

**ELEMENTI DI CLIMATOLOGIA E
METEOROLOGIA
PER GLI STUDENTI DI GEOGRAFIA**

A cura di **Palmieri S. e A.M. Siani**

INDICE

1. Introduzione: il sistema climatico

2. La sorgente primaria di energia: il flusso di radiazione solare

- 2.1 Le leggi della radiazione (Kirchoff, Stefan-Boltzmann, Wien)
- 2.2 Radiazione solare ad onda corta
- 2.3 Il sole
- 2.4 Cause astronomiche di variazione del flusso di radiazione ad onda corta
- 2.5 L'effetto attenuativo dell'atmosfera
- 2.6 Radiazione solare ed inquinamento di fondo
- 2.7 La radiazione terrestre ad onda lunga
- 2.8 Vari tipi di superfici e loro proprietà radiative
- 2.9 Effetto serra.

3. Il clima in relazione alla natura della superficie

- 3.1. Il bilancio energetico di un suolo privo di umidità e senza atmosfera sovrastante (caso ideale)
- 3.2 Il bilancio energetico di un suolo privo di umidità con atmosfera sovrastante.
- 3.3 Il bilancio energetico di una superficie bagnata con atmosfera sovrastante.
- 3.4 L'evapotraspirazione
- 3.5 La classificazione dei climi

4. Elementi di dinamica dell'atmosfera

- 4.1 Il principio di conservazione della massa (equazione di continuità)
- 4.2 Le leggi del moto di una particella d'aria
- 4.3 La forza di gravità
- 4.4 La forza gradiente di pressione
- 4.5 La forza di Coriolis
- 4.6 Le forze d'attrito
- 4.7 Il principio dell'idrostatica
- 4.8 Stabilità idrostatica
- 4.9 Il moto orizzontale dell'aria
- 4.10 Il vento termico
- 4.11 Vento di gradiente
- 4.12 Il concetto di Vorticità
- 4.13 La Divergenza
- 4.14 La conservazione della vorticità
- 4.15 Le onde di Rossby
- 4.16 La circolazione generale dell'atmosfera
- 4.17 La dinamica dei cambiamenti climatici

5. Alcuni aspetti applicativi della meteorologia e della climatologia

- 5.1. Gli incendi boschivi
- 5.2. Caratterizzazione meteorologica degli eventi alluvionali
- 5.3. Clima urbano

1. Il sistema climatico

In un saggio dal titolo "Evoluzione del significato di clima dal medievale al moderno" (Affronti, 1988), l'autore ricorda come, durante l'antichità, l'intento di descrivere il mondo allora conosciuto con la localizzazione delle regioni più importanti e delle loro caratteristiche ambientali e geografiche, aveva portato a calcolare matematicamente paralleli e meridiani ed a determinare fasce geografiche o zone, che furono distinte in abitabili o inabitabili, a seconda che il freddo ed il caldo fossero sopportabili o meno. Queste caratteristiche erano attribuite strettamente ed esclusivamente alla latitudine, dove la radiazione solare è in funzione dell'inclinazione (quest'ultimo concetto è definito in greco dal termine "clima") della regione o distanza dall'equatore. Gli astronomi e geografi antichi, distinsero matematicamente sette climi che influenzavano gli eventi terrestri. Il filosofo Teofrasto nel III secolo A.C. aveva tentato di introdurre nel concetto geografico matematico di clima la nozione di possibili lentissimi cambiamenti d'ordine geologico e di possibili influenze dovute alla continentalità o marittimità dei luoghi, ma senza trovare un seguito.

Oggi si concepisce il clima come l'insieme delle proprietà statistiche degli stati del sistema atmosfera-oceano-suolo, durante un periodo di tempo relativamente lungo (Monin, 1986).

I meccanismi che creano il clima della Terra e le sue variazioni sono parte di un sistema fisico molto complesso che comprende il comportamento dell'atmosfera, degli oceani e delle masse di ghiaccio, insieme alle variazioni che avvengono sulla superficie. Oltre ai fattori fisici, ci sono i processi chimici e biologici che interessano e sono di fondamentale importanza per gli effetti che il clima produce sull'ecosistema terrestre.

La moderna climatologia si avvale dell'uso della teoria dei sistemi e di modelli matematici per descrivere l'insieme dei fenomeni che determinano il clima. Si è passati quindi, da una semplice descrizione delle caratteristiche climatiche, allo studio delle varie interazioni e scambi di energia che regolano l'ambiente climatico.

La climatologia classica si basa solo sull'elencare i valori medi ed estremi delle varie grandezze climatologiche; la moderna climatologia invece è interessata alle reali cause del clima ed ad ogni variazione climatica.

I dati disponibili sulle attuali condizioni climatiche della Terra sono frutto delle osservazioni compiute nelle stazioni meteorologiche dislocate nelle varie regioni del mondo. In queste stazioni sono giornalmente rilevate in superficie e in quota i valori di temperatura, di umidità, di precipitazione, di nuvolosità, di pressione, di vento e di altri elementi meteorologici.

Negli ultimi anni alle osservazioni convenzionali si sono aggiunti i rilevamenti da satellite che permettono di avere informazioni sulle caratteristiche della nube e sui flussi radiativi alle alte quote. Poiché le variazioni climatiche della Terra avvengono in tempi notevolmente più lunghi rispetto alla vita media dell'uomo, si possono considerare le attuali condizioni climatiche approssimativamente stabili e di descrivere il clima attraverso i valori medi degli elementi meteorologici per le diverse stagioni e regioni geografiche.

Il regime meteorologico attuale è caratterizzato da una zonalità termica latitudinale molto pronunciata.

La temperatura media dell'aria vicino alla superficie ai tropici rimane elevata durante tutto l'arco dell'anno; alle medie latitudini invece, la temperatura decresce notevolmente nella stagione invernale determinando differenze di temperatura tra estate ed inverno che sono più pronunciate nelle regioni continentali; nelle zone polari, la temperatura dell'aria rimane bassa durante tutto l'anno, favorendo una grande estensione della copertura di ghiaccio sulla terra ferma e sull'oceano.

Per spiegare le cause che determinano le differenze tra i vari climi, è necessario studiare le trasformazioni dell'energia solare incidente, le differenze tra i valori che le componenti del bilancio energetico assumono nelle diverse aree geografiche, del trasferimento meridiano di calore.

Da un punto di vista climatologico, l'atmosfera, gli oceani e la superficie terrestre possono essere considerate come parti di un sistema a cascata connessi tra loro dai flussi di massa e di energia. Il ciclo idrologico rappresenta un buon esempio di sistema a cascata.

Su scala globale è possibile riconoscere quattro riserve d'acqua : gli oceani, il ghiacciai polari, le acque sotterranee e quelle in atmosfera. L'acqua negli oceani evapora sotto l'influenza della radiazione solare e le risultanti nubi di vapore acqueo sono trasportate dalla circolazione atmosferica sulle zone continentali, dove precipitano e quindi il flusso d'acqua ritorna agli oceani per l'effetto della gravità. Il ciclo idrologico è guidato da due principali "input" di energia, la gravità e la radiazione solare. La gravità comporta che l'acqua scende giù dai pendii e quindi si accumuli negli oceani. La radiazione solare causa l'evaporazione dell'acqua, che vincendo la forza di gravità è immessa in atmosfera sotto forma di vapore. Il vapore d'acqua condensa sopra le zone di terra, e poi scorre verso gli oceani, e così il ciclo idrologico è completo.

Il sistema climatico è composto di proprietà e processi che sono responsabili del clima e delle sue variazioni.

Le proprietà del sistema climatico possono essere suddivise in:

- proprietà termiche (temperatura dell'aria, dell'acqua, del ghiaccio della terra etc.);
- proprietà cinetiche (vento, correnti oceaniche, moti verticali e i moti dei ghiacciai);
- proprietà dell'acqua (umidità, nuvolosità, contenuto dell'acqua nelle nubi, nelle acque sotterranee, nei laghi, nella neve etc.),

Proprietà statiche (pressione, densità dell'atmosfera e degli oceani, composizione dell'aria, salinità, confini geometrici e le costanti fisiche del sistema). Queste grandezze sono interconnesse tra loro da vari processi fisici, evaporazione e precipitazione, dalla radiazione e dal trasferimento di energia per mezzo dell'avvezione e la turbolenza.

Il sistema climatico consiste di cinque componenti fisiche: l'atmosfera, l'idrosfera, la criosfera, la litosfera e la biosfera.

L'atmosfera comprende la copertura gassosa della terra e rappresenta la parte più suscettibile a variazioni dell'intero sistema. Le variazioni di temperatura avvengono in un mese, attraverso il trasferimento verticale e orizzontale di calore. Questo periodo rappresenta anche il tempo che l'energia cinetica impiega a dissiparsi per attrito, se non intervengono altre cause agenti.

L'idrosfera comprende la quantità di acqua distribuita in superficie (oceani, laghi, fiumi, acque sotterranee). Da un punto di vista climatico, gli oceani giocano il ruolo primario: essi assorbono la maggior parte della radiazione solare incidente e rappresentano anche un'enorme riserva di calore per la loro grande massa e per il calore specifico dell'acqua.

La criosfera comprende la massa dei ghiacciai e i depositi di neve (i lastroni di ghiaccio continentali, i ghiacciai delle montagne, i ghiacciai sul mare, le coperture nevose in superficie, i laghi e i fiumi ghiacciati). Le variazioni nella copertura nevosa sono stagionali, mentre i ghiacciai e le lastre ghiacciate mostrano variazioni significative nel volume ed estensione in periodi molto più lunghi dai cento ai milioni di anni.

La litosfera è rappresentata dalle masse continentali, includendo le catene montuose, i bacini oceanici, le rocce in superficie, i sedimenti e il suolo. Le variazioni climatiche avvengono in periodi così lunghi tali da essere paragonati a quelli dell'età della Terra stessa.

La biosfera comprende il mondo vegetale ed animale sulla terra, negli oceani e nell'aria. Gli elementi biologici sono sensibili a variazioni climatiche e di conseguenza possono essi stessi influenzare il clima.

La radiazione solare è la principale fonte di energia del sistema climatico. I venti e le correnti, sviluppati nell'atmosfera e negli oceani, servono a trasportare il calore da regioni che ne ricevono in abbondanza a zone che sono in deficit termico. Una grande quantità di calore è trasportato dalle perturbazioni a grande scala. A causa della grande capacità termica del sistema, confrontata al tasso di riscaldamento, i sistemi a grande scala hanno un tempo di vita medio pari ad una settimana. Oltre poche settimane, il riscaldamento diventa essenziale per un immagazzinamento di energia dell'atmosfera

2. La sorgente primaria di energia: il flusso di radiazione solare

L'energia può essere formalmente definita come la capacità di compiere un lavoro, e può esistere nelle forme di calore, radiazione, energia potenziale, cinetica, chimica, elettrica e magnetica. Molte trasformazioni d'energia da una forma all'altra avvengono in atmosfera e in superficie. Indirettamente il sole guida tutti i sistemi meteorologici e questi continuamente dissipano energia per attrito in superficie. Si è stimato che, in assenza di radiazione solare, l'energia dissipata si esaurirebbe quasi completamente dopo sei giorni.

2.1 Le leggi della radiazione (Kirchoff, Stefan-Boltzmann, Wien)

Ogni corpo con temperatura diversa dallo zero assoluto (-273°C) emette energia nell'ambiente circostante sotto forma di radiazione elettromagnetica, viaggiante alla velocità della luce, caratterizzata da una lunghezza d'onda compresa nell'intervallo spettrale che va dai raggi X fino alle onde radio. Nel visibile i valori di lunghezza d'onda sono tra $0.4\ \mu\text{m}$ e $0.74\ \mu\text{m}$ ($1\ \mu\text{m} = 10^{-6}\ \text{m}$).

Un corpo, avente la proprietà di assorbire tutta la radiazione incidente su di esso, viene definito corpo nero; l'intensità della radiazione emessa da un corpo nero e la sua distribuzione spettrale è funzione solo della sua temperatura. I corpi neri perfetti in natura non esistono, ma possono essere bene approssimati specialmente nell'intervallo dell'infrarosso.

Il corpo nero è un oggetto di riferimento teorico, di cui sono note con precisione le relazioni di emissione e di assorbimento radiativo (legge di Kirchoff, di Stefan-Boltzmann, di Wien).

La legge di Kirchoff stabilisce che il rapporto tra l'energia emessa e quella assorbita è solamente funzione della temperatura e della lunghezza d'onda e non è dipendente dalla natura della materia radiante.

La legge di Stefan-Boltzmann definisce la relazione tra l'energia emessa (E) e la temperatura (T). Nel caso di un corpo nero si ha:

$$E = \sigma T^4$$

Dove σ è la costante di Stefan-Boltzmann. Un corpo che emette radiazione la cui intensità è minore di quella del corpo nero, viene chiamato 'grigio'; in questo caso la suddetta legge viene modificata introducendo il coefficiente di emissività.

Un corpo nero non irradia la stessa quantità d'energia per tutte le lunghezze d'onda ed ad ogni temperatura. La legge di Wien stabilisce che la lunghezza d'onda corrispondente alla massima quantità d'energia è inversamente proporzionale alla sua temperatura assoluta.

2.2 Radiazione solare ad onda corta

Si usa dividere lo spettro che interessa l'atmosfera in due regioni distinte: radiazione solare (onda corta) e radiazione terrestre (onda lunga). Questo è possibile poiché esiste una grande differenza termica tra la Terra ed il Sole. Il Sole può essere considerato come un corpo nero alla temperatura di circa $6000\ \text{K}$ la cui distribuzione spettrale si trova tra 0.2 e $4\ \mu\text{m}$ ed è massima nella regione del visibile (lunghezza d'onda tra 0.4 e $0.7\ \mu\text{m}$); la radiazione emessa dall'insieme terra-atmosfera si trova nell'intervallo 4 - $100\ \mu\text{m}$ ($T = 300\ \text{K}$).

2.3 Il sole

Il sole è una sfera gassosa con un diametro pari a $1.42 \cdot 10^6\ \text{Km}$, distante dal pianeta Terra circa $150 \cdot 10^6\ \text{Km}$. La temperatura cresce verso gli strati più profondi finché vengono raggiunte

temperature tali da sostenere le reazioni nucleari. L'energia prodotta viene trasferita attraverso convezione ed irraggiamento alla superficie e quindi emessa sotto la forma di radiazione elettromagnetica e di particelle cariche (vento solare). La quantità di energia solare ricevuta da una superficie esposta perpendicolarmente ai raggi solari alla distanza media terra-sole e in assenza di atmosfera viene definita costante solare e può essere calcolata a partire da misurazioni fatte alla superficie terrestre. Il valore fissato per tale costante è di $1370 \pm 20 \text{ Wm}^{-2}$.

Si considera il sole strutturato in quattro zone: 1) l'interno, 2) la fotosfera o superficie visibile, 3) la cromosfera (regione brillante al di sopra della fotosfera visibile durante l'eclisse totale), 4) la corona.

Irregolarità nell'attività solare vengono indicate principalmente dalle macchie solari e dai brillamenti.

La maggior parte dell'energia emessa dal sole deriva dalla fotosfera. Le macchie solari sono dei disturbi, di forma irregolare la cui temperatura risulta più fredda di qualche centinaio di grado Kelvin della regione circostante. E' noto, fin dalla metà del secolo scorso, che il numero delle macchie solari visibili nella fotosfera varia nel tempo. Ci sono periodi in cui il sole è in quiete e non è visibile alcuna attività. Di solito un periodo caratterizzato da un minimo di macchie solari dura per pochi anni, dopo il quale, si assiste ad un aumento del numero fino ad arrivare al valore massimo (circa in 6-7anni). Nei successivi 6-7 anni dopo il massimo (che può durare per due anni) l'attività solare tende ad arrestarsi e viene raggiunto un nuovo minimo. Quindi l'attività solare in media è caratterizzata da un ciclo di 11 anni. Le macchie solari sono la manifestazione di campi magnetici molto intensi che, ostacolano in parte il flusso d'energia che viene dall'interno.

Per indicare l'attività solare viene generalmente usato il numero di Wolf, definito a partire dal numero di gruppi di macchie solari e il numero di macchie solari presenti. L'attività solare può influenzare il valore della costante solare, che risulta più bassa del 2% in assenza di macchie solari, rispetto alle condizioni di moderata attività e diminuisce quando si raggiungono alti livelli di attività.

Nel secolo precedente, tra il 1650 e il 1700, sembra esserci stato un lungo periodo di ridotta attività solare (minimo di Maunder), in cui risulterebbe esservi stata una quasi totale assenza di macchie solari: la corona sembra non fosse visibile durante le eclissi. Il minimo di Maunder corrisponde ad un periodo caratterizzato da climi freddi, che viene ricordato come "piccola era glaciale".

Le applicazioni di modelli di simulazione del clima di varia complessità, concordano nell'indicare come il sistema climatico sia molto sensibile anche a variazioni molto piccole della costante solare. Variazioni a lunghissimo periodo della costante solare si presume possano verificarsi per effetto di cambiamenti nella struttura interna del sole.

2.4 Cause astronomiche di variazione del flusso di radiazione ad onda corta

Nell'ambito dei fattori astronomici che possono influenzare il clima è opportuno ricordare che l'attuale orbita della Terra è leggermente ellittica con il Sole collocato in uno dei fuochi dell'ellisse. Di conseguenza l'intensità dei raggi solari che raggiungono la superficie terrestre varia intorno al suo valore medio. Questo rende il flusso di energia del 3.5% più intenso rispetto al valore medio in gennaio, del 3.5% più debole in luglio. L'orbita terrestre passa da una configurazione perfettamente circolare ad una fortemente ellittica e pio di nuovo ad una circolare in circa 100mila anni.

Oltre alla eccentricità, altri elementi e precisamente l'obliquità e la precessione dell'asse terrestre possono indurre fenomeni climatici con periodi rispettivamente di 41mila e di 21 mila anni. Questi parametri orbitali sono responsabili dei periodi di glaciazione ed interglaciazione (teoria di Milankovitch). Esso influenza soltanto la distribuzione stagionale e geografica della radiazione solare.

2.5 L'effetto attenuativo dell'atmosfera

Lo spettro di energia solare ricevuto dalla superficie terrestre è diverso da quello di un corpo nero ideale alla temperatura del sole, poiché l'atmosfera non è un mezzo completamente trasparente alla radiazione solare. Una percentuale considerevole della radiazione proveniente dal sole, nell'atmosfera viene in parte assorbita, in parte diffusa e in parte riflessa nello spazio. La radiazione solare viene infatti attenuata essenzialmente da gas (atomici e molecolari), particelle (aerosoli) e nubi.

La radiazione è composta da una componente diretta ed una diffusa che è scatterata dalla atmosfera in ogni direzione (20-30% con cielo sereno, 100% condizioni di cielo coperto)

La componente diretta segue la legge di attenuazione di Beer che nella forma più semplificata si può dire che: l'intensità della radiazione che attraversa un mezzo dipende dalla quantità di materiale assorbente incontrato nel suo percorso ottico (cioè più grande la quantità del materiale assorbente incontrato, minore è la quantità di radiazione che arriva al suolo). Il percorso ottico dipende dall'angolo zenitale, che a sua volta dipende dalla posizione della Terra relativamente al Sole ed è quindi funzione della latitudine e del tempo.

La componente diffusa viene definita attraverso il modello di trasferimento radiativo.

La legge di attenuazione fornisce una relazione per il flusso di radiazione solare diretta di lunghezza d'onda che si propaga attraverso l'atmosfera:

$$I = I_0 q^m$$

dove I_0 è la radiazione all'apice dell'atmosfera, q è la trasmittività (pari allo spessore ottico locale), m è un fattore che dipende dall'angolo tra lo zenit locale e il sole.

Il più semplice modello di atmosfera diffondente è quello in cui le particelle diffusive sono tutte di dimensioni più piccole della lunghezza d'onda della luce incidente. Tale criterio (teoria di Rayleigh) ben si adatta alle molecole dei gas atmosferici. L'efficienza della diffusione atmosferica è dipendente dalla lunghezza d'onda della luce, nel senso che le onde corte sono più diffuse di quelle lunghe, questo è il motivo per cui il cielo appare di colore blu.

Quando le dimensioni delle particelle sono paragonabili alla lunghezza d'onda (aerosol) è necessario usare la teoria di Mie. In questo caso la radiazione diffusa è variabile in funzione della direzione.

2.6 Radiazione solare ed inquinamento di fondo

Le variazioni nel flusso di radiazione incidente alla superficie, in condizioni di cielo sereno, può essere dovuto a cause naturali (eruzione vulcaniche) o alle attività umane (combustioni di carbone fossile).

La torbidità atmosferica in un particolare sito dipende quindi in parte dal tempo locale ed in parte dalla storia sinottica delle masse d'aria dominanti. Il tempo locale determina l'immissione degli aerosol da sorgenti domestiche ed industriali, mentre la storia sinottica è responsabile dell'inquinamento prodotto da sorgenti lontane e della sua distribuzione in atmosfera.

La maggior parte della variazione nella torbidità tra le masse d'aria è dovuto al contenuto di vapor d'acqua presente. L'aria marittima tropicale umida ha un valore di torbidità maggiore dell'aria fredda artica. Inoltre la torbidità tende ad essere più bassa in inverno che in estate a causa di un più grande contenuto atmosferico d'acqua durante la stagione estiva.

Studi recenti hanno dimostrato che il contenuto maggiore di aerosol è nella stratosfera ad una altezza di circa 20km, raramente a quote più alte. Il costituente principale è rappresentato da particelle di solfato, principalmente sotto forma di acido solforico. Una significativa frazione di particelle si forma localmente dalle reazioni chimiche dei gas di biossido di zolfo e del solfito di idrogeno.

Le concentrazioni in stratosfera dei costituenti in tracce (sia particelle fini che gas) possono aumentare a causa di violente eruzioni vulcaniche e tale variazioni possono perdurare per parecchi anni. Il particolato derivante dalle eruzioni sono polveri vulcaniche e solfati (precisamente gocce di acido solforico). I gas sono vapore acqueo, biossido di carbonio, biossido di zolfo, monossido di carbonio, idrogeno e alogenuri (cloruro di idrogeno). La maggior parte del biossido di zolfo viene ossidato ed idratato per formare addizionale acido solforico.

Il materiale particolato può influenzare il bilancio radiativo in superficie.

Le eruzioni vulcaniche possono essere principalmente di due tipi: eruzioni effusive ed eruzioni esplosive. Le prime sono caratterizzate da correnti di lava liquida, nel caso invece di tipo esplosivo, la lava viene eruttata verticalmente per poi condensare come spruzzi, solidificarsi come polvere e cenere e cadere al suolo come pomice. Le eruzioni esplosive sono le più interessanti da un punto meteorologico, in quanto possono avere ripercussioni sul clima a livello mondiale; le eruzioni effusive invece che possono solo influenzare a livello locale, sono di poco interesse meteorologico.

Le eruzioni esplosive possono immettere in atmosfera fino ad alte quote, una enorme quantità di materiale. Il tempo di residenza in atmosfera delle polveri vulcaniche dipende dalla dimensione e dalla quota a cui si trovano. Le particelle più grandi cadono al suolo molto velocemente, mentre quelle più piccole rimangono in atmosfera. Le polveri fini presenti in troposfera, possono essere rimosse attraverso i processi di lavaggio per opera delle precipitazioni e quindi hanno un tempo di residenza pari a qualche giorno.

La presenza di particelle, in assenza di nubi, può perdurare per parecchi anni.

2.7 La radiazione terrestre ad onda lunga

Sia la Terra che l'atmosfera, come ogni altro corpo che si trovi ad una temperatura diversa dallo zero assoluto, irradiano energia sotto forma di onde elettromagnetiche. Confrontate con il sole, sia la superficie terrestre che l'atmosfera sono relativamente fredde ed emettono nella regione dell'infrarosso. essendo la temperatura media della Terra circa 285°K, la maggior parte della radiazione viene emessa nell'intervallo spettrale 4-50µm con un picco intorno a 10µm (come indicato dalla legge di Wien). Ne' la superficie terrestre, ne' l'atmosfera possono essere considerati propriamente dei corpi neri. Si assume infatti comunemente che la superficie della Terra emette ed assorbe come un corpo grigio, cioè un corpo per il quale la legge di Stefan-Boltzmann assume la forma:

$$E = \epsilon T^4$$

dove ϵ è una costante definita emissività infrarossa che per la superficie terrestre vale 0.90-0.95.

Una considerevole parte della radiazione emessa dalla superficie terrestre viene assorbita dall'atmosfera e re-irradiata verso il basso. L'emissione infrarossa dell'atmosfera è molto più complessa di quella della superficie terrestre; infatti è dovuta principalmente alla presenza di quei gas che hanno forti bande di assorbimento: vapor d'acqua, anidride carbonica, ozono ed ossigeno. In aggiunta a questi gas, l'atmosfera contiene in traccia un numero di altri gas che assorbono nell'infrarosso, che sono gli ossidi di azoto (NO, N₂O, N₂O₄, N₂O₅), ed alcuni idrocarburi (C₃H₈, C₂H₆, C₂H₄).

Il vapor acqueo ha bande di assorbimento larghe ed intense, quella più intensa si ha nell'intervallo di lunghezza d'onda tra 5.5 e 8.0 µm, mentre tra 8.0 e 12µm l'atmosfera è praticamente trasparente alla radiazione infrarossa.

L'anidride carbonica invece assorbe intensamente tra i 12 e 18µm; il contenuto di anidride carbonica nell'atmosfera varia poco in confronto al contenuto di vapore acqueo il cui contenuto è legato alle condizioni meteorologiche. Quindi, la variazione dell'umidità influenza la re-irradiazione da parte dell'atmosfera stessa. Infatti minore è il contenuto di vapore acqueo nella bassa atmosfera

maggiore e' la perdita di radiazione di radiazione ad onda lunga. Poiché il contenuto di vapore acqueo può essere correlato con la temperatura, ne segue che la perdita di radiazione ad onda lunga irradiata da una superficie ad una certa temperatura, sarà maggiore con un'atmosfera fredda che con una atmosfera calda.

In presenza di nubi, solitamente si osserva un aumento della re-irradiazione verso il basso. L'effetto delle nubi dipende da due componenti principali: il quantitativo di nubi presenti e la temperatura alla loro base.

Gli strati nuvolosi irradiano come corpi neri e il loro effetto sulla radiazione netta ad onda lunga viene preso in considerazione moltiplicando l'intensità della radiazione re-irradiata in assenza di nubi per un fattore che tiene conto della frazione di nuvolosità e della altezza delle nubi. L'altezza delle nubi è importante poiché le nubi ad alta quota hanno una temperatura alla base che è molto più bassa di quelle a bassa quota. Normalmente nubi dense e basse hanno un effetto ritardante sulla diminuzione di temperatura notturna, mentre l'effetto dei cirri è praticamente ininfluenza. Le gelate di solito accadano in notti calme in assenza di nubi.

In sintesi quindi la radiazione netta ad onda lunga uscente dalla superficie terrestre dipende dall'emissività e dal temperatura del suolo, mentre la reirradiazione ad onda lunga dall'atmosfera è funzione della temperatura dell'aria, dal contenuto di vapor d'acqua e dalla nuvolosità; essa è circa dello stesso ordine di grandezza della radiazione emessa dalla superficie terrestre; solo il 9% di quest'ultima sfugge direttamente nello spazio, principalmente nella finestra tra gli 8 e 12µm.

2.8 Vari tipi di superfici e loro proprietà radiative

La radiazione che cade su di una superficie può essere parzialmente riflessa, parzialmente assorbita e parzialmente trasmessa. Molti corpi solidi in natura risultano opachi, cosicché la luce è ne' riflessa ne' assorbita. L'acqua, invece, è traslucida e la luce penetra negli strati superficiali degli oceani, mentre l'atmosfera risulta trasparente alla radiazione ad onda corta.

E' essenziale distinguere tra radiazione riflessa e re-irradiata. Se la radiazione è assorbita da una superficie a poi re-irradiata, le lunghezze d'onda varieranno in accordo con le leggi di Stefan-Boltzmann e Wien, cioè dipenderà dalla temperatura assoluta e dalla emissività della superficie emittente. In natura la maggior parte dei corpi irradiano nell'infrarosso.

Se la radiazione è direttamente riflessa, non ci sono variazioni nella lunghezza d'onda, e la radiazione ad onda corta è riflessa come radiazione ed onda corta.

Il rapporto tra la radiazione riflessa e quella incidente è definito come *albedo*.

Teoricamente esso varia tra il valore 1, per una superficie completamente bianca che riflette tutta la radiazione incidente, e zero per una superficie completamente nera che assorbe tutta la radiazione incidente. L'albedo della superficie terrestre assume, a seconda delle sue caratteristiche, tutti i possibili valori compresi fra questi due limiti.

In tabella 2.8.1 sono riportati tipici valori di albedo.

Superficie	Albedo (%)
neve fresca	80-90
ghiacciai	30-40
suolo sabbioso	35-45
prato	15-25
steppe	20-30
conifere	10-15

Tabella 2.8.1

I valori più alti sono osservati in presenza di neve e possono andare da 0.4-0.5 per neve fresca o sporca, a 0.7-0.8 per neve ghiacciata, fino a 0.9-0.85 per neve ghiacciata e completamente bianca.

In assenza di neve, i più grandi valori dell'albedo si osservano nelle regioni desertiche dove il suolo è coperto da uno strato di cristalli di sali. In questo caso l'albedo può raggiungere il valore 0.5; l'albedo di una superficie ricoperta da una fitta vegetazione può variare tra 0.1 e 0.2-0,25; poichè l'albedo varia a seconda delle caratteristiche della superficie, se ne deduce che in molte regioni l'albedo varia molto durante l'anno. Questa variazione è importante in quanto influenza il bilancio radiativo.

L'albedo del sistema terra-atmosfera (albedo planetario pari al 30%) è un po' complesso di quello della sola superficie terrestre. Infatti bisogna tener conto della riflessione della terra (6%), dell'atmosfera con nubi (17%) atmosfera senza nubi (7%).

Di particolare interesse da un punto di vista meteorologico è la radiazione netta, definita come differenza tra la radiazione incidente e la radiazione uscente. Il valore assunto dalla radiazione netta, indica se ha luogo un riscaldamento o un raffreddamento. Di notte essendo la radiazione netta negativa, si ha raffreddamento, di giorno, può essere negativa o positivo, a seconda se il bilancio tra la radiazione entrante ed uscente.

In fig. 2.8 sono illustrate le componenti del bilancio netto nel caso di un suolo secco in assenza di evaporazione e di condensazione.

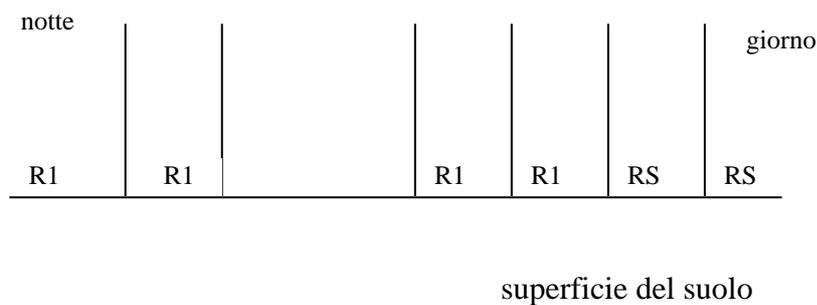


Figura .2.8

Il caso più semplice accade di notte, poichè non è nulla la componente solare ad onda corta sia quella incidente (RS) che quella riflessa (RS). La superficie del suolo emette la radiazione infrarossa (R1) in atmosfera. Il vapore acqueo e il biossido di carbonio assorbono R1 ed una parte di questa radiazione viene re-irradiata verso la superficie (R1). La differenza tra R1 e R1 rappresenta la radiazione netta, che in questo caso comporta un raffreddamento.

Durante il giorno la situazione si complica per la presenza della radiazione solare incidente. In questo caso il bilancio radiativo netto è dato da:

$$R_n = (R_1 + R_S) - (R_1 + R_S)$$

2.9 Effetto serra, variazioni climatiche, metodi di indagine

La temperatura in superficie è dovuta al bilancio tra la radiazione solare nel visibile e vicino infrarosso che giunge sulla Terra e quella emessa nell'infrarosso dal Terra stessa. In assenza di atmosfera in condizioni d'equilibrio la radiazione incidente deve essere uguale a quella emessa:

$$R_a = R_e$$

$$0.25(1 - \alpha) S_0 = \sigma T^4$$

dove S è la costante solare, α è l'albedo della superficie terrestre, ϵ è l'emissività media della terra, T_e è la temperatura d'equilibrio in assenza di atmosfera, σ è la costante di Stefan-Boltzmann. Il fattore 0.25 è il rapporto dell'area R^2 che intercetta la radiazione solare e l'area $4 R^2$ che emette nello spazio la radiazione infrarossa. Il valore di temperatura in questo caso è circa 254°K , mentre la reale temperatura media è circa 288°K . Questa differenza è dovuta all' "effetto serra", in cui la radiazione solare (visibile e vicino infrarosso) penetra attraverso l'atmosfera indisturbata, mentre la radiazione emessa dalla terra viene assorbita dai costituenti atmosferici che hanno forti bande di assorbimento nell'infrarosso. Alcuni gas, principalmente il vapore acqueo e il biossido di carbonio assorbono una significativa parte della radiazione uscente che viene re-irradiata sia verso l'alto che verso il basso. La componente infrarossa del sistema terra-atmosfera ha tre principali componenti: la radiazione emessa dalla superficie terrestre alle lunghezze d'onda tra 8 e $12\mu\text{m}$ in cui l'atmosfera terrestre è trasparente (la cosiddetta finestra atmosfera); una componente che viene emessa dalla superficie terrestre o dalle nubi, viene assorbita dai gas atmosferici e re-irradiata verso l'esterno dagli stessi gas; in ultimo la radiazione proveniente dalle nubi, viene assorbita dai gas atmosferici e re-irradiata verso l'esterno dagli stessi gas; in ultimo la radiazione proveniente dalle nubi che ricevono calore dagli strati sottostanti: Di conseguenza si può considerare il sistema terra-atmosfera come un corpo nero avente una temperatura pari 254°K .

La struttura termica dell'atmosfera è influenzata dalla presenza di piccole quantità di vapore acqueo, biossido di carbonio, ozono, gas in tracce di aerosol. Come già visto l'effetto dei gas è quello di assorbire la radiazione infrarossa e di re-irradiarla comportando un aumento della temperatura superficiale. Gli aerosol possono raffreddare o riscaldare superficie a seconda delle proprietà ottiche. Dopo una eruzione vulcanica si ha un raffreddamento netto in superficie.

mentre le particelle in stratosfera portano ad un raffreddamento della bassa troposfera e della superficie, le stesse particelle in troposfera provocano un riscaldamento. L'impatto termico di un aumento degli aerosol in atmosfera dipende parzialmente dalla quota a cui si trovano le particelle di aerosol. Nonostante la piccola quantità dei gas in tracce, essi giocano un ruolo importante nel definire la struttura termica atmosferica poichè hanno un forte banda di assorbimento nella finestra tra 7 e $14\mu\text{m}$. Variazioni di questi gas comportano variazioni climatiche attraverso l'effetto serra.

Per comprendere pienamente e prevedere eventuali variazioni nella componente atmosferica del sistema climatico, bisogna tener conto, come si è detto in precedenza, di numerosi fattori come l'attività solare, il comportamento degli oceani, dei ghiacci, della superficie terrestre e di tutte le forme di vita. Lo sforzo di comprendere, modellare e prevedere questo complesso sistema prende il nome delle "variazioni globali"(global change).

Le cause delle variazioni climatiche sono in parte attribuibili alla variabilità interna naturale del sistema climatico ed in parte quelle "forzate" da meccanismi esterni.

La variabilità naturale interna è essenzialmente casuale e deriva dalla natura caotica dell'interazione oceano-atmosfera-terra, guidata da un riscaldamento solare diseguale tra le regioni tropicali calde e quelle polari fredde. I modelli di simulazione globale del clima forniscono una stima degli aumenti di temperatura in corrispondenza di un raddoppio dei gas serra.

Il sistema climatico può essere studiato attraverso l'analisi retrospettiva dei dati osservati.

Mentre la modellistica fornisce un indirizzo per la analisi e la interpretazione della fisica e della dinamica del clima, un attento studio retrospettivo dei dati osservati fornisce il necessario completamento per confrontare la realtà virtuale "modellata" e quella "vera". Le analisi di questo tipo vengono condotte con metodologie statistiche avanzate che consentono di individuare le caratteristiche intrinseche e le cause che forzano le variazioni (che possono essere il risultato di sole fluttuazioni interne al sistema climatico oppure di perturbazioni casuali esterne a cui il sistema è inevitabilmente soggetto).

Da un punto di vista generale i segnali di fluttuazione climatica nei dati osservati possono essere rilevati secondo i tre orientamenti seguenti:

- analisi segnale-rumore. Si basa sul concetto che, se una presunta sollecitazione del sistema climatico è abbastanza forte, il segnale emerge dal rumore;

- riduzione del rumore. Si tende a ridurre il livello del rumore stimando in qualche modo la parte di variazione climatica dovuta a cause diverse da quella che determina la sollecitazione di interesse.

-analisi delle “impronte” (fingerprints), Viene utilizzata non solo una singola grandezza (come ad esempio la temperatura), ma l’andamento temporale di caratteristiche di campi che meglio possono evidenziare la sollecitazione sul sistema climatico nella quale si è interessati (per esempio l’intensità del ciclo idrologico, grandezze derivate come divergenza, vorticità, etc.).

In tempi recenti si sono sviluppati nuovi metodi per la previsione delle serie temporali tenendo conto della eventuale dinamica non lineare in esse contenuta.

Per caratterizzare le proprietà statistiche di una serie temporale, periodi omogenei, trend e variazioni brusche (“change point”), si possono utilizzare varie metodologie.

L’analisi convenzionale si basa sull’utilizzo di procedure che tendono ad eliminare il rumore per mettere in evidenza particolari segnali nella serie, fornendo una descrizione generale della serie indagata.

Viceversa attraverso alternative è possibile fornire una determinazione oggettiva della struttura interna di una serie temporale mediante l’utilizzo congiunto di più test al fine di:

-verificare l’attendibilità della serie (test di omogeneità);

-verificare l’assenza di correlazione seriale;

- ricercare i trend o i “change point” in alternativa all’ipotesi di completa stazionarietà delle serie.

Il gruppo G-Met del Dipartimento di Fisica dell’Università “La Sapienza”, ha messo a punto il codice di calcolo per l’utilizzo e l’applicazione dei vari test.

La metodologia statistica è stata applicata alle serie di totali mensili di precipitazione nel periodo settembre-marzo in Italia (60anni e 19 stazioni).

L’analisi ha mostrato che le precipitazioni tendono a diminuire sulle regioni meridionali ed in particolare sulla Sicilia Occidentale, mentre diminuzioni di minore entità e significatività interessano l’Italia centrale e parte della Valle Padana.

È stato calcolato l’indice zonale medio per l’Europa relativo al periodo 1873-1988. I casi in cui ZI (indice zonale) è alto rappresentano circolazioni caratterizzate da forti correnti occidentali e da deboli correnti meridiane.

I trend delle piogge sono stati interpretati alla luce del comportamento di ZI: la frequenza di situazioni ad indice zonale alto è andata aumentando nel corso del tempo, dando luogo a minori precipitazioni in novembre in molte regioni italiane ed in dicembre sull’estremo sud.

L’esame dei risultati dei modelli climatici GFDL (Geophysical Fluid Dynamics Laboratory), CCM (Community Climate Model), GISS (Goddard Institute for Space Sciences), anche se non ancora molto affidabili da un punto di vista regionale, ha fatto emergere che gli scenari climatici futuri calcolati nell’ipotesi di un raddoppio della concentrazione dei gas serra sono caratterizzati da una diminuzione delle precipitazioni in primavera sull’Italia meridionale e sulle due isole maggiori. Ciò è in accordo con le conclusioni dell’analisi dei trend.

Tenendo presente che il sessantennio considerato è stato caratterizzato da un aumento di temperatura media nell’emisfero nord, le considerazioni offerte possono considerarsi come metodologie diverse per costruire possibili scenari climatici relativi ad una sollecitazione di qualsiasi origine che produca un riscaldamento dell’atmosfera (incremento dell’attività solare, quiescenza dei vulcani, effetto serra, etc.).

3. Il clima in relazione alla natura della superficie

Le azioni reciproche tra superficie terrestre, atmosfera e spazio esterno determinano il clima, sono essenzialmente di natura energetica. e dipendono dalle proprietà fisiche della superficie stessa. L'albedine (anche albedo o potere riflettente) della superficie indica quanta energia viene assorbita, mentre la temperatura e la umidità della superficie informano circa la maniera in cui la energia disponibile viene utilizzata. Così le superfici ad elevato potere riflettente restituiscono allo spazio una parte rilevante della energia ricevuta e restano relativamente fredde con poca energia disponibile. D'altra parte le superfici ad albedine bassa ed a scarsa umidità assorbono una maggior dose di radiazione e trasmettono energia all'atmosfera prevalentemente nella forma di radiazione infrarossa e di calore sensibile e quindi possono raggiungere temperature più elevate.

Lo studio delle interazioni tra superficie terrestre, atmosfera e spazio esterno verrà affrontato partendo dagli esempi più semplici ed utilizzando sostanzialmente il concetto di bilancio energetico.

3.1 Il bilancio energetico di un suolo privo di umidità e senza atmosfera sovrastante (caso ideale)

Il bilancio energetico in questo caso può esprimersi:

$$(3.1) R_n = R_g (1 - \alpha) - \epsilon T^4 - C$$

nella quale R_n è la radiazione netta, R_g la radiazione globale, α l'albedine, ed ϵ l'emissività infrarossa, T^4 rappresenta l'energia in onda lunga perduta dalla superficie a temperatura T (gradi K); infine C è il flusso di calore nel suolo. Si conviene di assumere positivi i flussi di energia diretti verso il suolo. Mediando la (3.1) su periodi di tempo lunghi, se non vi sono altre sorgenti di calore all'infuori della radiazione globale e se la temperatura media non cambia nel corso del tempo, la radiazione netta dovrà essere nulla, in quanto la energia guadagnata e quella perduta debbono bilanciarsi. Poiché C è in genere un termine piccolo rispetto agli altri nell'equazione del bilancio, si può affermare che la temperatura T varia seguendo la variazione diurna della radiazione in arrivo che cambia notevolmente passando dal giorno alla notte. La temperatura di una superficie in corrispondenza di un determinato valore di radiazione globale, dipende dall'albedine, cioè da quale frazione di energia viene realmente assorbita dal suolo ed anche da un'altra proprietà fisica del terreno detta inerzia termica (I_t). Questa grandezza è definita dalla:

$$(3.2) I_t = c\mu$$

in cui ρ è la densità, c il calore specifico e μ la conduttività termica del terreno. Se l'inerzia termica è grande una notevole quantità di energia viene immagazzinata dagli strati sottostanti la superficie durante il giorno e ritrasmessa per conduzione alla superficie radiante durante la notte. La conseguenza climatica è che in questo caso le variazioni della temperatura superficiale saranno ridotte. Al contrario, i terreni caratterizzati da bassa inerzia termica hanno temperature molto elevate di giorno e basse di notte.

3.2 Il bilancio energetico di un suolo privo di umidità con atmosfera sovrastante.

In questo caso il quadro è lievemente più complesso del precedente e bisognerà includere nella equazione che rappresenta il bilancio dell'energia altri due termini: l'energia irradiata dall'atmosfera, R_l , e quella trasportata dal vento (avvezione), A_t . La edizione aggiornata della equazione (3.1) sarà ora la seguente:

$$(3.3) \quad R_n = R_g (1 - \alpha) - T^4 + R_l - C - A_t$$

Conviene ricordare a questo punto che l'atmosfera ha la capacità di assorbire e di irraggiare a sua volta la radiazione infrarossa. Pertanto la presenza dell'atmosfera dà luogo ad un flusso radiativo verso il basso ed anche ad un analogo flusso verso l'alto. L'esempio più tipico è quello dei deserti tropicali: la prevalenza di cielo sereno determina un forte apporto di radiazione solare e conseguente temperatura molto elevata. Poiché in queste zone i venti sono generalmente deboli, non vi è un'apprezzabile energia rimossa dal vento (A_t è piccola) e di conseguenza il calore viene eliminato dalla superficie soltanto attraverso la radiazione infrarossa. Le perdite dovute a questo processo sono comunque grandi e tali da bilanciare il flusso radiativo ad onda corta. In conclusione le variazioni di temperatura in superficie sono dominate dalla radiazione solare in arrivo. Nel caso di una superficie asciutta alle alte latitudini la radiazione solare in arrivo è piccola, i venti sono generalmente sostenuti e l'atmosfera in movimento è in grado di rimuovere una notevole quantità di energia. Questo processo fisico, che si chiama flusso di calore sensibile, diviene dunque l'elemento dominante. In condizioni di questo tipo la temperatura della superficie segue le variazioni della temperatura dell'aria sovrastante, la quale, a sua volta, dipende dalla situazione sinottica.

3.3 Il bilancio energetico di una superficie bagnata con atmosfera sovrastante

Questo è il caso più generale e frequente. La equazione del bilancio deve essere ulteriormente perfezionata introducendo un termine che esprima la energia perduta dal suolo per effetto della evaporazione, che indicheremo con $L \cdot E$, avendo indicato con L il calore latente di evaporazione e con E la evaporazione effettiva. In questo caso la evaporazione è controllata dai flussi radiativi e dalle condizioni meteorologiche, mentre si assume che vi sia sempre acqua disponibile. Esempi di superfici di questa categoria sono i mari, i terreni su cui ha piovuto abbondantemente ed anche zone intensamente vegetate in cui la evaporazione ha luogo attraverso le piante (evapotraspirazione). La evaporazione dal suolo nudo ha un ciclo breve, perché il terreno diviene asciutto. La vegetazione, espandendo le radici profondamente nel sottosuolo, ha la capacità di estrarre acqua da strati più profondi, anche quando la superficie è secca.

3.4 L'evapotraspirazione

Il processo fisico combinato di evaporazione diretta dell'acqua e di traspirazione della vegetazione si chiama evapotraspirazione. La quantità massima di vapor d'acqua che può essere ceduta all'atmosfera in specifiche condizioni meteorologiche da una superficie vegetata in cui non vi è carenza d'acqua, si definisce evapotraspirazione potenziale. Un'altra grandezza utile è il deficit di saturazione, definito come la differenza tra la pressione effettiva del vapor d'acqua di una particella d'aria umida ad una data temperatura e la pressione di saturazione del vapore corrispondente a quella temperatura. Uno degli schemi più consolidati per la determinazione della evapotraspirazione potenziale è costituito dalla equazione di Penman:

$$(3.4) \quad E_p = \left((R_n - C) + E_a \right) / \left(\gamma + \frac{\rho c_p u}{k} \right)$$

nella quale γ è la cosiddetta costante psicrometrica (pari a 0.66), $\frac{\rho c_p u}{k}$ è la pendenza della curva temperatura-pressione del vapore alla temperatura dell'aria, E_a è la parte di evaporazione dovuta all'azione del vento u , definita come il prodotto di una funzione del vento per il deficit di saturazione.

Determinazione della evapotraspirazione

Il bilancio energetico in un sito specifico della superficie terrestre, utilizzando le grandezze già definite, può essere espresso mediante la:

$$(3.5) \quad R_g (1 - \alpha) - T^4 = R_n$$

il valore di R_n può essere calcolato con la equazione (3.5) servendosi delle tabelle I, II, III. IL risultato ottenuto va moltiplicato per 0,0169 per passare da cal/cm² giorno, a mm/giorno, α , detta costante psicrometrica, va posta pari a 0,48. La E_a che compare nella formula di Penman può determinarsi mediante la relazione che segue:

$$(3.6) \quad E_a = 0,35 \cdot (e_a - e_d) \cdot (0,5 + 0,53 \cdot u)$$

nella quale e_a , ed e_d sono rispettivamente la pressione di saturazione e la pressione effettiva del vapor d'acqua dell'aria, espresse in mmHg, u è la velocità del vento in m/s. Il α nella (3.4) è una funzione della temperatura dell'aria e può calcolarsi mediante la relazione

$$(3.7) \quad \alpha = 45,0 \cdot [8 \cdot K_1 \cdot (K_1 \cdot (1,8 \cdot t_a + 32) + K_2)^7 - K_3]$$

La e_d che compare nella (3.6) può essere determinata mediante la relazione che segue

$$(3.8) \quad e_d = 25 \cdot [(K_1 \cdot (1,8 t_d + 32) + K_2)^8 - K_3 \cdot ((1,8 t_d + 32) + 16) + K_4]$$

Nelle equazioni (3.7) e (3.8) i valori delle costanti sono i seguenti:

$$K_1 = 0,0041$$

$$K_2 = 0,676$$

$$K_3 = 0,000019$$

$$K_4 = 0,001316$$

3.5 Classificazione dei climi

Alcuni indici per la classificazione dei climi possono ricavarsi dal bilancio idrologico che su base annuale, trascurando il termine di immagazzinamento di acqua nel suolo, può porsi nella forma:

$$3.5.1 \quad P = E + R$$

nella quale P sono le precipitazioni annuali (*afflussi*), E è l'evapotraspirazione ed R il ruscellamento o *deflusso*. Le varie grandezze possono tutte essere espresse in mm. La equazione 3.5.1 può risciversi in forma adimensionale

$$3.5.2 \quad R/P = 1 - E/P$$

R/P , detto *coefficiente di deflusso*, è dunque legato al rapporto E/P .

Il valore medio di E/P è un parametro che caratterizza efficacemente il clima di una regione. Nel seguito si fornisce una descrizione di massima del clima in relazione a questo parametro.

$$E/P < 0,35 \quad \text{tundra}$$

$$0,35 < E/P < 1,1 \quad \text{intermedio con vegetazione}$$

$$1,1 < E/P < 2,3 \quad \text{steppa}$$

$$2,3 < E/P < 3,4 \quad \text{semiarido}$$

$3,4 < E/P$ deserto

Un ulteriore importante affinamento dei climi intermedi può essere ottenuto mediante un indice di *continentalità* definito nel modo che segue

$$3.5.3 \quad C = c_1 [(T_{\max} - T_{\min}) / \sin \varphi] - c_2$$

dove T_{\max} , T_{\min} sono rispettivamente la temperatura massima media del mese più caldo e la temperatura minima media del mese più freddo, φ è la latitudine, c_1 e c_2 sono costanti determinate arbitrariamente assumendo $C = 0$ per una località marittima e $C = 100$ per un sito in cui gli effetti del mare sono trascurabili.

4. Elementi di dinamica dell'atmosfera

4.1 Il principio di conservazione della massa (equazione di continuità)

Questo principio, nel caso di un fluido, può esprimersi nel modo seguente: se in un ipotetico volume del fluido si verifica un aumento di massa questo non può che derivare da un ingresso netto di massa nel volume considerato. Si può formulare matematicamente così:

$$(4.1) \quad \frac{d\rho}{dt} = -\left(\frac{\partial \rho u}{\partial x} + \frac{\partial \rho v}{\partial y} + \frac{\partial \rho w}{\partial z} \right)$$

nella quale ρ è la densità del fluido, u, v, w sono le componenti della velocità secondo i tre assi x, y, z , i simboli

$\frac{\partial}{\partial x}$ ed analoghi indicano variazioni locali della grandezza tra parentesi (flusso di massa) nelle direzioni x, y, z .

La equazione di continuità ha un ruolo importante nei modelli numerici per la prognosi della circolazione atmosferica.

4.2 Le leggi del moto di una particella d'aria

Le variazioni di velocità di una particella di fluido nel corso del tempo sono dovute a varie cause (forze). È dunque necessario passare in rassegna le varie forze che, nel caso di una piccola massa d'aria, possono agire determinando cambiamenti nello stato di moto.

4.3 La forza di gravità

È la forza che la Terra esercita su una qualsiasi massa in quiete rispetto ad essa. Poiché la Terra è in rotazione la forza di gravità misurata è in realtà la somma della gravitazione e della forza centrifuga (molto piccola). La forza di gravità per unità di massa viene solitamente indicata con la lettera g .

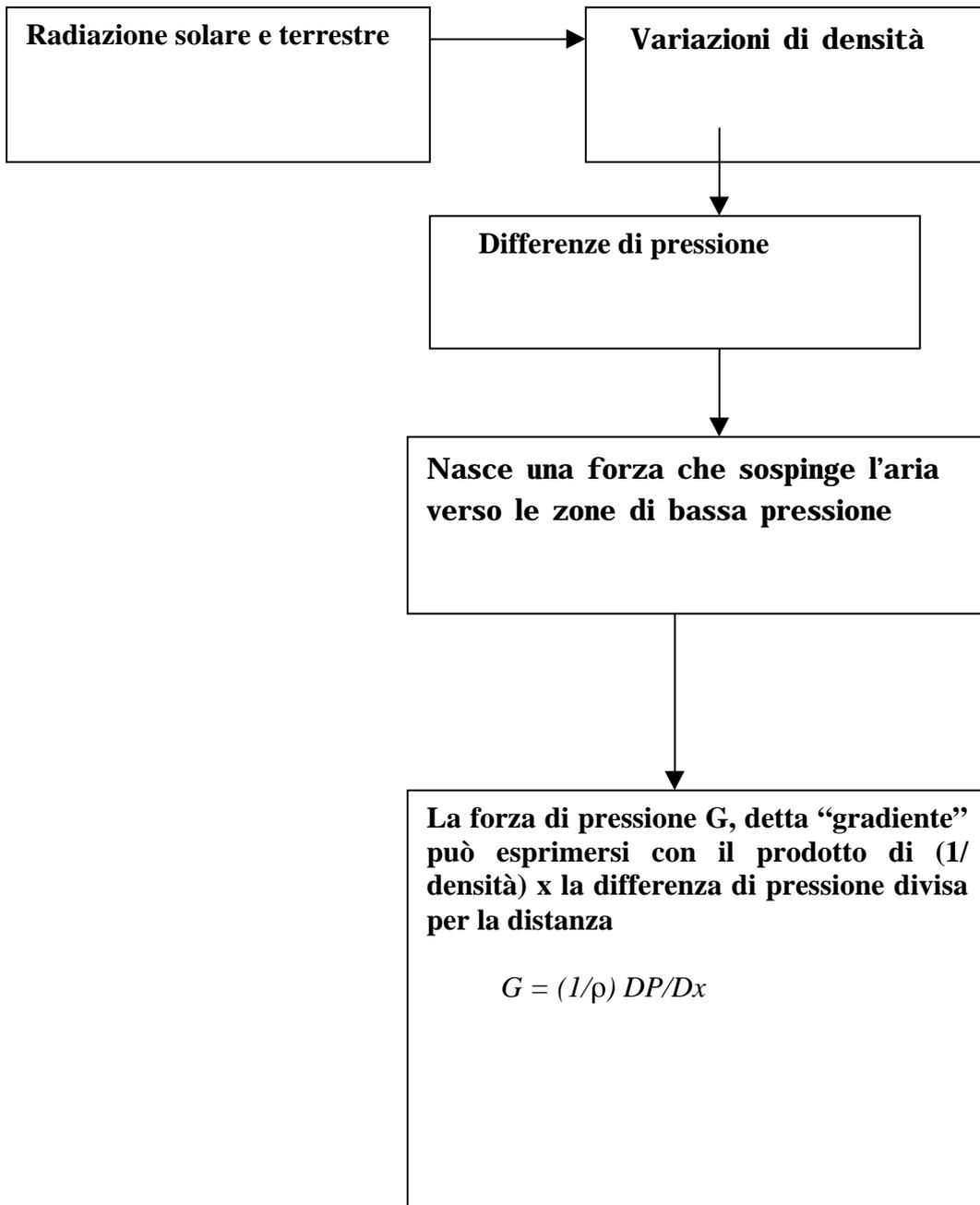
4.4 La forza gradiente di pressione

La forza di pressione (detta anche forza di gradiente di pressione o più semplicemente forza di gradiente) è la forza che si manifesta per effetto delle differenze di pressione che esistono nell'ambito di un fluido. La forza di pressione per unità di massa si esprime nel modo seguente:

$$(4.2) \quad F_p = -\frac{1}{\rho} \left(\frac{\partial p}{\partial x} + \frac{\partial p}{\partial y} + \frac{\partial p}{\partial z} \right)$$

$\frac{\partial p}{\partial x}$ ed analoghe espressioni indicano variazioni locali della pressione nelle direzioni x, y, z .

Nella Tabella che segue si descrive come ha origine la forza di pressione.



4.5 La forza di Coriolis

E' una forza apparente che si esercita su di una particella di fluido in movimento a causa della rotazione terrestre. Nell'emisfero nord essa tende a far deviare verso destra le masse in movimento. Il suo valore e'

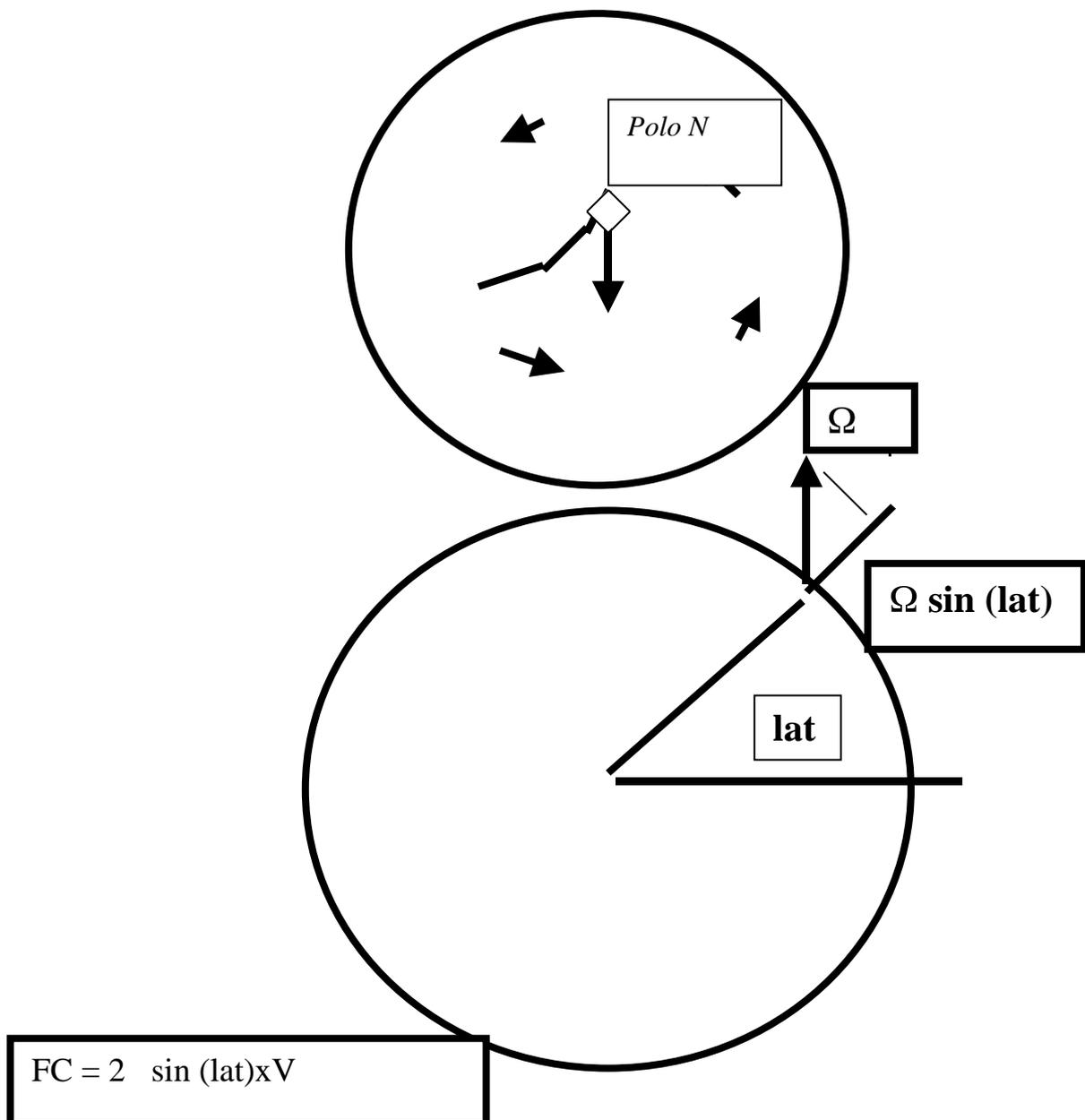
$$(4.3) F_c = 2 v \sin$$

nella quale v e' la velocità della particella di fluido considerata, ω e' la velocità angolare della Terra ($7.29 \cdot 10^{-5} \text{ s}^{-1}$), ϕ è la latitudine. Poichè la forza di Coriolis è proporzionale alla velocità, il suo ruolo nei vari moti atmosferici può essere valutato in funzione della velocità e della durata del moto considerato.

In genere la grandezza $2 \omega \sin \phi$ chiamata parametro di Coriolis viene indicata con la lettera f .

La forza di Coriolis e' massima al polo ($\phi = 90^\circ$, $\sin \phi = 1$) ed e' nulla all'equatore ($\phi = 0$, $\sin \phi = 0$).

La forza di Coriolis



4.6 Le forze d'attrito

Quando si considerano mappe in quota della pressione e del vento si scopre che il vento, specie nei percorsi relativamente rettilinei, tende a soffiare parallelamente alle isobare. Questa relazione tra isobare e vento viene meno in prossimità della superficie per effetto delle forze di attrito. Più la superficie è "ruvida" (cioè ricca di ostacoli e rilievi topografici) più si rileva una marcata deviazione del vento verso la bassa pressione.

4.7 Il principio dell'idrostatica

E' un principio molto importante che esprime che l'atmosfera sia in equilibrio statico con la forza di pressione netta che bilancia esattamente la forza di gravità'.

4.8 Stabilità idrostatica

Per definire ed approfondire il concetto di stabilità atmosferica è necessario fare riferimento ad una particella d'aria che viene spostata da una sua posizione iniziale sulla superficie terrestre e che si muove nell'atmosfera abbastanza rapidamente senza scambi con l'ambiente circostante. Si può materializzare questo concetto pensando ad un pallone o ad una mongolfiera invisibile che rappresenta la particella in questione. Se, come si è detto durante il movimento non vi sono scambi con l'esterno (di energia, di umidità, di quantità di moto) le proprietà della particella possono cambiare soltanto nell'ambito del suo interno. Un processo del genere si definisce *adiabatico*.

Quando una particella d'aria si solleva essa si muove in regioni caratterizzate da pressione più bassa e perciò essa si espande. La espansione richiede una certa quantità di lavoro che, riducendo la agitazione molecolare interna, determina un abbassamento di temperatura. Usando un linguaggio più appropriato si dice che il sollevamento e l'espansione adiabatica di una particella d'aria danno luogo ad una diminuzione di temperatura. Poichè in genere una particella che sale possiede anche una certa quantità di umidità, ad una diminuzione di temperatura fa riscontro un aumento dell'umidità relativa. Se il sollevamento di una particella ed il simultaneo raffreddamento continuano per un tempo sufficiente può accadere che l'aria in essa contenuta divenga satura e che inizi la condensazione. Quest'ultimo fenomeno viene accelerato dalla presenza di nuclei igroscopici.

Fino a quando la bolla d'aria che sale rimane non satura, si può mostrare che il ritmo di raffreddamento dovuto alla espansione è dell'ordine dei 10 gradi per ogni 1000m di salita (*gradiente di temperatura adiabatico secco*).

Dal momento in cui avviene la saturazione il rilascio di calore latente di condensazione riduce l'entità del raffreddamento e si parla di *gradiente verticale di temperatura adiabatico saturo*.

Questo vale circa 5°C per 1000m per temperature al di sopra dei 30°C mentre diviene circa 7°C per 1000m per temperature sotto 0°C.

Sulla base del gradiente adiabatico secco e' possibile determinare la quota alla quale si formano le nubi utilizzando le misure di temperatura e di temperatura di rugiada rilevate in superficie.

La stabilità dell'aria viene determinata mediante appropriati diagrammi che hanno la temperatura in ascissa e la quota in ordinate. Su tale diagramma si riporta l'andamento effettivo della temperatura con la quota desunto da misure eseguite con palloni sonda. La curva così ottenuta si confronta quindi con quella che rappresenta la variazione di temperatura di una bolla d'aria che sale partendo dalle condizioni di temperatura ed umidità esistenti in superficie. Se questa viene a trovarsi a destra dell'andamento effettivo, la spinta di galleggiamento della bolla sarà sempre positiva ed essa continuerà a salire (*condizioni di instabilità*). Nel caso opposto la bolla, sospinta inizialmente in alto, tenderà a ridiscendere trovandosi a temperatura più bassa di quella dell'ambiente (*atmosfera*

stabile). Esiste poi un caso tipico in cui l'atmosfera inizialmente stabile, diviene instabile solo dopo un congruo sollevamento (*instabilità condizionale*).

4.9 Il moto orizzontale dell'aria, il vento geostrofico

Come si è già accennato il moto dell'aria (quello orizzontale in particolare) può essere descritto da una relazione che lega la accelerazione (variazione di velocità) di una particella individuale di fluido alle varie cause (forze) che la determinano:

$$(4.4) \quad \text{Accelerazione} = \text{Forza di Coriolis} + \text{Forza di pressione}$$

$$(4.4) \quad A = F_c + F_p$$

(si sono considerate trascurabili le forze d'attrito)

La velocità orizzontale per la quale la forza di Coriolis bilancia esattamente la forza orizzontale di pressione, si chiama "vento geostrofico". La equazione (4.4) diviene:

$$(4.5) \quad F_c + F_p = 0$$

ricordando le definizioni precedenti ed assumendo un moto nella direzione dei paralleli (u = velocità nella direzione dell'asse x)

$$(4.6) \quad 2u \sin \phi = -(1/\rho) (\partial p / \partial y)$$

dalla relazione precedente si ricava:

$$(4.7) \quad u = -(1/2 \sin \phi) (\partial p / \partial y)$$

o, più semplicemente

$$(4.8) \quad u = -(1/f) (\partial p / \partial y)$$

Si noti come il vento geostrofico costituisca un modello che lega il campo della pressione a quello del vento. Conoscendo il campo della pressione si può determinare il vento. Alternativamente, conoscendo il vento si può determinare il campo della pressione.

Si osservi inoltre che il vento geostrofico è diretto lungo le isobare e lascia le basse pressioni alla sua sinistra nell'emisfero nord. Il vento geostrofico è definibile in tutti i punti della Terra ad esclusione dell'equatore (dove la forza di Coriolis è nulla).

4.10 Il vento termico

Il vento termico è un vento fittizio definito come la differenza vettoriale tra venti a due quote differenti misurati sulla stessa verticale. Il vento termico è direttamente proporzionale al gradiente termico orizzontale.

Un osservatore che si ponesse con le spalle al vento avrebbe alla sua destra aria calda e sulla sinistra aria fredda. Il vento termico è utilissimo nella determinazione della *avvezione* di temperatura, se il vento con la quota ruota in senso orario si avrà avvezione calda, se ruota in senso antiorario,

avvezione fredda. Determinare il tipo di avvezione è meteorologicamente molto importante in quanto essa può influire sulla stabilità dell'atmosfera.

4.11 Vento di gradiente

Il vento di gradiente è un modello più raffinato del vento geostrofico nel quale si tiene anche conto della curvatura della traiettoria della particella di fluido. Il vento gradiente si ricava ipotizzando un equilibrio perfetto tra forza di Coriolis ed accelerazione centripeta da una parte e forza di pressione dall'altra.

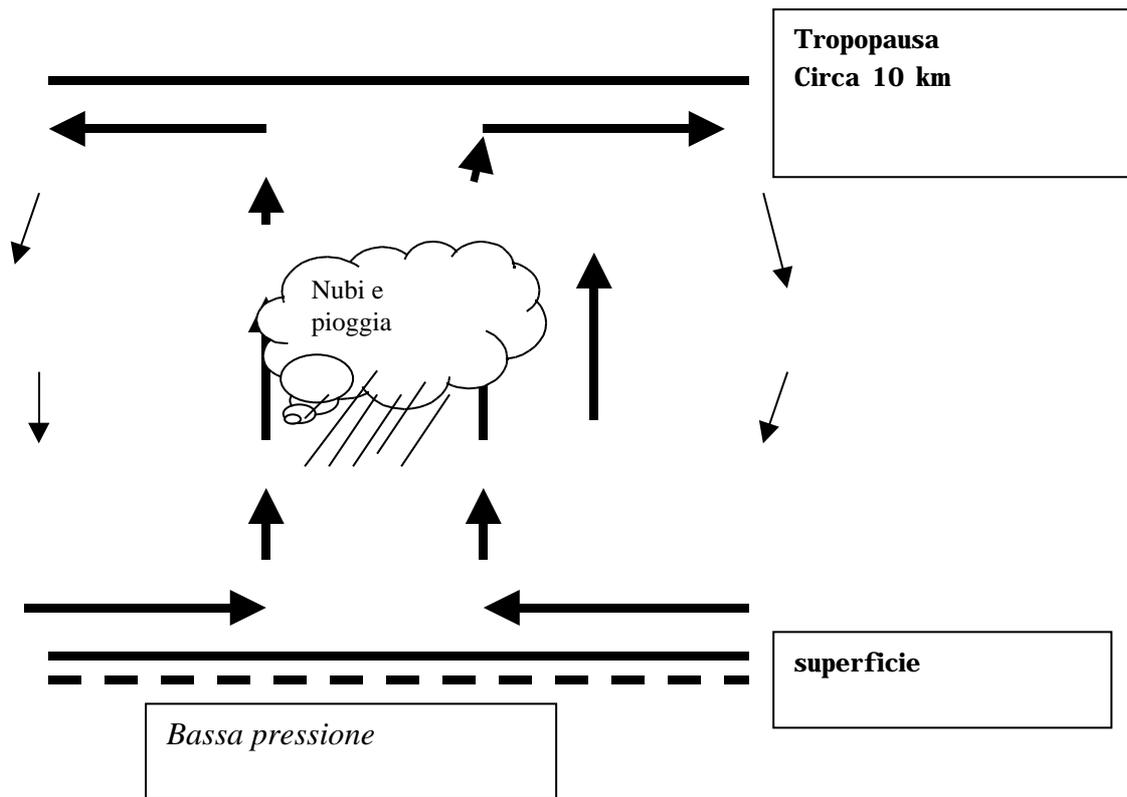
4.12 Il concetto di vorticità

La vorticità è una grandezza microscopica che misura la tendenza a ruotare di una particella di fluido.

4.13 La divergenza della velocità del vento

La divergenza è una grandezza che indica se una porzione di fluido tende ad espandersi od a contrarsi. Poiché nell'atmosfera predominano i venti orizzontali, quando si parla di divergenza del vento ci si riferisce generalmente a quella orizzontale.

Anatomia dei sistemi di bassa pressione



4.14 Conservazione della vorticità

Il principio fisico alla base di questa proprietà è quello della conservazione del momento della quantità di moto, detto anche "momento angolare". Esso stabilisce che, considerando un corpo in rotazione, se non vi è una coppia che agisce su di esso, il prodotto della velocità angolare per il "momento d'inerzia" è costante. Il momento d'inerzia indica come è distribuita la massa del corpo: se essa è prevalentemente lontana dall'asse di rotazione il momento d'inerzia è grande, mentre è piccolo nel caso contrario. L'esempio cui più spesso si ricorre è quello di una pattinatrice: quando essa piroetta con una gamba o con le braccia estese verso l'esterno la rotazione è relativamente lenta, mentre quando essa raccoglie il proprio corpo intorno alla verticale la rotazione diviene rapidissima.

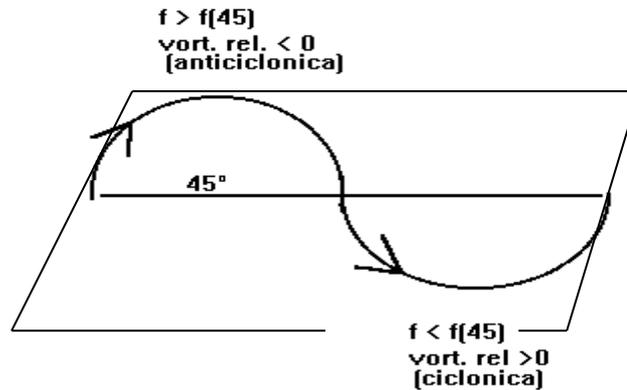
Un processo del tutto analogo avviene nell'atmosfera: se una particella d'aria si dilata orizzontalmente la tendenza a ruotare si spegne. Viceversa, se la particella si contrae orizzontalmente la rotazione aumenta. Il concetto si esprime rigorosamente dicendo che *la variazione della vorticità nel tempo in un determinato punto del fluido è uguale alla variazione determinata dal trasporto orizzontale (variazione avvettiva), meno la vorticità assoluta moltiplicata per la divergenza orizzontale del vento*. Questo principio può scriversi:

$$(5.3) \quad \frac{d}{dt} \left(\frac{u}{x} + \frac{v}{y} + f \right) - \left(\frac{u}{x} + \frac{v}{y} \right) \text{diverg. del vento} = \text{variazione avvettiva}$$

nella quale f è la vorticità ed u, v sono le componenti del vento orizzontale nelle direzioni x ed y . Nella (5.3) sono stati trascurati termini di un fattore dieci più piccoli degli altri.

4.15 Le onde di Rossby

Se, per cominciare con il caso più semplice, si assume di avere a che fare con movimenti puramente orizzontali, allora il secondo termine a secondo membro nella (5.3) del paragrafo precedente scompare e la equazione della vorticità esprime soltanto il principio della conservazione della vorticità assoluta. Fissiamo l'attenzione su di una particella che si trovi inizialmente ad una data latitudine, per esempio 45 gradi, in movimento da ovest verso est, e che la sua vorticità assoluta sia pari alla vorticità della Terra a quella latitudine, che chiameremo $f(45)$. Quando per una qualsiasi perturbazione iniziale la particella si portasse a nord della latitudine di riferimento accadrebbe che f (il parametro di Coriolis proporzionale al seno della latitudine) aumenterebbe superando $f(45)$. Se f è aumentato, affinché la vorticità assoluta si conservi, si deve simultaneamente essere verificata una diminuzione della vorticità relativa. In altre parole la curvatura della linea di corrente diviene anticiclonica. In maniera del tutto simmetrica se la particella d'aria scendesse al di sotto della latitudine di riferimento f diminuirebbe e per compensare tale diminuzione la vorticità relativa deve aumentare facendo divenire ciclonica la curvatura della linea di corrente. Ciò rende possibile la formazione di un treno di onde in seno alla corrente occidentale che si chiamano appunto onde di Rossby (vedi figura seguente).



4.16 La circolazione generale dell'atmosfera

Con il termine “circolazione generale” si intende considerare la distribuzione delle correnti dell'intera atmosfera, tenendo conto di tutte le scale temporali-spaziali dei moti atmosferici.

La Terra riceve calore dal sole sotto forma di radiazione ad onda corta, ed a sua volta irradia un eguale quantità di calore come radiazione ad onda lunga che viene dispersa nello spazio. Questo bilancio tra calore ceduto e calore guadagnato, è valido solo se si considera l'intero sistema e su di un lungo periodo.

Nel corso dell'anno, il bilancio radiativo all'Equatore è sempre positivo. Ciò significa che nelle zone equatoriali la radiazione ad onda corta ricevuta è sempre maggiore della radiazione ad onda lunga emessa. Al Polo si verifica l'opposto. L'eccesso di calore che si verifica nella fascia equatoriale viene trasportato al Polo, altrimenti si verificherebbe un continuo riscaldamento e viceversa al polo ci sarebbe un raffreddamento. Il trasporto di calore effettuato dai moti atmosferici e dagli strati superiori dell'oceano, rappresenta la circolazione generale dell'atmosfera e degli oceani.

La circolazione generale dell'atmosfera è uno dei maggiori fattori che controllano il clima sulla Terra.

Nelle zone tropicali, i venti da est con componente equatoriale (venti alisei) comportano tempo soleggiato; nel ramo verso i Poli si assiste al fenomeno di subsidenza con condizioni anticicloniche, che formano i grandi deserti del pianeta. Alle medie latitudini, il moto medio atmosferico è verso est, ma è molto perturbato. Le regioni polari, a causa della perdita di radiazione sono caratterizzati da aria subsidente.

Irregolarità nella distribuzione del calore produce il flusso d'aria sud-nord da regioni calde a quelle fredde, mentre la rotazione della Terra causa i movimenti da ovest verso est. La rotazione della Terra inoltre aiuta a generare i cicloni che sono responsabili della maggior parte degli scambi di calore alle medie latitudini.

Le perturbazioni alle medie latitudini, si muovono principalmente da ovest verso est, e formano una successione ininterrotta di centri di bassa pressione (o depressioni), con venti che si muovono senso antiorario nell'emisfero nord, seguiti da centri di alta pressione (anticicloni), con circolazione oraria.

Il numero più alto di situazioni cicloniche si raggiunge intorno alla latitudine di 45°.

Se la Terra avesse la superficie uniforme, le zone di alta e bassa pressione si muoverebbero con eguale frequenza lungo tutte le longitudini per ogni latitudine. A causa della presenza degli oceani, delle aree continentali e delle catene montuose, si osserva che gli anticicloni e i cicloni sono posizionati sopra alcune regioni e non su altre. Questo comporta che il flusso medio durante ciascuna stagione contiene distinti modelli di cella.

Una massa d'aria è un corpo avente gradienti orizzontali di temperatura e umidità relativamente piccoli, ed è separato da un'altra massa d'aria da una brusca zona di transizione, il fronte, caratterizzato da forti gradienti termici.

I corpi d'aria omogenei orizzontalmente sono prodotti da un prolungato contatto con una superficie sottostante con temperatura uniforme (sorgente). Queste regioni sono caratterizzate da venti deboli e sono usualmente situate nelle zone permanenti o semi permanenti di sistemi con alta pressione (le aree subtropicali, gli anticicloni polari, gli anticicloni invernali sul continente). Questo porta a fornire una classificazione generale di masse d'aria polari o tropicale sulla base dei valori di temperatura ed umidità.

L'aria che si origina sopra gli oceani intorno alle latitudini 30°-35° Nord, conosciuta come aria marittima tropicale, risulta abbastanza calda ed umida al suolo; essa produce i venti alisei e si muove verso ovest verso le zone temperate.

L'aria continentale tropicale, che si forma sopra i grandi deserti dei tropici, è estremamente calda e secca in superficie, ma quando transita sopra il mare, si umidifica trasformandosi in aria marittima tropicale.

L'aria polare, alle alte latitudini, può essere suddivisa in aria polare marittima ed aria polare continentale, a seconda della superficie da cui si origina. La prima è relativamente fredda e molto umida, e si alimenta nell'estremità del promontorio polare delle latitudini temperate occidentali. Sulla zona continentale interna dell'Asia e del Nord America si formano estesi anticicloni, che sono sorgenti estremamente fredde, con venti secchi, che d'inverno si spengono nelle zone interne continentali.

Le masse d'aria polari e tropicali si incontrano alle medie latitudini lungo la superficie frontale, comunemente chiamata 'fronte polare. L'aria calda tropicale sale su quella fredda polare, cosicché il fronte sale verso le zone polari con una pendenza di circa 1° ogni 200m. La zona del fronte polare è di solito non perturbata, essendo definita da una fascia di nubi e da deboli precipitazioni, ma a volte si forma un'onda sul fronte in cui l'aria calda penetra orizzontalmente nell'aria fredda. Alcuni di queste onde crescono rapidamente del giro di pochi giorni, e poiché la penetrazione dell'aria calda nel settore caldo porta ad una ben definita struttura d'onda. La maggior parte dei moti ascensionali e del tempo meteorologico in una depressione frontale, ha luogo lungo il fronte caldo e freddo. Nel fronte caldo, l'aria calda rimuove quella fredda con una lieve pendenza, coprendo di pioggia e di strati di nubi una vasta area situata davanti alla depressione; nel fronte freddo invece, l'aria fredda rimuove quella calda davanti alla zona di depressione, e la superficie frontale ha una pendenza molto forte, con nubi e pioggia lungo una fascia molto stretta.

L'onda iniziale di perturbazione cresce all'incirca in un giorno nella depressione frontale. Quando l'aria calda sale e si porta nei livelli più alti dell'atmosfera sopra la superficie frontale calda, e quando l'aria fredda si infila sotto l'aria calda, il settore caldo si restringe, con il risultato che il fronte freddo tende a oltrepassare il fronte caldo. In questo caso si ha il fronte occluso. Nel primo stadio di sviluppo di una depressione, i valori più bassi di pressioni si osservano all'estremità dell'onda che si forma nel fronte polare; ma quando il processo di occlusione continua, il fronte gradualmente si separa dalla zona di bassa pressione. Nelle fasi successive della vita di un ciclone, quando il processo di occlusione è completato, l'aria calda viene completamente sollevata lontano dalla superficie. Una caratteristica frequente che accade durante l'occlusione, è lo sviluppo di un saccatura nella parte posteriore di una depressione, che è spesso accompagnata da cattivo tempo dovuta alla convergenza dell'aria nella bassa troposfera.

Nell'emisfero Nord, le depressioni si formano frequentemente d'inverno, lontano dalle coste orientali dell'Asia e del Nord America. Nel primo stadio dello sviluppo di un ciclone, esso si muove

rapidamente verso nord-est, ma dopo 24-30 ore, si occlude e rallenta; diventa stazionario nella parte orientale degli oceani, e lentamente si esaurisce in parecchi giorni. E' stato osservato che raramente una depressione frontale appare da sola, normalmente sono due o tre o più in una serie, ciascuna nella scia dell'altra con una generale tendenza a muoversi verso nord-est.

Le depressioni frontali sono per lo più temporali marittimi che si sviluppano soprattutto sugli oceani. Nella parte interna delle zone continentali, particolarmente ad est delle Montagne Rocciose e nella parte centrale ed orientale dell'Eurasia, le aree con copertura nuvolosa e precipitazioni, non sono molto estese, e in molti casi ci sono zone dove le precipitazioni sono del tutto assenti. Il tipo di tempo, all'interno di un ciclone, dipende molto dal luogo e dal periodo dell'anno. Per esempio, sono spesso molto attivi, con forti temporali sopra la zona orientale degli Stati Uniti, ma raramente influenzano il tempo nell'Europa Occidentale.

Gli anticicloni sono un altro importante tipo di sistemi meteorologici che si osservano alle medie latitudini. Essi spesso appaiono come sistemi lenti e passivi, che riempiono lo spazio tra le veloci depressioni. Gli anticicloni possono essere suddivisi in freddi o polari sistemi anticiclonici e caldi o dinamici.

L'anticiclone polare si forma in inverno sopra le terre nordiche, a causa dell'intenso raffreddamento della superficie nevosa, dando origine ad uno strato denso ma poco profondo di aria molto fredda. L'alta densità dell'aria fredda aumenta la pressione in superficie. L'esempio più pronunciato di anticiclone si può osservare sulla Siberia e quello sull'America del Nord che è meno regolare. Entrambi rappresentano le principali sorgenti di aria fredda polare negli inverni delle zone nordiche. L'anticiclone caldo o dinamico è causato dalla subsidenza a larga scala attraverso la profondità della più bassa atmosfera, un buon esempio di questo fenomeno sono le altezze associate ai moti discendenti delle celle di circolazione tropicale. Una caratteristica di tutti i cicloni dinamici è la presenza dell'inversione termica nei bassi strati. La subsidenza di solito cessa all'estremità superiore di questa inversione e il tempo associato con la quota dipende spesso dalla natura dell'aria fredda in superficie. Se l'aria è umida, si possono formare nubi e precipitazioni temporalesche al di sotto dell'inversione, e questo di solito accade quando il flusso d'aria proveniente dal mare caldo incontra superfici fredde.

Quando, invece, l'aria in superficie è relativamente secca, il cielo è privo di nubi, comportando gran caldo in estate ed intenso freddo in inverno. I semi-permanenti anticicloni dinamici sono comuni nelle zone sub-tropicali, ma possono verificarsi dovunque alle medie latitudini in ogni periodo dell'anno.

In inverno la fascia dei venti occidentali alle medie latitudini, si allarga e la zona subtropicale di alta pressione si muove verso l'equatore da 5° a 10° di latitudine. Sia la frequenza che l'intensità dei cicloni è maggiore in inverno che in estate. L'effetto dei continenti sulle variazioni stagionali è molto più marcata sull'Asia. In inverno, l'aria fluisce esterna in un ampio arco dall'anticiclone siberiano verso i tropici, mentre d'estate si inverte il movimento. Questo tipo di circolazione è tipica dei monsoni (dall'Arabo, che vuol dire venti stagionali).

L'influenza della superficie terrestre sul flusso d'aria è spesso trascurabile ad una quota al di sopra dei 2 Km. Le carte del tempo rivelano per grandi regioni alle medie ed alte latitudini ben definiti sistemi che normalmente si muovono da ovest verso est con una velocità che è molto più piccola di quella negli alti strati. La struttura di questi sistemi varia con la quota, vicino alla superficie, essi hanno relativamente piccole dimensioni (da 1000 a 3000 Km) e sono molto complessi, mentre nella media ed alta atmosfera, i sistemi sono relativamente grandi e più semplici. In superficie le caratteristiche predominanti sono ristrette ai sistemi ciclonici e anticiclonici di forma irregolare, mentre negli alti strati dominano delle onde lunghe di forma modellata, le cui dimensioni sono molto più grandi dei corrispondenti sistemi in superficie. Queste onde, chiamate onde di Rossby, corrispondono ai grossi centri quasi permanenti di alta e bassa pressione. Ci sono quattro o cinque onde maggiori intorno all'emisfero, e in seno ad esse viaggiano le onde minori. In inverno, profonde saccature si trovano sopra la parte orientale dell'America del Nord e dell'Europa, e vicino

la costa orientale asiatica. I promontori sono situati sulla zona orientale dell' Oceano Atlantico e Pacifico, e sopra la Siberia.

Nonostante la tendenza dell'onde lunghe a rimanere in posizioni preferite, il luogo e l'intensità subiscono frequenti variazioni. All'interno degli alisei negli alti strati, si trovano le cosiddette correnti a getto, caratterizzate da venti con velocità che possono raggiungere valori intorno ai 75m/sec.

La circolazione generale dell'atmosfera produce una ampia zonalità latitudinale delle zone climatiche del mondo. Un' area calda si trova vicino all'equatore corrispondente al lato ascendente della cella tropicale, mentre il lato discendente, nelle zone subtropicale, causa una estesa aridità. Le perturbazioni alle medie latitudini creano zone fredde ed umide a nord dei deserti sub-tropicali, mentre nelle zone polari le precipitazioni sono scarse, perchè l'aria e' troppo fredda per trattenere vapore acqueo. Questa semplice zonalità climatica e' distorta dalla presenza dei continenti. Le perturbazioni portanti la pioggia, delle zone temperate raramente penetrano nelle zone interne, che comunque rimangono secche. La più grande modificazione si trova sopra l'Asia del sud, dove la circolazione di venti si inverte portando pioggia in aree che normalmente sono deserti subtropicali.

4.17 La dinamica dei cambiamenti climatici

E' universalmente accettato che il clima globale abbia subito variazioni notevoli, di periodo ed ampiezza diverse temporali, e vie sono buone ragioni per credere che tali variazioni continueranno a verificarsi in futuro. I fenomeni climatici di maggior importanza che si sono verificati negli ultimi 150 mila anni, sono rappresentati da due glaciazioni, una avvenuta circa 135 mila anni fa, ed una più recente tra i 14 mila ed i 22mila anni fa. Entrambe furono caratterizzate da una proliferazione delle zone coperte di ghiaccio e da climi molto freddi, ed sono state seguite da periodi interglaciali caldi, durati circa 10mila anni. Il penultimo periodo interglaciale ha raggiunto il massimo valore circa 124mila anni fa, mentre il periodo interglaciale in corso ha raggiunto il suo massimo termico circa 6 mila anni fa. Negli ultimi 7 mila anni si sono verificati, in molti parti del mondo, intervalli caratterizzati da clima più freddo.

Nell'emisfero Nord la temperatura media dell'aria in superficie è aumentata dal 1880 fino al 1940, e poi è successivamente diminuita al tasso di 0.1°C - 0.2°C per decade. Solo nell'ultimo decennio si e' di nuovo manifestata una tendenza all'aumento della temperatura media.

Si ritiene oggi che le variazioni climatiche non possano considerarsi processi casuali, ma piuttosto che esse debbano attribuirsi a cause che si esplicano su diverse scale temporali.

Il sistema climatico e' caratterizzato dalle interazioni tra l'atmosfera, l'oceano, il suolo e la criosfera in presenza di agenti esterni, principalmente la radiazione solare. Ciascuno di questi elementi può essere usato per sviluppare una teoria climatica per spiegare certe caratteristiche delle variazioni climatiche osservate. Per esempio il meccanismo di Milankovitch viene usato per spiegare i maggiori cicli glaciali ed interglaciali dell'ordine dei 1000-100000 anni. Secondo l'ipotesi di Milankovitch, le variazioni dei parametri orbitali della Terra, controllano l'intensità e la stagionalità della radiazione solare all'apice dell'atmosfera. I parametri orbitali (eccentricità, obliquità e precessione) variano con periodo in media rispettivamente di circa 96000 anni, 41000 anni e 21000 anni.

Cambiamenti climatici sono anche dovuti anche alla variazione della costante solare. Essa varia debolmente in un periodo di alcuni anni e in particolare con le macchie solari.

Su scale temporali dell'ordine di 10 milioni di anni le variazioni sono nella forma dei bacini oceanici e nella distribuzione dei continenti come risultato dell' ampliamento dei fondali marini e del slittamento delle zolle continentali. Su scale geologiche, questi processi hanno comportato variazioni al clima globale. Su scale temporali più piccole il clima risente delle modificazioni locali prodotte dalle città' e dal disboscamento delle foreste.

I processi che avvengono nel sistema climatico non sono indipendenti tra loro ma si influenzano vicendevolmente attraverso meccanismi di retroazione (feedback). Questi fenomeni agiscono come regolatori interni del sistema climatico, esercitando una sinergia od una compensazione, a seconda dei casi, tra due o più meccanismi. Il più noto processo di feedback positivo è rappresentato dal sistema copertura nevosa-albedo-temperatura, in cui un aumento della temperatura viene inizialmente prodotto (aumento della radiazione solare), come conseguenza si giunge ad una riduzione della copertura nevosa ed una riduzione dell'albedo superficiale ed infine ad un ulteriore aumento della temperatura in superficie. La diminuzione della temperatura, a sua volta, comporta un ulteriore aumento della copertura nevosa e così via.

Un altro esempio di retroazione positiva è rappresentato dall'effetto serra e la temperatura in superficie. Se per qualche ragione venga determinato un aumento della temperatura dell'aria. Ne consegue un maggior contenuto di vapor d'acqua nell'atmosfera, una intensificazione dell'effetto serra da vapor d'acqua ed un ulteriore aumento della temperatura.

Le considerazioni sui meccanismi di feedback portano alla definizione del clima come uno stato di equilibrio raggiunto dagli elementi dell'atmosfera, idrosfera e criosfera sotto determinate condizioni iniziali.

Nell'ultimo secolo le variazioni naturali del clima sono state maggiori di quelle indotte dalle attività umane, mentre nel prossimo futuro, considerando l'incertezza sulla produzione di energia e sulla entità di combustibili fossili che potrebbero essere impiegati, non è possibile produrre proiezioni affidabili.

anni le variazioni sono nella forma dei bacini oceanici e nella distribuzione dei continenti come risultato dell'ampliamento dei fondali marini e del slittamento delle zolle continentali. Su scale geologiche, questi processi hanno comportato variazioni al clima globale. Su scale temporali più piccole il clima risente delle modificazioni locali prodotte dalle città e dal disboscamento delle foreste.

I processi che avvengono nel sistema climatico non sono indipendenti tra loro ma si influenzano vicendevolmente attraverso meccanismi di retroazione (feedback). Questi fenomeni agiscono come regolatori interni del sistema climatico, esercitando una sinergia od una compensazione, a seconda dei casi, tra due o più meccanismi. Il più noto processo di feedback positivo è rappresentato dal sistema copertura nevosa-albedo-temperatura, in cui un aumento della temperatura viene inizialmente prodotto (aumento della radiazione solare), come conseguenza si giunge ad una riduzione della copertura nevosa ed una riduzione dell'albedo superficiale ed infine ad un ulteriore aumento della temperatura in superficie. La diminuzione della temperatura, a sua volta, comporta un ulteriore aumento della copertura nevosa e così via.

Un altro esempio di retroazione positiva è rappresentato dall'effetto serra e la temperatura in superficie. Se per qualche ragione venga determinato un aumento della temperatura dell'aria. Ne consegue un maggior contenuto di vapor d'acqua nell'atmosfera, una intensificazione dell'effetto serra da vapor d'acqua ed un ulteriore aumento della temperatura.

Le considerazioni sui meccanismi di feedback portano alla definizione del clima come uno stato di equilibrio raggiunto dagli elementi dell'atmosfera, idrosfera e criosfera sotto determinate condizioni iniziali.

Nell'ultimo secolo le variazioni naturali del clima sono state maggiori di quelle indotte dalle attività umane, mentre nel prossimo futuro, considerando l'incertezza sulla produzione di energia e sulla entità di combustibili fossili che potrebbero essere impiegati, non è possibile produrre proiezioni affidabili.

5. ALCUNI ASPETTI APPLICATIVI DELLA METEOROLOGIA E DELLA CLIMATOLOGIA

5.1. Gli incendi boschivi

Il problema degli incendi boschivi è particolarmente sentito nei Paesi che si affacciano nel Mediterraneo per la distruzione di vite umane e di risorse ambientali dovute a questo fenomeno. Sebbene molti progressi siano stati fatti nel monitoraggio degli incendi e nella determinazione del rischio vi è ancora molto da fare nei settori della prevenzione e della mitigazione. Le condizioni meteorologiche hanno un ruolo importante, sia nel favorire l'insacco degli incendi, sia nel promuovere il loro sviluppo e la propagazione. I vari fattori in gioco. I principali elementi che contribuiscono al rischio di incendi boschivi sono:

- a) quantità e stato del combustibile disponibile;
- b) condizioni meteorologiche favorevoli;
- c) probabilità di esistenza di cause di innesco.

Fissando l'attenzione sulle condizioni meteorologiche è necessario distinguere tra storia meteorologica precedente del sito in considerazione - che influisce sul contenuto di umidità del combustibile vivo e morto e le condizioni meteorologiche presenti che hanno un impatto sulla propagazione delle fiamme, sul contenuto di umidità del combustibile morto e sulla alimentazione di ossigeno.

Possibile formulazione di un indice di rischio

Viene nel seguito descritta una procedura messa a punto in Italia (Palmieri, 1995) con la quale si può determinare il rischio di incendi. L'effetto della storia meteorologica precedente del sito in considerazione viene calcolata mediante la equazione che segue:

$$(5.1.1) \quad AR = k * (E / P)_1 + k^2 * (E / P)_2 + k^3 * (E / P)_3 + k^4 * (E / P)_4$$

nella quale AR è un parametro che rappresenta l'aridità, E/P è il rapporto tra evaporazione e precipitazione (media di dieci giorni), k è un appropriato coefficiente di calibrazione che permette di attenuare l'influenza del clima man mano che ci si allontana nel tempo, gli indici 1,2,3,4 indicano intervalli di tempo adiacenti di dieci giorni che coprono un periodo complessivo di 40 giorni andando indietro nel tempo a partire dalla data in cui la stima del rischio è richiesta. La evapotraspirazione può essere determinata mediante il metodo di Penman esposto nel Capitolo 3. La forma finale dell'indice di rischio è ottenuta combinando l'aridità AR con una funzione esponenziale dei parametri del tempo presente che influenzano la propagazione delle fiamme, il "tiraggio" del camino ideale al di sopra del fuoco ed anche il contenuto di umidità del combustibile morto del sottobosco: temperatura dell'aria T (gradi centigradi), velocità del vento V (km/ora), umidità relativa UR (%), pioggia durante le ultime 48 ore, P48 (mm).

$$(5.1.2) \quad IRI = h * AR * 2^{(a*T+b*V - c*UR - d*P48)}$$

nella quale $H= 1.33$ e' una costante di calibrazione, $a=0.048$, $b=0.040$, $c=0.051$, $d=0.050$ sono coefficienti introdotti in base all'esperienza ed alla modellazione concettuale. Esempio di applicazione. L'indice e' stato applicato all'estate 1989, una delle stagioni peggiori dal punto di vista degli incendi boschivi in Italia. I risultati sono mostrati nelle Figure 1, 2, 3 per i tre siti di Pisa, Genova ed Argentario. Si puo' notare che la comparsa di nuovi incendi boschivi, indicata dalle colonne verticali scure (proporzionale al numero di singoli nuovi eventi segnalati) tende a verificarsi quando l'indice IRI assume valori elevati al di sopra del normale. La storia meteorologica dei quaranta giorni precedenti, sintetizzata da AR e' anche un fattore che da' un contributo.

Alcune possibili linee di sviluppo che potrebbero migliorare le applicazioni dell'indice di rischio sono le seguenti:

- a)spazializzazione particolareggiata dell'indice per tenere conto di influenze topografiche d ambientali sulle variabili meteorologiche;
- b)modellazione del "tiraggio" in funzione dei profili verticali delle grandezze meteorologiche;
- c)uso di dati satellitari per monitorare lo stato ecologico delle foreste;
- d)inclusione di informazione non-meteorologica, come ad esempio una stima della quantità di combustibile morto disponibile nel sottobosco;
- e)proiezione dell'indice di rischio in avanti nel tempo per qualche giorno utilizzando campi meteorologici previsti. .

In conclusione, sebbene gli incendi boschivi siano fenomeni complessi dipendenti da molte cause, alcune delle quali non sono suscettibili di un trattamento razionale, un indice di rischio basato esclusivamente su fattori meteorologici, appare come una strumento efficace nel fornire indicazioni sul potenziale di rischio. Questo e' presumibilmente in parte dovuto al fatto che l'innesco dei fuochi, sia esso casuale o doloso, e' anche legato alle condizioni atmosferiche.

5.2.Caratterizzazione meteorologica degli eventi alluvionali

Previsione e prevenzione di gravi disastri alluvionali.

L'acqua distrugge il male e purifica l'uomo; e' questo il significato simbolico dell'alluvione in molte religioni. Gli esperti di storia delle religioni ci ricordano che le alluvioni, almeno da un punto di vista simbolico, avrebbero una ricaduta spirituale positiva. Noi tuttavia vogliamo occuparci di questi fenomeni della natura sotto il profilo assai meno suggestivo degli aspetti meteorologici, dei danni che ne risultano, nonchè della loro previsione e prevenzione. Prima di tutto si cercherà di fare un cenno alle cause che producono queste improvvise tempeste meteorologiche. Il primo ingrediente e' l'umidità, vi deve cioè essere una copiosa presenza di acqua nell'aria nella forma di vapore, un gas perfettamente invisibile. Poi deve accadere qualcosa che provochi un raffreddamento consistente nei primi tre o quattro chilometri di atmosfera, dando luogo alla condensazione del vapor d'acqua ed alla formazione delle gocce o dei cristalli di ghiaccio che, successivamente, dopo una fase di accrescimento, formeranno la pioggia. Il meccanismo di raffreddamento e' quasi sempre costituito dalle correnti ascendenti: quando l'aria sale si espande e si raffredda. I grandi sistemi di moto delle medie latitudini, la convezione (cioè un sollevamento determinato da uno squilibrio lungo la verticale - aria meno densa nei bassi strati, più densa in quota) e gli effetti dell'orografia, sono altrettante cause che generano correnti verticali. In certi casi piove relativamente poco ed in altri moltissimo. Ciò e' dovuto al fatto che l'acqua nell'atmosfera ha un comportamento che si potrebbe definire esplosivo: solo nel momento in cui si raggiunge la saturazione per un notevole spessore, in presenza di stratificazione instabile (il concorso di queste due condizioni in zone ampie

e' per fortuna raro), viene improvvisamente rilasciata una grande quantità di energia che alimenta fenomeni di estrema intensità.

Previsione delle alluvioni

La possibilità di prevedere fenomeni di questo tipo dipende prima di tutto dalle dimensioni del bacino che si considera; nel caso di un fiume come il Po, l'onda di piena determinata dall'afflusso delle piogge sulla corona di montagne che orlano la Valle Padana, si propaga molto lentamente (la velocità media è di circa 1 m/s). Se si dispone di misure idrometriche (livello dell'acqua) aggiornate in tempo reale lungo il fiume, si intuisce facilmente che una previsione a breve termine è realizzabile. Nel caso di fiumi medi (Arno, Tevere) la reazione del corso d'acqua alle precipitazioni è più rapida (12-24 ore). Per tentare una previsione utile occorre poter disporre sia di misure idrometriche che di telepluviografi (misuratori di pioggia) posti preferibilmente in prossimità degli spartiacque. Per bacini piccoli, il fiume reagisce alle piogge in modo praticamente istantaneo: ci si può basare, in questo caso, solo su una previsione meteorologica a brevissimo termine (nowcasting, questo è il termine inglese ormai universalmente usato) che si appoggi a dati di radar meteorologico e di satelliti, nonché a modelli meteorologici ad alta risoluzione.

5.3 Il Clima Urbano

La città: laboratorio ideale per i geografi

Si desidera premettere che lo studio della città e delle sue caratteristiche ambientali (tra cui il clima in primo piano) è stato promosso dalla comunità internazionale dei geografi stimolato dall'evidente interesse di integrazione culturale che esso offre.

Processi ecologici, sociologici, meteorologici, nonché biofisici, sanitari e di qualità dell'aria si intersecano ed interagiscono in un tessuto urbano, rendendo la modellazione complessiva allettante ed interessante, ma anche particolarmente difficile. Uno dei problemi è costituito dai vari "linguaggi" utilizzati nelle branche scientifiche che trattano i problemi dell'ambiente urbano. Così accanto a modelli matematici molto sofisticati per l'analisi della dinamica dello strato di confine atmosferico troviamo sottili elaborazioni di statistica demografica o sanitaria insieme a studi ad indirizzo naturalistico (è il caso della fauna e della flora nella città).

E' necessario un ricambio generazionale dei Geografi per interpretare e sintetizzare i "linguaggi" delle varie scienze coinvolte nel sistema urbano? Un problema di questo tipo, a scala più grande, si è già verificato verso la metà dello scorso secolo quando la climatologia è passata dalla prevalente competenza di studiosi di statistica, alla nuova generazione di esperti in dinamica del clima.

Il clima urbano visto dal versante della fisica

Fattori esterni : l'influenza del clima a grande scala

Il clima "a grande scala", definibile come il complesso delle proprietà statistiche del tempo meteorologico su regioni di grandi dimensioni, viene oggi considerato come un parametro che subisce variazioni lente, ma non trascurabili. Esso va preso in considerazione come una "cornice" che condiziona l'evoluzione del clima urbano per orizzonti di tempo di decenni.

Simulazioni climatiche condotte con l'ausilio di modelli che tengono conto del costante incremento nella concentrazione di gas "serra" nell'atmosfera indicano un probabile generale aumento della temperatura in superficie, nell'area mediterranea, per la fine del secolo, dell'ordine di 1-2°C. D'altro canto, lo studio delle variazioni climatiche occorse nel passato recente sembra confermare

una tendenza all'aumento della temperatura media. Va tuttavia sottolineato che l'evoluzione del clima dipende non solo dall'effetto serra, ma anche da altre cause generalmente non prevedibili o addirittura sconosciute: per esempio una grande eruzione vulcanica che immetta nella stratosfera ingenti quantità di sostanze (come solfati, ossidi di azoto, etc.) può determinare per alcuni anni una diminuzione della temperatura della bassa atmosfera.

Fattori interni

Essi possono essere di due tipi: (a) processi fisici di scambio (calore sensibile, calore latente, quantità di moto) tra tessuto urbanizzato ed atmosfera - il calore accumulato in superficie viene esportato verso l'alto attraverso i processi di flusso turbolento di calore sensibile e di calore latente (quest'ultimo si attiva quando vi è disponibilità di acqua per la evaporazione e per la traspirazione delle piante); (b) emissione di inquinanti e loro trasformazioni. Una rassegna particolareggiata dei fattori interni e delle grandezze coinvolte è stata fornita da Palmieri et al (2001).

Negli scenari radiativi l'inquinamento si concentra in uno spessore limitato di atmosfera ed esercita una retroazione sul clima locale.

L'isola di calore urbana

L'aria nella canopia urbana è generalmente più calda dell'atmosfera rurale circostante nel periodo che va dal tramonto al primo mattino. Il fenomeno è indicato con il termine "isola di calore urbana" e si manifesta nelle situazioni caratterizzate da cieli sereni e ventilazione debole. Le maggiori variazioni di temperatura si riscontrano attraversando il confine tra zona urbana e zone rurali circostanti. La porzione interna della città appare, dal punto di vista termico, come una zona in cui la temperatura cresce debolmente procedendo verso i punti a più elevata densità abitativa (Taesler, 1980).

Una delle grandezze che, sulla base di vari studi, risulta ben correlata con la *massima* intensità dell'isola di calore è H/X (rapporto tra altezza degli edifici e la semi-ampiezza delle sedi stradali). Sono state proposte relazioni del tipo

$$(5.3.1) \quad (T_{urb} - T_{rur})_{max} = a + b \cdot \ln(H/X)$$

Nella quale T_{urb} indica la temperatura dell'aria nella città, T_{rur} la temperatura simultanea in zona rurale. OKE (1981) ha determinato i coefficienti a e b attraverso uno studio dei dati di 31 città di tutti i continenti. I valori proposti sono $a=7.54$ e $b=3.97$. Applicando la (5.3.1) al caso di Roma, assumendo $H = 17$ m, $X = 5$ m e quindi $\ln H/X = 1,2237$, si ha $T_{urb}-T_{rur} = 12,39$ °C, che corrisponde bene ai valori massimi di 12 gradi osservati per i mesi di dicembre e gennaio.

Interazione tra edifici e dinamica atmosferica

La presenza di un edificio o di un gruppo di edifici, oltre a determinare le interazioni tra superficie ed atmosfera nel campo della temperatura e dell'umidità, nelle situazioni a ventilazione sostenuta, ha un impatto di tipo aerodinamico.

Un edificio od un complesso di edifici esposto al vento può essere riguardato come un ostacolo. Le correnti d'aria possono scavalcarlo e/o aggirarlo (in modo laminare o turbolento) in funzione di alcune proprietà del flusso d'aria e dell'ostacolo. I parametri che controllano il fenomeno sono:

- (a) la velocità delle correnti;
- (b) la stabilità dell'aria nello strato più prossimo alla superficie;
- (c) l'altezza dell'edificio,
- (d) la forma dell'ostacolo secondo una sezione perpendicolare alle correnti.

La tendenza allo scavalco ed/o all'aggiramento di un ostacolo (un edificio od un gruppo di edifici) è legata ad alcuni parametri:

(a) la velocità media del flusso che investe l'ostacolo V (m/s), (b) la stabilità dell'aria nello strato prossimo alla superficie S (1/s), (c) l'altezza dell'ostacolo H (m). In funzione di varie combinazioni delle variabili menzionate (in particolare quando la corrente orizzontale è intensa) il flusso d'aria può passare al di sopra dell'ostacolo ma, la brusca discontinuità dell'orientamento della superficie in presenza delle pareti dell'edificio, provoca la formazione di vortici ad asse orizzontale, sopravento e sottovento all'ostacolo.

In altri casi (forte stabilità e velocità della corrente non eccessiva) la corrente d'aria che impatta l'ostacolo viene "separata" dall'edificio e le correnti passano e si rinforzano sui fianchi di esso. Sottovento all'ostacolo, si possono formare vortici ad asse verticale, una sorta di "scia" dell'edificio nel fluido in movimento. E' appena necessario ricordare che la stabilità dell'aria nello strato di confine è in genere più grande di notte per cui, a parità di altre condizioni, questo tende a verificarsi nelle situazioni notturne.

Come si può immaginare, il caso di un tessuto urbano complesso è ben più complicato degli esempi schematici forniti e la interazione dinamica con le correnti richiede studi specifici con simulazioni numeriche o con modelli fisici in galleria del vento.

Condizioni atmosferiche che hanno un impatto sull'inquinamento dell'aria

Nelle aree urbane gli effetti integrati della molteplicità di sorgenti di inquinanti e della turbolenza tendono a produrre un miscuglio di atmosfera contaminata il cui spessore si estende in verticale fino al livello al quale il mescolamento risulta attivo. Considerando la città inglobata in un "condotto" a forma di scatola, la concentrazione media di sostanze inquinanti C (kg/m^3) può essere messa in relazione con i seguenti elementi:

(a) lo spessore dello strato mescolato (dimensione verticale della scatola), h (m);

(b) la velocità media del vento nello strato mescolato, u (m/s);

(c) la intensità media delle sorgenti che emettono le sostanze inquinanti, Q ($\text{kg}/\text{mq}\cdot\text{s}$);

la distanza dal confine sopravento dell'ipotetica scatola, attraverso il quale entra aria supposta pulita, d (m);

si può fare uso della relazione:

$$(5.3.2) \quad C = d.Q / u.h$$

Il prodotto ($u.h$) detto "fattore di ventilazione", costituisce un ottimo elemento per la classificazione dei climi di città diverse sotto il profilo delle condizioni che favoriscono l'inquinamento, poiché i due parametri più significativi, vento ed altezza di mescolamento, vengono considerati simultaneamente.

Una seconda grandezza, più semplice della precedente, ma anch'essa efficace nella caratterizzazione atmosferica di siti dal punto di vista dell'inquinamento è la *frequenza di ricambio*: questo elemento si ottiene dividendo la velocità del vento per la dimensione approssimativa della città o dell'elemento considerato ed indica quante volte, in un determinato intervallo di tempo, si verifica un completo ricambio dell'aria per effetto dei movimenti orizzontali. Il vantaggio di questo parametro è la possibilità di applicazione anche a piccole parti di tessuto urbano, per esempio un canyon stradale.

Un tipo diverso di inquinamento è quello fotochimico: esso ha origine per l'azione della radiazione solare ultravioletta sugli ossidi di azoto ed è stimolato dalla presenza di idrocarburi. Questi inquinanti primari subiscono quindi una trasformazione che attraverso una serie di complesse reazioni

chimiche conduce alla produzione di inquinanti secondari come ozono, biossido di azoto, e peroxiacetilnitrati. L'inquinamento di questa natura è tipico delle situazioni estive con cielo sereno e scarsa ventilazione. Nel caso di Roma è stato trovato (Seri, 1996) che la soglia critica di radiazione solare totale giornaliera al di sopra della quale il processo viene attivato è di 8 MJ/m^2 .
Convieni ricordare a questo punto che, le precipitazioni costituiscono il meccanismo più efficace attraverso il quale l'atmosfera viene "pulita" dagli inquinanti gassosi e da quelli in forma di particolato. L'efficienza di questo processo dipende dalla intensità della precipitazione nonché dalle dimensioni e dalla carica elettrica delle goccioline e degli inquinanti.

Condizioni atmosferiche alla base del disagio climatico e degli effetti sulla salute

Stress da calore

Un essere umano in un ambiente particolarmente caldo si difende attraverso la dilatazione dei vasi sanguigni. Si realizza in tal modo un aumento dell'afflusso di sangue in prossimità della pelle ed una eliminazione netta di calore dalle parti più interne del corpo (Munn, 1970). Si riesce così a mantenere costante la temperatura interna anche se quella superficiale subisce un aumento. Se la temperatura dell'aria e quella delle pareti circostanti sono più elevate della temperatura superficiale della pelle, il corpo guadagna calore per convezione ed irraggiamento e l'unica possibile termoregolazione può avvenire attraverso la evaporazione del sudore (il passaggio dell'acqua dalla fase liquida a quella aeriforme sottrae una notevole quantità di energia - $2,5 \cdot 10^6 \text{ J/Kg}$). Questa arma di riserva, peraltro molto efficace, viene però meno in condizioni di assenza di ventilazione e di elevata umidità dell'ambiente.

Pertanto, le condizioni esterne che producono stress da calore sono legate alla coesistenza delle seguenti circostanze:

- (a) temperatura dell'aria molto alta;
- (b) forte irraggiamento da parte delle superfici circostanti;
- (c) elevata umidità dell'aria;
- (d) assenza di ventilazione.

Il prolungarsi di una situazione con tali caratteristiche può determinare grave disagio e crisi nelle persone più a rischio.

Una prima indagine per la città di Roma relativa al periodo 1992-1995 (Michelozzi et al, 1999) ha mostrato che, nei giorni con temperatura media dell'aria maggiore di 29°C , ad un incremento di 1°C della temperatura, corrisponde un aumento del 44% della mortalità giornaliera. In altri termini il numero dei decessi giornalieri passa dal valore medio di 52 a quello di 73.

Casi con temperature eccezionalmente elevate (uguali o superiori a 39°C), si sono verificati a Roma cinque volte nell'arco di cento anni 1905,1922,1939, 1956, 1983 (Mangianti e Beltrano,1990).

Stress da freddo

Nel caso opposto (ambiente molto freddo), la regolazione di tipo vasomotorio si inverte con una riduzione dell'afflusso di sangue in superficie. Temperatura dell'aria molto bassa e vento forte, sono le condizioni che danno luogo allo stress da freddo, anch'esso molto pericoloso. In situazioni di questo tipo la ventilazione molto attiva e la bassa umidità, congiurano nel sottrarre calore per convezione e per evaporazione dal corpo umano determinando condizioni critiche: esse sono più frequenti nelle regioni settentrionali adriatiche quando si ha un trasporto di aria fredda dall'Europa centro-orientale che si manifesta con il tipico vento di "bora".

Nella letteratura scientifica vengono descritti numerosi indici di disagio climatico che hanno lo scopo di quantificare l'intensità delle condizioni ambientali che determinano le condizioni di stress termico.

Considerazioni generali

Dal punto di vista della modellazione dell'atmosfera urbana il problema concettuale più affascinante è quello della descrizione della turbolenza. Infatti nell'ambiente meteorologico urbano si riscontrano, più spesso che altrove, sistemi di moto (ad esempio bolle convettive) la cui natura è in parte casuale ed in parte deterministica. Per la matematizzazione di questi fenomeni vi è ancora molto cammino da fare.

I progettisti di strumenti hanno ideato e stanno sviluppando nuove tecniche di misura adatte all'ambiente urbano come anemometri sonici, scintillometri, radiometri all'infrarosso, profilatori verticali del vento e della temperatura.

Ulteriori progressi operativi sono stati poi realizzati nel monitoraggio della qualità dell'aria attraverso osservazioni sia puntuali che, integrate nello spazio, nonché nella gestione delle emergenze ambientali.

La cooperazione tra meteorologi e medici è anche molto attiva per accertare ed approfondire gli effetti degli stress climatici (onde di calore, freddo intenso associato a vento) combinati con quelli relativi alla qualità dell'aria.

Fisici dell'atmosfera e meteorologi cooperano anche con architetti ed ingegneri alla pianificazione a lungo termine del tessuto urbano ed anche allo studio dell'impatto di condizioni ambientali estreme sui beni culturali.

Conclusione

Un tessuto urbano può immaginarsi come una aggregazione di sottosistemi, spesso con confini spaziali ben identificati. Ciascuno di questi può scambiare con l'esterno, in minore o maggior misura, energia, materia, informazione ed altre proprietà con modalità graduale nel tempo, oppure in modo ciclico, od infine attraverso fluttuazioni casuali. Una solida base concettuale, coniugata con la conoscenza di metodologie di analisi comparativa con metodi statistici e deterministici per : (a) l'interpolazione, (b) l'analisi dei trend, (c) la simulazione geostatistica e frattale, (d) la mappatura probabilistica del rischio, costituiscono gli ingredienti necessari per lo studio e lo sviluppo della climatologia urbana nell'ambito delle scienze geografiche.

Bibliografia

Hruska K. (2000) "ECOLOGIA URBANA".Capitolo secondo CLIMA URBANO, CUEN Ecologia, Collana diretta da Ugo Leone.

Munn, R.E. (1970), *Biometeorological Methods*, Academic Press, New York and London;

Mangianti F., Beltrano M.C. (1990) "Il Collegio Romano, cento anni di osservazioni meteorologiche" UCEA;

Michelozzi P. et al. (1999) "Stima delle variazioni giornaliere di mortalità durante il periodo estivo associate ad incrementi di temperatura media nelle 24 ore, Roma 1992-1995".; comunicazione personale.

Oke T.R. (1987), *Boundary Layer Climates*, Methuen, London and New York;

Palmieri, S., Siani A.M. (1995) "Il Clima". Ecosistema Roma, ambiente e territorio, F.lli Palombi Ed., pp.19-28;

Palmieri S., Delli Passeri L., Siani A.M., Casale G.(2001)
Temperatura, umidità e vento nella canopia urbana;) Convegno sugli Ecosistemi urbani -
Accademia Naz. Lincei / CNR (22-24 ottobre 2001)

Seri R. (1996), Università "La Sapienza", Tesi di laurea in Fisica "Caratteristiche evolutive della
concentrazione di ozono troposferico in un'area urbana " A.A. 1996-1997.

Taesler R. (1980) Studies of the development and thermal structure of the urban boundary layer in
Upsala, Part II, data analysis and results. Report No61, Meteor. Inst., Uppsala Univ., Uppsala.