

CAPITOLO 3

DINAMICA DEL CAMBIAMENTO CLIMATICO

3.1 DINAMICA DELL'ATMOSFERA

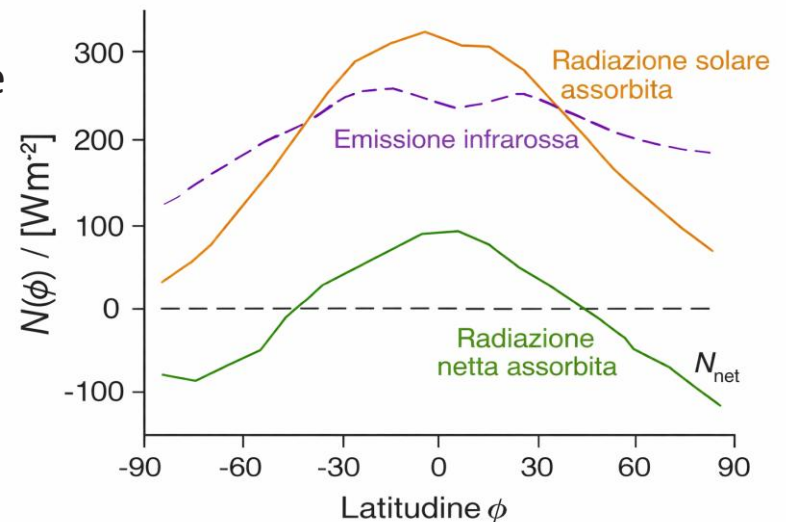
3.1.1 Effetti di latitudine

Nel capitolo precedente il bilancio radiativo è stato considerato come una **media sull'intero globo**. Questa approssimazione è utile per una prima descrizione del sistema, ma risulta troppo semplice per spiegare le differenze di temperatura sulla superficie terrestre.

La quantità di radiazione solare assorbita varia in modo significativo con la **latitudine**, a causa dell'inclinazione dell'asse terrestre e della diversa angolazione con cui la radiazione solare incide sulla superficie.

La Figura mostra l'andamento della radiazione solare assorbita in funzione della latitudine.

La **radiazione solare assorbita** presenta un massimo in corrispondenza dell'equatore, dove il Sole raggiunge ogni giorno un'altezza elevata sull'orizzonte e l'energia incidente è distribuita su una superficie relativamente ridotta.



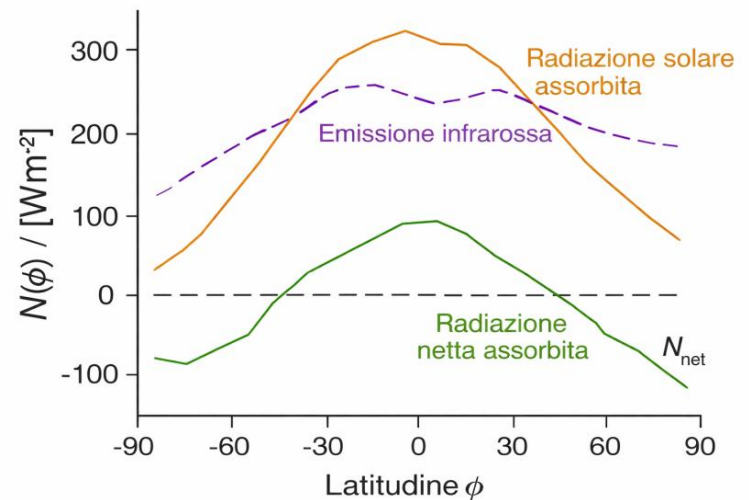
Al contrario, alle alte latitudini e in particolare ai poli, la radiazione assorbita è minima: il Sole rimane sotto l'orizzonte per una parte dell'anno e, inoltre, la presenza di superfici innevate e ghiacciate aumenta l'albedo, riflettendo una frazione significativa della radiazione solare incidente.

3.1 DINAMICA DELL'ATMOSFERA

3.1.1 Effetti di latitudine

La **radiazione infrarossa** emessa verso lo spazio risulta invece minore ai poli rispetto all'equatore. Questo comportamento è una conseguenza diretta delle temperature più basse alle alte latitudini, poiché l'emissione termica dipende fortemente dalla temperatura della superficie.

Dal confronto tra radiazione assorbita ed emessa emerge che il **bilancio radiativo netto** è negativo nelle regioni polari, come mostrato dalla curva inferiore in Figura.



In queste zone l'energia emessa supera quella assorbita, mentre alle basse latitudini si osserva una situazione opposta, con un surplus energetico.

Ne consegue che il sistema climatico deve necessariamente **compensare questo squilibrio** attraverso un intenso trasporto di energia dall'equatore verso i poli.

Per descrivere in modo realistico il clima terrestre, tale trasporto di energia va considerato e accuratamente modellato, tenendo conto sia dei processi fisici coinvolti sia della complessa geografia della Terra, che interessa la circolazione atmosferica e oceanica.

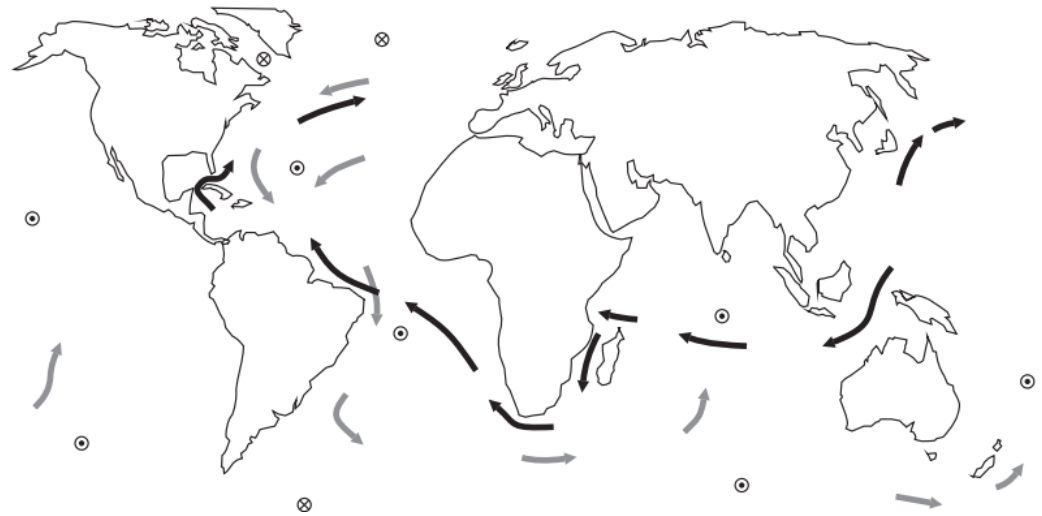
3.1 DINAMICA DELL'ATMOSFERA

3.1.1 Effetti di latitudine

Per quanto riguarda gli oceani, il loro ruolo nel trasporto di energia è illustrato in Figura.

Le correnti superficiali calde sono indicate da frecce scure, mentre le correnti di ritorno più fredde sono rappresentate in grigio.

Queste correnti non sono distribuite uniformemente, ma risultano fortemente concentrate in specifiche regioni, dove possono trasportare grandi quantità di energia.



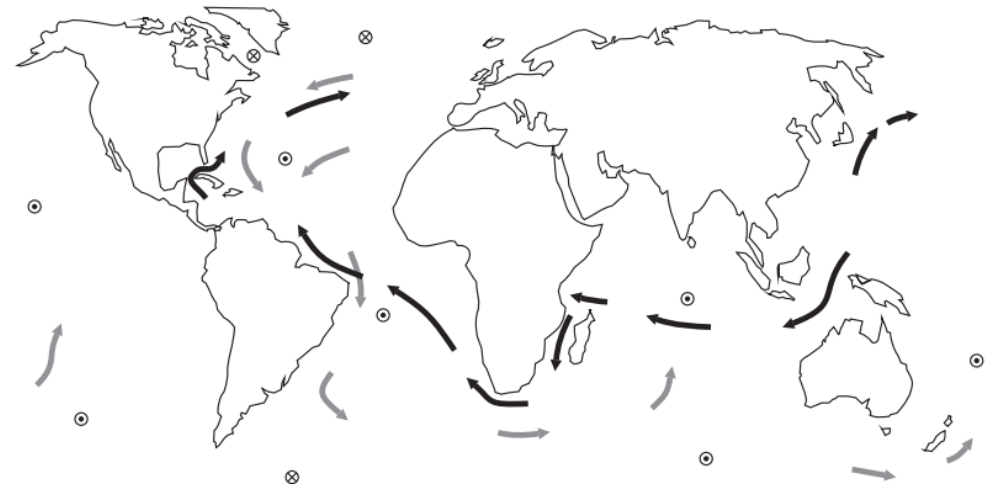
Un esempio significativo è la **Corrente del Golfo** nel Nord Atlantico, che ha una larghezza di circa 60 km, una profondità di circa 500 m e una velocità tipica di 1 m s^{-1} . Queste caratteristiche corrispondono a un trasporto di massa dell'ordine di $3 \times 10^{10} \text{ kg s}^{-1}$.

Un trasporto di massa comparabile è associato anche alla **corrente del Kuroshio**, situata nei pressi del Giappone.

3.1 DINAMICA DELL'ATMOSFERA

3.1.1 Effetti di latitudine

Sia la Corrente del Golfo sia il Kuroshio rappresentano quindi una componente rilevante del trasporto globale di energia, contribuendo in modo sostanziale alla **redistribuzione del calore dalle regioni tropicali verso le medie e alte latitudini**.



Negli oceani, l'energia viene trasportata principalmente sotto forma di **calore sensibile** (cioè, come energia termica associata direttamente alla temperatura dell'acqua), mentre nell'atmosfera una parte significativa del trasporto avviene sotto forma di **calore latente** (cioè, come energia assorbita o rilasciata durante il cambiamento di fase tra stato liquido e vapore).

Nelle regioni a basse latitudini, l'acqua superficiale evapora e il vapore acqueo viene trasportato verso l'alto nell'atmosfera; successivamente, l'aria umida viene trasportata orizzontalmente e condensa in altre regioni, rilasciando il calore di evaporazione sotto forma di calore di condensazione.

3.1 DINAMICA DELL'ATMOSFERA

3.1.2 Moto orizzontale dell'aria

Questi esempi mostrano chiaramente che la descrizione del sistema climatico richiede un approccio dinamico. Analogamente a quanto avviene nella previsione del tempo, i modelli climatici devono includere le equazioni che descrivono i **moti orizzontali e verticali sia dell'atmosfera sia degli oceani**, poiché solo in questo modo è possibile rappresentare correttamente il trasporto di energia su scala globale.

Nel **moto orizzontale dell'atmosfera**, la velocità di un volumetto d'aria varia continuamente sia in modulo sia in direzione.

Per questo motivo, a differenza del caso del moto verticale discusso nel Capitolo 1, non è sufficiente ricorrere a un'approssimazione semplificata, ma è necessario derivare le **equazioni complete del moto**.

Applicando la seconda legge di Newton, l'equazione del moto può essere scritta nella forma:

$$\frac{d\vec{u}}{dt} \rho d\tau = \vec{F}_{press} + \vec{F}_{visc} + \vec{F}_{Cor} + \vec{F}_g$$

Il termine a sinistra rappresenta la consueta “massa per accelerazione”, mentre a destra compaiono le diverse forze che agiscono sul volumetto d'aria: la **forza di pressione**, la **forza viscosa**, la **forza di Coriolis** e la **forza di gravità**. Analizziamo ad uno ad uno i contributi.

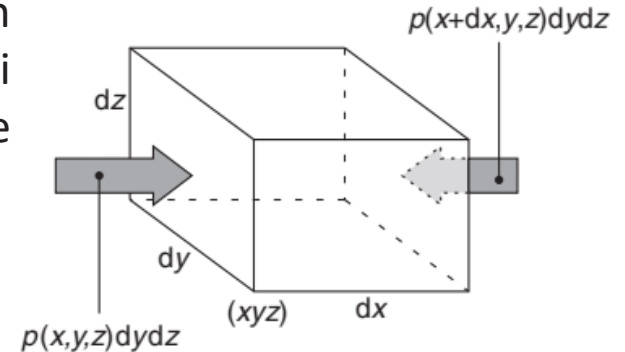
3.1 DINAMICA DELL'ATMOSFERA

3.1.2 Moto orizzontale dell'aria

$$\frac{d\vec{u}}{dt} \rho d\tau = \vec{F}_{press} + \vec{F}_{visc} + \vec{F}_{Cor} + \vec{F}_g$$

Per calcolare la **forza di pressione**, consideriamo un volumetto rettangolare con i lati paralleli agli assi cartesiani e concentriamoci, per semplicità, sulla direzione \vec{x} , come rappresentato in Figura.

La forza esercitata sulla faccia sinistra del volumetto è pari a $p(x, y, z) dy dz$, dove mentre quella esercitata sulla faccia destra può essere scritta come:



$$p(x + dx, y, z) dy dz = \left[p(x, y, z) + \frac{\partial p}{\partial x} dx \right] dy dz$$

La forza risultante lungo la direzione positiva di \vec{x} è quindi data dalla differenza tra le due forze agenti sulle facce opposte del volumetto:

$$p(x, y, z) dy dz - p(x + dx, y, z) dy dz = -\frac{\partial p}{\partial x} dx dy dz = -\frac{\partial p}{\partial x} d\tau$$

$$\text{con } d\tau = dx dy dz$$

3.1 DINAMICA DELL'ATMOSFERA

3.1.2 Moto orizzontale dell'aria

$$\frac{d\vec{u}}{dt} \rho d\tau = \vec{F}_{press} + \vec{F}_{visc} + \vec{F}_{Cor} + \vec{F}_g$$

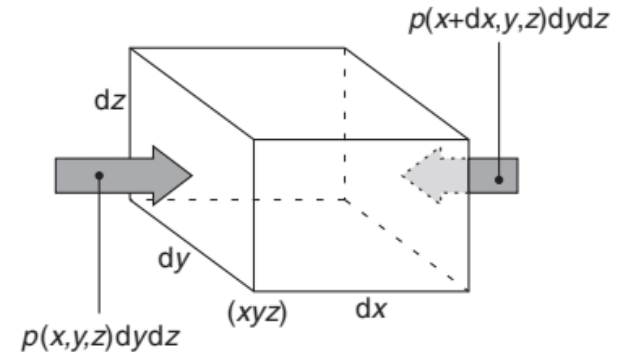
$$p(x, y, z) dydz - p(x + dx, y, z) dydz = -\frac{\partial p}{\partial x} dx dy dz$$

Un'analogia espressione si ottiene nelle direzioni \vec{y} e \vec{z} , sostituendo opportunamente la derivata parziale rispetto a x con quelle rispetto a y o z .

In forma vettoriale, la forza di pressione agente sul volumetto può quindi essere scritta come:

$$\vec{F}_{press} = -\vec{\nabla} p d\tau.$$

Questa espressione mostra che la forza di pressione è direttamente legata al **gradiente spaziale della pressione** ed è responsabile dell'**accelerazione dell'aria dalle regioni di alta pressione verso quelle di bassa pressione**.



3.1 DINAMICA DELL'ATMOSFERA

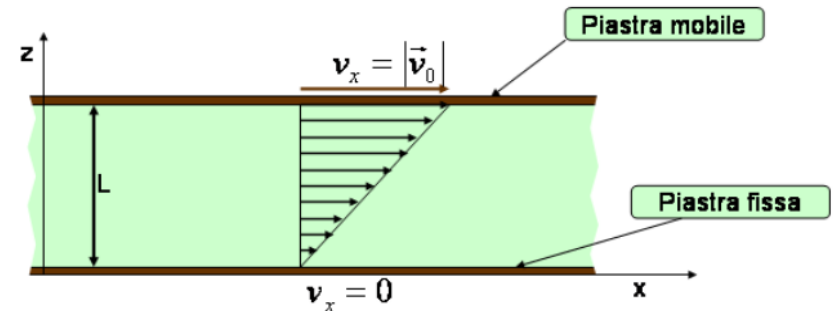
3.1.2 Moto orizzontale dell'aria

$$\frac{d\vec{u}}{dt} \rho d\tau = \vec{F}_{press} + \vec{F}_{visc} + \vec{F}_{Cor} + \vec{F}_g$$

La **forza viscosa** rappresenta la manifestazione dei fenomeni di attrito che si oppongono al moto relativo tra strati adiacenti di un fluido.

Per chiarire questo concetto, consideriamo la situazione schematizzata in Figura e consideriamo uno strato di fluido di spessore L confinato tra due lastre piane e parallele.

Se la lastra superiore viene messa in movimento con velocità u_x nella direzione delle x crescenti, il fluido viene trascinato dal contatto con essa.



Dopo un certo tempo, il sistema raggiunge un regime in cui la distribuzione delle velocità all'interno del fluido è stabile e varia solo con la coordinata verticale z .

Il moto così descritto è un esempio di **flusso laminare e stazionario**.

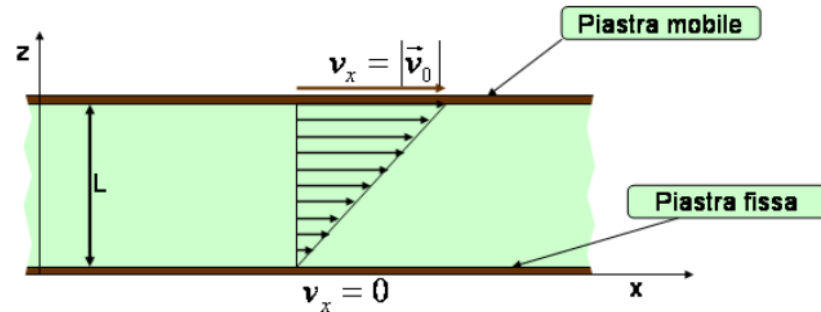
Nel flusso laminare gli strati di fluido scorrono parallelamente tra loro senza mescolarsi né formare vortici, mentre il termine stazionario indica che la velocità in ogni punto dello spazio non varia nel tempo.

3.1 DINAMICA DELL'ATMOSFERA

3.1.2 Moto orizzontale dell'aria

$$\frac{d\vec{u}}{dt} \rho d\tau = \vec{F}_{press} + \vec{F}_{visc} + \vec{F}_{Cor} + \vec{F}_g$$

In questo regime si osserva che gli strati di fluido a contatto diretto con le lastre, detti strati limite, aderiscono alle superfici solide: lo strato a contatto con la lastra superiore si muove con la stessa velocità della lastra, mentre quello a contatto con la lastra inferiore, ferma, rimane in quiete.



Per mantenere la lastra superiore in moto con velocità costante è necessario applicare una forza tangenziale, che si traduce in uno **sforzo di taglio** (o stress tangenziale) definito come:

$$\tau = \frac{F}{dx dy}$$

dove $dx dy$ rappresenta l'area della lastra su cui agisce la forza F .

Secondo l'ipotesi di Newton per i fluidi viscosi, lo sforzo di taglio è proporzionale al gradiente di velocità nella direzione perpendicolare al moto:

$$\tau = \mu \left. \frac{\partial u_x}{\partial z} \right|_{xy(z+dz)}$$

3.1 DINAMICA DELL'ATMOSFERA

3.1.2 Moto orizzontale dell'aria

$$\frac{d\vec{u}}{dt} \rho d\tau = \vec{F}_{press} + \vec{F}_{visc} + \vec{F}_{Cor} + \vec{F}_g$$

$$\tau = \frac{F}{dx dy}$$

$$\tau = \mu \left. \frac{\partial u_x}{\partial z} \right|_{xy(z+dz)}$$

Combinando le due espressioni, la forza esercitata sulla lastra superiore risulta:

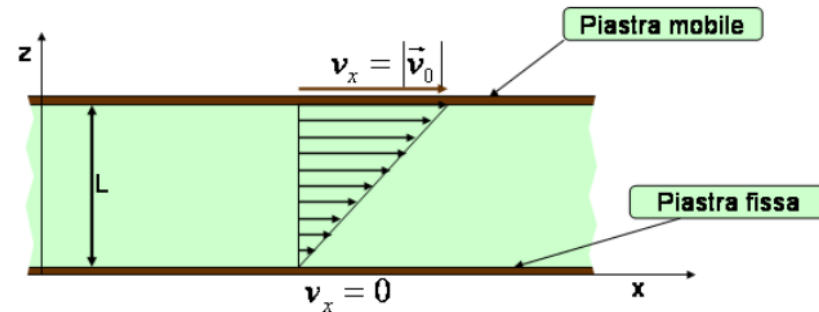
$$F = \mu \left. \frac{\partial u_x}{\partial z} \right|_{xy(z+dz)} dx dy$$

La costante di proporzionalità μ è detta **viscosità dinamica** ed è misurata in (Pa·s).

In modo analogo, la forza esercitata sullo strato di fluido a contatto con la lastra inferiore è:

$$F' = -\mu \left. \frac{\partial u_x}{\partial z} \right|_{xyz} dx dy$$

dove il segno meno indica che la forza è diretta in verso opposto.



3.1 DINAMICA DELL'ATMOSFERA

3.1.2 Moto orizzontale dell'aria

$$\frac{d\vec{u}}{dt} \rho d\tau = \vec{F}_{press} + \vec{F}_{visc} + \vec{F}_{Cor} + \vec{F}_g$$

$$F = \mu \left. \frac{\partial u_x}{\partial z} \right|_{xy(z+dz)} dxdy$$

$$F' = -\mu \left. \frac{\partial u_x}{\partial z} \right|_{xyz} dxdy$$

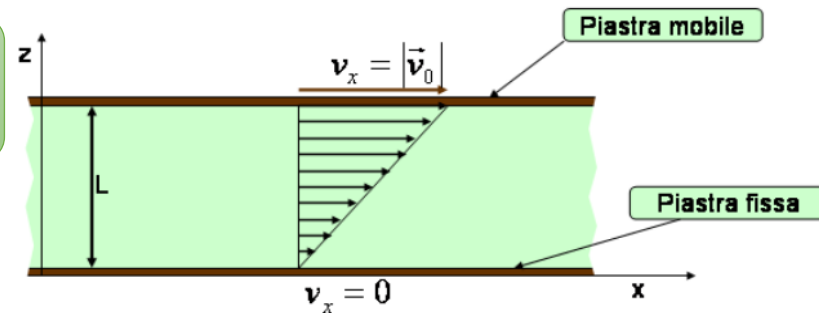
La forza viscosa netta agente lungo la direzione x su un elemento di fluido compreso tra z e $z + dz$ è data dalla differenza tra questi due contributi:

$$F_x = F + F' = \mu \left. \frac{\partial u_x}{\partial z} \right|_{xy(z+dz)} dxdy - \mu \left. \frac{\partial u_x}{\partial z} \right|_{xyz} dxdy$$

Moltiplicando e dividendo per dz , questa espressione può essere riscritta come:

$$F_x = \mu \left(\frac{\left. \frac{\partial u_x}{\partial z} \right|_{z+dz} - \left. \frac{\partial u_x}{\partial z} \right|_z}{dz} \right) dx dy dz = \mu \frac{\partial^2 u_x}{\partial z^2} d\tau$$

dove $d\tau = dx dy dz$ è l'elemento di volume.



3.1 DINAMICA DELL'ATMOSFERA

3.1.2 Moto orizzontale dell'aria

$$\frac{d\vec{u}}{dt} \rho d\tau = \vec{F}_{press} + \vec{F}_{visc} + \vec{F}_{Cor} + \vec{F}_g$$

$$F_x = \mu \left(\frac{\partial u_x}{\partial z} \Big|_{z+dz} - \frac{\partial u_x}{\partial z} \Big|_z \right) dx dy dz = \mu \frac{\partial^2 u_x}{\partial z^2} d\tau$$

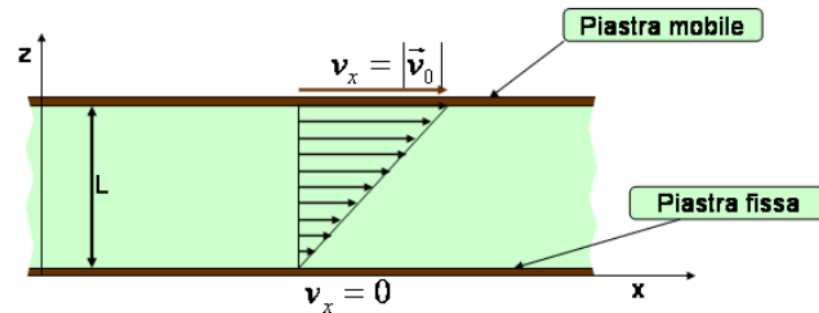
Un'espressione del tutto analoga si ottiene per la componente della forza viscosa nella direzione y , sostituendo u_x con u_y .

Nel caso dell'atmosfera, la forza di attrito viscoso agisce prevalentemente nelle direzioni orizzontali x e y , poiché la componente verticale della velocità è in genere molto più piccola e può essere trascurata in prima approssimazione.

Poiché l'elemento di volume $d\tau$ ha massa $\rho d\tau$, la forza viscosa per unità di massa nella direzione x risulta.

$$\frac{F_x}{\rho d\tau} = \frac{\mu}{\rho} \frac{\partial^2 u_x}{\partial z^2} = \nu \frac{\partial^2 u_x}{\partial z^2}$$

dove $\nu = \mu/\rho$ è detta **viscosità cinematica**.



3.1 DINAMICA DELL'ATMOSFERA

3.1.2 Moto orizzontale dell'aria

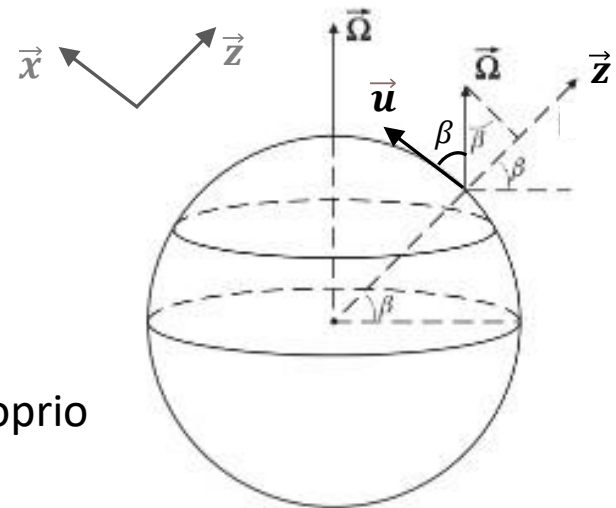
$$\frac{d\vec{u}}{dt} \rho d\tau = \vec{F}_{press} + \vec{F}_{visc} + \vec{F}_{Cor} + \vec{F}_g$$

La **forza di Coriolis** è una forza apparente, o fittizia, che deve essere introdotta quando si descrive il moto di un corpo da un sistema di riferimento non inerziale, in particolare da un sistema in rotazione rispetto a un riferimento inerziale.

Nel caso dell'atmosfera terrestre, il sistema di riferimento considerato è solidale con la superficie della Terra, che ruota attorno al proprio asse. Di conseguenza, il moto di una particella d'aria osservato da questo sistema risente degli effetti della rotazione terrestre.

Un corpo che, in un sistema di riferimento inerziale, si muove lungo una traiettoria rettilinea a velocità costante appare deviare dalla linea retta se osservato da un sistema di riferimento rotante.

Questa deviazione è attribuibile proprio alla forza di Coriolis.



3.1 DINAMICA DELL'ATMOSFERA

3.1.2 Moto orizzontale dell'aria

$$\frac{d\vec{u}}{dt} \rho d\tau = \vec{F}_{press} + \vec{F}_{visc} + \vec{F}_{Cor} + \vec{F}_g$$

A partire dal teorema di Coriolis e dal secondo principio della dinamica di Newton, si può ricavare l'espressione della forza di Coriolis agente su un elemento di fluido:

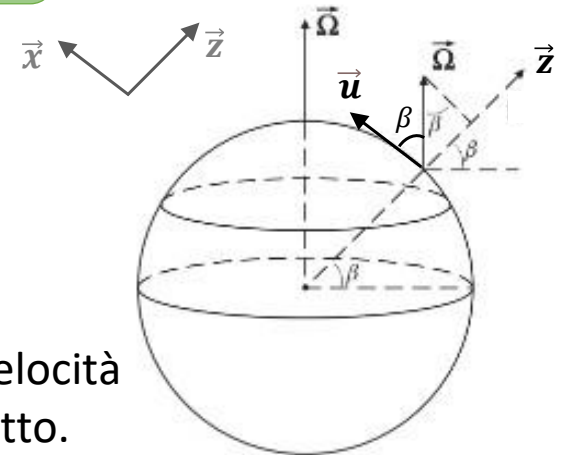
$$\vec{F}_{Cor} = -2 \vec{\Omega} \times \vec{u} dm = -2 \vec{\Omega} \times \vec{u} \rho d\tau$$

dove $\vec{\Omega}$ è il vettore velocità angolare della Terra, \vec{u} è la velocità della particella d'aria, ρ è la densità del fluido e $d\tau$ il volumetto.

Poiché, su scala sinottica, il moto dell'aria è dominato dalla componente orizzontale (ovvero quella nel piano xy in Figura) — mentre i movimenti verticali risultano in genere molto più lenti e deboli — l'angolo tra il vettore velocità \vec{u} e il vettore di rotazione terrestre $\vec{\Omega}$ coincide con l'angolo β che identifica la latitudine.

Calcolando il modulo di \vec{F}_{Cor} si introduce il **parametro di Coriolis**, definito come:

$$f = 2\Omega \sin\beta$$



3.1 DINAMICA DELL'ATMOSFERA

3.1.2 Moto orizzontale dell'aria

$$\frac{d\vec{u}}{dt} \rho d\tau = \vec{F}_{press} + \vec{F}_{visc} + \vec{F}_{Cor} + \vec{F}_g$$

$$f = 2\Omega \sin\beta$$

Il parametro di Coriolis misura l'intensità dell'influenza della rotazione terrestre sul moto atmosferico. Esso si annulla all'equatore, dove $\beta = 0$, e aumenta in valore assoluto al crescere della latitudine, raggiungendo i valori massimi in prossimità dei poli.

La **forza di gravità** è una forza reale che agisce su ogni particella d'aria. Per un elemento di volume $d\tau$ di densità ρ , la forza gravitazionale è data da:

$$\vec{F}_g = \rho d\tau \vec{g} \quad \text{dove } \vec{g} \text{ rappresenta il vettore accelerazione di gravità.}$$

In assenza di moto verticale significativo, l'equilibrio tra la forza di gravità e il gradiente verticale di pressione conduce direttamente all'equazione idrostatica.

$$dp = -g\rho dz$$

Il moto verticale dell'aria diventa rilevante in situazioni specifiche, come nei moti convettivi dell'aria calda in risalita. Tuttavia, nelle applicazioni su larga scala, la componente verticale della velocità è generalmente molto inferiore a quella orizzontale e può essere trascurata.

3.1 DINAMICA DELL'ATMOSFERA

3.1.3 Corrente geostrofica

Proviamo ora a ricavare un'espressione per la **velocità dell'aria alle alte quote**, ad esempio intorno ai 500 m, assumendo che il moto orizzontale sia stazionario, cioè, caratterizzato da una velocità costante nel tempo. Questa ipotesi ci permette, allo stesso tempo, di verificare se una velocità orizzontale costante dell'aria sia fisicamente plausibile in tali condizioni.

Assumere una velocità costante implica che l'accelerazione del fluido sia nulla. Di conseguenza, il termine di sinistra dell'equazione del moto si annulla.

$$\frac{d\vec{u}}{dt} \rho d\tau = \vec{F}_{press} + \vec{F}_{visc} + \vec{F}_{Cor} + \vec{F}_g$$

Inoltre, alle quote considerate, l'**effetto dell'attrito viscoso può essere trascurato**, poiché la distanza dalla superficie terrestre è sufficientemente grande da rendere trascurabile l'influenza diretta dell'attrito con il suolo; pertanto, si può porre $\vec{F}_{visc} = 0$.

Possiamo anche assumere che la **forza di gravità sia bilanciata dal gradiente verticale di pressione**, come previsto dall'equilibrio idrostatico, e che quindi il contributo netto della gravità al moto orizzontale sia nullo ($\vec{F}_g = 0$).

In queste condizioni, l'equazione del moto si semplifica notevolmente e si riduce alla relazione:

$$\vec{F}_{press} + \vec{F}_{Cor} = 0$$

3.1 DINAMICA DELL'ATMOSFERA

3.1.3 Corrente geostrofica

$$\overrightarrow{F_{press}} + \overrightarrow{F_{Cor}} = 0$$

$$\overrightarrow{F_{press}} = -\vec{\nabla}p d\tau$$

$$\overrightarrow{F_{Cor}} = -2\vec{\Omega} \times \vec{u} \rho d\tau$$

Sostituendo le espressioni trovate per $\overrightarrow{F_{press}}$ e $\overrightarrow{F_{Cor}}$:

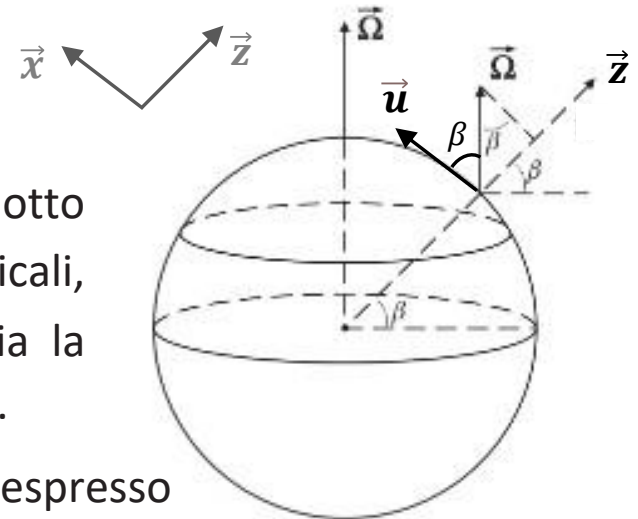
$$-\vec{\nabla}p d\tau - 2\vec{\Omega} \times \vec{u} \rho d\tau = 0$$

che, dividendo entrambi i membri per $\rho d\tau$, può essere riscritta nella forma:

$$-\frac{\vec{\nabla}p}{\rho} = 2\vec{\Omega} \times \vec{u}$$

Dalla Figura si osserva che all'**equatore** il prodotto vettoriale $2\vec{\Omega} \times \vec{u}$ possiede solo componenti verticali, poiché sia il vettore di rotazione terrestre $\vec{\Omega}$ sia la velocità dell'aria \vec{u} giacciono nel piano orizzontale.

In questa regione, quindi, l'equilibrio espresso dall'equazione precedente non può essere soddisfatto per le componenti orizzontali del moto.



3.1 DINAMICA DELL'ATMOSFERA

3.1.3 Corrente geostrofica

$$-\frac{\vec{\nabla}p}{\rho} = 2\vec{\Omega} \times \vec{u}$$

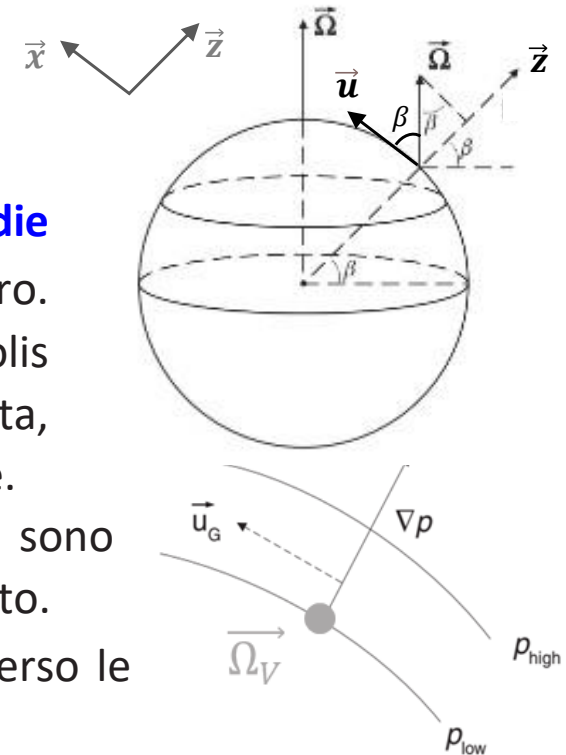
La relazione assume pertanto significato fisico solo alle **medie latitudini**, dove la componente verticale di $\vec{\Omega}$ è diversa da zero. In tali regioni, la componente orizzontale della forza di Coriolis deve bilanciare esattamente, in modulo e in direzione opposta, la componente orizzontale della forza di gradiente di pressione.

La situazione è illustrata nella Figura di destra, dove sono rappresentate due curve isobare nel piano xy della Figura in alto.

Il vettore $\vec{\nabla}p/\rho$ è perpendicolare alle isobare e diretto verso le regioni di pressione crescente.

Poiché la componente verticale Ω_V di $\vec{\Omega}$ è uscente dal piano del foglio, la velocità \vec{u} deve risultare diretta verso sinistra, come indicato in Figura, affinché la relazione vettoriale precedente sia soddisfatta.

Nell'emisfero sud il vettore $\vec{\Omega}$ ha verso opposto rispetto a all'emisfero nord; di conseguenza, la direzione della velocità \vec{u} risulta invertita.



3.1 DINAMICA DELL'ATMOSFERA

3.1.3 Corrente geostrofica

$$-\frac{\vec{\nabla}p}{\rho} = 2\vec{\Omega} \times \vec{u}$$

$$f = 2\Omega \sin\beta$$

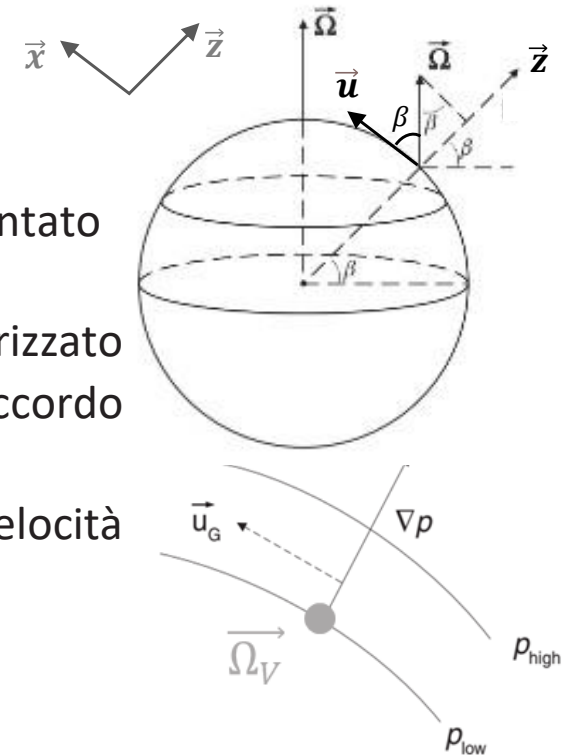
In entrambe le situazioni, il flusso d'aria risulta orientato parallelamente alle isobare.

Questo tipo di moto è detto **corrente geostrofica** ed è caratterizzato da una velocità costante sia in direzione sia in modulo, in accordo con le ipotesi iniziali.

Combinando le due espressioni in alto, il modulo della velocità geostrofica u_G può essere espresso come:

$$u_G = \frac{|\vec{\nabla}p|}{2\Omega \sin\beta \rho} = \frac{|\vec{\nabla}p|}{f\rho}$$

Si può verificare che i gradienti di pressione misurati in atmosfera forniscono valori della velocità geostrofica che concordano entro circa il 10% con le velocità del vento osservate alle alte quote. In particolare, a un'altitudine di circa 1000 m, le velocità del vento possono raggiungere valori dell'ordine di 25 ms^{-1} o superiori.



3.1 DINAMICA DELL'ATMOSFERA

3.1.4 Accoppiamento delle proprietà orizzontali e verticali

Vediamo ora cosa accade quando si mettono in relazione le proprietà **orizzontali** con quelle **verticali** dell'atmosfera.

Consideriamo gli strati atmosferici ad alta quota, sufficientemente lontani dalla superficie terrestre, dove l'attrito è trascurabile e il moto è ben descritto dall'**equilibrio geostrofico**.

$$-\frac{\vec{\nabla}p}{\rho} = 2\vec{\Omega} \times \vec{u}$$

Esprimiamo il prodotto vettoriale $\vec{\Omega} \times \vec{u}$ in termini della direzione \vec{z} .

Dalla Figura si evince che $\vec{\Omega}$ si può decomporre come:

$$\vec{\Omega} = \Omega \cos \beta \hat{u} + \Omega \sin \beta \vec{z}$$

dove $\hat{u} = \frac{\vec{u}}{|\vec{u}|}$ è il versore nella direzione di \vec{u} .

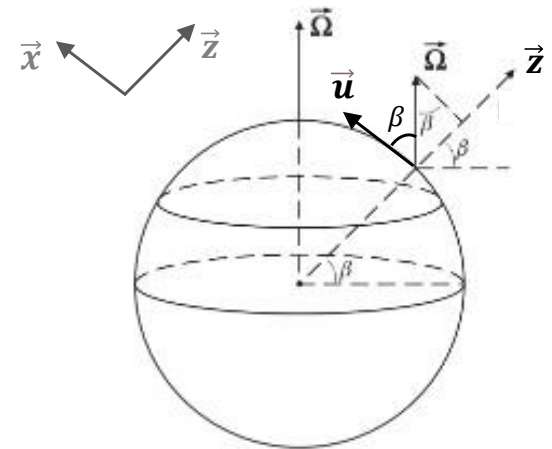
Adesso facciamo il prodotto vettoriale con \vec{u} :

$$\vec{\Omega} \times \vec{u} = \Omega \cos \beta (\hat{u} \times \vec{u}) + \Omega \sin \beta (\vec{z} \times \vec{u}) = \Omega \sin \beta (\vec{z} \times \vec{u})$$

Sostituendo nell'equazione dell'equilibrio geostrofico:

$$f = 2\Omega \sin \beta$$

$$-\frac{1}{\rho} \vec{\nabla}p = 2\Omega \sin \beta \vec{z} \times \vec{u} = f \vec{z} \times \vec{u}$$



3.1 DINAMICA DELL'ATMOSFERA

3.1.4 Accoppiamento delle proprietà orizzontali e verticali

$$\vec{z} \times \vec{u} = -\frac{1}{\rho f} \vec{\nabla} p$$

Come già discusso, questa espressione mette in evidenza che la velocità geostrofica è perpendicolare al gradiente di pressione orizzontale.

Per legare questa relazione al comportamento verticale dell'atmosfera, deriviamo l'equazione di stato dei gas perfetti rispetto a z e combiniamo con l'equazione idrostatica:

$$dp = -g\rho dz$$

$$p = \rho R' T$$

$$g = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial z} = -\frac{R'}{\rho} \frac{\partial(\rho T)}{\partial z} = -\frac{R' T}{\rho} \frac{\partial \rho}{\partial z} - R' \frac{\partial T}{\partial z}$$

Dividendo entrambi i membri per T , si ha:

$$\frac{g}{T} = -R' \left(\frac{1}{\rho} \frac{\partial \rho}{\partial z} + \frac{1}{T} \frac{\partial T}{\partial z} \right)$$

I termini tra parentesi possono essere riconosciuti come derivate logaritmiche, per cui:

$$\frac{g}{T} = -R' \left(\frac{\partial}{\partial z} \ln \rho + \frac{\partial}{\partial z} \ln T \right) = -R' \frac{\partial}{\partial z} (\ln \rho + \ln T)$$

3.1 DINAMICA DELL'ATMOSFERA

3.1.4 Accoppiamento delle proprietà orizzontali e verticali

$$\frac{g}{T} = -R' \left(\frac{\partial}{\partial z} \ln \rho + \frac{\partial}{\partial z} \ln T \right) = -R' \frac{\partial}{\partial z} (\ln \rho + \ln T)$$

$$p = \rho R' T$$

$$\vec{z} \times \vec{u} = -\frac{1}{\rho f} \vec{\nabla} p$$

Riutilizzando nuovamente l'equazione di stato dei gas perfetti si ottiene:

$$\frac{g}{T} = -\frac{\partial}{\partial z} \ln p$$

Sostituendo ora l'equazione di stato dei gas perfetti anche nell'equazione della corrente geostrofica:

$$\frac{\vec{z} \times \vec{u}}{T} = -\frac{R'}{f} \frac{\vec{\nabla} p}{p} = -\frac{R'}{f} \vec{\nabla} \ln p$$

Derivando ora entrambi i membri rispetto alla coordinata verticale z , si ottiene:

$$\frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{\vec{z} \times \vec{u}}{T} \right) = -\frac{R'}{f} \vec{\nabla} \left(\frac{\partial}{\partial z} \ln p \right)$$

Sostituendo:

$$\frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{\vec{z} \times \vec{u}}{T} \right) = \frac{gR'}{f} \vec{\nabla} \left(\frac{1}{T} \right) = -\frac{gR'}{fT^2} \vec{\nabla} T$$

3.1 DINAMICA DELL'ATMOSFERA

3.1.4 Accoppiamento delle proprietà orizzontali e verticali

$$\frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{\vec{z} \times \vec{u}}{T} \right) = \frac{gR'}{f} \vec{\nabla} \left(\frac{1}{T} \right) = -\frac{g}{fT^2} \vec{\nabla} T$$

$$\vec{z} \times \vec{u} = -\frac{1}{\rho f} \vec{\nabla} p$$

$$u_G = \frac{|\vec{\nabla} p|}{f\rho}$$

Poiché il vettore \vec{z} è diretto verticalmente, il termine $\vec{z} \times \vec{u}$ ha solo componenti orizzontali.

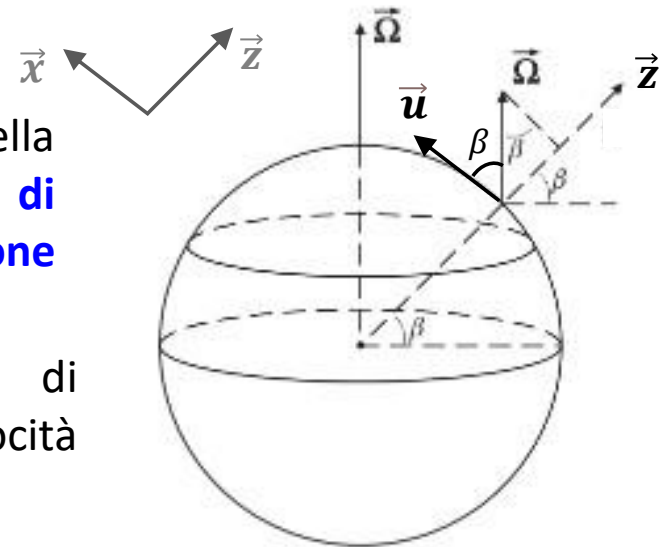
Ne consegue che anche l'intera equazione descrive esclusivamente variazioni orizzontali.

Il risultato finale esprime un fatto fondamentale della dinamica atmosferica: **le variazioni orizzontali di temperatura sono direttamente collegate alla variazione verticale della velocità geostrofica.**

In altre parole, un gradiente orizzontale di temperatura implica un cambiamento della velocità del vento con la quota.

Questo legame è detto **vento termico**.

Se la temperatura è uniforme orizzontalmente, non si ha nessun cambiamento del vento con la quota.



3.2 VARIABILITA' CLIMATICA

3.2.1 Variabilità climatica naturale

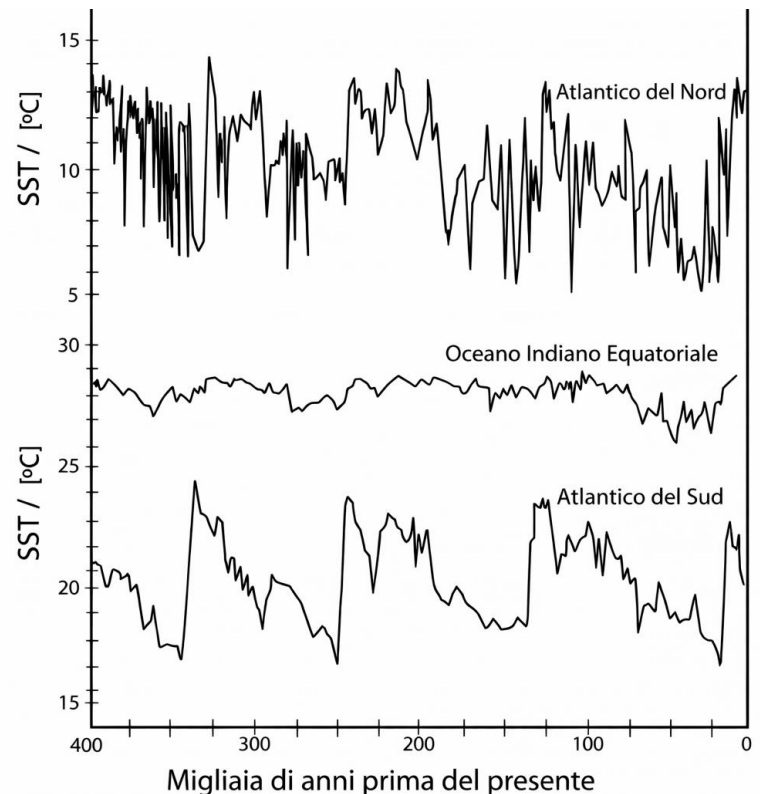
Le **variazioni climatiche** non sono un fenomeno recente, ma si verificano da sempre. Un esempio efficace è fornito dalle ricostruzioni delle temperature superficiali del mare (SST) degli ultimi 400 000 anni, rappresentate in Figura.

Il grafico superiore si riferisce al Nord Atlantico, quello inferiore all'Atlantico Meridionale e quello centrale all'Oceano Indiano equatoriale.

Sia nel Nord che nel Sud Atlantico si osserva un'alternanza ricorrente di fasi più calde e più fredde, spesso caratterizzata da oscillazioni più fini.

Queste variazioni, fatta eccezione per quelle avvenute nell'ultimo secolo, devono essere attribuite a cambiamenti interni al sistema climatico e a fattori esterni naturali.

I periodi freddi sono noti come **ere glaciali** e corrispondono a fasi in cui ampie porzioni della superficie terrestre erano coperte da ghiaccio.



3.2 VARIABILITA' CLIMATICA

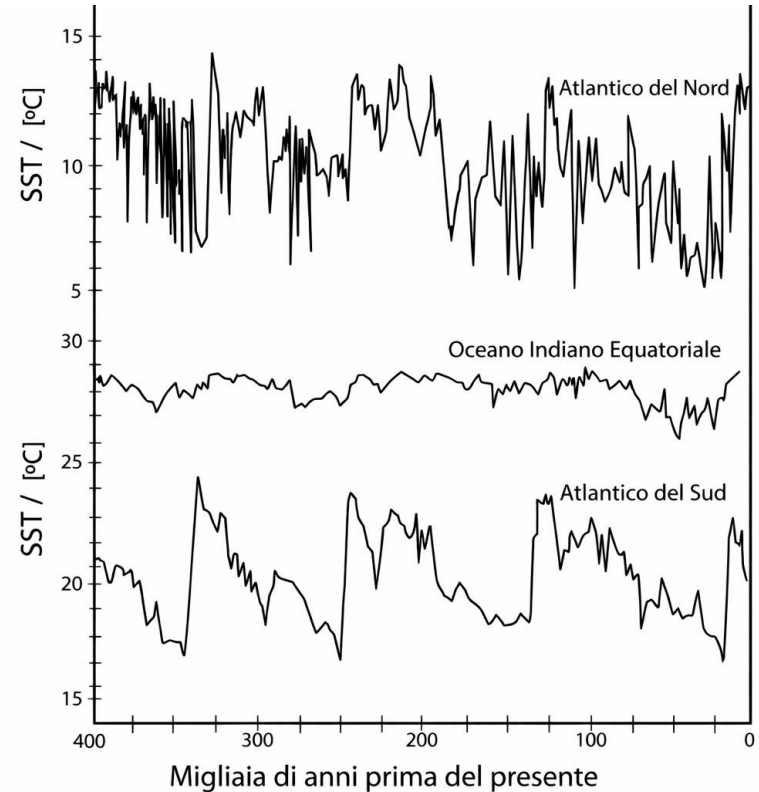
3.2.1 Variabilità climatica naturale

Al di fuori della fascia equatoriale, il clima ha alternato regolarmente periodi glaciali e interglaciali, una dinamica particolarmente evidente nella curva relativa all'Atlantico Meridionale.

A partire dal 1920, il climatologo serbo **Milutin Milanković** sviluppò una teoria per spiegare le ciclicità climatiche osservate nei dati paleoclimatici. Egli propose che le variazioni a lungo termine del clima terrestre fossero legate a cambiamenti periodici dei **parametri orbitali della Terra**, che modificano la distribuzione della radiazione solare ricevuta dal pianeta.

Questi cambiamenti, oggi noti come **cicli di Milanković**.

Nel dettaglio, le irregolarità nel clima sarebbero quindi imputabili ai cambiamenti periodici dell'**eccentricità dell'orbita**, dell'**inclinazione dell'asse terrestre** e della **precessione dell'asse di rotazione**.



3.2 VARIABILITA' CLIMATICA

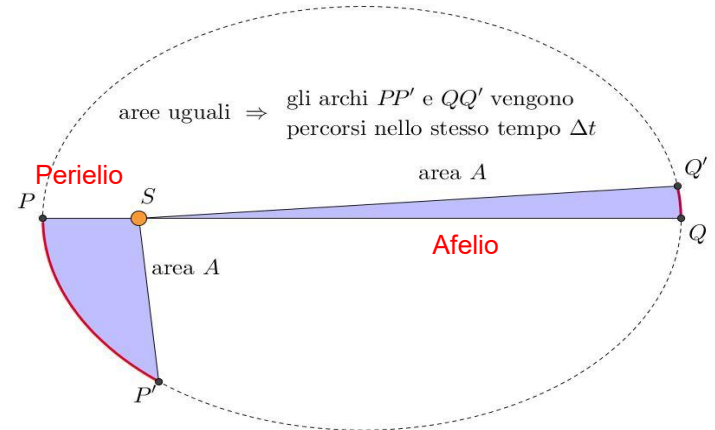
3.2.1 Variabilità climatica naturale

Quando l'**eccentricità dell'orbita terrestre** aumenta, cresce anche la differenza di distanza fra Terra e Sole tra perielio e afelio. In tali condizioni, l'insolazione al perielio, che in un'orbita quasi circolare è paragonabile a quella in afelio, può superarla fino a circa il 23%.

Per comprendere gli effetti climatici di questa variazione, occorre considerare l'alternanza delle stagioni alla luce della **Seconda Legge di Keplero**, secondo la quale il segmento (raggio vettore) che unisce il centro del Sole con il centro del pianeta descrive aree uguali in tempi uguali, come rappresentato in Figura.

Poiché la Terra si muove più velocemente al perielio che all'afelio, quando il perielio cade in autunno e inverno (emisfero settentrionale attuale), queste stagioni risultano leggermente più brevi rispetto alla primavera e all'estate.

Se l'eccentricità aumenta, il contrasto stagionale nella durata si accentua, e le stagioni che avvengono nel tratto più lontano dal Sole diventano più lunghe. Ciò introduce una **variazione nell'insolazione media stagionale**, che può avere conseguenze climatiche rilevanti.



3.2 VARIABILITA' CLIMATICA

3.2.1 Variabilità climatica naturale

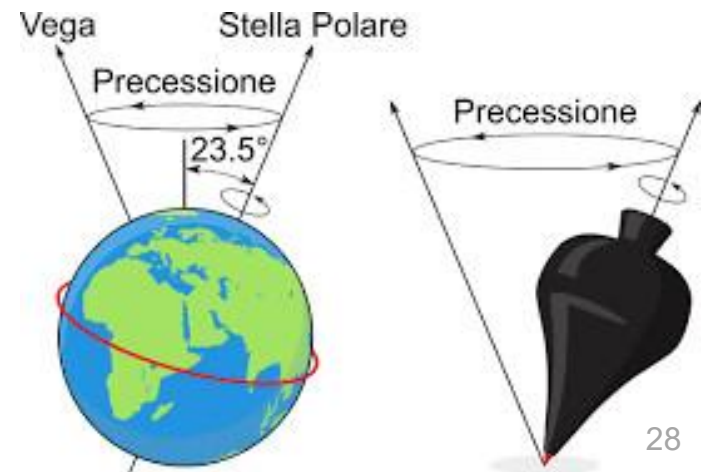
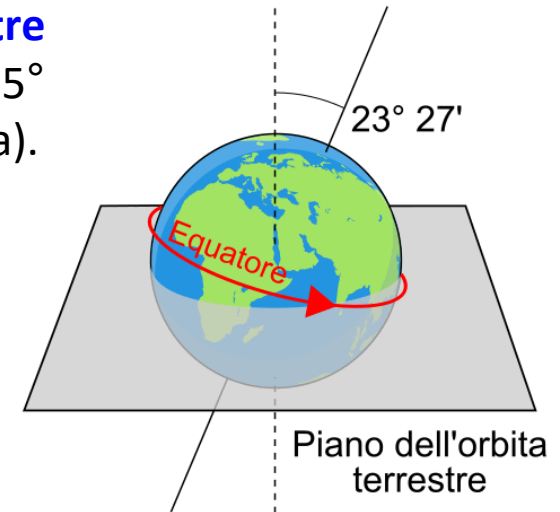
Un secondo parametro orbitale è l'**inclinazione dell'asse terrestre rispetto al piano dell'eclittica** (obliquità), che oscilla tra circa $24,5^\circ$ e $33,1^\circ$ (il valore attuale è 23° e $27'$, come rappresentato in Figura).

Il periodo di oscillazione è di circa 40.000 anni.

Un aumento dell'obliquità rafforza i contrasti stagionali alle medie e alte latitudini, rendendo le estati più calde e gli inverni più freddi.

Un aumento dell'obliquità rafforza i contrasti stagionali alle medie e alte latitudini, rendendo le estati più calde e gli inverni più freddi.

Il terzo meccanismo, la **precessione degli equinozi**, riguarda la variazione della direzione dell'asse terrestre rispetto alla posizione della Terra lungo l'orbita (perielio e afelio), con un periodo di circa 21.000 anni.

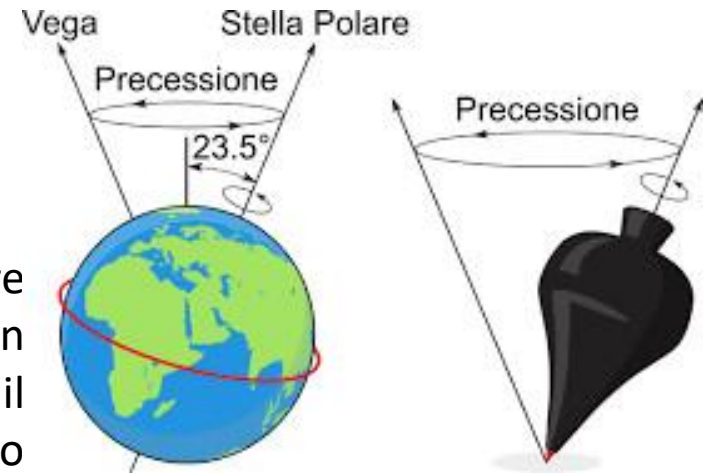


3.2 VARIABILITA' CLIMATICA

3.2.1 Variabilità climatica naturale

Il fenomeno dipende in gran parte dall'azione combinata delle forze lunisolari, che inducono l'asse terrestre a descrivere un lento cono attorno ad una direzione perpendicolare al piano orbitale, dando luogo ad un moto di precessione, come mostrato in Figura.

Poiché anche l'orientamento del semiasse maggiore dell'orbita (la cosiddetta precessione dell'orbita) ruota in senso opposto, con un periodo di circa 112.000 anni, il risultato combinato è che gli equinozi compiono un ciclo completo in circa 21.000 anni.



Anche la precessione, come l'obliquità, non altera l'insolazione media terrestre, ma modifica la distribuzione stagionale dell'energia tra emisfero nord e sud.

Il contributo simultaneo di questi tre cicli orbitali – **eccentricità, obliquità e precessione** – noti collettivamente come cicli di Milanković, può quindi influenzare in modo diverso i due emisferi.

I **periodi glaciali** sarebbero innescati da una **diminuzione dell'insolazione locale**, soprattutto alle alte latitudini dell'emisfero Nord.

3.2 VARIABILITA' CLIMATICA

3.2.1 Variabilità climatica naturale

A complicare ulteriormente la risposta climatica interviene **l'accoppiamento tra emisferi tramite la circolazione oceanica e atmosferica**, che non permette una semplice correlazione diretta tra insolazione e temperatura.

Per l'inizio dell'**ultima grande glaciazione**, che ebbe luogo nel tardo Pleistocene e iniziò circa 115.000–110.000 anni fa, studi paleoclimatici indicano che la riduzione dell'insolazione estiva alle alte latitudini boreali (in particolare a 65° N) fu un fattore chiave nell'innescare l'accumulo di ghiaccio. In quel periodo, a metà giugno, l'insolazione estiva in questa latitudine era significativamente più bassa rispetto ad oggi, con valori stimati di decine di W m^{-2} inferiori rispetto all'insolazione attuale — in alcuni modelli si parla di variazioni dell'ordine di **40 W m^{-2}** rispetto ai circa **380 W m^{-2}** di oggi a 65° N.

Questo minore apporto di energia solare fece sì che gran parte della neve invernale persistesse durante l'estate, facilitando l'accumulo graduale di ghiaccio e il progressivo avanzamento delle calotte glaciali nell'emisfero settentrionale.

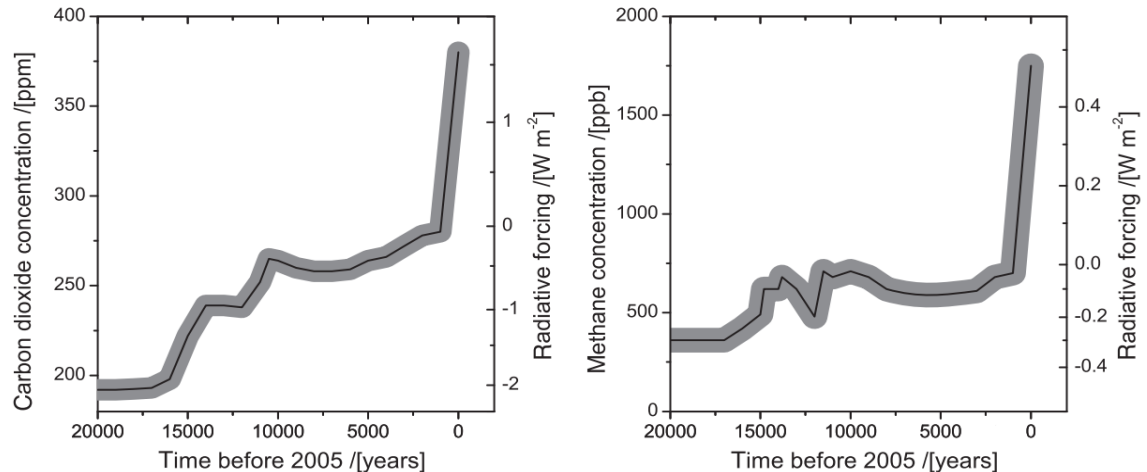
Le proiezioni indicano che il prossimo minimo orbitale favorevole a una glaciazione si verificherà fra circa 30.000 anni, un intervallo probabilmente troppo lontano per compensare l'attuale riscaldamento antropogenico indotto dai gas serra.

3.2 VARIABILITA' CLIMATICA

3.2.2 Variabilità indotta dalle attività umane

La Figura mostra come sono variare le concentrazioni di due importanti gas a effetto serra, l'anidride carbonica (CO₂) e il metano (CH₄), negli ultimi 20.000 anni.

Questi dati derivano dall'analisi dell'aria rimasta intrappolata nelle carote di ghiaccio antartiche e groenlandesi, una tecnica che permette di ricostruire la composizione atmosferica del passato con buona precisione.



Prima del 1750, le oscillazioni di CO₂ e CH₄ sono attribuite principalmente a **processi naturali**, soprattutto biochimici, messi in moto da variazioni nel bilancio delle radiazioni e nelle condizioni climatiche globali (ad esempio cambiamenti nella vegetazione, nella temperatura degli oceani e nelle dinamiche microbiche dei suoli).

In epoca più recente, invece, si osserva un rapido e marcato aumento delle concentrazioni di entrambi i gas. Questo incremento è nettamente attribuibile alle **attività umane**.

3.2 VARIABILITA' CLIMATICA

3.2.2 Variabilità indotta dalle attività umane

In teoria, un **modello climatico “perfetto”** dovrebbe essere in grado di ricostruire fedelmente il clima del passato in ogni sua componente: non solo le grandezze mostrate nei grafici, ma tutte le variabili rilevanti, per tutte le zone del pianeta e per ogni epoca.

Per raggiungere questo obiettivo, un modello climatico dovrebbe integrare non solo la fisica dell'atmosfera e degli oceani, ma anche i feedback legati ai **processi biochimici**, all'**uso del suolo**, al **ciclo del carbonio** e ad altri cicli biogeochimici complessi.

Se un modello riuscisse a riprodurre con accuratezza il passato, potremmo riporre maggiore fiducia anche nelle sue proiezioni future.

Tuttavia, la comunità scientifica non dispone (e probabilmente non disporrà mai) di un modello totalmente completo in questo senso. Per questo motivo, l'approccio più realistico consiste nel fornire le migliori stime possibili accompagnate da una chiara comunicazione delle incertezze.

Nel seguito, introdurremo alcuni degli elementi fondamentali dei modelli climatici, tra cui il **ciclo del carbonio**, e presenteremo una panoramica delle equazioni fisiche e dei modelli attualmente più utilizzati nello studio del sistema climatico.

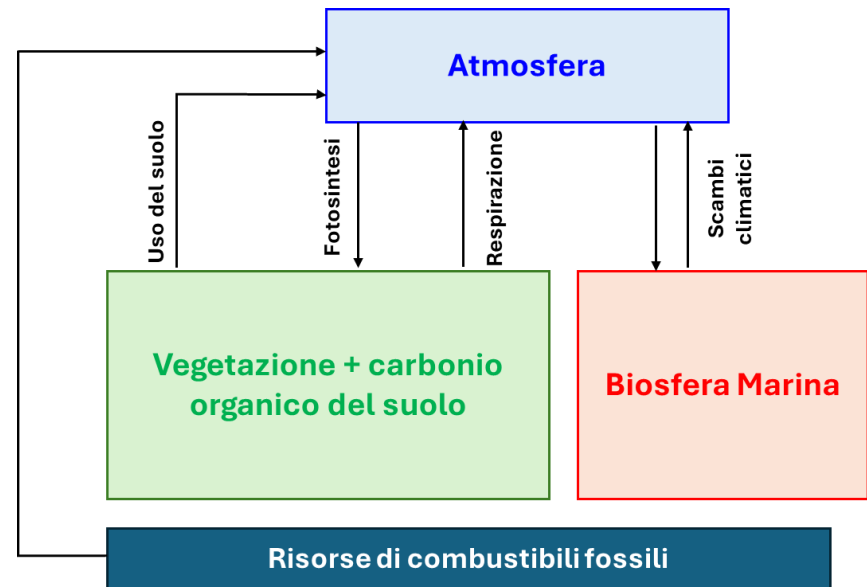
3.2 VARIABILITA' CLIMATICA

3.2.3 Il ciclo del carbonio

Il carbonio sotto forma di CO₂ è uno dei gas serra più rilevanti. Per questo è fondamentale comprendere in che modo il carbonio circola all'interno del sistema Terra.

Possiamo individuare due grandi sotto-sistemi che influenzano direttamente la concentrazione atmosferica di carbonio: **ecosistema oceano-atmosfera** ed **ecosistema terra-atmosfera**. A questi si aggiungono gli apporti antropogenici legati all'uso di **combustibili fossili**.

Lo **scambio di carbonio tra atmosfera e oceani** è intenso: si stima un assorbimento di circa $92,2 \times 10^{12}$ kg C/anno e un'emissione di circa $90,6 \times 10^{12}$ kg C/anno.



La differenza netta corrisponde al carbonio in eccesso assorbito dagli oceani.

Il destino del carbonio disciolto è regolato da processi chimici.

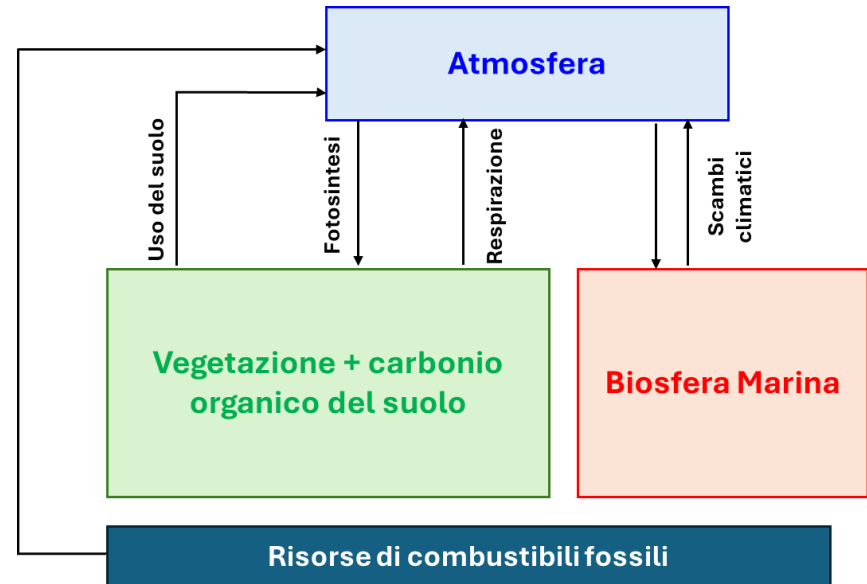
L'anidride carbonica atmosferica si scioglie negli strati superficiali dell'oceano, reagire con calcio disciolto (Ca²⁺) per venire incorporato sotto forma di carbonato di calcio (CaCO₃), impiegato nella formazione di gusci e strutture scheletriche di numerosi organismi marini.

3.2 VARIABILITA' CLIMATICA

3.2.3 Il ciclo del carbonio

Parte di questo materiale, sotto forma di particolato o gusci, affonda verso i fondali oceanici.

In condizioni di equilibrio a lungo termine, il flusso di carbonio verso il basso viene compensato da un flusso di risalita dovuto alla circolazione oceanica profonda, che riporta in superficie acque ricche di carbonio provenienti da zone equatoriali e alte latitudini.



Questo meccanismo di trasporto verticale è noto come **pompa biologica marina**.

L'efficienza della pompa biologica non dipende solo dal tenore di carbonio disciolto, ma anche dalla disponibilità di nutrienti essenziali per la produttività oceanica, come azoto (N), fosforo (P) e micronutrienti come ferro (Fe) e manganese (Mn).

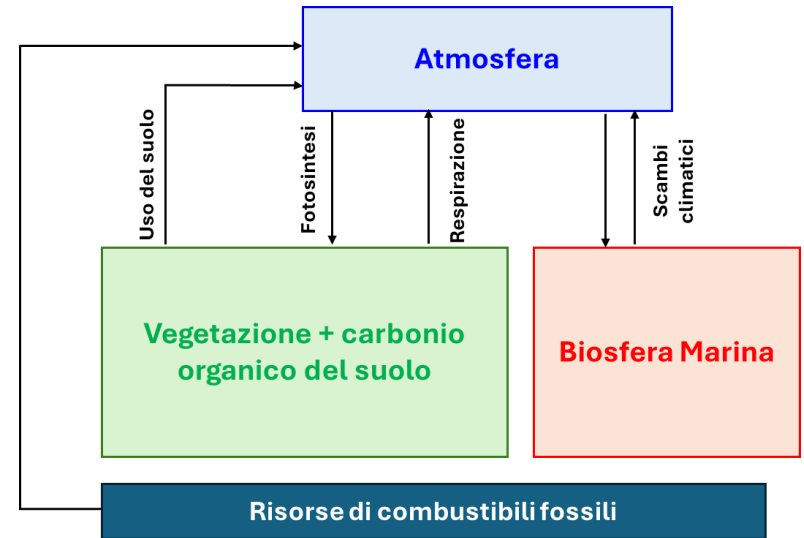
L'aumento della concentrazione atmosferica di CO_2 rende difficile prevedere l'evoluzione futura della produttività oceanica e quindi della pompa biologica. Si possono delineare due possibili evoluzioni qualitative.

3.2 VARIABILITA' CLIMATICA

3.2.3 Il ciclo del carbonio

Nel primo caso, considerato **favorevole**, il cambiamento climatico determina un incremento della disponibilità di nutrienti negli oceani. Questo favorisce la crescita della biomassa fotosintetica e quindi una maggiore fissazione di CO₂ da parte degli organismi marini, con un conseguente effetto di mitigazione sul riscaldamento globale.

Nel secondo caso, considerato **sfavorevole**, la disponibilità di nutrienti diminuisce, la produttività biologica si riduce, la pompa biologica marina rallenta o si arresta e l'accumulo atmosferico di CO₂ tende ad accelerare.



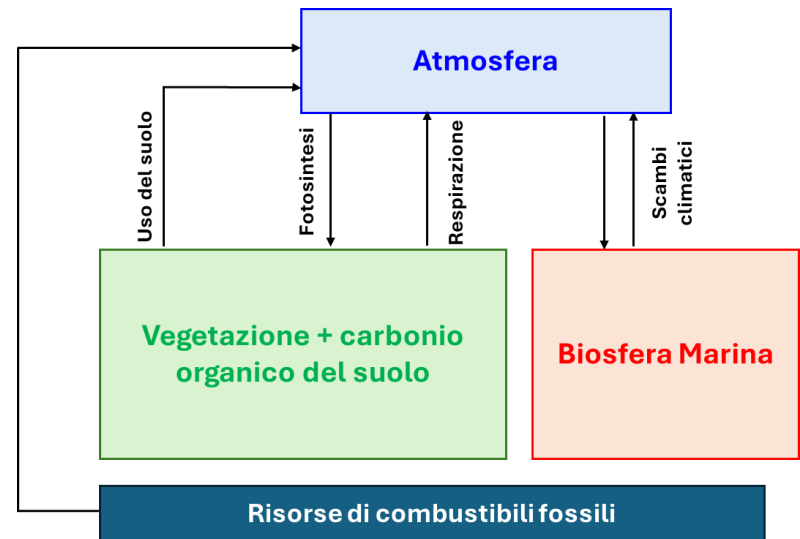
Lo scambio di carbonio tra **biosfera terrestre e atmosfera** è dominato da due flussi molto grandi e tra loro quasi compensati: la **fotosintesi**, stimata in circa 120×10^{12} kg C/anno, e la **respirazione autotrofa ed eterotrofa**, stimata in circa $119,6 \times 10^{12}$ kg C/anno.

Il contributo derivante dalle modifiche nell'uso del suolo è più complesso da descrivere.

3.2 VARIABILITA' CLIMATICA

3.2.3 Il ciclo del carbonio

In generale, la conversione di foreste e aree boschive in terreni destinati all'agricoltura o all'urbanizzazione provoca: una **riduzione del contenuto di carbonio organico nel suolo**, poiché l'humus si mineralizza; una **diminuzione delle riserve di carbonio nella biomassa**, perché le colture annuali o i pascoli immagazzinano meno carbonio rispetto agli alberi; una **diminuzione della fissazione netta di CO₂**, data la minore superficie fogliare e minore longevità della biomassa



In sintesi, la conversione forestale riduce la capacità del sistema terrestre di assorbire carbonio, contribuendo ad un **aumento della CO₂ atmosferica**.

In basso compare il contributo derivante dalla **combustione dei combustibili fossili** (carbone, petrolio, gas naturale).

Questo flusso è più semplice da stimare rispetto ad altri, poiché il consumo energetico mondiale è ben documentato nelle statistiche delle Nazioni Unite e delle agenzie internazionali.

3.2 VARIABILITA' CLIMATICA

3.2.3 Il ciclo del carbonio

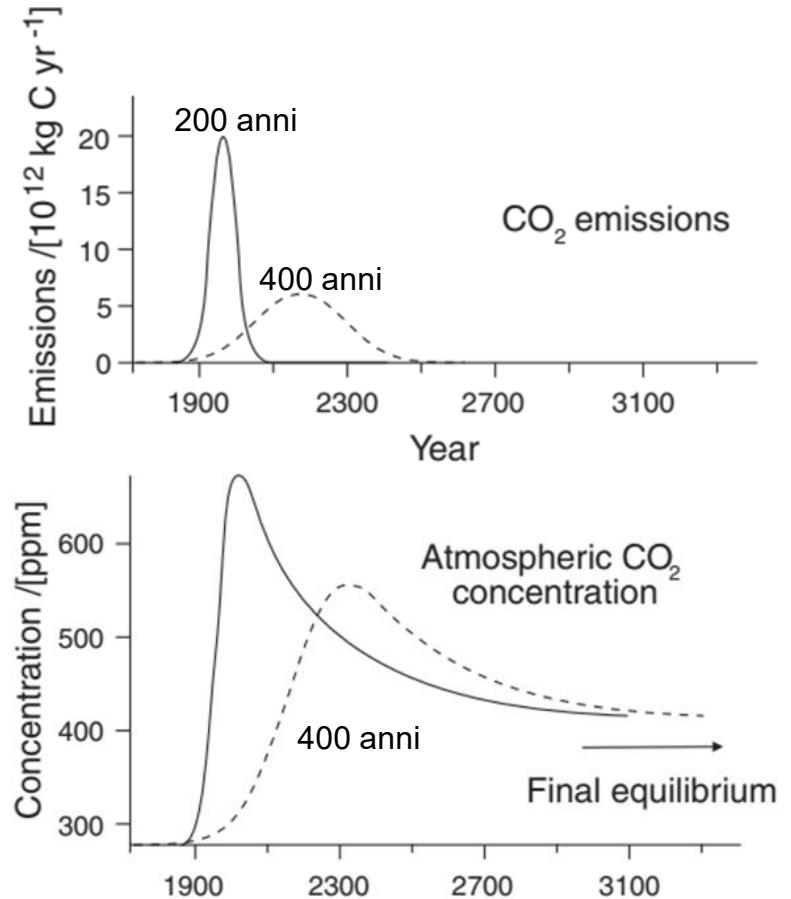
Per il futuro, si possono formulare scenari ipotizzando due scale temporali estreme: **scenario rapido**, corrispondente ad un esaurimento delle riserve fossili in circa 200 anni, oppure uno **scenario lento**, ovvero relativo ad un esaurimento distribuito su circa 400 anni. Il grafico superiore della Figura mostra entrambi gli scenari stimati a partire dall'anno 1900.

Il grafico inferiore mostra la concentrazione atmosferica risultante di CO₂.

In entrambi i casi, la concentrazione raggiungerebbe un nuovo equilibrio circa 1500 anni dopo il 1900, stabilizzandosi attorno a ~**400 ppm**.

Nello scenario lento, il picco massimo di concentrazione è più basso, poiché il sistema terrestre ha più tempo per assorbire e redistribuire il carbonio.

In altre parole, il sistema terrestre (oceani, biosfera, suoli) avrebbe più tempo per adattarsi attivando processi di compensazione.



3.3 MODELLAZIONE CLIMATICA

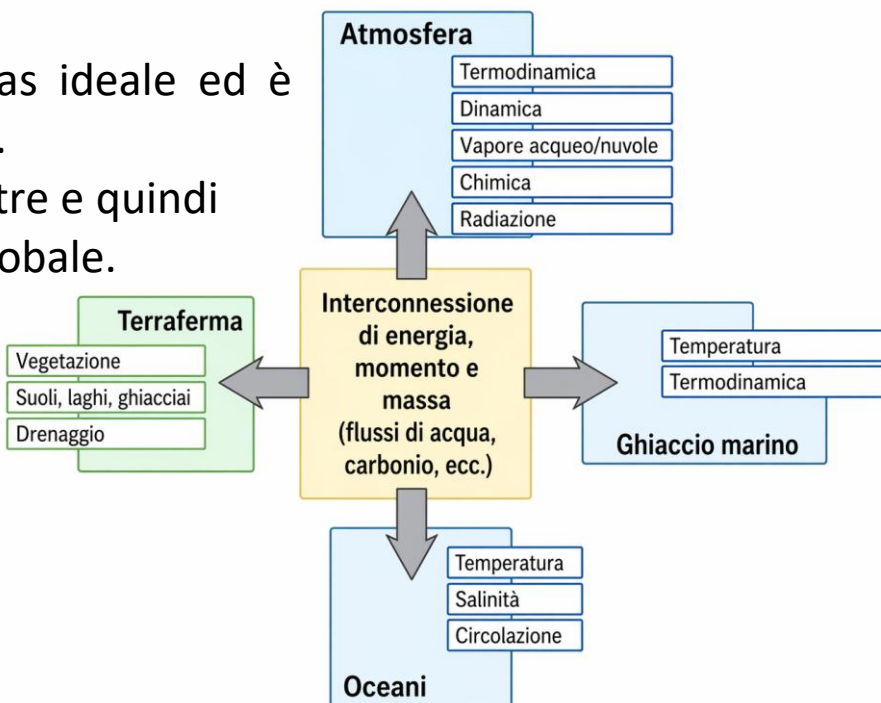
3.3.1 Modelli climatici avanzati

La descrizione del ciclo globale del carbonio mostra che la **modellizzazione climatica** richiede competenze integrate non solo in fisica dell'atmosfera, ma anche in chimica, biogeochimica, ecologia e scienze del suolo, oltre alla capacità di simulare processi su scale temporali molto diverse (da anni a millenni).

La **termodinamica** descrive l'aria come un gas ideale ed è utilizzata per spiegare la formazione delle nubi.

Le nubi contribuiscono anche all'albedo terrestre e quindi influenzano il bilancio radiativo sia locale sia globale.

La **chimica** è necessaria per analizzare la composizione dell'atmosfera e le reazioni che possono distruggere o formare gas serra, oltre che per modellare l'assorbimento della CO₂ da parte degli oceani.



La **dinamica** utilizza le equazioni del moto di Newton per descrivere il movimento orizzontale dell'aria, mentre l'equazione idrostatica descrive il moto verticale.

3.3 MODELLAZIONE CLIMATICA

3.3.1 Modelli climatici avanzati

I modelli climatici più avanzati sono i cosiddetti **GCM** (**General Circulation Models** o **General Climate Models**).

Di solito sono costruiti in **moduli**, che descrivono separatamente l'oceano, la superficie terrestre, il ghiaccio marino e l'atmosfera.

I moduli simulano flussi di energia (calore sensibile e latente), quantità di moto (venti, correnti marine, moti dell'aria) e massa (acqua, carbonio). Questi flussi vengono poi scambiati tra i diversi moduli.

Nella modellazione climatica non è necessario prevedere la temperatura e le precipitazioni in un preciso istante e luogo, come nelle previsioni meteorologiche; l'obiettivo è piuttosto descrivere il **cambiamento della temperatura media e delle precipitazioni** su scale temporali (mesi, anni) e spaziali (regioni) **come risposta a forzanti**, ad esempio quelle radiative di origine antropica.

Le equazioni non possono essere risolte analiticamente e quindi si usano metodi computazionali che discretizzano il volume in un certo numero di strati verticali.

Per essere realistici, i modelli devono considerare le proprietà della superficie in funzione di latitudine e longitudine. Rilievo e rugosità descrivono la struttura geografica della superficie, mentre altre (albedo, umidità del suolo, etc..) ne rappresentano le proprietà fisiche.

3.3 MODELLAZIONE CLIMATICA

3.3.3 Prevedere il cambiamento climatico

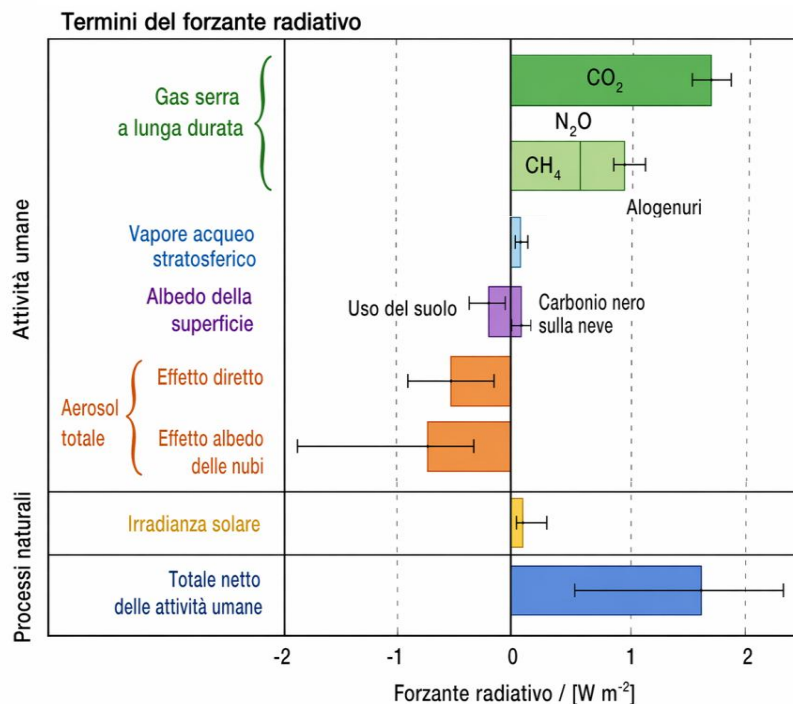
Lo scopo della modellazione climatica è prevedere le conseguenze di diverse combinazioni di emissioni di gas serra, cambiamenti nell'uso del suolo e altri effetti dovuti alle attività umane, utilizzando parametri realistici per valutarne l'impatto sul clima.

L'esecuzione di un **GCM** completo richiede un'elevata potenza di calcolo; per questo sono stati sviluppati **modelli più semplici**, in cui i processi principali sono rappresentati tramite un numero ridotto di parametri efficaci, calibrati rispetto a modelli più complessi.

La Figura mostra il **forzante radiativo** del clima tra il 1750 e il 2005, dovuto a diverse cause.

In alto è riportato il **contributo della CO₂**, pari a circa 1.66 W/m².

Questo valore deriva dalla media di stime pubblicate, basate sulle concentrazioni passate e attuali del gas e sulle sue proprietà di assorbimento della radiazione infrarossa.



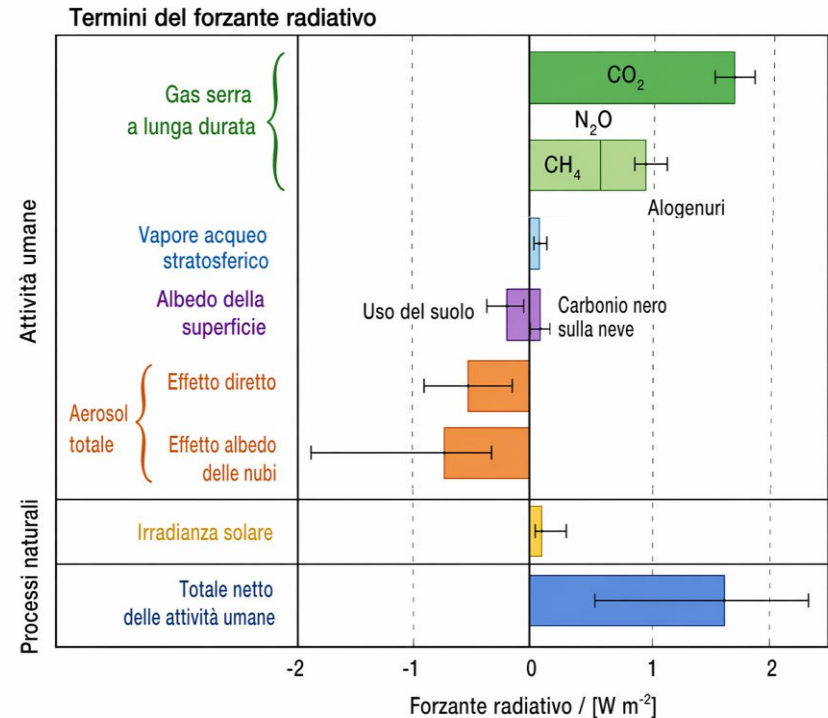
3.3 MODELLAZIONE CLIMATICA

3.3.3 Prevedere il cambiamento climatico

Nel caso della CO₂, esistono solide basi fisiche e un elevato consenso nella letteratura scientifica, tali da giustificare una barra di errore relativamente ridotta.

Il valore della **barra di errore** deriva dalla valutazione dei dati pubblicati e sui relativi intervalli di incertezza. Lo stesso approccio è adottato anche per gli altri contributi.

La **seconda riga** riassume gli effetti di altri importanti gas serra: CH₄, N₂O e gli alocarburi. La fisica è ben compresa, ma permangono differenze tra i diversi set di dati e modelli di forzante radiativa.



L'**albedo della superficie**, nella riga successiva, presenta sia una componente negativa sia una positiva. La combustione incompleta dei combustibili fossili produce particelle fini di carbonio che, depositandosi sulla neve, ne riducono l'albedo, generando un **effetto forzante positivo**.

3.3 MODELLAZIONE CLIMATICA

3.3.3 Prevedere il cambiamento climatico

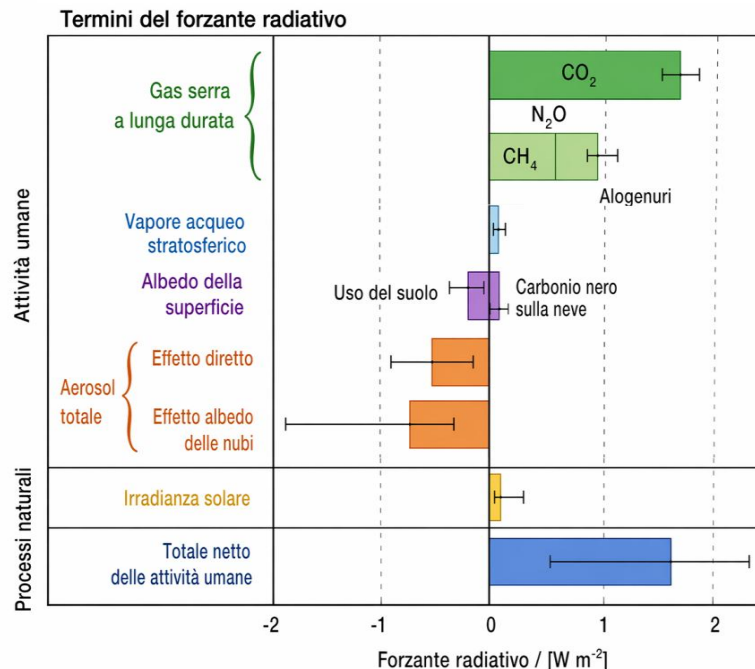
D'altro canto, i cambiamenti nell'uso del territorio come la deforestazione e la desertificazione aumentano l'albedo: un **effetto forzante negativo**.

Gli **aerosol** producono un forzante radiativo negativo perché riflettono e diffondono la radiazione solare verso lo spazio (effetto diretto) e aumentano l'albedo delle nubi rendendole più riflettenti e durature (effetto indiretto), riducendo così l'energia assorbita dal sistema Terra.

La barra di errore è molto ampia perché gli effetti degli aerosol dipendono fortemente da composizione, dimensione, distribuzione spaziale e interazioni complesse con le nubi, ancora difficili da rappresentare accuratamente nei modelli e poco vincolate dalle osservazioni.

I cambiamenti nell'**irraggiamento solare** sono leggermente rilevanti.

L'**effetto netto risultante di tutte le attività umane** è stimato pari a $1.6 \text{ [Wm}^{-2}\text{]}$.



3.3 MODELLAZIONE CLIMATICA

3.3.3 Prevedere il cambiamento climatico

Un aumento della concentrazione di gas serra comporta un incremento della temperatura, potenzialmente influenzando il clima.

Supponiamo che, in un certo istante futuro, la **concentrazione equivalente di CO₂** — o, più precisamente, il forzante radiativo netto di origine antropica — venga mantenuta costante.

Il forzante ΔI è legato alla concentrazione equivalente di CO₂ dalla relazione:

$$\Delta I = \frac{3.7}{\log 2} \log \left(\frac{[CO_2]}{280} \right)$$

Questa relazione empirica assume una concentrazione preindustriale di CO₂ pari a 280 ppm, alla quale corrisponde un forzante antropico nullo ($\Delta I = 0$) ed è considerata una buona approssimazione dei dati sperimentali.

Per il valore del 2005, $[CO_2] = 379$ ppm, si ottiene ad esempio $\Delta I \approx 1.62 \text{ W m}^{-2}$.

L'**aumento della temperatura di equilibrio** può essere espresso come:

$$\Delta T_s = G_f \Delta I$$

$$\Delta T_s = G_f \frac{3.7}{\log 2} \log \left(\frac{[CO_2]}{280} \right)$$

Questo equilibrio viene raggiunto con un certo ritardo, dovuto principalmente all'inerzia termica degli oceani.

3.3 MODELLAZIONE CLIMATICA

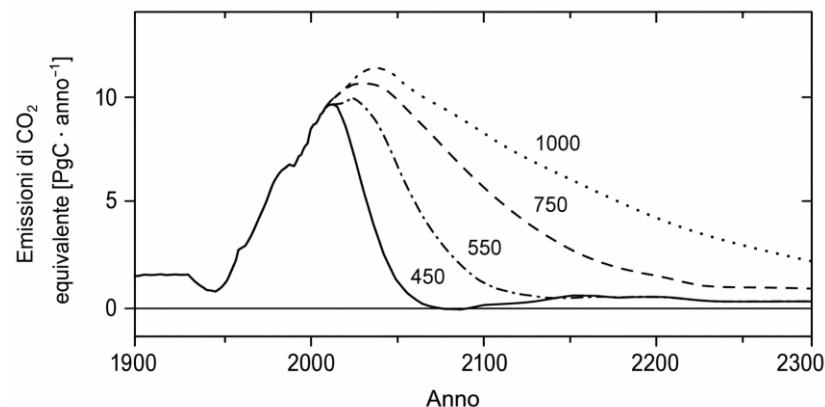
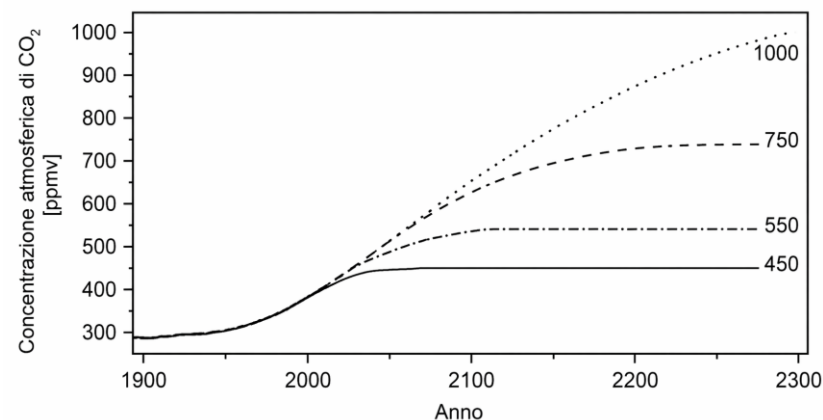
3.3.3 Prevedere il cambiamento climatico

Un approccio utilizzato nei modelli previsionali consiste nel partire da **una concentrazione di gas serra stabilizzata** e determinare quali **emissioni nel tempo siano compatibili con tale obiettivo**.

Assumiamo ad esempio che la **concentrazione equivalente di CO₂** tenda a stabilizzarsi su uno dei seguenti valori: 450, 550, 750 o 1000 ppm, entro i prossimi 200 anni.

Il **modello semplificato di Hadley**, che include gli effetti del ciclo del carbonio sulla concentrazione di CO₂, simula l'andamento temporale delle emissioni necessario per raggiungere quei valori di equilibrio.

È evidente che, in tutti i casi, le emissioni devono diminuire, poiché i gas serra permangono a lungo nell'atmosfera.



Per raggiungere una concentrazione di equilibrio più bassa (ad esempio 450 ppm), la riduzione delle emissioni deve essere più rapida.

3.3 MODELLAZIONE CLIMATICA

3.3.3 Prevedere il cambiamento climatico

Usando l'equazione a lato, per una concentrazione stabilizzata di 450 ppm, l'**aumento della temperatura** di equilibrio è di circa 2 °C.

$$\Delta T_s = G_f \frac{3.7}{\log 2} \log \left(\frac{[CO_2]}{280} \right)$$

In alternativa, si può procedere al contrario: **partire da uno scenario socio-economico realistico**, stimare separatamente le emissioni dei diversi gas serra e dei vari forzanti, sommarli per ottenere il forzante totale e infine calcolare il clima risultante nel tempo e nello spazio tramite un GCM.

Questo è, in effetti, l'approccio più utilizzato. Descriveremo il più usato tra gli scenari, chiamato **A1B**, che rappresenta un mondo caratterizzato da una rapida crescita economica, da un picco della popolazione globale intorno alla metà del XXI secolo e da una veloce diffusione di tecnologie nuove ed efficienti.

Inoltre, si assume un equilibrio tra fonti energetiche ad alta intensità di combustibili fossili e fonti non fossili, e l'assenza di politiche di mitigazione delle emissioni a livello internazionale.

Il modello è stato eseguito nel periodo 2000–2100. Le concentrazioni di gas serra non sono univoche, ma presentano un intervallo di valori possibili, che dipende, ad esempio, dal funzionamento del ciclo del carbonio.

3.3 MODELLAZIONE CLIMATICA

3.3.3 Prevedere il cambiamento climatico

Di conseguenza, anche il forzante radiativo è caratterizzato da un intervallo di valori possibili, che aumenta nel tempo.

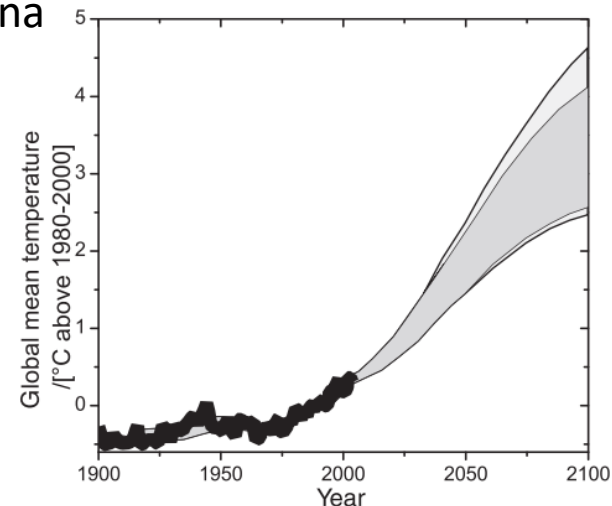
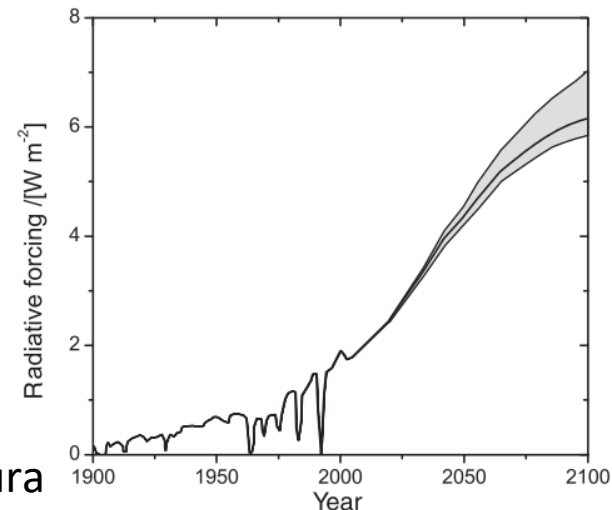
Per lo scenario A1B, nel 2100 il forzante radiativo è stimato tra 5.8 e 6.4 W/m^2 , come mostrato in Figura.

L'aumento della temperatura risultante è calcolato utilizzando 19 GCM, che producono uno spread illustrato nel grafico in Figura.

Il tratto marcato in nero mostra i dati registrati della temperatura media globale nel periodo 1900–2005, con una buona concordanza tra modelli e osservazioni fino ai giorni nostri.

Nel futuro, le simulazioni divergono progressivamente, evidenziando un intervallo di incertezza crescente legato alle differenze tra modelli.

In questo scenario, l'aumento della temperatura globale tra il 1990 e il 2100 è compreso tra 1.8 e 4.2 $^{\circ}\text{C}$, con un valore più probabile di circa 3.4 $^{\circ}\text{C}$.



Tutti i modelli concordano su un riscaldamento significativo entro il 2100.⁴⁶