre la calcite e il sale derivano da sedimenti allochimici attraverso i processi di precipitazione di minerali da soluzioni acquose.

La formazione delle rocce clastiche e organiche inizia con l'erosione, o la scomposizione, della roccia esposta in piccoli frammenti. Attraverso il processo di erosione, questi frammenti vengono rimossi dalla loro fonte e trasportati dal vento, dall'acqua, dal ghiaccio o dall'attività biologica in una nuova posizione. Una volta che il sedimento si deposita nei bacini e se ne raccoglie una quantità sufficiente, gli strati più bassi si compattano così strettamente da formare roccia solida. Le rocce sedimentarie chimiche, come il calcare, il salgemma e la selce, si formano dalla precipitazione chimica. Un precipitato chimico è un composto chimico, ad esempio il carbonato di calcio C_aCO_3 , il sale N_aCl e la silice, Si_2O_2 , che si forma quando la soluzione in cui è disciolto, solitamente acqua, evapora lasciando dietro di sé il composto. Ciò si verifica quando l'acqua viaggia attraverso la crosta terrestre, alterando la roccia e dissolvendo alcuni dei suoi minerali, trasportandola altrove. Questi minerali disciolti precipitano quando l'acqua evapora.

Nella figura 1 sono illustrati i bacini di sedimentazione di particelle solide e dei processi coinvolti.

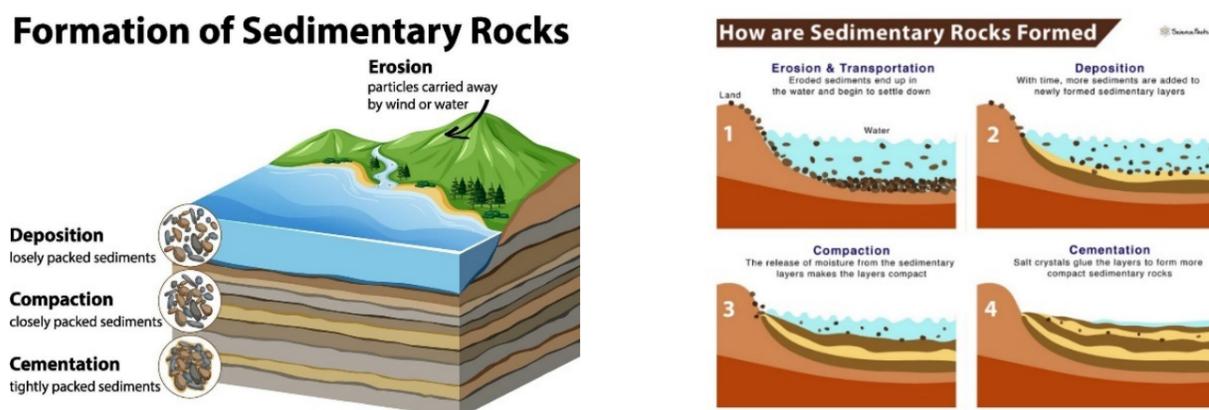


Figura 1.

A

B

A. Formazione di rocce sedimentarie e impacchettamento dei sedimenti.

B. Fenomeni e processi della formai rocce sedimentarie.

Fonte: <https://it.images.search.yahoo.com/yhs/search?p=sedimentary+rocks+basins&fr=yhs>

Nella figura 2 sono illustrati i processi carsici, eolici, lagunare, fluviali che sono responsabili di accumuli di detriti.

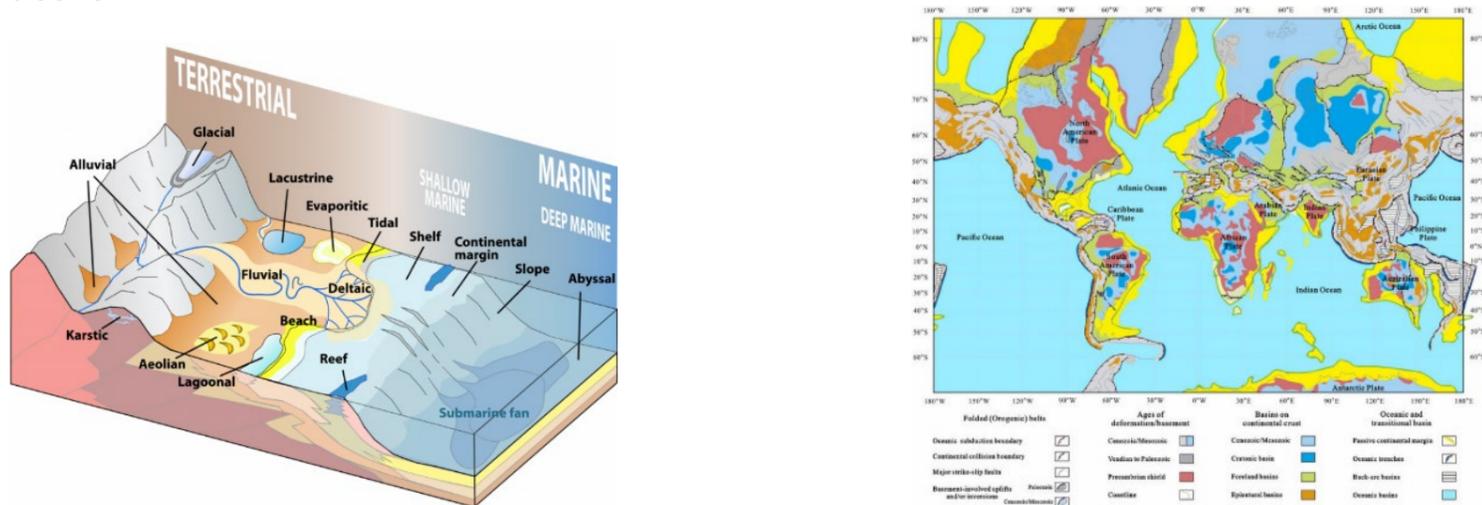


Figura 2.

A

B

A. Alcuni degli ambienti deposizionali di terraferma e marini importanti per sedimenti e rocce sedimentarie. Fonte: Karla Panchuk (2021) CC BY-SA 4.0. Modificato dopo Mike Norton (2018). B. Bacini sedimentari del mondo. Fonte:

https://www.researchgate.net/figure/Sedimentary-basins-of-the-world-Roberts-and-Bally-2012_

I tipi di rocce sedimentarie sono riportate nelle tabelle seguenti.

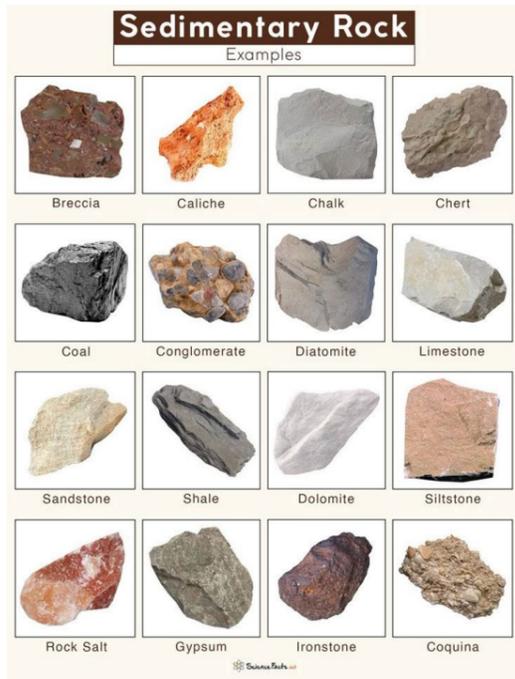


Tabella 1

Clastic Sedimentary Rocks		
Name of Rock	Sediment Type	Texture
Conglomerate	gravel - rounded fragments	course over 2 mm
Breccia	gravel - angular fragments	course over 2 mm
Sandstone	sand	medium 1/16 to 2mm
Siltstone	mud	fine 1/256 to 1/16 mm
Shale	mud	very fine less than 1/256 mm

Tabella 2

Clastic Sedimentary Rocks			
Rock	Texture and Properties	Composition	Examples
Shale	Compacted, fine-grained, fissile, and often laminated.	Clay minerals, organic matter, and silicates.	Black shale, gray shale, red shale.
Sandstone	Consists of sand-sized grains (0.075 to 2 mm) cemented together.	Quartz, feldspar, and clay minerals.	Yellow sandstone, red sandstone, white sandstone.
Breccia	Consists of angular rock fragments (clasts) cemented together.	Various rock types, including sandstone, limestone, and shale.	Red breccia, white breccia.
Conglomerate	Consists of rounded rock fragments (clasts) cemented together.	Various rock types, including sandstone, limestone, and shale.	Red conglomerate, white conglomerate.
Limestone	Crystalline, composed of calcite or aragonite.	Calcium carbonate.	White limestone, gray limestone.
Fossiliferous limestone	Crystalline, composed of calcite or aragonite, containing fossil remains.	Calcium carbonate.	White limestone with fossils.
Optic limestone	Crystalline, composed of calcite or aragonite, showing optical properties.	Calcium carbonate.	White limestone with optical properties.
Chert	Crystalline, composed of microcrystalline quartz.	Quartz.	Black chert, white chert, red chert.
Rock salt	Crystalline, composed of halite.	Halite.	White rock salt.

Tabella 3

Tabelle panoramiche delle rocce sedimentarie.

Fonte: <https://ph.pinterest.com/pin/sedimentary-rocks-definition-formation-types-examples->

Nella tabella 4 sono illustrate la tessitura delle rocce clastiche inorganiche e chimiche o organiche, la terminologia e simboli usati per rappresentarle.

Inorganic Clastic Sedimentary Rocks						
Texture	Grain size	Composition	Comments	Rock name	Map symbol	Picture
Clastic (fragmental)	Pebbles, cobbles, and/or boulders in a matrix of sand, silt and/or clay Sand (0.063 to 2 mm) Silt (0.039 to 0.063 mm) Clay (<0.0039 mm)	Mostly quartz, feldspar, and clay minerals; may contain fragments of other rocks and minerals	Rounded fragments	Conglomerate		
			Angular fragments	Breccia		
			Fine to coarse in a variety of colors	Sandstone		
			Very fine grained, massive, usually dark	Siltstone		
			Compact, brittle, usually dark	Shale		
Chemically and/or Organically Formed Sedimentary Rocks						
Texture	Grain size	Composition	Comments	Rock name	Map symbol	Picture
Crystalline	Fine to coarse grains	Quartz	Chemical precipitates and evaporites	Chert		
		Halite		Rock salt		
		Gypsum		Rock gypsum		
		Dolomite		Dolostone*		
Crystalline or bioclastic	Microscopic to very coarse	Calcite	Biologic precipitates or cemented shell fragments	Limestone*		
Bioclastic	Clay (< 0.0039 mm)	Carbon	Black, compacted plant remains	Coal		
Bioclastic	Clay (< 0.0039 mm)	Clay and kerogen	Dark, may have oily smell or burn	Oil shale		

Other types of sandstone are arkose and graywacke. Varieties of limestone include chalk, coquina, micrite, travertine, oolite, tufa, and fossiliferous limestone.
* These react with dilute acid.

Tabella 4

In **geologia** la **tessitura** (textsture) è definita come l'insieme delle caratteristiche geometriche di una roccia, che in genere è visibile al microscopio o con l'aiuto di una **lente d'ingrandimento**. La tessitura del sedimento riguarda, quindi, la granulometria e la sua distribuzione, la morfologia e le caratteristiche superficiali dei grani e la struttura del sedimento.

Nell'immagine qui sotto la tessitura diminuisce da sinistra verso destra: i conglomerati sono rocce a grana grossa (ciottoli); le arenarie sono rocce con grani di sabbia; le siltiti sono rocce che derivano dal limo; gli scisti sono rocce a grana fine.



La tabella 5 mostra una classificazione dettagliata delle rocce clastiche in base alla granulometria.

NOME GENERICO			DIMENSIONE	NOME		
GENERALE	CARBONATICO	QUARZO	CLASTI (ϕ)	CLASTI	SCIOLTO	LITIFICATO
Rudite (R)	(Lito-/Bio-) Calci-rudite Dolo-rudite	Quarzo- rudite	> 256 mm	Masso	Ammasso detritico molto grossolano	Conglomerato molto grossolano
			256 ÷ 64 mm	Blocco	Ammasso detritico grossolano	Megabreccia
			64 ÷ 4 mm	Ciottolo Grossolano	Ghiaia grossolana	Conglomerato grossolano
				Pietra	Pietrame	Breccia grossolana
				Ciottolo	Ghiaia	Conglomerato
			4 ÷ 2 mm	Scheggia	Pietrisco	Breccia
				Granulo	Ghiaietta	Microconglomerato
	Brecciola	Brecciolino	Breccetta			
Arenite (A)	(Lito-/Bio-) Calcarenite Dolo-arenite	Quarzo- arenite	2 ÷ 1/16 mm	Granulo/Particella	Sabbia	Arenaria
Siltite (S)	(Lito-/Bio-) Calci-siltite Dolo-Siltite	Quarzo- siltite	1/16 ÷ 1/256 mm	Granulo/Particella/Lamella	Fango	Silt
Lutite (L)	(Lito-/Bio-) Calcilutite Dolo-lutite	Quarzo- lutite	< 1/256	Particella/Lamella/Micella	Argilla	Argillite

Tabella 5

Le rocce possono essere di qualsiasi dimensione. Alcune sono più piccole dei granelli di sabbia mostrati nell'immagine della figura 3. Altre rocce hanno grandi dimensioni, come i massi erranti, trasportati da un ghiacciaio che si è sciolto, mostrati nella figura 3C e 3D.



Figura 3. A

B

C

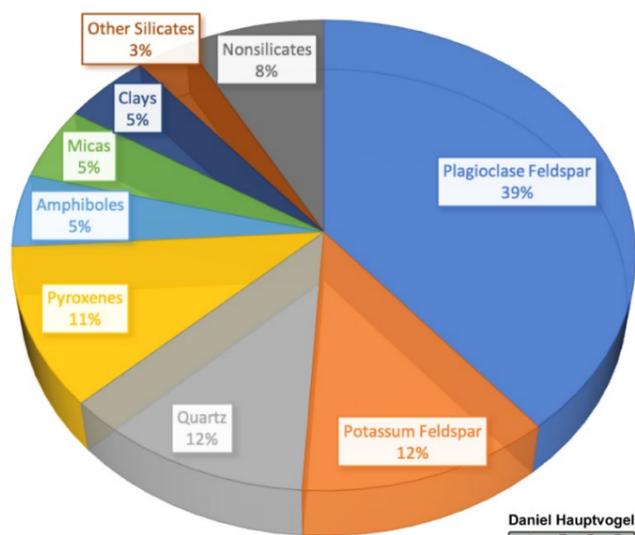
D

A. Dune di sabbia. B. Granelli di sabbia di dimensioni comprese tra 2 e 0,06 millimetri. C. Filladi affioranti con noduli di quarzo più resistenti all'erosione rispetto alla matrice fine in cui sono immersi. I dossi rocciosi erano sormontati in passato dal ghiacciaio che ha eliminato tutte le asperità. Risultano lisce, arrotondate e striate dall'azione erosiva del ghiacciaio prodotta l'abrasione e dallo sradicamento (*plucking*). D. Masso errante trasportato dal ghiacciaio ormai sciolto.

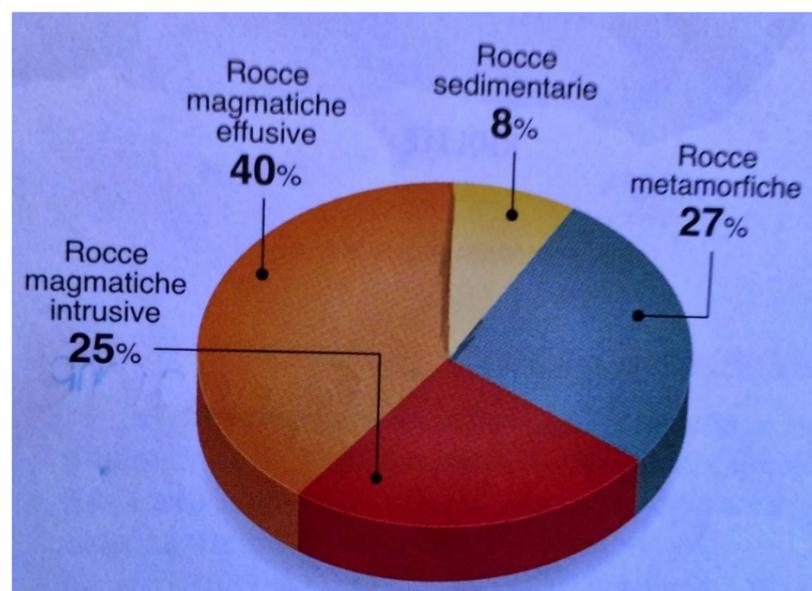
Fonte: Wikipedia.org.

Nel diagramma circolare a spicchi della figura 4A sono mostrate le percentuali relative dei minerali più abbondanti della crosta terrestre e nel diagramma circolare della figura 4B sono mostrate le abbondanze relative delle rocce magmatiche, effusive ed intrusive, delle rocce sedimentarie e metamorfiche.

MOST ABUNDANT MINERALS IN EARTH'S CRUST



A



B

Figura 4

A. Abbondanza relativa dei minerali della crosta terrestre. B. Abbondanza relativa delle rocce magmatiche, delle rocce sedimentarie e metamorfiche. Fonte: Wikipedia.org.

15. Conclusioni

Il ciclo delle rocce è alla base di tutti i cicli biogeochimici attivi sul sistema Terra e rappresenta un aspetto integrante delle scienze della Terra che getta luce sull'età della Terra, sulla sua storia e sulle forze che l'hanno modellata e la modellano tuttora e nel futuro. La comprensione del ciclo delle rocce è fondamentale sia discernere come le rocce cambiano forma sia per capire fertilità del suolo sia infine per avere consapevolezza in che modo si sono formati minerali e combustibili fossili. Il ciclo delle rocce ha anche applicazioni pratiche in settori come l'edilizia, dove le caratteristiche delle rocce devono essere comprese per l'integrità strutturale di edifici ponti, dighe ecc. I processi che coinvolgono il ciclo operano a velocità diverse e su scale spaziali e temporali diverse. Ad esempio, l'urbanizzazione e l'industrializzazione di molte attività agricole si è verificata negli ultimi 300 anni, e soprattutto negli ultimi 70 anni, mentre i processi tettonici e la costruzione delle montagne si verificano nel corso di milioni di anni. La scienza della Terra, nota anche come geoscienza, è un ampio campo di studio che comprende i processi fisici, chimici e biologici che modellano il nostro pianeta. Nella stesura di questo lavoro abbiamo fatto ricorso alle varie scienze che sono incluse nella scienza della Terra, che sono fondamentali per comprendere il mondo naturale e le sue numerose meraviglie. In questo lavoro abbiamo applicato le diverse scienze che compongono il campo interdisciplinare della scienza della Terra, un sistema integrato, interconnesso ed autoregolato. Abbiamo considerato sinteticamente le interazioni e i "feedback", sottolineando i flussi di materia ed energia e i processi e le "sfere" dei sottosistemi della Terra, coinvolti nel ciclo delle rocce che include la [geosfera](#), la [litosfera](#) e la [magnetosfera](#). Nel corso della trattazione degli argomenti affrontati abbiamo cercato di evidenziare che la scienza del sistema terrestre presuppone una [visione olistica](#) dell'interazione dinamica tra quelle tre [sfere](#) della Terra, un **olismo** basato sulla teoria della tettonica delle placche. Sottolineando che i numerosi sottosistemi costituenti della scienza del sistema terrestre includono [la geologia dei sistemi](#).

Salvatore Piscitelli

Daniela Piscitelli
Dottore di ricerca in Ingegneria Ambientale

Nola lì 17 marzo 2025