

POLITECNICO DI MILANO

Facoltà di Ingegneria Civile, Ambientale e Territoriale

Corso di Laurea Specialistica in Ingegneria per l'Ambiente e il Territorio

Indirizzo Tecnologie di Risanamento Ambientale



**STUDIO SUGLI ASPETTI GENERALI DEL
CLIMA CON UNA APPLICAZIONE SULLE
PRECIPITAZIONI EUROPEE**

Relatore: Prof. Antonio GHEZZI

Tesi di Laurea di:

Michele Rama *Matr.* 739984

Anno Accademico 2010 – 2011

RINGRAZIAMENTI

Il primo sentito ringraziamento lo rivolgo al Professor Antonio Ghezzi, relatore di questa tesi, per la sua disponibilità, pazienza, competenza e professionalità dimostratami durante questo lavoro, e per avermi introdotto ad una tematica così importante ed interessante come il clima ed i suoi cambiamenti.

Un ringraziamento speciale va alla mia famiglia per il supporto fornitomi in tutti questi lunghi anni e per avermi dato la possibilità di raggiungere questo importante obiettivo, ai miei amici, in particolare Fabio, conosciuto da tutti come Genio, mio fidato compagno con il quale ho intrapreso la mia carriera scolastica dal primo giorno delle elementari all'ultimo dell'università, ai miei compagni e a tutti coloro che mi sono stati vicini ed hanno collaborato alla realizzazione di questa Tesi di Laurea.

Un ultimo ringraziamento va al Politecnico di Milano e ai suoi Professori i quali mi hanno fornito una più approfondita preparazione che mi ha permesso di affrontare con più consapevolezza le tante problematiche trattate nelle seguenti pagine.

Grazie a tutti.

Michele

INDICE

RINGRAZIAMENTI.....	1
1. INTRODUZIONE.....	4
1.1. TEMPO ATMOSFERICO E CLIMA.....	4
1.2. DEFINIZIONE DI CLIMA.....	5
1.3. SCOPI DELLA TESI: ASPETTI SOCIALI E SCIENTIFICI.....	6
2. IL CLIMA E LE SUE VARIAZIONI.....	10
2.1. CARATTERISTICHE ASTRONOMICHE DEL CLIMA.....	10
2.2. LE PROBLEMATICHE DEL CLIMA.....	15
2.3. LA STORIA E LE VARIAZIONI DEL CLIMA.....	18
2.4. PERCHE' IL CLIMA CAMBIA?.....	19
2.4.1. VARIABILITA' CLIMATICA NATURALE: L'EFFETTO SERRA.....	22
2.4.2. VARIABILITA' CLIMATICA INDOTTA DALL'UOMO.....	25
2.5. CAMBIAMENTI CLIMATICI SECONDO L'IPCC.....	27
2.5.1. EFFETTO RECENTE DEL CAMBIAMENTO CLIMATICO IN ITALIA.....	28
2.6. RISPOSTA CLIMATICA FUTURA.....	30
3. LA CIRCOLAZIONE GENERALE DELL'ATMOSFERA.....	31
3.1. LA CIRCOLAZIONE GENERALE.....	31
3.1.1. DIFFERENZE TRA LA CELLA DI HADLEY E CELLA DI FERREL.....	41
3.2. LA CIRCOLAZIONE ATMOSFERICA IN SUPERFICIE.....	42
3.3. LE ALTE PRESSIONI SUBTROPICALI.....	45
3.3.1. LA CIRCOLAZIONE MONSONICA.....	46
3.4. LE MASSE D'ARIA.....	47
3.4.1. LA CLASSIFICAZIONE DELLE MASSE D'ARIA.....	50
3.4.2. L'INFLUENZA DEI CICLONI E DEGLI ANTICICLONI.....	52
4. IL CLIMA IN EUROPA E IN ITALIA.....	58
4.1. I FATTORI FISICI DEL CLIMA.....	58
4.2. LE QUATTRO STAGIONI IN EUROPA E IN ITALIA.....	64
4.3. QUADRO FISICO DELL'ITALIA.....	67
4.4. QUADRO CLIMATICO IN ITALIA.....	69
4.4.1. INQUADRAMENTO DELLA PIANURA PADANA.....	72

5. LE PRECIPITAZIONI.....	78
5.1. LE CARATTERISTICHE.....	78
5.2. TIPOLOGIE DI ACCRESCIMENTO.....	80
5.3. CLASSIFICAZIONE DELLE PRECIPITAZIONI.....	83
5.4. MISURA DELLE PRECIPITAZIONI.....	84
5.5. VARIAZIONI TEMPORALI DELLE PRECIPITAZIONI.....	86
6. APPLICAZIONE SULLE PRECIPITAZIONI EUROPEE.....	88
6.1. REPERIMENTO DATI.....	88
6.2. ELABORAZIONE DEI DATI.....	90
6.2.1. CLASSIFICAZIONE DI STURGES.....	91
6.3. ANALISI DEI RISULTATI.....	95
7. CONCLUSIONI E SVILUPPI FUTURI.....	99
BIBLIOGRAFIA.....	101
APPENDICE 1 LA CLASSIFICAZIONE DEI CLIMI.....	102
APPENDICE 2 I PROGRAMMI SOFTWARE SUI CAMBIAMENTI CLIMATICI.....	116

1

INTRODUZIONE

1.1 TEMPO ATMOSFERICO E CLIMA

Normalmente il concetto di clima viene confuso con il concetto di tempo, inteso in senso meteorologico, e i due termini appaiono utilizzati in modo erroneo dall'uomo comune e trattati da esso come sinonimi anche all'interno del linguaggio specifico, quando invece questo utilizzo deve rimanere relegato in ambito puramente letterale.

Da qui nasce l'esigenza di specificare in via definitiva il significato, in ambito scientifico, dei due termini.

Si definisce tempo atmosferico la combinazione istantanea dei vari elementi meteorologici che lo descrivono in senso fisico, quali temperatura, precipitazione, umidità, pressione, vento, radiazione solare, ecc ..., su un determinato luogo della superficie terrestre, derivante dalla presenza di una particolare massa d'aria o da diverse masse d'aria di differente natura che si trovino in contrasto fra di loro, in un preciso istante.

Il tempo atmosferico risulta pertanto una realtà fisica direttamente osservabile e misurabile che evolve istante per istante, senza soluzione di continuità, in modo complesso e regolato dall'insieme delle leggi della fisica e dalle condizioni generali e particolari che lo influenzano.

Da questa definizione si intuisce immediatamente come il tempo atmosferico sia l'oggetto di studio da parte della scienza meteorologica e come una distinzione dal termine clima possa essere anche ricollegabile alle competenze riguardanti due discipline scientifiche significativamente correlate fra di loro ma concettualmente distinte: meteorologia e climatologia.

Se appare relativamente semplice fornire una definizione di tempo in senso meteorologico, così non lo è per quanto riguarda la definizione di clima: partendo dal concetto di realtà

fisica osservabile e misurabile, possiamo definire clima l'insieme delle condizioni meteorologiche tipiche che si verificano su una certa località nel corso del tempo o ancor meglio la risultante di tutte queste situazioni osservate istante per istante.

In altre parole il clima può essere definito come la condizione media del sistema atmosfera su quel dato luogo e tale situazione è rappresentata dall'insieme dei fenomeni che compaiono più di frequente costantemente nel normale susseguirsi delle stagioni.

Appare chiara, quindi, la relazione tra climatologia e statistica, intesa soprattutto come variazione spazio-temporale; rimane però ancora da definire entro quali limiti temporali deve essere circoscritta questa condizione media del sistema atmosfera al fine di fotografarne una realtà appunto osservabile e misurabile.

1.2 DEFINIZIONE DI CLIMA

Il clima, in una definizione comune, si intende come l'andamento medio delle condizioni del tempo atmosferico e dei fenomeni meteorologici che interagiscono con gli elementi territoriali, comprensivi della biosfera (con il fattore antropico di rilevante ed aumentata importanza).

Il clima è l'insieme delle condizioni atmosferiche medie (temperatura, umidità, pressione, direzione e intensità del vento, precipitazioni, irraggiamento del Sole, copertura nuvolosa) che caratterizzano una determinata regione geografica, ottenute da rilevazioni omogenee dei dati per lunghi periodi di tempo.

La parola clima viene dal greco *clinamen* che vuol dire 'inclinazione': il clima infatti è in massima parte una funzione dell'inclinazione dei raggi solari sulla superficie della Terra al variare della latitudine; esso, determinandone flora e fauna, influenza le attività economiche, le abitudini e la cultura delle popolazioni che abitano il territorio.

Oggi il clima è più che altro visto come lo stato di equilibrio energetico, bilancio, tra il flusso totale di energia entrante (quasi esclusivamente determinato dall'energia solare), ed il flusso totale di energia uscente dal nostro pianeta, a meno dei complessi meccanismi di riflessione, rifrazione ed assorbimento da parte dell'atmosfera.

Esiste inoltre una definizione operativa del termine clima, suggerita dall'Organizzazione Mondiale per la Meteorologia: il clima attuale di un luogo è determinato utilizzando

opportunamente i dati relativi agli ultimi trent'anni consecutivi di osservazioni meteorologiche trattati come un unico blocco.

Secondo l'Organizzazione Mondiale per la Meteorologia il periodo minimo di trent'anni (solitamente centinaia o migliaia di anni) deriva da un compromesso tra la necessità di dare alle più importanti caratteristiche un tempo sufficientemente adeguato per il loro manifestarsi e stabilizzarsi, e l'opportunità di evitare periodi tanto lunghi da mascherare qualche variazione del clima che fosse intervenuta nel frattempo; qualora esistessero dati relativi a periodi più lunghi è preferibile utilizzarli per confrontare i successivi blocchi trentennali, chiamati stati climatici.

Chiarita la differenza fra tempo e clima, cerchiamo ora di capire il motivo principale che porta un osservatore comune a confondere questi due elementi, facendolo cadere in errore ogni qual volta si trovi alla ricerca di un corretto approccio scientifico per quanto concerne la scienza climatologica. Il concetto di clima nasce dall'esperienza comune di ognuno di noi e la sua percezione è strettamente legata alla nostra sensibilità; spesso, però, questa esperienza involontaria avviene mediante la percezione errata, in senso scientifico, delle condizioni climatiche medie poiché esse vengono confuse dai nostri sensi con le condizioni meteorologiche legate al tempo atmosferico.

Pertanto, a differenza del tempo atmosferico, quale realtà fisica osservabile e direttamente misurabile, il clima è una realtà statistica che prende corpo con il passare degli anni e quindi ricostruibile solo a posteriori e mai direttamente verificabile e registrabile, risultando la sua percezione maggiormente di tipo intellettuale e concettuale piuttosto che di natura fisica e sensoriale.

1.3 SCOPI DELLA TESI: ASPETTI SOCIALI E SCIENTIFICI

Il seguente elaborato di tesi di laurea si occupa dello studio della climatologia italiana; il tempo e il clima influenzano, direttamente ed indirettamente, molti aspetti della vita umana, come ad esempio le attività produttive e quelle di svago, soprattutto (ma non solo) quelle che si svolgono all'aria aperta: la componente meteorologica determina problemi, scelte e comportamenti conseguenti.

In ambito professionale, condizioni avverse del tempo possono causare, per citare alcuni esempi, rinvii di campagne di rilevazione di qualsiasi genere, la messa in opera di lavori

stradali, la costruzione di strutture ed edifici e, non meno importanti, ritardi nei trasporti, in particolare di quelli aerei che potrebbero subire addirittura delle cancellazioni.

Una previsione non corretta potrebbe avere conseguenze molto lievi, come il rinvio di gite fuori porta, escursioni varie... ma anche più gravi come l'arrivo di una bufera sul mare o la persistenza di una nebbia non prevista; talvolta potrebbero verificarsi anche conseguenze devastanti, come nel caso delle calamità naturali (inondazioni, uragani, temporali, siccità), che possono provocare vittime ed ingenti danni economici.

E' quindi estremamente importante avere il quadro generale del clima della propria località, in modo tale da non farsi cogliere impreparati, soprattutto in previsione di eventi meteorologici estremi, sempre però con la consapevolezza che la valutazione dell'errore di una previsione non è cosa semplice, poiché l'errore non deve essere trattato in modo soggettivo e causale, bensì attraverso una corretta analisi statistica delle sue effettive modalità ed incidenze.

Esistono delle valutazioni scorrette che concorrono nel giudizio, ad esempio l'eccessiva necessità o voglia di intraprendere un'attività può renderci troppo ottimisti nell'interpretare dati, informazioni e messaggi previsionali.

Tra le problematiche che più preoccupano la nostra società vi è, appunto, quella relativa al cambiamento climatico, una questione che fino a pochi anni fa non rappresentava certo una priorità sulle agende dei governi dei paesi industrializzati; i segni di questo cambiamento sono al giorno d'oggi davanti agli occhi di tutti, basti pensare ai sempre più frequenti fenomeni di carattere estremo quali alluvioni, periodi di intense precipitazioni, ondate di calore record.

La consapevolezza che il clima sta mutando con una velocità sempre maggiore si sta diffondendo non solo nelle classi politiche e dirigenziali ma anche all'interno dell'opinione pubblica; i media in particolare hanno un ruolo determinante nel sensibilizzare l'opinione pubblica in questo senso, introducendo anche concetti e tematiche quali le emissioni antropiche in atmosfera, le modificazioni del territorio apportate dall'uomo, lo sviluppo sostenibile e, più in generale, la qualità ambientale.

Molte volte abbiamo parlato di come gran parte delle preoccupazioni per il futuro del clima vengano dal fatto che quello che sta accadendo e, soprattutto, quello che una parte consistente della comunità scientifica pensa possa accadere in futuro, non abbia precedenti nella storia climatica del pianeta, o quantomeno in quella recente.

Ciò non toglie che da qualche decade a questa parte sia intervenuto un fattore nuovo, quello antropico, il cui peso deve essere giustamente preso in considerazione; proprio in ragione dell'incertezza e dall'analisi di alcune evidenze, considerare il fattore antropico come unico forcing determinante per l'attuale evoluzione del clima non sembra proprio essere la strada giusta per una corretta comprensione del problema.

I governi dei paesi industrializzati si stanno muovendo allo scopo di organizzare incontri multilaterali finalizzati a concordare strategie comuni di mitigazione e di adattamento alle possibili condizioni climatiche di metà e fine secolo.

Nonostante gli sforzi provenienti da più parti vi sono ancora molte domande alle quali non sappiamo dare una risposta e molti problemi ancora irrisolti, ad esempio quale sia l'effettivo contributo dei fattori antropici al cambiamento del clima rispetto al contributo naturale, o quali saranno gli scenari climatici che dovremo fronteggiare in futuro e il relativo livello di affidabilità: solo la ricerca scientifica può fornire risposte che possano essere condivise da tutti i Paesi, i quali dovranno sostenere i costi e gli effetti delle possibili azioni di mitigazione e adattamento.

Tutta la comunità scientifica internazionale sta quindi lavorando alacremente per fornire ai responsabili delle scelte le migliori basi di conoscenza, con investimenti molto consistenti in termini di risorse umane e finanziarie.

Se l'individuazione delle cause del cambiamento e la previsione delle future evoluzioni del clima sono caratterizzate da un maggior grado di incertezza dai risultati ottenuti analizzando alcuni indicatori climatici, quali l'aumento della temperatura media, la variazione nel regime delle precipitazioni con l'incremento degli eventi molto intensi, la riduzione dell'estensione dei ghiacciai alpini, l'innalzamento del livello del mare, emerge in modo inequivocabile che un cambiamento climatico è in atto e rappresenta un fenomeno globale, che coinvolge tutto il pianeta.

In questo contesto è importante poter fare delle previsioni che permettano di studiare quale sarà l'evoluzione di questo fenomeno; perché queste previsioni abbiano senso è necessario avvalersi di modelli climatici in grado di descrivere in modo sempre meno approssimato l'enorme variabilità e complessità che caratterizza il sistema-clima, ed è quindi indispensabile valutare l'affidabilità del modello utilizzato per essere in grado di saperne interpretare i risultati.

Il presente lavoro di tesi ha come scopo lo studio della climatologia italiana per fornire un quadro generale per successivi scopi applicativi, che possono interessare il campo agricolo o attività antropiche.

IL CLIMA E LE SUE VARIAZIONI

2.1 CARATTERISTICHE ASTRONOMICHE DEL CLIMA

Il clima della Terra, inteso come sola conseguenza della radiazione solare nel breve periodo, a livello macroscopico è il risultato dell'azione singola e combinata di alcune costanti astronomiche:

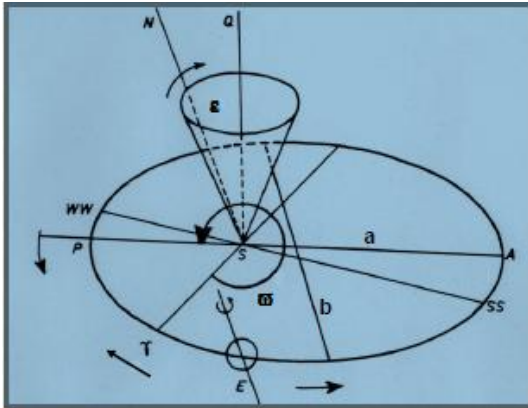
- L'inclinazione dell'asse terrestre, che determina la diversa durata del dì e della notte, ed il diverso angolo con cui i raggi solari arrivano alle diverse latitudini;
- Il moto di rotazione, che determina l'alternanza del dì e della notte;
- Il moto di rivoluzione, che determina l'alternanza delle stagioni.

Oltre ai moti di rotazione e rivoluzione, il movimento della terra è soggetto ad alcune variazioni pseudo-periodiche; il climatologo serbo Milanković studiò le variazioni dell'eccentricità, dell'obliquità e della precessione nei moti terrestri.

Alcuni cambiamenti nel moto e nell'orientamento modificano infatti la quantità di radiazione solare che raggiunge la Terra, oltre alla sua distribuzione sulla superficie terrestre: questo fenomeno è chiamato forcing solare o forzatura solare (un tipo di forcing radiativo).

Sono considerate importanti le variazioni nelle zone vicine all'area polare nordica a causa dell'ampia estensione di terreno, che reagisce più rapidamente degli oceani alle variazioni della radiazione solare.

La radiazione solare che raggiunge la superficie terrestre ad una data latitudine, in un dato periodo dell'anno, nell'ipotesi di un'atmosfera perfettamente trasparente, è funzione di un solo valore di:



- Latitudine del luogo (ϕ)
- Costante solare (S)
- Parametri orbitali:
 - semiasse maggiore dell'orbita (a);
 - eccentricità dell'orbita (e);
 - obliquità (o);
 - longitudine del perielio misurata dall'equinozio di primavera (w).

L'orbita terrestre è un'ellisse, l'eccentricità orbitale è una misura del discostamento della forma ellittica dell'orbita dalla figura della circonferenza: la forma dell'orbita terrestre varia da quasi circolare (bassa eccentricità: 0,005) a discretamente ellittica (alta eccentricità: 0,058) ed ha un'eccentricità media di 0,028; l'eccentricità attuale è 0,017.

Se la Terra fosse l'unico pianeta in orbita attorno al Sole, l'eccentricità dell'orbita nel tempo non varierebbe; la causa principale della variazione è infatti l'interazione con i campi gravitazionali di Giove e Saturno, i due pianeti più massivi del sistema solare (il semiasse maggiore dell'ellisse orbitale resta comunque invariato al variare dell'eccentricità).

Dal punto di vista della teoria perturbativa usata nella meccanica celeste per predire l'evoluzione dell'orbita, il semiasse maggiore è un'invariante adiabatica; secondo la terza legge di Keplero, il periodo dell'orbita è determinato dal semiasse maggiore, quindi l'anno siderale, ovvero il periodo orbitale terrestre, è anch'esso invariante al variare dell'orbita.

Una variazione dell'eccentricità comporta una modifica della distanza Terra – Sole nelle varie stagioni e della durata delle stagioni stesse; una variazione dell'obliquità comporta una modifica dell'angolo d'incidenza della radiazione solare nelle varie stagioni.

Con l'eccentricità attuale, la differenza tra le distanze Terra-Sole che si hanno al perielio, cioè il punto dell'orbita più vicino al sole, e all'afelio, cioè il punto dell'orbita più lontano dal sole, è del 3,4% (5,1 milioni di chilometri): questa differenza causa un aumento del 6,8% nella radiazione solare che raggiunge la Terra.

Attualmente il perielio avviene intorno al 3 gennaio, mentre l'afelio intorno al 4 luglio; quando l'orbita ha la massima eccentricità, la quantità di radiazione solare al perielio è circa il 23% maggiore rispetto all'afelio, e la differenza è pari a circa 4 volte il valore dell'eccentricità.

La meccanica orbitale implica che la lunghezza delle stagioni sia proporzionale alle aree dei quadranti stagionali: quando l'eccentricità è massima, le stagioni che si hanno sul lato dell'orbita più lontano dal Sole possono risultare significativamente più lunghe.

Quando autunno ed inverno cadono mentre la Terra si trova più vicina al sole, come avviene attualmente nell'emisfero boreale, essa è in movimento alla sua massima velocità, pertanto queste due stagioni sono leggermente più corte rispetto a primavera ed estate; attualmente, nell'emisfero boreale, l'estate è 4,66 giorni più lunga dell'inverno, mentre la primavera è 2,9 giorni più lunga dell'autunno.

L'inclinazione assiale, nonché inclinazione dell'asse terrestre rispetto alla perpendicolare al piano dell'orbita, è soggetta ad oscillazioni in un campo di $2,4^\circ$ di ampiezza; le variazioni dell'inclinazione sono approssimativamente periodiche, con un periodo di circa 40 000 anni.

All'aumentare dell'obliquità, l'ampiezza del ciclo stagionale di insolazione aumenta, con un aumento del flusso radiativo nelle estati di entrambi gli emisferi ed una rispettiva diminuzione negli inverni, di conseguenza le estati diventano più calde e gli inverni più freddi.

Queste due variazioni di segno opposto non hanno però la stessa entità: l'insolazione annuale media aumenta alle alte latitudini con l'aumentare dell'obliquità, mentre alle latitudini più basse l'insolazione diminuisce.

Si suppone che le estati più fresche favoriscano l'inizio di una glaciazione, dal momento che fondono una quantità relativamente minore del ghiaccio e della neve rimanenti dall'inverno precedente, gli inverni più tiepidi invece permettono una maggiore precipitazione nevosa e quindi un aumento delle masse di ghiaccio; la combinazione di questi due effetti porta a ipotizzare che una minore obliquità favorisca quindi l'inizio di un'era glaciale.

Oggi l'asse terrestre è inclinato di $23,44^\circ$ rispetto alla perpendicolare al piano orbitale, circa a metà tra gli estremi del campo di variazione.

L'effetto del clima provocato dalla variazione dell'inclinazione dell'orbita terrestre è da ricercarsi nella maggiore quantità di polvere interplanetaria presente sul piano del sistema solare: quando l'orbita terrestre giace su tale piano una maggiore quantità di polvere filtra nell'atmosfera schermando parte della radiazione solare.

L'inclinazione dell'asse di rotazione terrestre determina:

- La diversa velocità di fuga al variare della latitudine;
- La deviazione dovuta alla forza di Coriolis, per la diversa velocità lineare alle diverse latitudini (nulla ai poli, massima all'equatore): nel nostro emisfero la deviazione risulta verso ovest per i corpi che si muovono in senso meridiano;
- La diversa distribuzione dell'energia rispetto alla latitudine.

La rotazione terrestre produce una forza apparente, detta forza di Coriolis, che agisce solo sui corpi in movimento e, a causa della sua esistenza, ogni corpo sulla superficie terrestre che si muove dai poli all'equatore subisce una deviazione rispetto alla sua direzione iniziale: se si muove nell'emisfero boreale, sia dall'equatore verso il polo nord che viceversa, esso subirà una deviazione verso destra; se si muove nell'emisfero australe, sia dall'equatore verso il polo sud che viceversa, subirà una deviazione verso sinistra.

Tale deviazione si può spiegare considerando che la velocità di rotazione lineare alle diverse latitudini non è costante, per cui salendo verso i poli dall'equatore, un corpo si imbatte in punti aventi una velocità di rotazione sempre minore; per inerzia il corpo tenderà a mantenere la sua velocità iniziale, ma risulta in anticipo rispetto ai punti della superficie che incontra e subirà una deviazione verso est.

Quando si muove invece dai poli verso l'equatore risulterà in ritardo e subirà una deviazione verso ovest; l'effetto Coriolis ha, inoltre, una notevole influenza sulla direzione della circolazione atmosferica e sulle correnti oceaniche.

Per quanto riguarda il moto di rotazione, anch'esso provoca:

- L'alternanza del dì e della notte;
- La diversa velocità di fuga al variare della latitudine;
- La deviazione dovuta alla forza di Coriolis, per la diversa velocità lineare alle diverse latitudini.

Il movimento di rotazione della Terra avviene da ovest verso est; il periodo di rotazione siderale della Terra, detto giorno siderale, è di 23 ore, 56 minuti e 4,091 secondi di tempo medio e va lentamente allungandosi col tempo poiché la Terra rallenta a causa della caduta di meteoriti e dell'attrito prodotto dalle maree.

Conseguenze della rotazione terrestre sono la rotazione diurna apparente del Sole e il fenomeno della scomparsa diurna delle stelle.

Passiamo ora al moto di rivoluzione, il quale definisce:

- L'alternanza delle stagioni (per l'inclinazione dell'asse);
- La diversa altezza del Sole sull'orizzonte nel corso dell'anno.

La Terra compie un moto di rivoluzione intorno al Sole, descrivendo un'orbita ellittica il cui piano è chiamato piano dell'Eclittica, in 365 giorni, 6 ore, 9 minuti e 5 secondi (anno siderale); poiché l'orbita terrestre è un'ellisse, si troverà un punto più vicino al Sole detto Perielio, e un punto più lontano detto Afelio.

La linea che congiunge queste due posizioni prende il nome di linea degli apsidi: a causa di questa diversa distanza, varia anche la velocità di rivoluzione, maggiore in prossimità del sole, minore man mano che ci si allontana da esso.

L'asse di rotazione terrestre inoltre è inclinato rispetto al piano dell'Eclittica di 66° e $33'$ e tale inclinazione resta costante per tutta la durata della rivoluzione, durante la quale varia solo il circolo di illuminazione, cioè quella linea immaginaria che divide la zona illuminata da quella buia.

Il circolo di illuminazione è tangente ai poli in 2 giorni all'anno, nei due equinozi e il sole è allo zenit sull'equatore, mentre è tangente a due paralleli, chiamati circoli polari, nei solstizi, durante i quali il sole è allo zenit sul tropico del cancro (estate) e su quello del capricorno (inverno).

Siccome la Terra compie continuamente il moto di rivoluzione, ciò influisce anche sulla durata del giorno: si chiama giorno siderale l'intervallo di tempo che intercorre tra due passaggi della stella sullo stesso meridiano (23h 56min 4s), si chiama giorno solare l'intervallo di tempo tra due successive culminazioni sullo stesso meridiano (24h).

Questa differenza di durata è dovuta al fatto che la Terra oltre a ruotare su se stessa ruota anche intorno al sole, spostandosi di 1° al giorno; perciò il giorno sidereo è il tempo che la Terra impiega per compiere un giro intorno al proprio asse, mentre il giorno solare è il tempo che occorre affinché la Terra compia un giro su se stessa e si sposti contemporaneamente di un grado lungo la sua orbita.

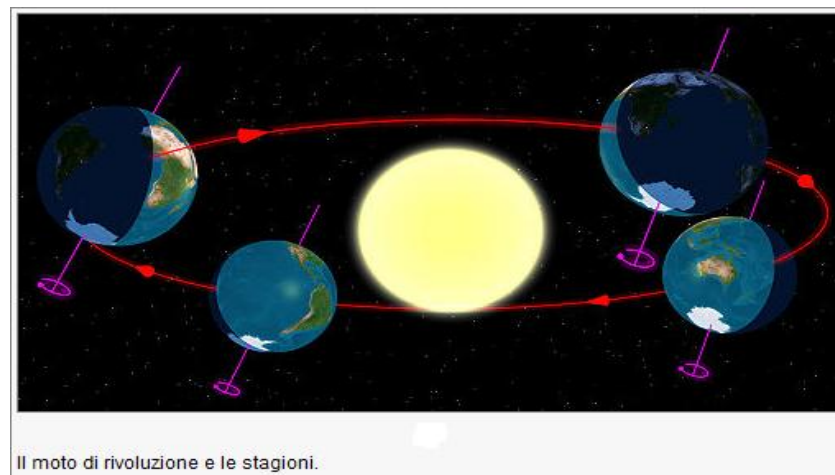


Fig.1 Il moto di rivoluzione della Terra e le stagioni

Tutte queste caratteristiche astronomiche diventano fondamentali nello studio e soprattutto nell'analisi del clima di una qualsiasi località, poiché basta una piccola variazione di queste costanti astronomiche per causare una significativa alterazione climatica del territorio.

2.2 LE PROBLEMATICHE DEL CLIMA

In un inquadramento generale del sistema climatico si possono definire due situazioni, una esogena che deriva dalle condizioni esterne alla Terra, ossia le costanti astronomiche, ed una endogena, definita dalle condizioni e dalle caratteristiche interne del Pianeta, come la forza di gravità e la velocità di circolo intorno al Sole.

Il primo problema che balza alla mente quando si studiano le condizioni esterne al sistema Terra è quello di affermare se le costanti astronomiche siano effettivamente costanti come noi sosteniamo: recenti studi dicono che ciò non è possibile, in riferimento a milioni di anni, nel senso che queste presunte costanti variano.

Questa considerazione è stata fatta andando a studiare il tutto per similitudini astronomiche, cercando di capire cosa sia successo alla Terra perché attualmente il nostro

pianeta non è paragonabile a nessun corpo: l'effetto serra, per esempio, possiamo parzialmente capirlo perché abbiamo come riferimento il pianeta Venere sul quale questo effetto è intensissimo, però il confronto rimane comunque piuttosto difficoltoso poiché Venere ha un'atmosfera costituita da metano, ammoniaca e CO₂, che ha un quarto della potenzialità rispetto al metano, ed inoltre presenta una concentrazione di biossido di carbonio molto inferiore alla Terra.

Diverse sono le problematiche riguardanti la situazione endogena, una delle quali è quella di sapere se la forza di gravità sia una costante oppure no; a tale proposito c'è molta incertezza dovuta principalmente ad un problema di misurazione.

Altri argomenti di dibattito sono: il campo magnetico influenza il clima? La costante solare, giunta alle soglie dell'atmosfera un milione di anni fa, era la stessa di oggi?

A queste domande non possiamo dare una risposta certa perché noi viaggiamo solamente su delle ipotesi, che ritengono costanti tutte queste variabili in un arco di tempo pari a cento anni, mentre per periodi molto più antichi si fa riferimento a rilevanze geologiche delle rocce.

Quando la varianza è così poco spiegata vuol dire che il sistema o è casuale, ma non credo, oppure che noi non conosciamo in maniera approfondita tutte le variabili del clima, nel senso cioè che qualche d'una noi non la calcoliamo, non la consideriamo.

La difficoltà di conoscere e legare il tutto è importante: i climatologi, che sanno spiegare il clima nel breve intorno, sono nella stessa posizione e nelle medesime condizioni dei fisici, i quali cercano di spiegare il tutto a partire dalla teoria del Big Bang.

Di fatti i modelli climatici prevedono il clima nei cento anni successivi, perciò la sua conoscenza è assai limitata: dello scambio di CO₂ fra gli ambienti naturali, della capacità di stoccaggio degli oceani per la CO₂, del surplus della CO₂ e delle piogge acide non è che abbiamo una grande conoscenza, anzi a tutto ciò noi studiamo delle risposte parziali.

In altre parole non sappiamo con certezza se il clima sia in continua evoluzione o sia costante, ma possiamo solamente basarci sui risultati dei modelli climatici e sulle considerazioni fatte dagli stessi climatologi sulle origini e sulla storia del clima, secondo le quali il clima della Terra non è stato sempre lo stesso; importanti mutamenti hanno avuto luogo in diversi periodi della vita della Terra e mutamenti meno rilevanti si hanno anche nel solo corso di pochi decenni.

Le principali cause del cambiamento del clima riportate sono: le macchie solari, che più sono presenti nel Sole, più questo è attivo e quindi più si riscalda la Terra; il magnetismo terrestre, infatti esso non è costante ma, arrivato ad un picco, esso diminuisce per poi trasferirsi all'altro polo; l'eruzione dei vulcani, che con la loro caligine e il fumo impediscono ai raggi di passare più facilmente; i terremoti, gli spostamenti dei continenti e non ultimo l'effetto serra.

In un modello di previsione climatica, quello che ci viene meno è capire le condizioni iniziali e quelle al contorno: oggi c'è da meravigliarsi in quanto le previsioni sono azzeccate al 90% il primo giorno, al 75% il secondo e via degradando.

La disputa scientifica è quanto incide una variabile in un processo di cambio climatico, come ad esempio la capacità di stoccaggio degli oceani, i possibili cambiamenti climatici di non reversibilità; nei gas serra tutte queste cose le si presuppongono, cioè le si approssimano, e qui appunto c'è chi è d'accordo e chi è contrario a queste approssimazioni. Ci sono molte teorie ancora al vaglio della Comunità Scientifica, che al momento sono oggetto di dibattito e contestazione accademica, come quella relativa alle macchie solari, secondo la quale esse sono al centro di una teoria scientifica che lega il fenomeno al riscaldamento globale.

Le macchie solari sono regioni della superficie solare con temperature inferiori rispetto alle zone circostanti, caratterizzate da una forte attività magnetica; gli studi scientifici hanno dimostrato una forte correlazione tra le macchie solari e l'intensità della radiazione solare, cioè la presenza delle macchie solari è un indice dell'attività solare e della radiazione solare trasmessa nello spazio dal Sole.

In base a quest'ultima osservazione una teoria scientifica lega la presenza delle macchie solari al fenomeno dell'effetto serra terrestre, e spesso questa teoria è utilizzata con finalità politiche per ridurre la responsabilità dell'uomo come causa dell'effetto serra: è tuttavia lecito e razionale ipotizzare che tale fenomeno sia il prodotto di entrambe le cause, ossia sia determinato dall'incremento dell'attività solare e contemporaneamente dall'inquinamento su scala industriale prodotto dall'uomo negli ultimi tre secoli.

Noi non siamo in grado di prevedere le macchie solari e, tramite un'assunzione del meccanismo del continuo, diciamo che l'attività solare è costante: ha senso oppure no? Esistono valori della media? E' molto difficile stabilirlo.

Un'altra domanda alla quale non si trova una risposta concreta riguarda il vento solare e i neutrini: noi siamo attraversati da milioni di queste particelle elementari, le più elusive finora scoperte, le quali non si fermano davanti a niente e a nessuno; potendo quest'ultime aumentare o diminuire ci chiediamo se questa variazione porta o meno a delle conseguenze al campo magnetico sulla Terra. Alla fine di tutto, il clima è da ritenere ciclico oppure no? Rispetto a che cosa? E' un'evoluzione statica o dinamica?

A tal proposito ci sono due filosofie di pensiero, dove nella prima prevale il principio di cautela, ossia ciò che non conosco non lo tocco, mentre nella seconda vige l'ottimismo tecnologico, cioè non facciamoci problemi se oggi non riusciamo a risolvere un problema, ci penseremo domani. L'opinione scientifica è maggiormente indirizzato verso il primo tipo di pensiero, che si è dimostrato piuttosto valido nello studio del cambio climatico. Come si può ben intuire i climatologi hanno molte più problematiche da affrontare di quante se ne pensasse; ciò è dovuto al fatto che essi lavorano con nozioni e situazioni che fanno parte della Geologia, dell'Ecologia, della Chimica dell'atmosfera, della Fisica, della Scienza che studia gli oceani, nonché di tutte quelle Scienze che a loro volta devono far fronte ai loro problemi di assunzioni vere o no, di approssimazioni e di influenze.

2.3 LA STORIA E LE VARIAZIONI DEL CLIMA

Nel corso della lunga storia geologica della Terra il clima ha subito molteplici e profonde trasformazioni, delle quali sono stati raccolti e si stanno ancora raccogliendo prove ed elementi sempre più importanti.

Il vero problema dei mutamenti climatici si presenta al geologo ogni volta che in un qualsiasi luogo della Terra viene alla luce un documento di un clima del passato diverso da quello attuale; ed ogni volta si pone per questo studioso il problema di precisare le caratteristiche del clima in quel dato momento della storia della Terra e di ricercare le cause dei mutamenti che hanno portato in seguito allo stabilirsi di condizioni differenti. In questi ultimi tempi gli specialisti hanno compiuto sforzi assai intensi per affinare i loro metodi chimico-fisici di studio dei sedimenti, dei fossili e dei pollini, dai quali contano di ricavare elementi sempre più precisi sulle condizioni climatiche del passato; è ovvio che l'arricchirsi delle conoscenze sui paleo climi consentirà di impostare il problema delle cause delle variazioni climatiche su basi più concrete e con maggiore rigore metodologico.

In questa ricerca delle cause gli studiosi tengono conto di un fatto fondamentale, e cioè che il problema dei mutamenti climatici presenta aspetti diversi in relazione con la diversa scala dei tempi durante i quali tali mutamenti si sono verificati: per chiarire le cose diciamo che le variazioni del clima verificatesi nel Quaternario e documentate dalle glaciazioni e dai mutamenti accertati nelle flore e nelle faune, si sono svolti nell'ambito di alcune migliaia o decine di migliaia di anni, cioè con un ritmo molto più rapido di quello che ha caratterizzato certi mutamenti climatici delle ere precedenti.

Ad esempio, il raffreddamento generale del clima che si può seguire per gran parte dell'età terziaria e che ha reso possibili le espansioni glaciali quaternarie è un fenomeno di un altro ordine di grandezza rispetto alle oscillazioni del clima del Quaternario, ed è evidente che deve essere attribuito a cause del tutto diverse, anche se al momento attuale difficilmente individuabili.

In verità la ricerca delle cause che hanno determinato i mutamenti climatici svoltisi nell'arco di milioni di anni appare molto difficile, tanto che nessuna delle numerose ipotesi che sono state avanzate a riguardo, alcune delle quali anche altamente suggestive, ha ricevuto finora una convincente conferma.

Per le variazioni climatiche che si sono svolte invece nell'ambito di migliaia o di decine di migliaia di anni, durante il Quaternario antico, si è pensato a un loro possibile collegamento con fatti di ordine astronomico, e precisamente con le variazioni di insolazione della Terra come conseguenza della diversa posizione del nostro pianeta rispetto al Sole.

Si è tentato infatti di stabilire una precisa corrispondenza fra le oscillazioni climatiche del pleistocene, ricavate dalle prove naturalistiche, e le variazioni degli elementi astronomici che determinano i cambiamenti climatici, al fine di costruire un calendario astronomico, che consenta di datare in modo assoluto le variazioni del clima riscontrate e prevedere quelle che si verificheranno in futuro.

2.4 PERCHE' IL CLIMA CAMBIA?

La non proporzionalità e linearità di un qualunque sistema rende difficile la discriminazione tra le cause e gli effetti che lo caratterizzano, complicandone di conseguenza la valutazione dello stato iniziale e finale; a livello climatico questa mancanza

di correlazione è accentuata dalla particolarità e dalla vastità che caratterizzano il nostro pianeta.

L'incertezza della stazionarietà o variabilità del clima terrestre e la breve documentazione meteorologica a disposizione (200 anni circa), rendono ancor più difficile la determinazione delle condizioni di partenza di un eventuale previsione climatica e di conseguenza delle sue condizioni finali.

Una informazione importante che caratterizza i cambiamenti climatici può essere data per esempio dagli indicatori biologici (flora e fauna), i quali si adattano più o meno rapidamente alle variazioni del clima che avvengono o sono avvenute nel corso degli anni. Nel corso dei tempi le variazioni del clima si sono succedute come fluttuazioni, regolari e no, identificabili in determinate scale temporali: da cicli di milioni di anni, pre - quaternari, a cicli di più secoli o decenni.

I mutamenti climatici di breve periodo, che risultano essere associati ai fattori orbitali e racchiusi entro intervalli di 10 mila – 100 mila anni, non vengono influenzati dalla deriva dei continenti; essa non viene considerata come una delle cause delle variazioni climatiche in quanto si assume che in periodo di tempo così brevi le condizioni geografiche siano immutate (ricordiamo che l'età della Terra è di circa 4.7 miliardi di anni).

Esistono inoltre anche dei cicli molto piccoli, di 10 – 20 anni, che rientrano nella naturale variabilità degli elementi del clima.

Solo in tempi recenti la presa di coscienza che un processo degenerativo del pianeta possa essere stato causato dall'attività umana, ha indotto i governi mondiali ad interrogarsi e confrontarsi su scala mondiale ed a stimolare la ricerca scientifica verso un concreto impegno riguardante lo studio dei processi interattivi tra clima ed ambiente che vengono comunemente definiti "cambiamenti globali".

Studi recenti riguardanti la climatologia hanno affermato che almeno l'1,5 % del cambiamento climatico è di natura antropica; fra le attività umane evitabili e climaticamente negative, occorre segnalare il disboscamento indiscriminato, le deviazioni dei corsi d'acqua e la captazione errata di grandi sorgenti (dighe ed opere ingegneristiche molto invasive).

Tali interventi possono mutare facilmente in sfavorevoli le condizioni climatiche di certe zone, turbando in breve tempo il naturale equilibrio ecologico fra comunità viventi e spazio geografico, stabilitosi in lunghi periodi: è questo uno degli aspetti più negativi dell'

impatto ambientale connesso con le opere che l'uomo esegue per utilizzare o, più spesso sfruttare, il territorio.

Su scala più vasta troviamo l'attuale e scottante problema dell'inquinamento atmosferico: l'aumento delle concentrazioni di gas serra, l'arricchimento eccessivo in polveri e fuliggine nell'aria e l'alterazione dell'ozonofera influiscono sulle condizioni meteorologiche dello strato geografico della troposfera e possono quindi produrre mutamenti climatici su scala globale.

Il cambiamento del clima è stato definito dall'IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change) come una variazione attribuibile, direttamente o indirettamente, all'attività dell'uomo che altera la composizione dell'atmosfera globale; il cambiamento climatico così inteso si aggiunge alla normale variabilità climatica su un periodo di tempo confrontabile.

Sebbene l'aspetto climatico costituisca la componente più visibile e nota dei cambiamenti globali, questi operano anche attraverso meccanismi più complessi e profondi che innescano reazioni, più o meno note, sul pianeta Terra ed i suoi ecosistemi.

Alcuni segni degli effetti del cambiamento climatico possono essere:

- Variazione del regime pluviometrico;
- Forte ritiro della maggior parte dei ghiacciai: teoricamente un'atmosfera più calda in inverno può provocare un maggiore trattenimento di umidità, che può provocare un aumento delle precipitazioni nevose; la neve non si scioglie immediatamente pertanto lo strato di ghiaccio può aumentare di volume: questo aumento invernale di volume, tuttavia, non riesce a tenere il ritmo con lo scioglimento causato da estati più lunghe e più calde;
- Cambiamenti osservabili negli ecosistemi;
- Maggior frequenza di eventi meteorologici rari ed estremi;
- Innalzamento del livello del mare, dato che l'aumento rilevato di 0,6 °C della temperatura superficiale delle acque marine corrisponde ad un aumento di 6 cm circa del livello delle acque; lo scioglimento e il ritiro osservato nei ghiacciai e nelle calotte polari indica un ulteriore innalzamento compreso tra i 2 e i 5 cm.

Si può osservare facilmente, da misure effettuate, come il clima della nostra penisola e del mondo intero non sia più lo stesso e come il nuovo aspetto della superficie terrestre sia il

risultato, come abbiamo sopra descritto, dell'azione congiunta dell'uomo e dell'evoluzione fisica del pianeta.

Infatti basta pensare, per rendersene conto, alle trasformazioni avvenute attraverso le ere geologiche, le quali hanno plasmato il profilo della Terra; tra gli eventi che più hanno inciso sullo stato del pianeta, uno dei più importanti è appunto la variabilità climatica. L'alternanza di periodi caldi ed epoche glaciali hanno prodotto mutazioni fisiografiche delle terre e dei mari, spostamenti dei limiti altitudinali e latitudinali di specie vegetali e animali, migrazioni di gruppi umani.

Singoli eventi meteorologici e più lunghe fasi climatiche hanno avuto grande importanza in passati episodi della storia umana, e allo scopo di indagare sulle oscillazioni del clima è nata la paleoclimatologia, disciplina che studia l'evoluzione del clima soprattutto in epoche protostoriche e storiche.

Un altro fattore che rende palese il cambiamento sono i sempre più frequenti fenomeni estremi, quali ad esempio quelli di temperatura in periodo estivo oppure quelli precipitativi che sfociano in alluvioni, che sono la causa scatenante di altri fenomeni quali colate di fango, frane, cedimenti di strutture come i ponti, per non parlare poi dell'effetto devastante sulle abitazioni, viabilità e sulla vita di ogni singolo giorno che ne può essere sconvolta. Tra le tante possibili analisi sul clima si potrebbe dedicarsi ad esaminare alcune cause ed effetti del cambiamento climatico partendo dalla circolazione generale dell'atmosfera, per poi soffermarci in particolare su quella che interessa la nostra penisola.

2.4.1 VARIABILITA' CLIMATICA NATURALE:L'EFFETTO SERRA

Da milioni di anni la Terra è costantemente irraggiata dalle radiazioni elettromagnetiche provenienti dal Sole che scaldano il nostro pianeta e danno origine alla vita.

L'effetto serra naturale è un fenomeno senza il quale la vita come la conosciamo adesso non sarebbe possibile: è un processo di riscaldamento del pianeta per effetto dell'azione dei cosiddetti "gas serra", composti presenti nell'aria a concentrazioni relativamente basse. I gas serra permettono alle radiazioni solari di passare attraverso l'atmosfera mentre ostacolano il passaggio verso lo spazio di parte delle radiazioni infrarosse provenienti dalla superficie della Terra e dalla bassa atmosfera (il calore riemesso); in pratica si comportano come i vetri di una serra e favoriscono la regolazione ed il mantenimento della temperatura terrestre ai valori odierni.

Questo processo è sempre avvenuto naturalmente e fa sì che la temperatura della Terra sia circa di 34°C superiore rispetto a quanto lo sarebbe senza la presenza di questi gas, infatti la temperatura media della Terra si mantiene intorno ai 15°C, contro i -19°C che si avrebbero in assenza dei gas serra.

La temperatura media della superficie terrestre dipende dal bilancio tra l'energia solare in arrivo, onde corte, e l'energia in uscita, radiazioni infrarosse, emessa dalla superficie del pianeta: i gas serra intrappolano parte delle radiazioni emesse dalla Terra e fanno sì che il pianeta risulti più caldo di quanto non sarebbe altrimenti.

Le radiazioni solari non raggiungono la superficie terrestre integre: circa il 25% delle radiazioni viene assorbito dal pulviscolo, dall'ozono e dal vapore acqueo; circa il 30% di esse invece viene riflesso nello spazio dal pulviscolo atmosferico, dalle nuvole e dalla superficie terrestre.

In particolare viene definita "albedo" la parte delle radiazioni riflessa verso l'alto, ed è un valore compreso tra 0 e 1 (massima rifrazione); ad esempio un campo innevato presenta un albedo pari a 0,9 (90%), mentre una foresta ha un valore di albedo basso, pari a 0,1 (10%) a causa dei colori scuri e dell'assorbimento della luce nei processi di fotosintesi.

Il valore medio di albedo terrestre è di 0,3 (30%).

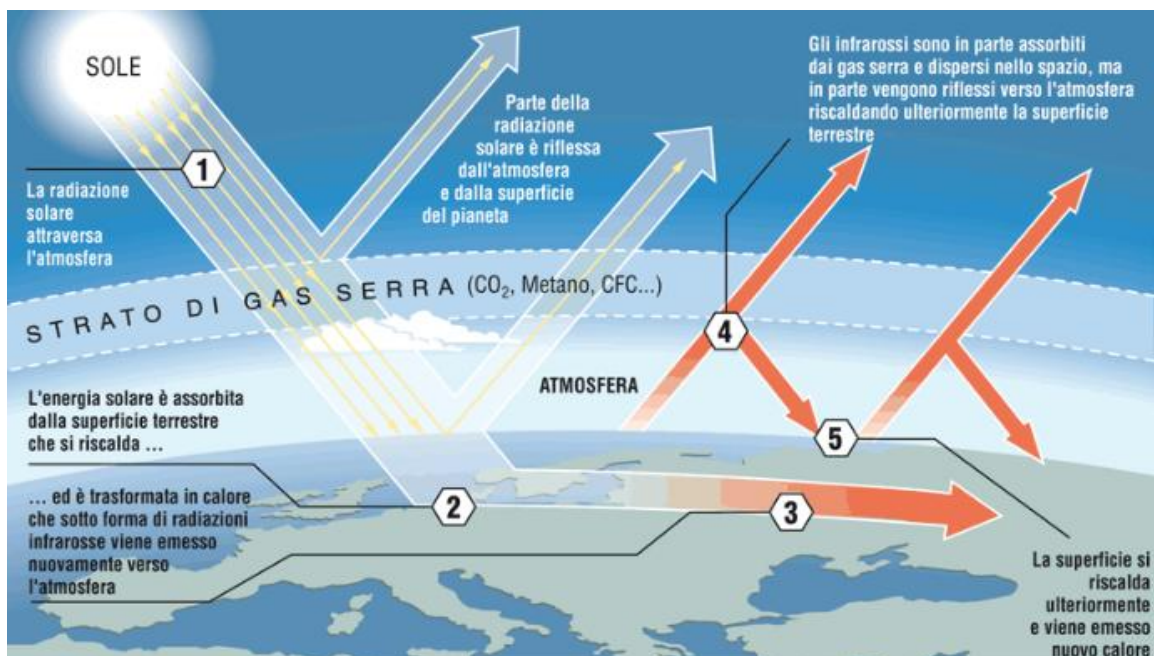


Fig.2 Rappresentazione schematica dell'effetto serra

Un altro aspetto importante da considerare a riguardo è il cosiddetto “forcing radiativo”, ossia uno squilibrio che si genera tra la radiazione proveniente dal Sole che giunge in atmosfera e la radiazione uscente da essa sotto forma di raggi infrarossi.

I forcing radiativi sono di due tipologie, possono essere positivi, se determinano un incremento della temperatura superficiale terrestre, oppure al contrario negativi se determinano un raffreddamento della superficie stessa.

I forcing radiativi esterni, come ad esempio la variazione della radiazione totale incidente sullo strato superiore dell’atmosfera, possono determinare i cambiamenti climatici ma non sono la sola causa di essi; la variazione del clima può dipendere in maniera sostanziale anche da fattori interni al clima e all’atmosfera e non soltanto da impulsi provenienti dall’esterno, come lo sono i forcing.

L’atmosfera è costituita da elementi che hanno tempi di reazione molto diversi tra loro e modalità di interazione non lineare, elementi che determinano una continua evoluzione dello stato medio atmosferico: un esempio della non linearità e della dinamica caotica del sistema atmosferico è il processo di feedback.

Esso si verifica quando l’effetto risultante di un processo influisce positivamente o negativamente sulla causa dell’effetto stesso, attraverso un’intensificazione (feedback positivo) o una diminuzione (feedback negativo) del fenomeno originario: un esempio di feedback positivo è il comportamento del vapore acqueo presente in quantità molto variabile in atmosfera.

La sua concentrazione aumenta quando aumenta la temperatura sulla superficie terrestre a causa della più intensa evaporazione delle masse d’acqua presenti su di essa e a sua volta la maggior concentrazione di vapore in atmosfera genera riscaldamento della superficie terrestre.

I gas maggiormente responsabili dell’effetto serra, oltre al vapore acqueo, che è il principale gas serra naturale, sono l’anidride carbonica (CO_2), il metano (CH_4), il protossido di azoto (N_2O), e tutti quei composti chimici a base di carbonio come CFC, HFC, che contengono cloro, fluoro, iodio e bromo.

La concentrazione del più importante di questi gas, l’anidride carbonica, è aumentata nell’atmosfera da 290 ppm nel 1880 a circa 387 ppm nel 2010, e continuerà ad aumentare nel prossimo futuro, poiché l’anidride carbonica, insieme all’acqua, è il prodotto finale della combustione dei combustibili fossili (carbone, petrolio e derivati, metano), delle

foreste e delle biomasse. I combustibili fossili possono essere considerati depositi di carbonio, formati milioni di anni fa, e la loro combustione fa ritornare il carbonio, come anidride, nell'atmosfera, aumentando quindi l'effetto serra.

L'anidride carbonica si scioglie facilmente in acqua: gli oceani ne contengono un enorme quantità, ma l'aumento di temperatura, dovuto appunto all'effetto serra, diminuisce la solubilità del gas in acqua, liberando nuovo gas in atmosfera e accelerando di conseguenza il fenomeno.

2.4.2 VARIABILITA' CLIMATICA INDOTTA DALL'UOMO

Oggi si ritiene che il clima della Terra sia destinato a cambiare perché le attività umane stanno alterando la composizione chimica dell'atmosfera; con le emissioni in atmosfera di grandi quantità di gas serra, le attività umane stanno generando un effetto serra antropogenico aggiuntivo a quello naturale, che tende ad alterare tutti gli equilibri del sistema climatico.

Oltretutto l'eccessivo utilizzo dei combustibili fossili, soprattutto per la produzione di carburanti e di energia elettrica, libera nell'aria una grossa quantità e varietà di gas di origine antropogenica: oggi l'uso dei combustibili fossili è alla base del trasporto mondiale (strada, mare, ferrovia), del riscaldamento domestico e della produzione di energia elettrica.

L'incremento di emissioni di gas serra di origine antropogenica ha avuto inizio principalmente con la Rivoluzione Industriale; si stima che negli ultimi 200 anni la concentrazione atmosferica di anidride carbonica sia aumentata di circa il 30% e quella del metano di oltre il 100%.

Sappiamo che questo aumento della quantità di CO₂ è di natura antropogenica perché la composizione isotopica mutata della CO₂ atmosferica denuncia l'origine fossile di tale aumento. Gli ecosistemi hanno la capacità di assorbire le emissioni di gas serra mediante il processo di organizzazione della fotosintesi vegetale e l'assorbimento operato dagli oceani, le piante possono assorbire anidride carbonica riducendone la quantità presente nell'aria; i fenomeni di deforestazione associati all'aumento delle emissioni rendono però meno vano il tentativo dell'ecosistema di mantenere stabile l'equilibrio ecologico.

E' degno di nota pensare come il mondo vegetale e la composizione organica rilasci per via naturale una quantità di CO₂ superiore di dieci volte a quella prodotta dall'uomo; queste enormi quantità di anidride carbonica sono comunque state assorbite da milioni di anni dall'ecosistema.

Oggi la presenza del surplus generato dall'uomo minaccia seriamente questo equilibrio stabile da milioni di anni.

Alcuni gas serra prodotti dall'uomo non sono presenti in natura ma risultano essere particolarmente attivi nel rinforzare l'effetto serra: è il caso degli idrofluorocarburi (HFC), dei perfluorocarburi (PFC), dell'esafluoruro di zolfo (SF₆) e soprattutto dei clorofluorocarburi (CFCs).

Quest'ultimi, in particolare, intensificano l'effetto serra in modo tale da non poter essere compensato dall'altro effetto da loro causato, ovvero l'assottigliamento dello strato dell'ozono troposferico; questo fenomeno, seppur altrettanto negativo per la salute umana, costituisce un forcing negativo nel sistema superficie-troposfera.

Di più difficile descrizione è l'effetto prodotto dall'aumento della concentrazione in atmosfera delle particelle solide e liquide chiamate aerosol: l'effetto diretto di essi costituisce una forzante negativa, aumentano la quantità di radiazione solare che ritorna nello spazio, andando a compensare positivamente il forcing positivo della CO₂.

Tuttavia il fenomeno è complicato dalla loro relativamente breve vita atmosferica che genera una forte non linearità nel loro comportamento; effetti secondari ma non meno importanti degli aerosol sono l'alterazione del numero e della densità delle goccioline in una nube, alterandone le proprietà ottiche, di riflessione e assorbimento.

Un ruolo di estrema importanza nei confronti del clima è occupato dal suolo per il quale, a seconda che la sua copertura sia vegetale, minerale o artificiale, la sua capacità di riflettere o immagazzinare energia solare cambia e con essa la temperatura superficiale ed il bilancio radiativo della superficie terrestre; da ciò dipende anche la produzione locale di vapore acqueo e il regime delle piogge temporalesche.

Recentemente il ruolo del suolo è stato riconosciuto basilare anche per i problemi climatici dovuti all'aumento di gas serra: i vegetali che vivono sul suolo immagazzinano infatti imponenti quantità di carbonio non solo nell'apparato epigeo, ossia tronchi e foglie, ma anche in profondità, sia come massa dell'apparato radicale, sia sottoforma di residui organici che permangono per lungo tempo immobilizzando la CO₂ che verrebbe altrimenti

liberata in atmosfera. Anche l'urbanizzazione deve essere tenuta in considerazione come fattore decisivo nel cambiamento climatico soprattutto locale; con la sua rugosità superficiale essa influenza in modo particolare il vento e le attività che si concentrano nel territorio urbanizzato, con i relativi forti consumi energetici, contribuiscono a creare le cosiddette "isole di calore" spesso contrastanti, dal punto di vista climatico, con le campagne circostanti.

2.5 CAMBIAMENTI CLIMATICI SECONDO L'IPCC

E' opportuno analizzare quelli che sono stati i cambiamenti accertati nell'ultimo secolo delle componenti principali che influenzano il clima: questi cambiamenti emergono dall'analisi del *Quarto Rapporto* pubblicato dall'IPCC.

Per quanto concerne i fenomeni di neve, ghiaccio e terreno ghiacciato, compreso il permafrost, si è osservato:

- l'allargamento e l'incremento del numero dei laghi glaciali;
- i cambiamenti in alcuni ecosistemi Artici e Antartici, inclusi i biomi mare-ghiaccio e i predatori dei livelli alti della catena trofica;
- l'aumento dell'instabilità del terreno nelle regioni con permafrost e delle valanghe di tipo roccioso nelle regioni montuose.

Riguardo ai sistemi idrologici è stato riscontrato:

- il riscaldamento dei laghi e dei fiumi in molte regioni, con effetti sulla struttura termica e sulla qualità dell'acqua;
- l'aumento del run-off e l'anticipo nel picco primaverile di scarico in molti fiumi alimentati da ghiacciai e nevai.

Nei sistemi biologici terrestri, invece, si è accertato:

- lo spostamento verso il Polo e verso le alte latitudini delle specie vegetali e animali;
- l'anticipo degli eventi primaverili, come la fioritura, la migrazione degli uccelli e la deposizione delle uova.

In base alle osservazioni da satellite disponibili dai primi anni ottanta, c'è un'alta confidenza che in molte regioni vi sia stato un trend verso un rinverdimento primaverile precoce della vegetazione, collegato alla maggiore durata della crescita termica dovuta al recente riscaldamento.

C'è un'alta confidenza, basata su prove nuove e sostanziali, che i cambiamenti biologici osservati nei sistemi biologici marini ed acquatici siano associati all'aumento delle temperature dell'acqua, così come i cambiamenti della copertura del ghiaccio, della salinità, dei livelli di ossigeno e della circolazione.

Questi cambiamenti includono:

- l'aumento dell'abbondanza di alghe e zooplancton alle alte latitudini e alle alte altitudini nei laghi;
- i cambiamenti nei range e migrazioni anticipate dei pesci nei fiumi;
- gli spostamenti nei range e cambiamenti nell'abbondanza di pesce, plancton e alghe alle alte latitudini degli oceani.

Inoltre si deve aggiungere il fenomeno dell'acidificazione degli oceani, anche se gli effetti osservati non sono ancora documentati: l'assorbimento di carbonio antropogenico a partire dal 1750 ha portato gli oceani a diventare più acidi con una diminuzione media pH di 0.1 unità (Quarto Rapporto di Valutazione del I Gruppo di Lavoro dell'IPCC).

2.5.1 EFFETTO RECENTE DEL CAMBIAMENTO CLIMATICO IN ITALIA

Negli ultimi decenni, anche in Italia, sono stati riscontrati alcuni effetti causati dal cambiamento climatico e dal conseguente aumento della temperatura.

Uno degli aspetti più preoccupanti è sicuramente la desertificazione e la sua complessa relazione con i cambiamenti climatici; questo fenomeno, che malauguratamente ha investito anche la nostra penisola, consiste in un processo di degrado delle terre nelle zone aride, semiaride e sub-umide secche provocato da diversi fattori, tra i quali le variazioni climatiche e le attività umane.

Il concetto principale che sta alla base della desertificazione è quindi rappresentato dal degrado delle terre; a riguardo è opportuno riferirsi ad una diminuzione o scomparsa delle produttività biologica o economica e della complessità delle terre coltivate non irrigate, dei percorsi, dei pascoli, delle foreste o delle superfici boschive in seguito all'utilizzazione delle terre o di uno o più fenomeni, particolarmente di fenomeni dovuti all'attività dell'uomo e ai suoi modi di insediamento tra i quali:

- la scomparsa a lungo termine della vegetazione naturale;
- l'erosione del suolo provocata dal vento e dall'acqua;
- il deterioramento delle proprietà fisiche, chimiche, biologiche o economiche dei suoli.

Nel contesto dei cambiamenti globali, il problema della desertificazione si presenta come un fenomeno determinato sia da componenti naturali, cioè il clima e il connesso ciclo dell'acqua, sia antropiche, ovvero l'uso delle risorse ed in particolare le modalità con le quali l'uso e la gestione della risorsa suolo interagiscono con il ciclo dell'acqua.

Inoltre, nell'ultimo Rapporto dell'IPCC, viene indicato che il cambiamento climatico e la pressione antropica, legata all'utilizzo del territorio, probabilmente comportano impatti sinergici sugli ecosistemi e sulle specie delle aree desertiche che potrebbero essere compensati almeno in parte da benefici in termini di produttività della vegetazione e sequestro del carbonio, dovuti all'aumento della CO₂ in atmosfera.

La co-azione di determinanti antropiche e naturali, quindi, cui i cambiamenti climatici contribuiscono in modo diretto ed indiretto, in primo luogo attraverso il bilancio dell'acqua e le sue interazioni con il comparto suolo (siccità, erosione...), porta ad una forte accentuazione del fenomeno: la desertificazione infatti è strettamente connessa a caratteristiche climatiche quali l'aridità, la siccità e l'erosione delle precipitazioni.

Una variazione di questi fattori, in un certo contesto territoriale a seguito di cambiamenti climatici, implica inevitabilmente variazioni dell'intensità con cui i fenomeni di desertificazione si manifestano: tale alterazione determina una serie di effetti perturbanti del sistema a cascata che, interagendo con le condizioni di vulnerabilità, causa un'accelerazione del degrado del suolo ed eventualmente dei processi di desertificazione.

2.6 RISPOSTA CLIMATICA FUTURA

Si può con certezza affermare, almeno da un punto di vista puramente qualitativo, che ad un aumento della concentrazione in atmosfera dei gas serra corrisponderà un aumento della temperatura del sistema atmosfera-suolo, anche se scienziati ed esperti si dividono per quanto riguarda le modalità con cui avverrà questo cambiamento.

Il surriscaldamento terrestre modifica anche gli equilibri meteorologici; in particolare la maggiore evaporazione delle acque aumenta la frequenza e l'intensità delle precipitazioni piovose, aumentando anche di conseguenza l'entità dei danni provocati dalle inondazioni dei fiumi e dagli allagamenti urbani causati da una rete fognaria urbana inadeguata ad affrontarle.

Sono e saranno sempre più frequenti anche le precipitazioni a carattere violento come le tempeste e gli uragani.

Un altro fenomeno in continuo monitoraggio è lo scioglimento dei ghiacciai superficiali dell'Artico, della Groenlandia e dei ghiacciai continentali a causa del riscaldamento globale; gli effetti sono imprevedibili, infatti se da un lato è facile prevedere un innalzamento del livello dei mari con la scomparsa di gran parte della costa continentale, dall'altro è difficile prevedere quale impatto potrà avere il fenomeno sulle attuali correnti oceaniche.

Una deviazione della Corrente del Golfo potrebbe anche generare una nuova glaciazione nel nord Europa e paradossalmente ciò accadrebbe proprio a causa del riscaldamento terrestre: è la tipica dimostrazione di come la Terra sia un sistema complesso ed imprevedibile da studiare e da rispettare.

LA CIRCOLAZIONE GENERALE DELL'ATMOSFERA

3.1 LA CIRCOLAZIONE GENERALE

L'analisi del clima presuppone la conoscenza delle caratteristiche generali dell'atmosfera, la quale presenta una notevole complessità, essendo il risultato della sovrapposizione di numerosi fenomeni che agiscono a varie scale: planetaria, continentale e locale.

Anche le oscillazioni periodiche della struttura della circolazione, oggetto di recenti studi, sono in grado di influenzare le fluttuazioni climatiche; queste oscillazioni sono molto dipendenti dalla interazione tra gli oceani e l'atmosfera, che hanno entrambi un ruolo fondamentale e determinante nel condizionare il clima.

Il significato più ampio di circolazione generale dell'atmosfera include la totalità dei moti che caratterizzano il flusso atmosferico a scala globale.

Più specificatamente, si può considerare la circolazione generale dell'atmosfera come il flusso medio nel tempo dei campi meteorologici su di un periodo sufficientemente lungo da eliminare le variazioni legate ai sistemi meteorologici individuali, ma abbastanza breve da tenere conto delle variazioni mensili e stagionali.

L'origine della circolazione atmosferica viene fatta risalire alla non uniforme distribuzione dell'energia solare in seno al sistema Terra – atmosfera.

Nel corso di un anno il pianeta Terra riceve dal Sole la stessa quantità di energia, sottoforma di calore, che poi la superficie terrestre irraggia verso lo spazio; la quantità di energia che una località riceve dal Sole in una giornata, dipende dall'inclinazione dei raggi solari e dalla durata dell'insolazione, in altri termini dalla latitudine e dalla stagione.

Alla sommità dell'atmosfera giungono in media 2 calorie / cm² al minuto delle quali circa il 60% viene assorbito e il rimanente 40% riflesso e diffuso verso l'alto.

Nelle regioni polari la radiazione incidente è sempre inferiore alla radiazione emessa e il contrario accade nelle regioni equatoriali e subtropicali; la forma geometrica della Terra implica che l'angolo di incidenza della radiazione solare, ovvero l'angolo tra i raggi del sole e la perpendicolare alla terra nel punto di incidenza, varia con la latitudine e precisamente decresca dai poli verso l'equatore.

Ne consegue che le zone equatoriali ricevono durante l'anno una quantità di calore dal Sole superiore a quella riemessa verso lo spazio, al contrario ai Poli il bilancio tra calore ricevuto e calore perso è negativo.

Il quadro finale che emerge è che il clima terrestre risulta diviso in zone o fasce determinate dalle diverse modalità (durata, quantità, angolo d'incidenza) con cui la radiazione arriva sulla superficie terrestre.

Al variare della latitudine si ha un diverso accumulo calorico e conseguentemente temperature medie più elevate procedendo dai poli all'equatore; le diverse zone, uguali nei due emisferi, sono:

- | | |
|----------------------------------|------------------|
| ➤ Latitudine 90° | POLI |
| ➤ Latitudine > 66° 33' | CIRCOLI POLARI |
| ➤ Latitudine > 66° 33' e 23° 27' | MEDIE LATITUDINI |
| ➤ Latitudine 23° 27' | TROPICI |
| ➤ Latitudine 0° | EQUATORE |

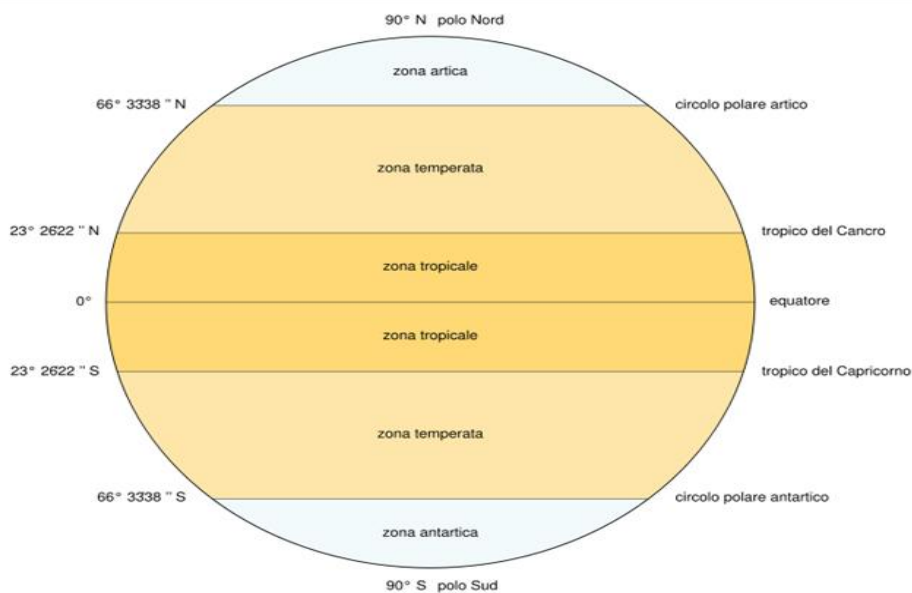


Fig. 3 Le zone climatiche della Terra

Le regioni delle latitudini inferiori ai 30° sono caratterizzate da un guadagno di energia, mentre quelle situate a latitudini più alte accusano un deficit energetico netto; un trasporto di calore dall'equatore verso i poli è necessario perché non si abbia un perenne aumento della temperatura all'equatore ed una diminuzione costante ai poli.

Gli oceani e l'atmosfera sono i due mezzi tramite i quali il calore viene trasportato dalle zone equatoriali a quelle polari: il primo modello che cercò di spiegare come avviene tale trasporto è noto *circolazione di Hadley*, dal nome del fisico inglese George Hadley (1685-1768) che per primo lo introdusse nel 1735.

Nel diciottesimo secolo questo fisico inglese, studiando la nascita della circolazione degli alisei, ipotizzò che l'origine della circolazione terrestre generale dovesse essere una forma di convezione termica dovuta al diverso riscaldamento da parte della radiazione solare tra le regioni equatoriali.

Possiamo considerare, per quanto concerne la circolazione terrestre generale, l'atmosfera composta da due strati; tale approssimazione è corretta in quanto la stratosfera e la troposfera comprendono il 99,5% di tutta la massa atmosferica.

Nei due strati esaminati notiamo la presenza di strati di aria più calda che stanno sopra strati di aria più fredda che porta ad una situazione media stabile dal punto di vista verticale: questo è dovuto al gradiente di temperatura e comporta, soprattutto nella stratosfera, che l'aria sia sottoposta a movimenti rapidi principalmente laminari in senso

orizzontale. Nella troposfera invece può verificarsi la situazione in cui strati di aria più fredda, e quindi più pesante, stanno sopra strati di aria più calda, generando una possibile instabilità; proprio per questo motivo si possono generare infatti forti movimenti convettivi, eddies, principali responsabili di tutti i fenomeni meteorici all'interno della troposfera.

Il sistema circolatorio sulla Terra è guidato da una serie di fattori: il riscaldamento delle masse degli oceani e dei continenti causato dalla radiazione solare, la rotazione della Terra, l'attrito all'interno dell'atmosfera che dissipa energia e l'evaporazione e condensazione dell'acqua.

In questo sistema possono essere evidenziate essenzialmente due tipi di circolazione: la *circolazione meridionale*, dove le masse d'aria cambiano di latitudine, e le *correnti a getto*, che sono confinate nella parte più alta della troposfera e sono a carattere zonale, cioè circondano tutta la Terra a latitudine più o meno costante.

Per quanto riguarda la circolazione meridionale possiamo affermare che, se la Terra non ruotasse e rivolgesse sempre la stessa faccia verso il Sole, si avrebbe essenzialmente la formazione di due grandi celle di circolazione atmosferica (celle di Hadley caratterizzate da forti movimenti ascendenti ai tropici e subsidenza nelle zone polari) in direzione parallela ai meridiani, una nell'emisfero boreale e una nell'emisfero australe; la *circolazione meridionale* è inoltre influenzata dall'inclinazione dell'asse terrestre.

Il calore assorbito dalla Terra intorno all'equatore scalda le masse d'aria sovrastanti che, dilatandosi, diventano meno dense e, più leggere, salgono verso la troposfera: questa risalita d'aria genera nei bassi strati zone di bassa pressione, associate a condizioni meteorologiche perturbate, mentre in quota l'apporto di aria dagli strati sottostanti crea una zona di alta pressione.

Ai poli, invece, il bilancio termico negativo determina un raffreddamento dell'aria che essendo più densa si porta dagli strati superiori, dove si crea una zona di bassa pressione, verso il suolo, dove al contrario si genera un'alta pressione.

Quindi al suolo masse d'aria fredda vengono spinte dall'alta pressione polare verso la bassa pressione equatoriale, mentre in quota l'aria calda viene spinta dalle alte pressioni equatoriali verso le basse pressioni polari.

Questo modello teorico è sì in grado di spiegare la redistribuzione del calore ma non rispecchia ciò che accade nella realtà, dove non si osserva una circolazione delle masse

d'aria tra i Poli e l'Equatore lungo i meridiani, come descritto.

Per quanto abbiamo visto finora in assenza di rotazione terrestre la circolazione sarebbe infatti guidata da vari fenomeni tra i quali possiamo elencare i principali:

- L'intensità della radiazione solare per unità di superficie è più forte ai tropici e quindi nella cintura equatoriale si ha aria calda e umida che tende a salire verso l'alto;
- L'aria calda dei tropici non può salire in definitiva perché salendo va raffreddandosi e quindi aumentando di densità; ad un certo punto l'aria si distribuisce un po' verso l'emisfero boreale e un po' verso l'emisfero australe, dirigendosi poi verso i poli nella troposfera superiore;
- La formazione di venti di superficie che vanno da nord verso sud, poiché l'aria tropicale che sale deve venire sostituita (principio di conservazione della massa) da altra aria;
- I poli e la faccia nascosta della Terra, poiché sono sedi di basse temperature, l'aria si raffredda ulteriormente e tende a precipitare ai poli chiudendo così il ciclo.

Così si spiega anche la presenza degli alisei, ovvero dei venti che nella zona equatoriale soffiano da nord-est (emisfero boreale) o da sud-est (emisfero australe)

Il quadro visto finora è però alterato dal fatto che la Terra ruota attorno al suo asse.

L'effetto principale sulla circolazione meridionale è quello dovuto alla cosiddetta forza di Coriolis; quest'ultima è una forza apparente, cioè una forza che si deve introdurre se si considera un sistema di riferimento che non sia inerziale, cioè dotato di movimento rettilineo uniforme rispetto al sistema di riferimento delle stelle fisse.

In effetti per studiare i movimenti delle masse d'aria e delle correnti oceaniche è molto comodo adottare un sistema di riferimento che sia solidale con la superficie terrestre; se si vuole capire quali siano le posizioni e le velocità in questo sistema di riferimento, però, bisogna introdurre non solo le forze vere, ma anche quelle che risultano dal non considerare l'accelerazione in un sistema di riferimento inerziale, ma l'accelerazione in un diverso sistema di riferimento.

La forza di Coriolis in generale fa sì che tutti gli oggetti (masse d'aria) che si muovono nell'emisfero boreale sono deflessi verso la loro destra mentre tutti gli oggetti (masse d'aria) che si muovono nell'emisfero australe vengono deflessi verso la loro sinistra,

perciò la forza di Coriolis induce vortici in senso orario nell'emisfero boreale e in senso antiorario nell'emisfero australe.

Se si considera nuovamente il sistema di circolazione meridionale, si deduce che i venti superficiali, che nella cella di Hadley si muovono verso l'equatore, vengono deflessi verso ovest dalla forza di Coriolis.

La deviazione delle masse d'aria dà all'atmosfera terrestre una dinamica differente da quella prevista da Hadley, dinamica che va sotto il nome di circolazione generale dell'atmosfera: la rotazione della Terra ha quindi l'effetto di dividere le due grandi celle emisferiche di Hadley.

L'aria che dall'equatore si dirige verso i poli nella troposfera superiore, dopo essere salita in quota, non può giungere fino ai poli proprio a causa della forza di Coriolis che diventa sempre più intensa man mano si allontana dall'equatore.

Perciò una parte di quest'aria alimenta la corrente a getto subtropicale e una parte precipita verso i 30° di latitudine in entrambi gli emisferi dando origine ad una fascia di alte pressioni subtropicali: si tratta di aria secca che precipitando verso il suolo assorbe tutta la possibile umidità (motivo per il quale i grandi deserti si trovano a queste latitudini).

In realtà quindi si hanno due celle di Hadley più piccole in prossimità dell'equatore, mentre alle latitudini intermedie la circolazione inverte la direzione e si formano le celle di Ferrel: l'aria che precipita nelle due celle di Hadley conserva una componente della quantità di moto in direzione dei poli e trasmette questa quantità di moto alla cella di Ferrel, cosicché in superficie i venti della cella di Ferrel si dirigono verso i poli mentre nella troposfera superiore i venti della cella di Ferrel si dirigono verso l'equatore.

A causa della forza di Coriolis i venti di superficie delle celle di Ferrel hanno anche una componente da ovest verso est, ne sono l'esempio i venti occidentali che abbiamo alle nostre latitudini; verso i 60° di latitudine le celle di Ferrel si richiudono, determinando un movimento ascensionale dell'aria, associato con il tempo instabile tipico di queste latitudini.

E' il cosiddetto *fronte polare* che divide la cella di Ferrel da un'ulteriore cella di Hadley, detta cella polare, in cui si ha di nuovo la classica circolazione meridionale con venti di superficie che spirano dai poli, venti in quota che spirano verso i poli e subsidenza dell'aria fredda sopra i poli; inoltre a causa della forza di Coriolis, che è molto più intensa

verso i poli, si ha una forte componente orientale dei venti di superficie provenienti dai poli.

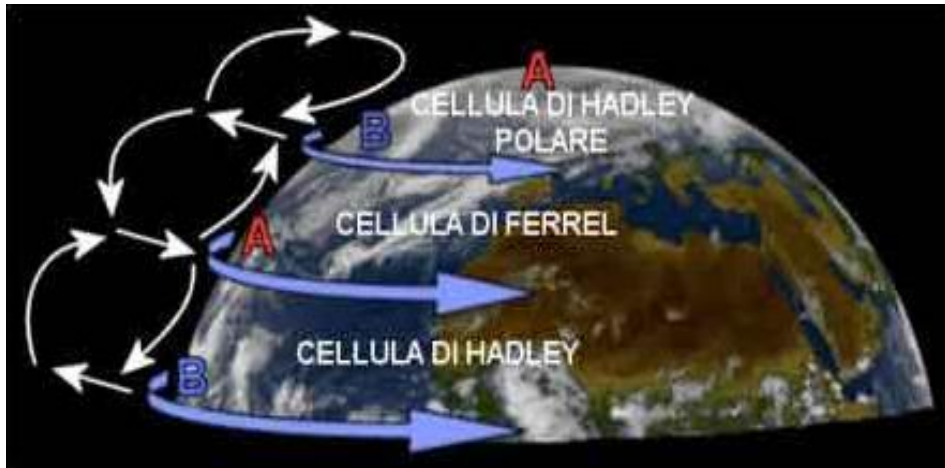


Fig.4 Celle di Hadley e cella di Ferrel

Sulla superficie terrestre si riscontrano: una fascia di basse pressioni all'equatore, una fascia di alte pressioni alle latitudini di circa 30° nord e sud, una fascia di basse pressioni alle latitudini di circa 60° nord e sud, ed infine una fascia di alte pressioni in corrispondenza delle calotte polari. Nella seguente illustrazione viene raffigurata la distribuzione dei centri barici al suolo nell'emisfero boreale.

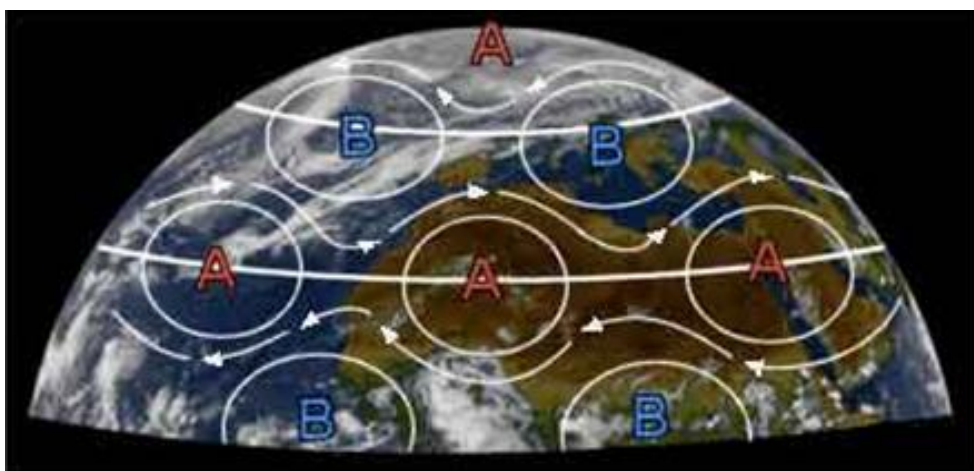


Fig.5 Distribuzione dei centri barici al suolo nell'emisfero boreale

La forza di Coriolis è anche la principale responsabile del sistema delle *correnti a getto*: esse sono collocate nell'alta troposfera in corrispondenza della transizione tra celle di Hadley e di Ferrel. Ad esempio quando l'aria della tropopausa superiore fluisce verso i poli nelle celle di Hadley equatoriali, essa viene deflessa e accelerata verso est formando le correntia getto subtropicale: le correnti a getto possono raggiungere la velocità di 400 km h^{-1} . Si definisce *corrente a getto* una corrente stretta, forte e concentrata lungo un asse quasi orizzontale, situata nella troposfera superiore e nella stratosfera, caratterizzata da un forte gradiente verticale e laterale dell'intensità del vento che presenta uno o più massimi di velocità.

In genere la lunghezza di una corrente a getto è di diverse migliaia di km, la sua larghezza di qualche centinaia di km e la sua altezza di qualche km; la velocità del vento è normalmente maggiore di 60 kts, lo shear verticale è di 5/10 metri al secondo per chilometro, quello orizzontale di 5 m/sec per 100 km, le nubi caratteristiche sono i cirri e la quota alla quale si trova il suo asse è intorno ai 250 hpa.

Le principali correnti a getto sono il getto polare e quello subtropicale, di minore importanza sono il getto equatoriale e quello artico.

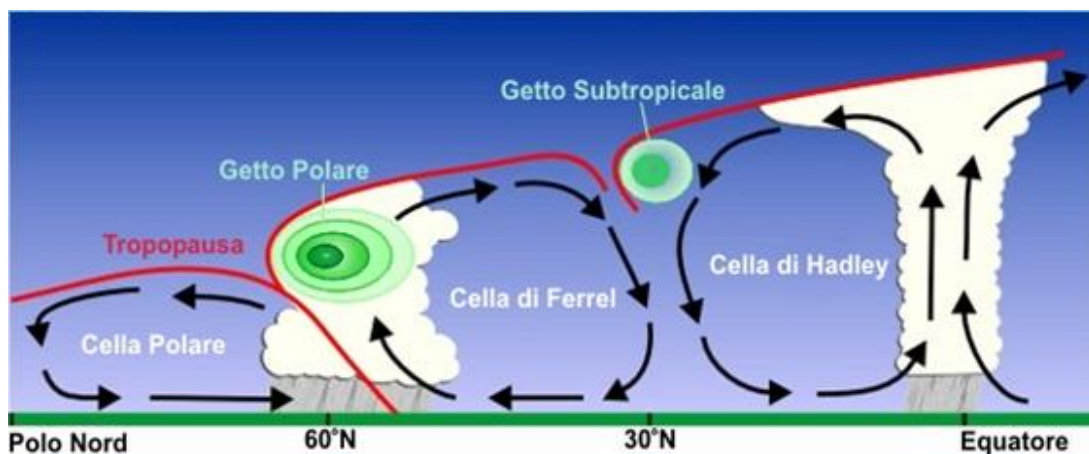


Fig.6 Le principali correnti a getto

La corrente a getto è il fenomeno equivalente delle correnti oceaniche ma, a differenza di queste ultime, cambia di giorno in giorno la propria posizione all'interno della fascia occupata dalle correnti occidentali; la corrente a getto ha un piccolo spessore verticale (nell'ordine dei 2-3 Km), relativamente stretta sul piano orizzontale (100-400 km), molto

allungata nel senso delle correnti (qualche migliaio di chilometri) e sovrasta le zone di massimo contrasto termico al suolo tra masse di aria fredde e calde.

La corrente a getto ha una notevole importanza per la genesi delle depressioni mobili, poiché la sua presenza sulla verticale delle aree, dove più forte è il contrasto termico tra alte e basse latitudini, non è casuale: infatti le correnti occidentali risultano essere tanto più veloci quanto è maggiore la differenza di temperatura fra le masse di aria che stazionano sull'equatore e quelle che sovrastano il polo.

Quando questa differenza di temperatura è molto grande viene a determinarsi un maggiore dislivello barico fra la cintura di alta pressione attorno ai 30° di latitudine e la fascia di bassa pressione attorno ai 60°; questa differenza di pressione atmosferica tenderebbe a far aumentare indefinitamente anche la velocità delle correnti occidentali se queste, a causa della velocità, non diventassero instabili ad una quota oscillante fra i 3.000 ed i 12.000 metri.

Questa instabilità genera grandi moti ondulatori sul piano orizzontale (onde planetarie o onde lunghe di Rossby); il crescere dell'ampiezza delle onde fa penetrare sempre più le masse di aria calda tropicale verso le regioni polari e le masse di aria fredda verso le regioni equatoriali determinando in tal modo, fra le zone polari e quelle tropicali, uno scambio termico a grandissima scala che attenua il contrasto determinato dalla diseguale distribuzione della radiazione solare.



Fig.7 Le correnti occidentali delle medie latitudini

Il regime dei venti superficiali, la forza di Coriolis e la forma dei continenti sono anche in grado di spiegare l'andamento generale delle *correnti oceaniche*: gli alisei soffiando verso l'equatore da oriente accumulano l'acqua dell'Atlantico contro le coste orientali dell'America.

L'acqua sul lato atlantico dell'istmo di Panama è decisamente più alta dell'acqua sul lato pacifico, mentre l'acqua accumulata sfugge verso nord nell'emisfero boreale e verso sud nell'emisfero australe: in questo modo si forma, ad esempio, la Corrente del Golfo.

La forza di Coriolis continua a deflettere la Corrente del Golfo verso destra cosicché le acque scorrono lungo le coste occidentali dell'Europa e dell'Africa chiudendo così il ciclo.

Tra l'equatore e le medie latitudini tutti i sistemi di correnti vanno in senso orario nell'emisfero ed in senso antiorario in quello australe; particolarmente importante è il sistema di correnti che si sviluppa tra l'Australia e l'America Meridionale.

Gli alisei accumulano acqua più calda nel Pacifico occidentale tanto che la superficie del mare è circa mezzo metro più alta in Indonesia che in Ecuador; inoltre nel Pacifico occidentale l'acqua è di circa 8°C più calda che al largo delle coste sudamericane poiché il sistema di correnti provoca una risalita delle acque profonde più fredde specialmente in corrispondenza del Perù.

Poiché le acque profonde sono più ricche di sali nutrienti, sono di conseguenza molto ricche di flora e di fauna marina; tuttavia questo sistema di correnti non è molto stabile. Periodicamente possono svilupparsi condizioni particolari per cui la forza degli alisei diminuisce, le piogge che sono normalmente sul Pacifico occidentale si spostano verso est e si hanno periodi di siccità in Australia e in Indonesia, mentre la risalita delle acque fredde al largo del Sud America si attenua, portando ad una decisa diminuzione dell'abbondanza degli organismi marini e quindi della pesca: queste particolari condizioni si hanno spesso nel periodo natalizio e per questa ragione il fenomeno viene chiamato *El Niño*.

Questa oscillazione è uno dei fenomeni che ha la maggior rilevanza nel determinare la climatologia del nostro globo anche in zone distanti dall'Oceano Pacifico.

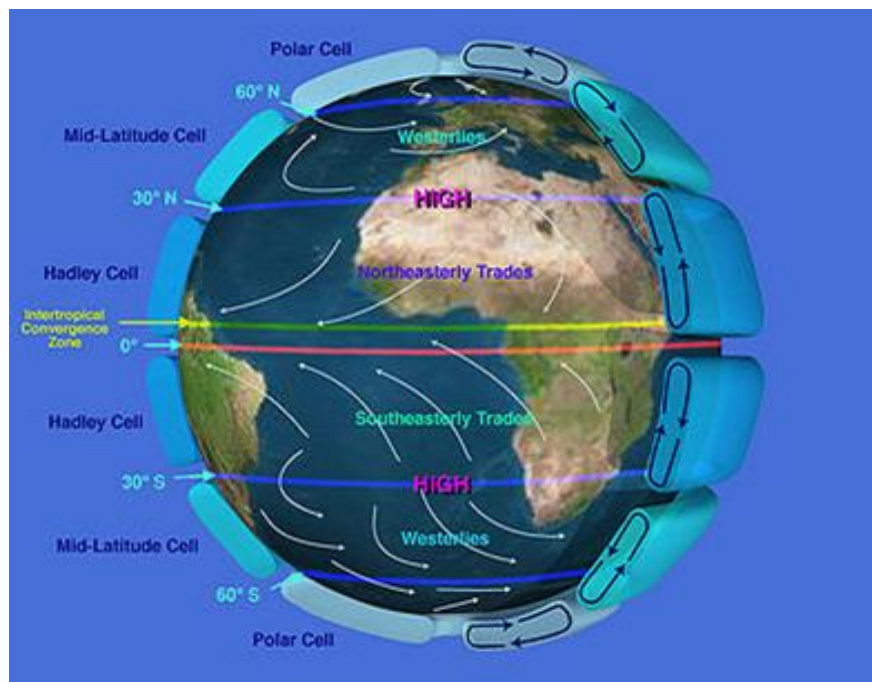


Fig. 8 Schema generale della circolazione atmosferica

3.1.1 DIFFERENZE TRA LA CELLA DI HADLEY E CELLA DI FERREL

La cella di Hadley è un tipo di circolazione che coinvolge l'atmosfera tropicale generando un'ascesa di aria calda nei pressi dell'equatore che, dopo la risalita fino ad un'altezza di circa 10-15 km, si sposta verso i tropici dove discende verso la superficie e si dirige nuovamente verso l'equatore.

Questa circolazione è strettamente collegata alla presenza degli alisei, delle piogge tropicali, dei deserti subtropicali e delle correnti a getto; la principale forzante della circolazione atmosferica è il riscaldamento della superficie ad opera del Sole, che mediamente è massimo all'equatore e minimo ai poli.

La circolazione atmosferica trasporta energia verso i poli con l'effetto di diminuire la differenza di temperatura tra equatore e polo, ed il meccanismo con cui avviene è diverso per latitudini tropicali ed extratropicali.

Fra i 30° N e i 30° S di latitudine, questo trasporto di energia avviene attraverso una semplice circolazione con moti ascendenti nei pressi dell'equatore, flussi verso i poli in quota sotto la tropopausa, moti discendenti nelle aree subtropicali e flussi di ritorno verso l'equatore in superficie.

Alle medie latitudini, il trasporto di energia avviene per mezzo di cicloni ed anticicloni e si ha una circolazione che ha verso opposto rispetto a quella tropicale (Cella di Ferrel); oltre i 60° di latitudine la circolazione ha di nuovo lo stesso verso di quella tropicale (Cella Polare), mentre la circolazione che avviene entro i 30° di latitudine viene chiamata Cella di Hadley.

Nei pressi della tropopausa, durante il moto dell'aria verso i poli, il flusso è deviato verso est a causa della forza di Coriolis dando origine alle correnti a getto subtropicali che si muovono da ovest verso est; analogamente, alla superficie il flusso d'aria diretto verso l'equatore subisce una deviazione verso ovest, dando origine agli alisei.

L'aria calda, ricca di umidità che proviene dall'equatore, durante l'ascesa si raffredda e, come conseguenza, diminuisce la sua capacità di immagazzinare acqua che inevitabilmente precipita: questo è il motivo per il quale il clima delle zone equatoriali è caratterizzato da precipitazioni intense e abbondanti che consentono lo sviluppo delle foreste pluviali.

L'aria, ormai povera di umidità, prosegue il suo moto verso i poli fino alle latitudini di circa 30° dove inizia la discesa verso la superficie riscaldandosi diabaticamente e provocando un'ulteriore diminuzione dell'umidità relativa.

Tutte queste componenti rendono le zone subtropicali particolarmente aride; la maggior parte dei deserti infatti è concentrata in questa fascia.

3.2 LA CIRCOLAZIONE ATMOSFERICA IN SUPERFICIE

La circolazione osservata in superficie a scala planetaria non ha un andamento regolare poiché la superficie terrestre non è uniformemente liscia; uno schema uniforme trova riscontro solamente in corrispondenza degli oceani, ma non sopra i continenti, per due motivi:

- perché l'acqua degli oceani assorbe ed immagazzina, più della terraferma, l'energia solare;

- perché l'orografia determina una rilevante azione di disturbo sul libero fluire delle correnti aeree.

Nello specifico, nella stagione primaverile ed in quella estiva, gli strati superficiali della terraferma si riscaldano più rapidamente e più intensamente di quelli del mare e per questo sopra i continenti tendono a formarsi aree di bassa pressione.

Nella stagione autunnale la terraferma perde più velocemente del mare il calore immagazzinato nella stagione calda, ragion per cui sui continenti si originano vaste aree fredde di alta pressione, mentre sopra gli oceani si instaurano condizioni di bassa pressione.

A causa di questo comportamento termico stagionale, differenti fra oceani e continenti, sulle pianure russo-siberiane e sul Canada si formano, nella stagione invernale, zone anticicloniche e d'estate zone di bassa pressione.

Questo modello, che rispetto a quello di Hadley trova abbastanza riscontro nelle osservazioni, non va però inteso come immobile; non è infatti raro che il Ciclone d'Islanda si spinga con profonde saccature fino alle latitudini del Mediterraneo o che l'Anticiclone delle Azzorre raggiunga le isole britanniche.

Esaminando la distribuzione delle fasce dei venti sulla superficie terrestre, si può delineare un quadro sintetizzabile in tre grandi sistemi:

- Dalle cellule anticicloniche situate intorno ai 30° di latitudine spirano gli alisei, venti nordorientali nel nostro emisfero e sudorientali in quello australe, che si dirigono verso le basse pressioni equatoriali (*tropical easterlies*); gli alisei dei due emisferi vengono in contatto tra loro lungo una linea di convergenza o si estinguono in vaste zone di calme.
- Dal lato rivolto verso il Polo delle stesse cellule anticicloniche subtropicali, divergono venti sudoccidentali nell'emisfero settentrionale e nordoccidentali nell'emisfero meridionale (*westerlies*): queste correnti tendono teoricamente ad estinguersi nelle aree di bassa pressione circumpolari.
- Dalle calotte polari spirano verso le stesse zone cicloniche ubicate circa a 60°-65° di latitudine venti orientali (*polar easterlies*) che hanno precisamente direzione nord-orientale nell'area polare artica e sud-orientale in quella antartica.

I centri d'azione anticiclonici e le fasce dei venti subiscono in entrambi gli emisferi traslazioni verso l'Equatore nel periodo invernale e in direzione del Polo durante l'estate; tale spostamento però non avviene in modo regolare: ad esempio, mentre la fascia anticiclonica subtropicale dell'Atlantico si sposta durante l'estate verso nord di soli 3°- 4°, il ciclone d'Islanda e la fascia dei venti occidentali si spostano addirittura di 8°.

Nell'emisfero australe queste oscillazioni appaiono attenuate per opera dell'effetto di regolazione termica della calotta antartica.

Lo spostamento in latitudine delle fasce dei venti ha grande importanza dal punto di vista climatico, specialmente per quelle regioni che durante l'arco dell'anno vengono a trovarsi sotto l'influenza di sistemi anemologici diversi, che comportano differenti condizioni del tempo.

E' il caso delle zone comprese tra i 30° e i 40° di latitudine nella parte orientale degli oceani e nell'adiacente settore occidentale dei continenti, che nel periodo estivo si trovano sotto l'influenza delle cellule anticicloniche tropicali, con relativa subsidenza e divergenza, e nella stagione invernale sotto quella dei venti occidentali, con i relativi cicloni in continuo movimento verso est.

Se passiamo a considerare la situazione al livello della superficie isobarica intermedia di 500 hPa (5500 m in media), notiamo una maggiore semplicità della circolazione: a questa quota infatti scompare l'influenza dei fattori geografici minori e l'attenuazione dell'attrito consente l'esplicarsi di tipici *venti geostrofici*, che soffiano secondo il tracciato delle isobare.

Scompaiono del tutto i centri di bassa ed alta pressione che si formano sui continenti nelle stagioni estreme e che interessano soltanto gli strati atmosferici più bassi, mentre la cintura delle alte pressioni subtropicali, di origine dinamica, rimane ben marcata.

Nelle zone polari appaiono vaste aree di bassa pressione che però non sono situate proprio al di sopra dei poli geografici ma in posizione alquanto eccentrica; nella zona intertropicale predominano invece venti decisamente orientali, nonché la prosecuzione in quota degli alisei, che in superficie, come già detto prima, soffiano da nord-est o da sud-est.

Va infine sottolineato che anche in altitudine la fascia dei venti occidentali subisce una traslazione, nell'arco dell'anno, migrando in inverno verso le basse latitudini e rinforzandosi, mentre in estate si sposta verso il polo e si attenua.

3.3 LE ALTE PRESSIONI SUBTROPICALI

La circolazione intertropicale è delimitata da quella delle medie latitudini, a circa 30° nord e sud, da estese aree di alta pressione, tra le quali l'anticiclone delle Azzorre e l'anticiclone del Pacifico, collocate sopra gli oceani, costituite da cellule anticicloniche allungate in senso longitudinale, caratterizzate da calma di vento e da noti discendenti.

L'origine di questi anticiclone non è dovuta solamente alla circolazione discendente che unisce l'aliseo al controaliseo, ma anche ad altri fenomeni sia in quota che in superficie: secondo un processo individuato dal Rossby, la corrente a getto occidentale subtropicale porta ad una caduta di aria nel suo lato equatoriale, con conseguente rinforzo delle cellule anticicloniche subtropicali, e a una risalita d'aria nel lato polare, con formazione di aree cicloniche.

Un altro fenomeno, in superficie, consiste nella formazione di alte pressioni (gli *anticiclone di chiusura*) a conclusione del ciclo evolutivo dei cicloni alle medie latitudini; gli anticiclone subtropicali determinano le condizioni desertiche delle aree costiere occidentali da essi coperti in entrambi gli emisferi.

Il *ciclone* in climatologia è una regione atmosferica in cui la pressione è minore di quelle delle regioni circostanti alla stessa altitudine; in generale è un'area di bassa pressione individuabile a livello del mare da isobare decrescenti verso il punto minimo, detto centro del ciclone, su una superficie a pressione costante, da isoipse (linee che uniscono punti ad ugual quota, dette anche curve di livello) decrescenti verso il centro.

Nell'emisfero boreale, l'aria nel ciclone è soggetta ad un sistema di venti circolanti in senso antiorario, mentre nell'emisfero australe in senso orario, ovunque con una componente di moto convergente verso il centro.

L'*anticiclone* è una zona di alta pressione sulla superficie terrestre a forma circolare o ellittica, che causa modeste variazioni dei parametri meteorologici; al suo interno i venti sono deboli, spesso a regime di brezza, e soffiano in senso orario nell'emisfero boreale e antiorario in quello australe: l'aria, essendo pesante, si comprime, si riscalda e diventa più secca (fenomeno detto subsidenza), dissolvendo spesso le nubi.

In presenza di un anticiclone, però, durante l'inverno possono formarsi nebbie o foschie a causa delle inversioni termiche nei pressi del suolo, mentre durante l'estate il forte riscaldamento del suolo può causare la formazione improvvisa di cumulonembi con i conseguenti temporali di calore.

3.3.1 LA CIRCOLAZIONE MONSONICA

Molti climatologi hanno usato il termine *monsone* per indicare qualsiasi sistema regionale di vento che presenti l'inversione della direzione tra l'estate e l'inverno: in tal modo il termine viene usato nel suo autentico e originario significato, poiché esso deriva dall'arabo *mausim*, che significa stagione.

Gli Arabi, appunto, lo usavano per indicare i venti invernali di nord-est e quelli estivi di sud-ovest che spiravano sul Mare d'Arabia e che permettevano ad essi di navigare d'inverno verso l'Africa Orientale e d'estate verso l'India.

Tuttavia il solo alternarsi dei venti non costituisce il criterio decisivo, perché fa parte della natura del monsone, almeno nella concezione classica, la sua origine termica: riscaldamento estivo della terra e conseguente rarefazione dell'aria continentale rispetto a quella marina più fresca, raffreddamento invernale del continente con aumento della pressione atmosferica e deflusso dell'aria verso il mare.

Studi recenti contrastano con la teoria secondo la quale la circolazione monsonica sia dovuta a soli fattori termici, quasi si trattasse di una brezza di mare a scala continentale, e danno una visione del sistema monsonico assai più complessa di quella di un normale vento termico a carattere periodico. La stessa formazione delle piogge non è attribuibile al semplice apporto di umidità dal mare sul continente, poiché è accertato che su queste precipitazioni influisce il passaggio di cicloni delle medie latitudini.

In particolare l'alternanza stagionale deriverebbe dallo spostamento in latitudine delle fasce planetarie dei venti e non dal gradiente termico tra oceano e continente; in questa ottica l'origine del monsone estivo è da ricercare, secondo Flohn, nello spostamento verso nord della convergenza intertropicale per effetto delle alte temperature nell'India in quella stagione.

Per quanto riguarda il monsone invernale che soffia da nord-est sull'Oceano Indiano, il Flohn afferma che esso sarebbe la normale corrente dell'aliseo che si ristabilisce a queste latitudini quando le basse pressioni equatoriali e la fascia dei venti occidentali si ritirano al sud, verso l'emisfero australe: l'alternanza stagionale propriamente monsonica non deriva dunque dall'inversione del gradiente termico tra oceano e continente ma è conseguenza dello spostamento stagionale in latitudine delle fasce planetarie dei venti.

L'influenza termica interviene solo per accentuare la forza di questi sistemi, ma porta anche ad una loro modificazione, infatti mentre al suolo i venti termici, che si

sovrappongono, danno particolare evidenza alle componenti lungo i meridiani, nella libera atmosfera queste ultime perdono di importanza poiché le correnti riprendono il loro andamento zonale.

3.4 LE MASSE D'ARIA

Le perturbazioni atmosferiche che percorrono le medie latitudini con direzione generale da ovest a est, apportandovi la maggior quantità di precipitazioni, si sviluppano nelle zone di convergenza e contrasto fra masse d'aria con caratteri diversi di temperatura e di umidità. Una massa d'aria si definisce come un'estesa porzione della troposfera avente caratteristiche di temperatura e di umidità sufficientemente omogenee sul piano orizzontali a tutti i livelli; in altri termini, l'omogeneità nella distribuzione verticale della temperatura e del tenore di umidità è la principale manifestazione dell'esistenza di una massa d'aria ben definita.

I luoghi di origine delle masse d'aria con caratteristiche definite sono quelli dove stazionano gli anticicloni permanenti delle medie latitudini, come ad esempio l'Anticiclone delle Azzorre, l'Anticiclone della Calotta Polare e gli anticicloni freddi che si formano sulle aree continentali durante l'inverno, come ad esempio l'Anticiclone Russo detto anche Siberiano o Euroasiatico. Questo perché nelle zone occupate dagli anticicloni i venti sono deboli e pertanto la prolungata stagnazione fa sì che le masse d'aria acquistino le proprietà fisiche della superficie sottostante.

La struttura termica di una massa d'aria fredda è molto stabile nei luoghi di origine; queste masse sono accompagnate da scarsa umidità, quindi ottima visibilità e da bassa temperatura; transitando su zone più calde hanno sempre una temperatura inferiore rispetto alle superfici sulle quali scorrono per cui, riscaldandosi dal basso, diventano instabili, turbolente, determinando improvvise oscillazioni nella direzione e nell'intensità del vento. La turbolenza venutasi a creare favorisce il trasporto del calore e del vapore acqueo verso l'alto dando luogo alla condensazione del vapore e quindi alla formazione di nubi cumuliformi con precipitazioni a carattere di pioggia o di neve in base alla stagione. La nuvolosità del cielo sulle superfici marine e sulla terraferma sarà diversa; sulla terraferma, nelle ore serali ed in quelle notturne, il suolo si raffredda irraggiamento e pertanto il profilo termico dell'aria nei bassi strati diventa stabile, le formazioni nuvolose si

riducono e le notti tendono ad essere meno nuvolose che le ore diurne.

Sulla superficie del mare accade l'esatto opposto per la trascurabile oscillazione diurna della temperatura: l'aria fredda che di notte scorre sopra la superficie più calda del mare diventa instabile dando luogo a formazione di nubi anche temporalesche, ed è per questa ragione che, in presenza di masse di aria fredda, i temporali ed i rovesci sono più frequenti sul mare, nella stagione invernale, mentre sulla terraferma sono più frequenti d'estate.

Le masse di aria calda hanno un elevato contenuto di vapore acqueo, elevata temperatura e si dirigono verso regioni dove la temperatura è inferiore a quella del loro luogo d'origine; generalmente esse si raffreddano dal basso dando luogo ad inversioni termiche che rendono molto stabile l'aria nei bassi strati e di conseguenza sono inibiti i moti turbolenti ed il vento, anche se teso o forte, risulta essere più costante.

Le nubi che si formano sono di tipo stratiforme e sono accompagnate al suolo da pioggia debole o al più moderata e da una forte riduzione della visibilità orizzontale.

Due masse d'aria che interagiscono fra di loro, convergendo l'una contro l'altra, possiedono caratteristiche diverse in fatto di umidità e di temperatura, quindi di densità dell'aria: non possono mescolarsi direttamente ma tendono a rimanere separate incontrandosi lungo i fronti entrando in attrito e dando origine a fenomeni di perturbazione dell'atmosfera, come la formazione delle nuvole.

Un fronte caldo si ha quando una massa d'aria calda invade un territorio occupato da aria fredda: l'aria calda, più leggera incomincia a salire di quota, scivolando su quella fredda, la quale si dispone secondo un piano inclinato; salendo sul cuneo d'aria fredda, quella calda si raffredda progressivamente condensando la propria umidità sotto forma di nubi.

L'approssimarsi di un fronte caldo al di sopra di una certa località è accompagnato da fenomeni quali la diminuzione della pressione atmosferica e la formazione di nubi.

Le prime nuvole che si formano sono i cirri di alta quota, le nubi a pecorelle, che progressivamente infittiscono fino a diventare cirrostrati; quindi compaiono gli altostrati e i nembostrati che precedono l'arrivo del fronte e portano la pioggia: se l'aria calda che risale il cuneo di aria fredda è già di per sé instabile, si ha lo sviluppo di nubi cumuliformi, portatrici di piogge intense che spesso assumono i caratteri di rovesci temporaleschi.

Passato il fronte caldo, si registra una generale diminuzione delle precipitazioni, un aumento della temperatura e una rotazione in senso antiorario della direzione del vento.

Ecco un'immagine che illustra in modo chiaro un fronte caldo visto in sezione verticale.



Fig. 9 Il fronte caldo visto in sezione verticale

Un fronte freddo si ha quando un cuneo d'aria fredda avanza mantenendosi a contatto col suolo scalzando l'aria calda che lo precede, obbligandola a salire: il brusco innalzamento dell'aria calda e il suo conseguente raffreddamento porta alla formazione di sistemi nuvolosi cumuliformi, cui si associano precipitazioni molto intense ma di breve durata. Passato il fronte freddo, si sviluppano sistemi nuvolosi stratificati a una quota progressivamente più alta, seguita da cielo sereno: la temperatura si abbassa, la pressione aumenta progressivamente ed i venti girano nuovamente in senso antiorario. Di seguito un fronte freddo visto in sezione verticale.



Fig. 10 Il fronte freddo in sezione verticale

Le masse d'aria che provengono da latitudini settentrionali sono più fredde (aria polare e aria artica); quelle che giungono da latitudini meridionali sono più calde (aria tropicale); le masse d'aria, prima di giungere in un luogo, percorrono un lungo tragitto e le loro proprietà fisiche originarie possono essere modificate dalla natura delle superfici che attraversano.

Se la massa d'aria passa sopra un oceano viene definita aria marittima, se passa sopra un continente è detta aria continentale.

Dato l'enorme volume dell'aria in movimento e la gradualità con la quale avvengono queste trasformazioni, è possibile ricostruire i movimenti di una massa d'aria da un giorno all'altro, attraverso una rete di stazioni di osservazione, e constatare quindi le modificazioni che essa subisce per influenza dell'ambiente attraversato.

Ne deriva che le masse d'aria esercitano la loro influenza sul tempo e sul clima delle regioni di arrivo non con i loro caratteri modificati più o meno profondamente a seconda dell'impronta lasciata su di esse dalle aree attraversate; queste trasformazioni comunque avvengono, a parità di condizioni, sempre nello stesso senso, per cui una certa massa d'aria giunge ogni volta nel luogo di arrivo con caratteri pressoché costanti, tanto che per questo luogo è possibile ricostruire le condizioni medie dell'atmosfera durante il predominio di ciascuna massa d'aria.

3.4.1 LA CLASSIFICAZIONE DELLE MASSE D'ARIA

Le classificazioni normalmente adottate dai meteorologi tengono anzitutto conto delle regioni d'origine, onde si distinguono, limitandoci solamente all'emisfero boreale, l'*aria artica*, che ha origine nel Mar Glaciale Artico, l'*aria polare*, che si forma nelle alte latitudini, l'*aria tropicale* e l'*aria equatoriale*.

Nel definire una massa d'aria non è però sufficiente il riferimento alla regione d'origine, pur con la suddivisione tra aria marittima e aria continentale, ma occorre anche indicare se essa è calda o fredda.

Precisamente, si definisce *fredda* una massa che ha temperatura più bassa di quella della superficie terrestre sottostante, per cui essa tende ad assorbire dal basso calore e umidità per trasferirli verso livelli più alti.

Parimenti si considera *calda* l'aria che ha temperatura più alta di quella della superficie sottostante alla quale, in questo caso, il calore viene continuamente ceduto, con il risultato che la massa si raffredda e tende a diventare stabile: tenendo conto di tutto ciò, possiamo considerare in linea del tutto generale come calda una massa d'aria che si sposta da sud verso nord, mentre consideriamo fredda una massa che si muove da nord verso sud.

L'aria artica è molto fredda, perché si trova vicino al polo, ed è soggetta ad alcune pulsazioni verso le medie latitudini, tanto che in alcune circostanze può giungere anche sull'Italia portandovi le temperature più basse; se vi perviene da nord-ovest, dopo aver traversato il Mar di Norvegia e il Mare del Nord, arriva con caratteri di "aria artica marittima": il suo riscaldamento alla base rimane limitato ma l'apporto di umidità è intenso, per cui genera tempo perturbato e provoca nevicata nelle zone montane del nord e precipitazioni nelle regioni meridionali.

Se perviene da nord-est, attraverso la Finlandia, la Russia e l'Europa danubiana, conserva caratteri di "aria artica continentale" fredda e debolmente umida; determina nevicata leggere nelle Alpi e più abbondanti nel centro e nel sud della penisola, dopo aver acquistato un certo grado di umidità nell'attraversare il Mare Adriatico.

Le irruzioni di aria artica sono tipiche dei mesi invernali; data la provenienza l'aria artica è sempre più fredda e più densa delle masse di aria che incontra durante il suo movimento verso sud, e la temperatura molto bassa non consente all'umidità di assumere valori elevati.

L'aria polare, nonostante il nome, non si forma nell'area polare bensì nelle alte latitudini, all'incirca fra 60° e 75° N, sia sui continenti che sugli oceani; l'aria polare continentale, legata agli anticicloni termici che si formano d'inverno sui continenti, è molto fredda alla base e ciò si traduce regolarmente in una inversione termica.

Giungendo sul Mediterraneo, apporta temperature basse e nubi di non rilevante entità, costituite per lo più da stratocumuli; anche le precipitazioni e le nevicata che determina sono moderate, ed inoltre, essendo piuttosto asciutta, è molto trasparente e pertanto favorisce una forte visibilità.

L'aria polare marittima che arriva sul bacino mediterraneo ha diversa provenienza: può avere origine nel continente americano e aver soggiornato per vari giorni nell'Atlantico settentrionale, acquistando caratteri marittimi, o può trattarsi di aria artica i cui caratteri originari si sono trasformati profondamente nei mari tra la Norvegia e la Groenlandia. Spostandosi sopra l'oceano verso latitudini più meridionali, in Italia giunge da nord-ovest, si riscalda, diventa più umida e assume quindi i caratteri di aria instabile; d'inverno, quando penetra nel continente europeo, si raffredda alla base e tende a stabilizzarsi, mentre in estate, riscaldandosi ulteriormente sopra la terraferma, accentua la sua instabilità così da determinare abbondanti precipitazioni.

L'aria tropicale si origina nelle zone tropicali e subtropicali di alta pressione, sia sui continenti che sugli oceani: l'aria tropicale marittima dell'anticiclone delle Azzorre subisce un'oscillazione stagionale in latitudine piuttosto ampia, poiché d'estate può arrivare fino a 50° di latitudine, mentre in inverno ritorna in direzione del tropico rimanendo a sud del 30° parallelo.

Quest'aria tropicale è caratterizzata da temperature elevate, da forte umidità e da una stratificazione stabile, che si accentua quando si sposta verso latitudini più alte: dà luogo a nebbie, a brume e a nubi non spesse e stratiformi.

L'aria tropicale continentale, che si forma essenzialmente nel deserto sahariano, è moderatamente calda e secca d'inverno, mentre d'estate si riscalda molto alla base, ma l'instabilità rimane limitata agli strati più bassi finché l'aria non lascia il continente africano; giungendo sull'Italia, porta le temperature massime più elevate, ma dopo aver acquistato un certo grado di umidità nell'attraversare il Mediterraneo.

L'aria equatoriale non può mai essere presente sopra le nostre regioni in quanto non può estendere la sua influenza al di fuori dei tropici; sotto questa denominazione si comprende non solo l'aria molto calda ed umida che per tutto l'anno si trova nella fascia equatoriale, ma anche quella che spira dalla parte sud-occidentale, nel nostro emisfero, delle cellule anticicloniche subtropicali per dirigersi verso l'equatore dopo aver attraversato l'oceano e durante il suo tragitto quest'aria diventa sempre più umida e instabile, assumendo appunto caratteri equatoriali.

3.4.2 L'INFLUENZA DEI CICLONI E DEGLI ANTICICLONI

A causa della presenza di terre emerse, la fascia di basse pressioni intorno al 60° nord si riduce, nella realtà, a due sole depressioni permanenti, note con i nomi di *Ciclone d'Islanda* e di *Ciclone delle Aleutine*.

La loro posizione fluttuante è caratterizzata da un minimo depressionario sull'Oceano Atlantico Settentrionale ed un altro sull'Oceano Pacifico Settentrionale, in prossimità del Circolo Polare Artico; il Ciclone d'Islanda ricopre un ruolo particolare nelle vicende atmosferiche che interessano il continente europeo, perché è il luogo in cui si ha la genesi di tutte le perturbazioni che poi si muovono verso le medie latitudini del continente.

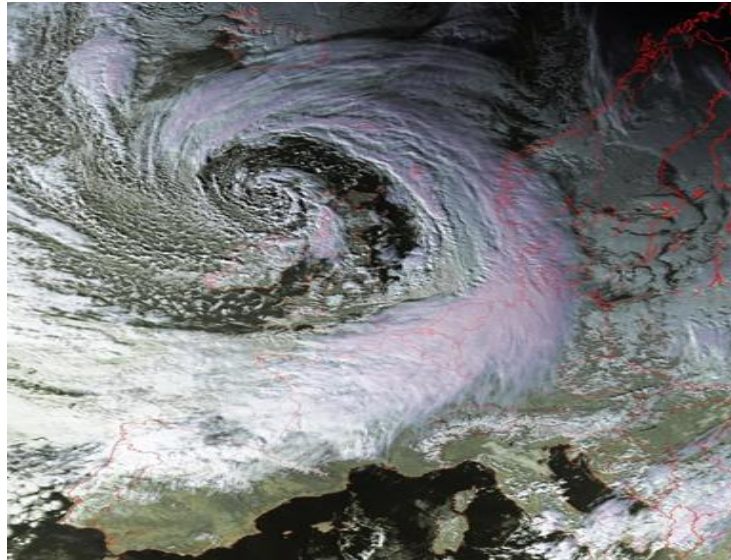


Fig. 11 Vista da satellite del ciclone islandese

Per quanto concerne l'Europa, possiamo concentrarci sui principali motori che regolano la circolazione nel nostro continente, i quali, oltre al Ciclone d'Islanda, sono l'anticiclone delle Azzorre e l'anticiclone russo-siberiano: questi sono posti ai vertici di un ideale triangolo che vede la nostra area al centro.

Queste configurazioni bariche sono connotate principalmente dalla loro intensità, dalla latitudine che occupano e dall'area che sono in grado di influenzare; tale parametri sono legati fundamentalmente alle variabili astronomiche che regolano le stagioni.

Questo schema viene a sua volta sensibilmente influenzato dalle correnti occidentali provenienti dall'Oceano Atlantico e dalle correnti provenienti dalla Siberia.

Questa distribuzione a tre motori prevede che, quando il ciclone d'Islanda e l'anticiclone delle Azzorre sono al massimo della loro forza, l'anticiclone russo-siberiano si trova nello stato di minore intensità e viceversa.

L'anticiclone delle Azzorre è un'area di alta pressione di origine subtropicale oceanica, generalmente sempre presente sul medio Oceano Atlantico in prossimità delle omonime isole; quest'area di alta pressione, in base ai suoi spostamenti e alle sue espansioni, condiziona la scena meteorologica dell'intero continente europeo, poiché l'anticiclone può di fatto espandersi sia verso il Mediterraneo sia in senso meridiano, spingendosi verso il Circolo Polare Artico.

La maggior variabilità stagionale della pressione nelle aree continentali fa sì che la fascia di alta pressione intorno ai 30° di latitudine tenda a stabilizzarsi permanentemente solo in corrispondenza degli oceani: è il caso dell'anticiclone del Pacifico settentrionale e dell'anticiclone delle Azzorre. Le periodiche espansioni dell'anticiclone delle Azzorre verso il continente europeo e verso il Mar Mediterraneo relegano a latitudini più alte il movimento delle depressioni mobili e delle perturbazioni, apportando lunghi intervalli di bel tempo sulle nostre regioni.

L'incontro fra le correnti provenienti dal Polo Nord e quelle tropicali danno origine alle perturbazioni che teoricamente arriverebbero in un flusso continuo, ad ondate successive, per tutto l'arco dell'anno sul continente europeo trasportate dalle correnti calde umide di origine atlantica; nella realtà tutto ciò non accade e sulle nostre regioni non piove regolarmente per tutto l'arco dell'anno.

Esistono due stagioni ben distinte, oltre che per la differenza di temperatura, anche per una diversa distribuzione delle precipitazioni: la stagione estiva è solitamente asciutta, e quella invernale, unita alle stagioni intermedie, caratterizzata da una maggiore piovosità.

Questo non significa che il flusso d'aria calda e umida durante l'estate si interrompe, ma semplicemente viene deviato leggermente più a nord, sull'Inghilterra, sulla Germania e sulle regioni Scandinave dove durante l'estate piove più abbondantemente; la causa di questo altalenare da sud verso nord, e viceversa, trova una spiegazione nell'espansione e nel restringimento dell'anticiclone delle Azzorre.

Riprendendo il concetto generale delle celle di convezione che stanno alla base della circolazione atmosferica a livello planetario, è possibile verificare che durante l'estate, a causa di un maggiore irraggiamento solare dell'emisfero nord, una massa d'aria notevolmente più grande sarà richiamata all'equatore dai tropici, massa d'aria che verrà rimpiazzata da aria d'alta quota fredda e secca che discenderà a livello del mare.

Questo fenomeno, che si verifica in prossimità dei tropici e, nel nostro caso sopra le Azzorre, crea un'ampia zona anticiclonica di alte pressioni che spinge le perturbazioni provenienti dal Polo e dal Canada a latitudini più elevate.

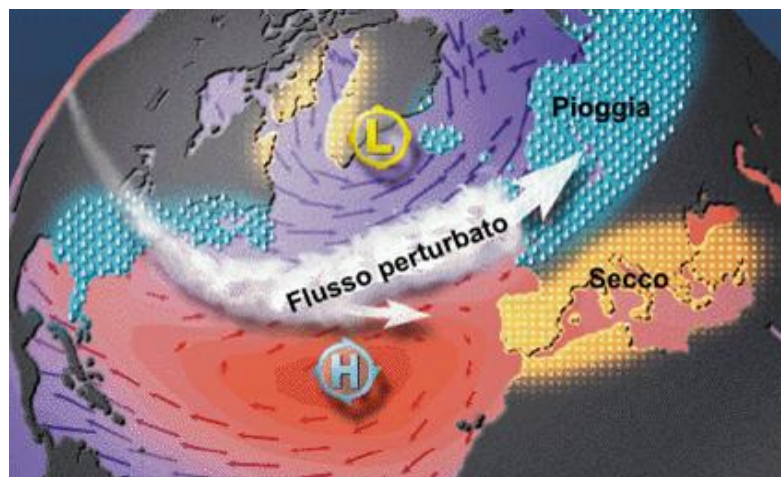


Fig. 12 Situazione di perturbazione sospinta a Nord durante l'estate

Tale fenomeno si attenua durante l'inverno a causa del minore irraggiamento dell'emisfero nord e il conseguente minor spostamento di masse d'aria dal Tropic del Cancro all'equatore: ne consegue che l'anticiclone delle Azzorre si attenua permettendo una discesa verso sud delle perturbazioni.

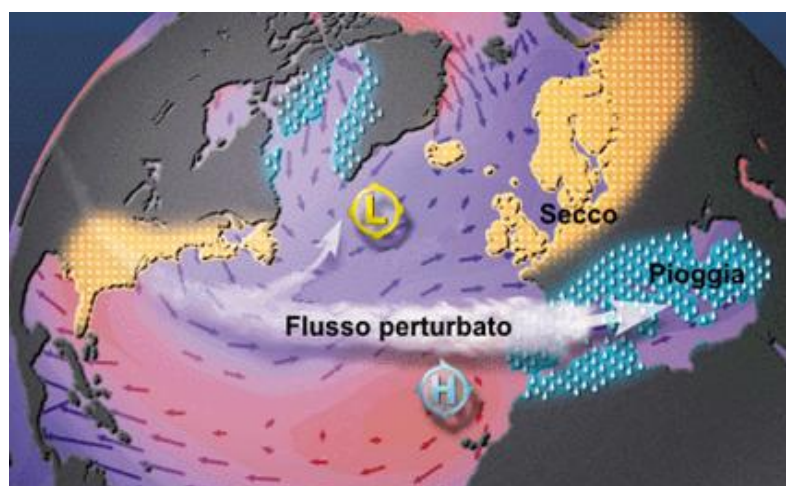


Fig. 13 Situazione di perturbazione sospinta a Sud durante l'inverno

L'altro grande motore della circolazione europea è l'anticiclone russo-siberiano, termine con il quale si indica, in meteorologia e climatologia, una figura di alta pressione termica di natura artica -continentale, che si origina nella stagione invernale nella zona compresa

tra la Russia europea, Siberia e Mongolia.

La sua genesi è da ricercarsi nel fortissimo raffreddamento subito in inverno da queste terre, data la lontananza dai mari e la scarsissima insolazione, infatti l'intera zona è situata a latitudini piuttosto settentrionali; la densità dell'aria aumenta portando a valori della pressione al suolo molto elevati, anche superiori ai 1060 hPa.

Con l'arrivo della primavera le condizioni favorevoli alla sua persistenza vengono a mancare, provocando la sua dissoluzione e la sua sostituzione con figure di bassa pressione.

Questa figura anticiclonica determina in maniera preponderante il tempo invernale in una vastissima area del continente eurasiatico: oltre alle zone direttamente interessate, influisce costantemente su tutto l'estremo oriente asiatico, fino a latitudini molto basse e, più raramente, sull'Europa, specialmente quella orientale, portando tempo molto freddo e generalmente secco; dove le masse d'aria fredda incontrano ostacoli si hanno invece abbondanti nevicate.

Anche sulla parte centro-settentrionale dell'America Settentrionale, nelle Grandi Pianure del Canada e stati Uniti, si forma una figura analoga; date le minori dimensioni continentali americane, però, questo anticiclone non raggiunge l'importanza del suo omologo eurasiatico.

L'atmosfera terrestre, con il suo moto incessante, determina la varietà delle condizioni meteorologiche e dei climi della Terra.

Come abbiamo detto in precedenza, nella circolazione europea generalmente vige la regola secondo cui alla robustezza dei due motori occidentali, ossia del ciclone d'Islanda e dell'anticiclone delle Azzorre, corrisponde la debolezza dell'anticiclone russo e viceversa. Quando le masse d'aria ruotano in senso antiorario attorno ai cicloni e in senso orario intorno agli anticicloni, si forma un meccanismo simile a degli ingranaggi con rotazione opposta che produce vigorose correnti occidentali quando il ciclone d'Islanda e l'anticiclone delle Azzorre sono più robusti; viceversa, quando l'anticiclone russo è prevalente, si ha l'entrata in Europa di correnti siberiane .

In inverno "motori occidentali" robusti portano aria atlantica, umida e mite verso le Api, con la conseguente pioggia e neve; quest'ultima spesso resta confinata sul versante Nord della catena Francia – Svizzera – Austria, e in tal caso il versante italiano vive inverni asciutti e ricchi di Fohn.

Un anticiclone russo robusto porta ad invasioni di aria molto fredda siberiana che, al ripristinarsi della circolazione atlantica, possono essere seguite da neviccate anche in Pianura Padana.

In estate “motori occidentali” robusti portano tempo fresco e piovoso grazie ai temporali causati dalle irruzioni a sud delle Alpi di aria fresca atlantica in quota che travalica lo spartiacque alpino.

L'intensificazione delle correnti occidentali in inverno, accompagnata dal progressivo indebolimento del periodo estivo, costituisce un indicatore di una nuova fase climatica, iniziata intorno al 1980 e caratterizzata da una significativa riduzione delle precipitazioni sull'area padano -alpina.

IL CLIMA IN ITALIA E IN EUROPA

4.1 I FATTORI FISICI DEL CLIMA

Il tempo varia da un giorno all'altro e il clima differisce da luogo a luogo a causa delle variazioni che si hanno nella quantità, nell'intensità e nella distribuzione spaziale degli elementi climatici, come ad esempio la temperatura dell'aria, la pressione e l'umidità; spetta a noi ricercare quali siano le cause che fanno variare questi elementi nello spazio e nel tempo, onde si hanno dei luoghi più caldi ed altri più freddi, alcuni umidi ed altri asciutti e così via.

La risposta è che esistono alcuni fattori climatici i quali agiscono con diversa intensità e in diversa combinazione su ciascuno degli elementi sopra ricordati, producendo in essi dei mutamenti e diventando di conseguenza la causa prima delle variazioni e delle varietà che noi osserviamo nel tempo e nel clima; alcuni di questi fattori sono definiti cosmici perché dipendono dalla forma e dalla posizione della Terra nel sistema solare, mentre altri si considerano come geografici, poiché connessi con i caratteri essenziali, fisici e biologici, della superficie terrestre.

In base allo schema, già trattato nei paragrafi precedenti, cui tendono i fattori cosmici, e cioè la ripartizione dei climi per fasce di latitudine, tutte le località situate sullo stesso parallelo dovrebbero avere la stessa temperatura media, sia mensile che annua, ma è ben noto che ciò non si realizza quasi mai: per dimostrare questo fatto è di norma fare il raffronto fra le condizioni termiche di Napoli e di New York, che si trovano entrambe

all'incirca sul 41° parallelo nord, oppure tra le coste britanniche e quelle canadesi dell'Atlantico a eguale latitudine, per mettere in evidenza come le coste europee siano di gran lunga più temperate di quelle americane.

E' dunque evidente che qualche altra causa, qualche altro fattore oltre a quelli cosmici, interviene a determinare queste differenze fra località che trovandosi a eguale latitudine dovrebbero ricevere un'identica quantità di energia termica; in altri termini bisogna ammettere che la ripartizione tra le varie latitudini della radiazione solare non è la sola causa determinante della distribuzione dei climi.

I climatologi di solito definiscono l'insieme dei caratteri della superficie terrestre capaci di modificare le condizioni climatiche come fattori geografici del clima e riconoscono che questi riescono a condizionare i caratteri fisici dell'atmosfera e i molteplici fenomeni dinamici che vi si svolgono e a determinare importanti differenziazioni climatiche anche tra luoghi vicini, cioè tra luoghi che pure si trovano sotto condizioni cosmiche identiche o simili.

Esistono diverse componenti del sistema climatico, ognuna delle quali è determinante nelle variazioni del clima; andiamo qui di seguito ad analizzarle.

L'atmosfera costituisce la componente più importante all'interno del sistema climatico; essa è caratterizzata innanzitutto da una forte variabilità in termini di concentrazione dei suoi costituenti fondamentali e di grandezze fisiche che ne descrivono lo stato.

I gas principali presenti al suo interno sono l'azoto (78,1%), l'ossigeno (20,9%) e l'argon (0,93%); molti sono i cosiddetti componenti secondari dell'atmosfera, quali ad esempio l'anidride carbonica, il metano, l'ossido di azoto e l'ozono, i quali assorbono ed emettono raggi infrarossi.

Nonostante le piccole concentrazioni esse giocano un ruolo fondamentale nel bilancio energetico, così come un altro componente caratterizzato da altissima variabilità in termini di concentrazione in atmosfera, cioè il vapore acqueo, che rappresenta il più importante gas serra ed insieme agli altri componenti secondari contribuisce in modo sostanziale all'innalzamento della temperatura della superficie terrestre, assorbendo ed emettendo in tutte le direzioni la radiazione infrarossa.

Un altro elemento di spicco è l'idrosfera, in particolare gli oceani, poiché c'è un continuo scambio di calore, quantità di moto e acqua tra gli oceani e l'atmosfera; gli oceani si comportano come dissipatori di calore e contribuiscono a ritardare, se così si può dire, il

cambiamento climatico, attenuando i forti salti di temperatura.

Inoltre le correnti oceaniche trasportano grandi quantità di calore e acqua attraverso tutta la superficie del nostro pianeta; le acque continentali e i fiumi che si immettono nei mari e negli oceani influenzano notevolmente il clima, soprattutto su scala regionale e locale.

E' ben noto che della superficie complessiva della terra, pari a 510 milioni di kmq, il 70,8% è occupato dalle acque e il restante 29,2 % dalle terre emerse: questo è il primo dato importante dal punto di vista climatico, ove si tenga conto della diversa capacità termica che possiedono le masse liquide e la litosfera.

Possiamo poi osservare che se le terre tendono a raggrupparsi in grandi masse che restano separate le une dalle altre, cioè i continenti, le acque invece, pur formando dei grandi bacini, ossia gli oceani, costituiscono una massa unica intercomunicante intorno alle terre emerse.

Queste ultime, abbastanza estese nell'emisfero boreale, occupano solamente una piccola parte, circa il 16%, di quello australe, di conseguenza i climi tipicamente continentali, i quali interessano vastissimi territori nel continente eurasiatico, occupano invece soltanto aree molto ristrette a sud dell'equatore.

L'ineguale ripartizione delle terre e delle acque ha dunque una grande influenza sulla distribuzione dei vari tipi di clima, ed è per questo motivo che i climatologi attribuiscono una grande importanza, nei loro studi, alla diversa proporzione delle terre nelle varie latitudini.

Il diverso comportamento delle terre e delle acque nei riguardi della radiazione solare si manifesta nel fatto che i mari si riscaldano e si raffreddano più lentamente delle terre; ciò avviene per diverse ragioni: anzitutto il calore specifico dell'acqua è circa due volte superiore a quello della terra, per cui è necessario, perché si abbia un innalzamento della temperatura uguale a quello del terreno, che l'acqua riceva una quantità di calore quasi due volte maggiore; il terreno poi rimane opaco alle radiazioni, che riesce ad assorbire nei suoi strati più esterni, come prova il fatto che le variazioni termiche diurne ed annue raramente si estendono oltre i 20 metri di profondità, mentre al di sotto la temperatura rimane sempre costante.

Nelle acque invece i raggi penetrano più profondamente, sia perché l'acqua offre una notevole trasparenza alle radiazioni di piccola lunghezza d'onda, sia perché i movimenti verticali del mare, come le onde, le maree e le correnti convettive, assicurano un costante

rimescolamento fra gli strati superficiali e quelli profondi.

Pertanto, quando il mare deve cedere il suo calore all'atmosfera, lo fa molto lentamente, non solo per la sua inerzia termica ma anche perché ha immagazzinato il calore ricevuto fin negli strati profondi; da questo diverso comportamento nei riguardi della trasmissione del calore derivano, fra continenti e oceani, forti contrasti climatici, che però hanno diversa importanza a seconda della latitudine.

La temperatura media degli oceani rimane comunque un po' più bassa di quella dei continenti, sia perché nel mare il calore penetra in profondità, a scapito degli strati superficiali, sia perché la nebulosità, mediamente più intensa sui mari che sui continenti, attenua alquanto la radiazione solare; nelle medie ed alte latitudini il mare invece esplica appieno la sua funzione di regolatore termico, per cui determina un marcato contrasto fra i *climi marittimi*, dalle oscillazioni annuali attenuate, e i *climi continentali*, nei quali la differenza di temperatura fra i mesi estremi è molto forte.

Le zone vicine al mare presentano un'amplitudine termica annua più attenuata rispetto all'interno dei continenti; nelle località insulari e in quelle situate nelle immediate vicinanze del mare la temperatura media mensile più bassa può aversi in febbraio anziché in gennaio e la più elevata in agosto anziché in luglio.

Il mare dunque, con la sua inerzia termica, non solo addolcisce il clima, attenuando le oscillazioni diurna e annua della temperatura, ma determina anche un notevole ritardo delle temperature estreme dell'anno rispetto ai fatti cosmici, cioè i solstizi, cui esse sono collegate; inversamente più il clima è continentale, più si accentuano in valore assoluto le temperature estive e quelle invernali e minore diventa il ritardo tra il verificarsi di questi valori estremi e i due solstizi.

Un altro fattore importante è rappresentato dalle correnti marine, le quali esercitano un'influenza decisiva nel modificare la regolare disposizione zonale dei climi: infatti esse, sia che provengono dalle zone polari (correnti fredde) o dalla fascia equatoriale (correnti calde), si estendono notevolmente nel senso dei meridiani ed hanno perciò un ruolo assai importante negli scambi di calore fra le basse e le alte latitudini; in complesso è molto più importante l'azione esercitata dalle correnti calde, dato che le acque fredde, più pesanti tendono a scorrere piuttosto sul fondo degli oceani che in superficie.

Anche l'influenza delle correnti marine varia con la latitudine: nelle zone tropicali le rive orientali degli oceani sono interessate da acque fredde provenienti da latitudini più elevate

e da risalienza di acque fredde che scorrono sul fondo e ne subiscono gli effetti, mentre le rive occidentali hanno invece temperatura più elevata per influenza di correnti calde provenienti dall'equatore; nelle medie ed alte latitudini la dissimmetria termica tra la costa occidentale e quella orientale degli oceani risulta invertita.

Le correnti marine non esercitano solo un'influenza termica ma hanno un ruolo importante sulla distribuzione delle precipitazioni, infatti mentre le correnti calde determinano un incremento delle precipitazioni, quelle fredde agiscono in senso contrario: una massa d'aria che giunge sul continente da un mare relativamente caldo, subisce sulla terra un raffreddamento che porta l'aria umida vicino al punto di condensazione, per cui si accrescono le probabilità di precipitazione, mentre se l'aria giunge da un mare relativamente freddo, perché interessato da una corrente fredda, tende a riscaldarsi sul continente e quindi ad allontanarsi sempre più dal punto di condensazione.

Per tutte queste ragioni le opposte fronti marittime di uno stesso continente presentano, ad eguale latitudine, condizioni climatiche assai diverse fra loro; tale contrasto è dovuto in misura notevole alla diversa esposizione nei riguardi delle correnti marine, ma anche rispetto alle correnti aeree della circolazione atmosferica generale.

Queste infatti possono portare aria fredda o tiepida, aria umida, con forti precipitazioni, o asciutta, e perciò contribuiscono non poco ad accentuare tali contrasti e in ultima analisi a determinare i caratteri del clima: è perciò evidente che l'orientamento dei continenti, in quanto determina o meno l'esposizione ai venti da est della zona intertropicale e a quelli da ovest delle zone temperate, rappresenta un fattore di grande importanza nella distribuzione e nella diversificazione dei climi. Per ciò che riguarda i sistemi montuosi, è noto che nell'Eurasia essi sono orientati prevalentemente nel senso dei paralleli, perciò mentre da un lato queste catene montuose accentuano il carattere zonale della circolazione atmosferica, dall'altro si offrono come potenti ostacoli contro le correnti aeree di direzione meridiana, impedendo ad esempio l'afflusso di masse d'aria marittima dal Mediterraneo verso l'Europa centrale o dall'Oceano Indiano verso l'interno dell'Asia e viceversa l'avvezione di aria continentale nelle opposte direzioni.

Di questa influenza dei grandi sistemi montuosi due aspetti sono particolarmente importanti: l'effetto di barriera nei riguardi di correnti aeree e l'azione diretta su questi moti atmosferici, ai quali un sistema montuoso può imporre variazioni di percorso rispetto alla direzione originaria e provocare in essi modificazioni nelle stesse caratteristiche

termodinamiche. Quando un sistema montuoso impedisce l'afflusso di aria umida dal mare verso l'interno delle terre, le zone che si trovano in posizione di sottovento presentano un clima fortemente continentale, con notevoli sbalzi di temperatura fra il giorno e la notte e fra i mesi estremi e con piogge estremamente scarse o mancanti del tutto, come accade per esempio in tutte le aree desertiche della zona temperata (Death Valley).

Tra i fattori geografici che esercitano la loro influenza non su scala continentale ma in un ambito più ristretto, il più importante è di certo il rilievo, in quanto rappresenta, indipendentemente dalla sua direzione generale, un tratto della superficie terrestre che si innalza per centinaia o migliaia di metri sopra il livello del mare.

Con l'aumentare dell'altezza lo strato d'aria sovrastante diminuisce di spessore e di densità, e ciò comporta la diminuzione della pressione barometrica; con l'altezza diminuisce anche la temperatura media, per quanto aumenti il valore dell'insolazione.

Anche l'umidità assoluta diminuisce con l'altezza e la legge di variazione della pressione parziale del vapore è simile a quella della pressione atmosferica globale, ma con un tasso di diminuzione più forte; l'umidità relativa invece varia in modo irregolare, ma in genere aumenta con l'altezza fino a una certa quota: le montagne infatti sono quasi sempre più umide, più nebbiose e più piovose delle pianure.

Un altro effetto del rilievo è quello di creare differenti condizioni di esposizione tra opposti versanti: nelle valli alpine orientate in direzione est-ovest è particolarmente evidente il contrasto fra il versante esposto a mezzogiorno, detto a *solatio*, il quale gode durante il giorno di una maggiore durata di illuminazione e riceve i raggi solari con angolo di incidenza abbastanza elevato, e il versante a *bacìo*, che rimane a lungo in ombra.

Quando il sole è basso sull'orizzonte e rimane nascosto dai monti, il versante esposto a nord può rimanere privo per diverse settimane della radiazione solare diretta e trovarsi così in condizioni climatiche non favorevoli; anche l'ombra che proiettano le montagne può rappresentare un fattore negativo che limita l'insolazione nel fondovalle e nelle parti più basse dei versanti.

Altre componenti essenziali del sistema climatico sono la criosfera e la biosfera; la criosfera comprende tutte quelle regioni del pianeta la cui superficie è ricoperta dai ghiacci, in particolare i ghiacci dell'Artico, le regioni più meridionali degli oceani, la Groenlandia e l'Antartide.

Essa assume un ruolo di primo piano soprattutto per l'alta riflettività rispetto alla radiazione solare e per l'influenza sul livello medio degli oceani, dato che i ghiacci immagazzinano grandi volumi di acqua.

Sia la biosfera terrestre, cioè la vita sulla terra, sia la biosfera marina, ossia la vita negli oceani, giocano un ruolo predominante nel ciclo del carbonio, determinando la concentrazione atmosferica del diossido di carbonio, che è uno dei principali gas serra e contribuisce in modo sostanziale al riscaldamento della superficie terrestre (il cosiddetto effetto serra); in particolare, sono le attività antropiche, quali ad esempio la combustione dei combustibili fossili, a determinare la quantità di diossido di carbonio presente in atmosfera.

Comprendere a fondo i meccanismi del ciclo del carbonio è essenziale ai fini di prevedere come esso, e tutto il sistema climatico, si comporteranno in futuro: i nuovissimi modelli climatici a disposizione della comunità scientifica internazionale sono dei modelli accoppiati clima-ciclo del carbonio proprio al fine di mettere in risalto le strette correlazioni tra i due sistemi.

4.2 LE QUATTRO STAGIONI IN EUROPA E IN ITALIA

Un anno è diviso in quattro stagioni, ognuna delle quali, meteorologicamente parlando, comprende tre mesi interi; esse sono dovute interamente al modo in cui l'asse di rotazione della Terra è inclinato rispetto al piano dell'orbita, detto eclittica.

L'inclinazione dell'asse terrestre è di $23^{\circ}27'$ dalla perpendicolare al piano dell'eclittica e resta fissa nello spazio durante il viaggio della Terra attorno al Sole: questa inclinazione è la causa delle variazioni che avvengono, mese per mese, nella quantità solare che raggiunge ciascuna parte della Terra, quindi della variazione nella durata del periodo di luce diurna nel corso dell'anno alle varie latitudini e dell'andamento stagionale del tempo. Analizziamo ora da vicino le quattro stagioni a livello europeo e sulla nostra penisola.

In *inverno* possono susseguirsi sia le depressioni mediterranee sia l'anticiclone atlantico e quello russo; poiché le depressioni mediterranee, autonome o derivate, interessano di più l'Italia peninsulare ed insulare, ecco che le regioni settentrionali sono poco piovose, ad eccezione di una ristretta zona sulle Venezie nord-orientali, mentre le zone più piovose sono tutte sul versante tirrenico e in Sicilia, poiché direttamente soggette alle correnti

umide a componente occidentale. Nelle località influenzate dal mare si ha però un certo allungamento dell'inverno e ciò le favorisce un po' meno di quanto non lo lascerebbe credere la semplice considerazione dei valori minimi.

A tal proposito facciamo un confronto con i valori termici di Venezia e quelli di Milano: in quest'ultima città la temperatura media di gennaio si abbassa fino a 1,7° mentre a Venezia non scende al di sotto di 3,4°; in marzo però a Milano si hanno già 9,2° mentre a Venezia la media è ancora di 8,6°.

E' quindi evidente che nella località costiera l'influenza del mare frena l'ascesa del termometro dopo il minimo invernale.

Le temperature più basse si raggiungono, a parte le località montane, sulla Pianura Padana per il suo clima continentale, la quale ha anche un altro primato che è quello della nebbia; la rigidità, la forte umidità della zona e la prevalente calma atmosferica sono i fattori favorevoli a questo fenomeno particolarmente persistente quando si ha un'aria di alta pressione sull'Europa centrale o centro-orientale.

Tra i venti più importanti ricordiamo la bora, fredda e violenta, nel golfo di Trieste, la tramontana, il fohn, discendente dalla catena delle Alpi e responsabile di repentini aumenti di temperatura e del dissolvimento delle nubi; frequente è anche il vento di scirocco, che spesso apporta pioggia.

La *primavera* costituisce un periodo di grande variabilità meteorologica: durante il suo corso si hanno profondi rivolgimenti nella distribuzione della pressione, della temperatura e delle masse d'aria; a giornate assolate succedono, spesso bruscamente, "colpi di coda" dell'inverno, con gelate e possibili neviccate al nord.

L'Anticiclone atlantico inizia in questo periodo la sua espansione verso il continente europeo, ma ciò avviene per successivi impulsi e ne conseguono fasi di tempo mite e sereno, e fasi di ritorno di freddo, pioggia e qualche volta neve; l'Anticiclone russo, invece, responsabile dei marcati afflussi di aria fredda, tende a frazionarsi sino a dissolversi completamente entro la prima parte della stagione. Con il progressivo modificarsi della distribuzione della pressione, e di conseguenza della circolazione atmosferica, le grandi perturbazioni provenienti dall'Atlantico tendono a seguire traiettorie sempre più settentrionali: eccole sempre più frequenti e durature fasi di tempo buono sulle regioni meridionali e centrali della penisola, mentre sulle regioni settentrionali, interessate dalle parti meridionali delle perturbazioni che transitano sull'Europa centrale, possono

permanere fasi di tempo incostante e variabile.

Il periodo centrale della stagione primaverile è caratterizzato da un generale aumento dell'instabilità dell'aria con la formazione di nubi cumuliformi ad evoluzione diurna e tipici rovesci e temporali seguiti da rapide schiarite.

L'*estate* è determinata dal predominio dell'anticiclone atlantico che, pur mantenendo il suo massimo in prossimità delle Isole Azzorre, si estende fino ad interessare tutta l'Europa sud-occidentale, parte di quella centrale e quasi tutto il Mediterraneo.

La debole circolazione fa sì che l'aria ristagni inerte anche per lunghi periodi; inoltre, il fenomeno della subsidenza, cioè il lento abbassarsi degli strati d'aria superiori e la conseguente compressione di quelli a contatto col suolo, ne provoca un graduale surriscaldamento.

Queste condizioni contribuiscono unitamente alla serenità del cielo e alla maggiore elevazione del Sole sull'orizzonte, a far salire ovunque sensibilmente la temperatura, che risulta più alta laddove il riscaldamento trovi condizioni ambientali più favorevoli, per esempio nella Pianura Padana, specie nel settore centrale, e nelle regioni meridionali del penisola.

Per la particolare stabilità atmosferica, in estate si ha la prevalenza di venti di brezza: questi, siano di terra, di mare o di lago, costituiscono un gradito sollievo all'afa estiva in quanto mitigano sensibilmente gli eccessi termici caratteristici della stagione.

La nuvolosità, dovuta soprattutto al surriscaldamento diurno, è prevalentemente costituita da nubi cumuliformi; il ripetersi giornaliero di tale nuvolosità, che si addensa specialmente lungo i rilievi montuosi, è indice di tempo stabile.

L'*autunno* inizia solitamente quando una perturbazione, seguita da una marcata corrente d'aria fredda, è dotata di sufficiente energia per scendere abbastanza a sud, invadendo il Mediterraneo occidentale e centrale: con tale evento, l'Italia inizia ad essere interessata da maltempo tipico di questa stagione di transizione e ciò accade il più delle volte nella seconda metà di settembre.

L'attenuazione delle alte pressioni e l'abbassamento della traiettoria delle basse pressioni avviene per gradi irregolari, ma col procedere del mese di settembre, l'influenza benefica dell'anticiclone si fa sempre più debole, mentre prendono sempre più vigore le perturbazioni atlantiche: ecco le prime fasi di moderato maltempo, sino alla prima vigorosa perturbazione della seconda metà di settembre che segna definitivamente l'inizio della

stagione autunnale. In seguito, caratteristiche diventano le depressioni sul Mar Ligure e sul Tirreno e quelle mediterranee, che portano condizioni di maltempo; questo assume una particolare intensità allorquando nelle aree di bassa pressione confluiscono masse d'aria fredda di origine polare e masse d'arie calda e umida di origine mediterranea o tropicale: ecco perché, sulla maggior parte delle regioni italiane, l'autunno è la stagione più piovosa dell'anno.

Solo verso la metà di novembre i lineamenti generali del tempo tendono ad accostarsi sempre più a quelli del tipo invernale.

4.3 QUADRO FISICO DELL'ITALIA

L'Italia non è un 'area omogenea, come lo può essere l'Olanda che è quasi esclusivamente tutta pianura, di fatti essa presenta una prevalenza di zone collinari, che comprendono il 41,6% del territorio, rispetto a zone montuose , circa il 35,2% del territorio, o a zone pianeggianti, 23,2%.

Il suolo italiano è oggi il risultato dell'antropizzazione ed è in parte montuoso, in parte collinare, in parte vulcanico, come le riviere Euganee, in parte endolagunare con dossi, e isole prosciugate dalle bonifiche, con sempre maggiori innalzamenti di argini.

La regione fisica italiana risulta distribuita in tre parti:

- Italia continentale: comprendente il versante meridionale della catena delle Alpi, la pianura padano- veneta e l'Appennino Ligure fino alla linea convenzionale che congiunge la Spezia a Rimini;
- Italia peninsulare: tutta la parte a sud della linea sopra ricordata, fino alla punta Melito in Calabria, che è il punto più a sud della penisola, ed al Capo Santa Maria di Leuca in Puglia;
- Italia insulare: comprendente la Sardegna, la Sicilia, la Corsica (politicamente della Francia) e numerose isole minori, disseminate o raggruppate in arcipelaghi nei mari che bagnano le coste della penisola.

La penisola italiana occupa una posizione mediana tra le tre principali penisole dell'Europa meridionale; essa, infatti, emerge proprio al centro del mar Mediterraneo, con grandi isole e alcuni arcipelaghi.

Nella parte peninsulare e nelle isole sono presenti solo delle piccole pianure spesso situate lungo le coste e alla foce dei fiumi maggiori, presso le quali si sono formate: è il caso, ad esempio, del Tavoliere delle Puglie, del Campidano in Sardegna o della Maremma in Toscana.

Le pianure costituiscono solamente il 23,2% del territorio nazionale; la pianura principale è la Pianura Padana che, da sola, costituisce più di due terzi della superficie pianeggiante italiana: percorsa dal maggiore fiume italiano, il Po, e dai suoi numerosi affluenti, la Pianura Padana si distingue in due fasce, l'alta pianura, che borda i rilievi collinari alpini e appenninici, e la bassa pianura posta al centro ed estesa fino al delta del Po.

La regione italiana, che è compresa tra il 47° ed il 36° parallelo nord e quindi centrata sulle medie latitudini, si trova quasi al centro della zona temperata dell'emisfero boreale; considerando gli attuali confini politici, i punti estremi d'Italia sono:

- a settentrione la Vetta d'Italia nelle alpi Aurine in Alto Adige, a 47° 05' 29 di latitudine Nord;
- a meridione punta Pesce Spada sull'isola di Lampedusa, nell'arcipelago delle Pelagie, a 35°29'24 di latitudine Nord;
- a oriente capo d'Otranto in Puglia, a 18°31'18 di longitudine Est;
- a occidente la rocca Bernauda nelle alpi Cozie, in Piemonte, a 6° 37' 32 di longitudine Est.

Alle nostre latitudini il contrasto tra la fascia costiera e le zone interne si fa veramente stridente quando la barriera montuosa si allunga parallelamente al litorale, perché in tal caso al clima arido o relativamente arido delle regioni interne la fascia litoranea contrappone condizioni particolarmente favorevoli: ha abbondanti precipitazioni, poiché il rilievo frena i venti umidi marini, e gode di mite temperatura anche d'inverno, dato che la barriera orografica lo protegge contro i venti freddi provenienti dall'interno.

In queste condizioni favorevoli si trova la Riviera Ligure, che è riparata dall'Appennino Ligure che, benché molto basso, rappresenta una barriera climatica assai netta, in quanto determina un contrasto molto forte tra la costa ligure e la pianura padana occidentale. Le montagne esercitano anche un'azione diretta sui fenomeni atmosferici, dato che in alcuni casi impongono alle masse d'aria in movimento variazioni di percorso rispetto alla direzione originaria, mentre in altri le incanalano lungo particolari direttrici; un esempio significativo ci è offerto dalle Alpi: durante il periodo invernale e con certe situazioni del tempo, masse d'aria fredda dall'Europa di nord-ovest si dirigono verso il Mediterraneo, incontrando però l'ostacolo delle Alpi e sono costrette ad aggirarle e pervenire sul mare sia da occidente, attraverso la Valle del Rodano, dove generano quel vento freddo e asciutto conosciuto col nome di 'mistral', sia da oriente, dove le Alpi Giulie si abbassano nell'altopiano del Carso, dal quale l'aria fredda scende verso Trieste dando luogo alla ben nota 'bora'.

4.4 QUADRO CLIMATICO IN ITALIA

Dal punto di vista climatico l'Italia è favorita dalla grande massa d'acqua dei mari mediterranei che la circondano quasi da ogni lato, i quali costituiscono soprattutto per la nostra penisola, meno per quelle ellenica, iberica ed anatolica, un benefico serbatoio di calore e di umidità.

Determinano infatti, nell'ambito della zona temperata, un clima particolare detto temperato mediterraneo, ma nonostante tutto il clima nelle diverse regioni italiane non è uguale, ma varia molto.

Il clima in Italia è generalmente temperato, solo raramente si hanno temperature più alte di 40 gradi centigradi d'estate, o temperature inferiori ai 10 gradi sotto lo zero d'inverno; le stagioni sono abbastanza ben definite: l'inverno è generalmente freddo, la primavera piovosa con giornate di sole, l'estate calda e secca e l'autunno sereno, più raramente piovoso, ma mai rigido.

Essendo molto estesa da Nord a Sud, l'Italia può essere divisa in tre fasce climatiche distinte che riguardano il Nord, il Centro e il Sud della nostra penisola.

Il Nord-Italia, ovvero la parte compresa tra le Alpi e l'Appennino Tosco-Emiliano, è la zona meno influenzata dall'azione temperante del mare ed ha un clima molto rigido

d'inverno: nelle città del Nord-Italia, infatti, non sono rare le neviccate nei mesi di Dicembre, Gennaio e Febbraio, mentre l'estate è molto calda, a volte addirittura torrida, e con alti livelli di umidità.

Il Centro dell'Italia, compreso approssimativamente tra la Liguria e Roma, ha un clima temperato, che non presenta grandi differenze tra le stagioni estreme, anche se si può passare da un inverno piuttosto rigido ad una stagione estiva molto calda.

Per quanto riguarda il Sud, che comprende anche le isole maggiori, la Sicilia e la Sardegna, esso presenta un clima secco e generalmente caldo, con scarse precipitazioni e periodi di vera e propria siccità; l'inverno non è mai troppo rigido e l'autunno e la primavera hanno temperature più vicine a quelle estive delle altre zone d'Italia che a quelle invernali.

In quanto detto non rientrano, ovviamente, le zone di montagna, ossia le zone appenniniche del centro e del sud, che hanno un clima più freddo delle pianure, a causa dell'altezza sul livello del mare.

Non bisogna trascurare, infatti, il ruolo che il Mediterraneo, che circonda la penisola su tre lati, ha sul clima italiano; le zone costiere sono meno calde durante l'estate e meno fredde durante l'inverno rispetto alle zone interne: è per questo motivo che gli italiani durante il periodo del caldo estivo, che coincide con il tradizionale tempo delle ferie, lasciano le grandi città per trascorrere le vacanze in località di mare.

Se entriamo nello specifico dell'aspetto climatico, l'Italia si può suddividere, in generale, in sette zone; si può notare il clima alpino, caratterizzato, vista l'altezza, da temperature molto rigide e neviccate abbondanti, specie sul settore nord-occidentale e le temperature che vengono raggiunte sono anche di -35°C .

Le Alpi, catena montuosa che attraversa il Nord-Italia da est a ovest, condizionano molto il clima d'Italia perché fanno da scudo ai venti gelidi da nord e alle perturbazioni; quest'ultimi, se riescono a superarle, possono provocare l'effetto fohn: scendendo giù per i pendii delle Alpi, si riscalda e, anche in inverno, le zone colpite da questo vento, di solito forte, possono raggiungere temperature attorno ai 18°C .

Le zone più colpite sono le regioni nord-occidentali, mentre scendendo più a sud si ha un clima continentale, caratterizzato da estati calde, afose e povere di precipitazioni ed inverni freddi e umidi.

Il settore adriatico vede estati con temperature e tassi d'umidità inferiori ed inverni con temperature leggermente meno basse, le nevicate sono meno numerose ma più abbondanti, parlando sempre in generale; frequenti sono le irruzioni di aria fredda da nord-est, come la tramontana, che portano freddo, secco e sereno.

Il clima ligure ha le estati meno calde d'Italia e inverni molto miti, questo grazie alla forte rilevanza che ha il mare in questa regione, che, probabilmente, è la più piovosa; quando d'inverno spira la tramontana, il golfo ligure è investito da forti venti.

Nel clima tirrenico si possono riscontrare estati calde anche se meno umide di quelle adriatiche, mentre la stagione invernale raramente vede scendere le temperature sotto lo zero lungo la costa; caratteristico di Roma è il ponentino, un vento che in estate allieva i disagi provocati dal caldo.

Per quanto riguarda il clima appenninico, si può dire che esso è molto freddo d'inverno, specie al centro-nord con abbondanti nevicate soprattutto sui versanti esposti ai gelidi venti da nord-est, e fresco d'estate; gli Appennini fermano il brutto tempo che viene dal nord-ovest e per questo la costa adriatica è più secca della costa Tirrenica.

Il clima siculo - calabrese è indubbiamente molto caldo d'estate e molto mite d'inverno: non è infrequente che si raggiungano temperature attorno ai 40°C, mentre le nevicate sono praticamente inesistenti in pianura e non tanto frequenti sugli Appennini e sull'Etna.

Infine il clima sardo è simile a quello tirrenico, una delle sue peculiarità è senz'altro il maestrale, un vento che lì si presenta molto forte, con raffiche che raggiungono anche i 120 km/h, tanto è vero che la Sardegna è l'unica regione italiana in cui si produce energia eolica.

Come abbiamo detto l'aria temperata, o intermedia, costituisce la massa d'aria che maggiormente interessa le regioni italiane in tutte le stagioni dell'anno; per la sua origine zonale, cioè ha origine entro la fascia della zona temperata, può suddividersi in intermedia fredda e intermedia calda, ed entrambi i tipi, poi, si suddividono in marittima e continentale.

L'aria temperata fredda marittima proviene dall'atlantico settentrionale, talvolta dal Canada, e il suo arrivo è preannunciato da forti venti maestrali; dato il suo notevole spessore, riesce a scavalcare facilmente la catena alpina e a dilagare lungo tutta la penisola italiana.

Tale tipo di massa d'aria apporta tempo molto variabile, con alternanza di annuvolamenti anche intensi, accompagnati da rovesci di pioggia o temporali, e da schiarite, specialmente in primavera ed autunno: un tipo di tempo che comunemente viene definito "tempo di marzo".

L'aria temperata fredda continentale giunge sull'Italia soprattutto in inverno dalle gelide pianure russo-siberiane; essa penetra nel territorio italiano attraverso il Golfo di Trieste, accompagnata da sostenuti venti di bora ed apportando in genere tempo freddo e asciutto. Le eventuali precipitazioni risultano per lo più di scarsa entità e, nella maggior parte dei casi, sono a caratteri nevoso.

L'aria temperata calda marittima proviene dall'Oceano Atlantico attraverso la Spagna a il Mediterraneo occidentale; essa apporta generalmente nubi stratificate; piogge leggere ma continue. *L'aria temperata calda continentale* è tipicamente estiva e giunge sul territorio italiano dai Balcani o dalla Turchia; le precipitazioni, con tale tipo d'aria, risultano proprio scarse e si risolvono per lo più con episodi temporaleschi locali.

4.4.1 INQUADRAMENTO DELLA PIANURA PADANA

La Pianura Padana o Val Padana indica propriamente una regione geografica dell'Italia settentrionale che coincide con il bacino idrografico del fiume Po, nelle regioni Piemonte, Lombardia, Emilia Romagna, Veneto e Friuli, comprendendo anche una piccola parte del Canton Ticino; raramente viene usato anche il sinonimo di "bassopiano padano".

Il delta del Po continua ad avanzare ogni anno verso il Mar Adriatico, anche se tale processo è reso molto più limitato dalla presenza di sbarramenti che limitano la portata solida dei fiumi; un tempo era ricoperta da foreste nella parte più umida, bassa pianura, e da brughiere in quella più arida, cioè l'alta pianura.

Di fatto costituisce un tutt'uno con: a nord-est la Pianura Veneta, detta *Pianura padano-veneta*, di origine alluvionale; a sud-est la piccola Pianura romagnola, anch'essa di origine alluvionale, dovuta ai corsi d'acqua che si gettano nel mare Adriatico a partire dal fiume Montone e procedendo verso est.

La superficie occupata dalla Pianura Padana è di circa 45000 chilometri quadrati e comprende due zone con caratteristiche differenti, ossia l'alta e la bassa pianura; vi è una netta distinzione tra le due fasce, differenti non solo per l'altezza, ma anche per la natura

dei terreni, il regime delle acque e la vegetazione.

Ecco un'immagine dal satellite dell'Italia settentrionale e la Val Padana è la zona all'interno dell'ovale rosso.



Fig. 14 L'Italia settentrionale e Val Padana vista da satellite

L'*alta pianura*, detta anche pianura asciutta, si stende ai piedi delle Prealpi e del pedemonte degli Appennini; il suolo è permeabile, composto da sabbie e ghiaie, e non riesce a trattenere l'acqua piovana, la quale penetra per decine di metri sotto la superficie fino ad incontrare uno strato di materiale impermeabile.

Sulle rocce impermeabili l'acqua scorre fino al punto in cui ha la possibilità di riaffiorare dalla falda freatica, dando origine ai fontanili o risorgive; tali sorgenti, grazie alla temperatura costante delle loro acque, compresa tra i 9 e i 12°C, hanno permesso la diffusione nelle aree interessate di particolari coltivazioni a prato chiamate marcite.

In corrispondenza della linea delle sorgive inizia la *bassa pianura*, detta anche pianura irrigua; questa invece ha suoli formati da materiali più fini, argille di solito, impermeabili o poco permeabili, dove le acque ristagnano originando facilmente paludi e acquitrini.

Il clima è caratterizzato da un'ampia escursione termica annuale con temperature medie abbastanza basse in inverno, tra gli 0 e i 4°C, ed alte in estate, da 23 a 25°C; va inoltre detto che nella stagione fredda le temperature minime possono attestarsi anche diversi

gradi al di sotto dello zero nelle ore notturne e, talvolta, permanere negative o prossime allo zero anche nelle ore centrali del giorno, specialmente in caso di nebbia.

In estate invece le temperature massime possono toccare punte di 38 gradi ed anche essere superiori.

La piovosità è concentrata principalmente nei mesi primaverili ed autunnali, ma nelle estati calde e umide sono frequenti i temporali, soprattutto a nord del Po; le masse d'aria che interessano principalmente questa zona sono l'aria artica continentale, l'aria polare fredda marittima e continentale.

L'aria artica continentale arriva in Italia attraverso la cosiddetta "Porta della Bora" e trae la sua origine nel Mar di Barents e nelle zone della Siberia prossime alla calotta polare; viene convogliata verso le nostre regioni dall'anticiclone russo che nella stagione invernale si estende fino alle coste dalmate.

L'aria artica continentale è accompagnata da venti nord orientali di particolare violenza nel Golfo di Trieste e sull'alto Adriatico: durante queste irruzioni il cielo si presenta sereno, l'atmosfera è limpida, la temperatura si abbassa e l'umidità è scarsa.

L'aria polare fredda marittima proviene dall'Atlantico settentrionale ed è convogliata verso le coste europee e la penisola italiana dall'azione congiunta di un anticiclone posizionato sull'Atlantico settentrionale e di una profonda depressione estesa fra le isole britanniche, la Francia ed il Mediterraneo occidentale; giunge nel Mediterraneo attraverso la Valle del Rodano ed i Pirenei dando luogo a venti forti di Maestrale anche sui bacini italiani.

L'arrivo di questa massa di aria è accompagnato da un forte calo della temperatura e da un brusco aumento della pressione atmosferica; l'aria polare fredda marittima è la principale causa delle depressioni che si scavano nel Mediterraneo occidentale che, nel loro movimento verso oriente, provocano un maltempo generalizzato sulle regioni italiane.

Spesso la parte più orientale del flusso d'aria, nel tentativo di aggirare la catena delle Alpi, è costretta a scorrere verso est per sfociare con violenza sull'alto Adriatico attraverso le Alpi Carniche, richiamata dalla depressione esistente sul Mar Tirreno.

Nei mesi estivi, essendo il Mediterraneo protetto dall'espansione dell'anticiclone delle Azzorre, l'aria polare fredda marittima non riesce a raggiungere il Mediterraneo, ma lambisce solamente in maniera marginale le regioni alpine e quelle settentrionali della nostra penisola, provocando temporali nelle ore pomeridiane.

L'aria polare fredda continentale è originaria delle zone occupate dall'anticiclone russo e giunge in Italia quando il bordo occidentale dell'anticiclone si estende fino all'Europa centrale ed ai Balcani; questa massa d'aria è tipica della stagione invernale e giunge sulla penisola italiana attraverso le Alpi Carniche ed Illiriche e, sfociando sull'Adriatico settentrionale, è accompagnata da venti forti da est o nord-est e da cielo terso.

La caratteristica forma a conca o a ferro di cavallo della Pianura Padana fa sì che sia in inverno che in estate vi sia un notevole ristagno dell'aria, con effetti diversi nelle due stagioni e rendendola una delle aree meno ventilate d'Italia.

In inverno infatti, quando vi è un accumulo freddo e scarsità di vento, si forma un cuscinetto freddo che può perdurare anche diversi giorni, specie nelle giornate umide e nebbiose, causando giornate molto rigide e gelo intenso.

Tuttavia in questa stagione vi sono anche diverse giornate più secche, ma comunque sempre rigide, poiché entra direttamente sulla pianura vento freddo da nord-est, cioè dalla "Porta della Bora", e da nord-ovest dalla Valle del Rodano; è proprio la Bora ad essere foriera di perturbazioni fredde provenienti dalle zone polari che possono portare forte maltempo con temperature molto basse e neve.

In alcune occasioni soffia anche il Buran, un vento orientale di origine russa che in certe situazioni riesce a raggiungere la Pianura Padana sferzandola con intense raffiche foriere di neve; per contro, nelle zone ai piedi delle Alpi possono soffiare venti di caduta, occidentali e nord-occidentali in Piemonte e Valle d'Aosta e settentrionali in Lombardia, che oltre a rendere il cielo limpidissimo portano giornate decisamente miti anche in pieno Gennaio. In estate invece l'effetto cuscinetto della Pianura Padana produce effetti opposti, favorendo il ristagno di aria calda e molto umida che produce temperature alte, connesse a tassi di umidità altrettanto alti, che causano giornate molto calde ed afose, specialmente in presenza dell'anticiclone africano; tale umidità, inoltre, tende spesso a scaricarsi sottoforma di violenti temporali e grandine. Si può quindi notare la sostanziale continentalità della Pianura Padana, tuttavia questa regione geografica è una zona di transito tra il tipico clima mediterraneo del sud e quello oceanico o marittimo temperato a nord-ovest; in termini climatologici il clima che caratterizza quasi tutta la Pianura del Po è detto "temperato umido", mentre quello mediterraneo viene definito "temperato secco subtropicale".

Alla luce delle caratteristiche evidenziate, in linea generale, si può definire il clima della Pianura Padana come semicontinentale, con caratteristiche di continentalità molto più marcata rispetto al resto dell'Italia.

La Pianura Padana è limitata a nord e ad ovest dalle Alpi, a sud dagli Appennini e ad est dal mare Adriatico; la particolare orografia, che la vede chiusa tra alte catene montuose e libera solo sul lato orientale, ostacolando in parte i venti e favorendo l'accumulo di forte umidità nell'aria, è causa del noto fenomeno della nebbia: le città con più giorni di nebbia in Italia si addensano infatti attorno al fiume Po, soprattutto verso la zona del delta.

A causa dell'industrializzazione e dell'alta densità di popolazione, particolarmente in Lombardia ma distribuita su tutta l'area di pianura che conta circa 20 milioni di abitanti, dagli anni sessanta è molto cresciuto il problema dello smog e dell'inquinamento dell'aria, che non colpisce solamente le grandi città o le aree industriali, ma che si distribuisce a ricoprire l'intera macroregione.

Se consideriamo l'aspetto della Lombardia notiamo una serie di elementi fisici che incidono profondamente sul clima:

- la presenza dell'Arco Alpino e dell'Appennino, barriere in grado di creare notevoli discontinuità orografiche, conferendo caratteri di elevata stabilità alle masse d'aria della pianura, fenomeno questo che risulta particolarmente evidente nel periodo invernale ed in quello estivo;
- la relativa vicinanza del Mediterraneo, fonte di masse d'aria umida e mite;
- la presenza di tutti i principali laghi prealpini italiani;
- la presenza di una delle maggiori conurbazioni europee, ossia l'area metropolitana milanese.

I telerilevamenti da satellite mostrano come l'inquinamento dell'aria della Pianura Padana sia il più grave in Europa, quarto nel mondo, pari a quello che vede coinvolta la zona del Benelux insieme alla regione della Ruhr; inoltre, a differenza delle altre grandi pianure europee, la Pianura Padana è quasi totalmente coltivata, lasciando spazi irrisori a boschi e altri ambienti naturali.



Fig.15 Inquinamento sopra la Pianura Padana

Per renderci bene conto di quanto la Pianura Padana sia una delle zone più inquinate del mondo basta dare un'occhiata alla foto qui sopra, nonché un'immagine presa dal satellite, e come potete vedere, in effetti, la Pianura Padana non si vede nemmeno e non è nebbia!

LE PRECIPITAZIONI

5.1 LE CARATTERISTICHE

Ho deciso di fare una piccola applicazione sulle precipitazioni in Europa al fine di ricercare corrispondenze tra fattori di tipo fisico o geografico ed elementi ricavati da uno studio statistico dei dati registrati, quindi prima ne tratto le caratteristiche generali e i fattori che le determinano.

La precipitazione è un evento meteorologico complesso e discontinuo, governato principalmente dall'interazione tra due fattori: gli afflussi e la geografia del territorio; la variabilità degli afflussi nel tempo e il loro comportamento all'interfaccia con il suolo determina i differenti caratteri delle precipitazioni e la loro distribuzione spaziale.

Il clima locale dipende dai movimenti delle masse d'aria sul territorio: lo scontro di masse d'aria con caratteri di umidità e temperatura differenti determina la formazione di cicloni ed anticicloni, permanenti e stagionali che governano la climatologia delle piogge in Europa e nel mondo.

La precipitazione è un fenomeno che ha sempre interessato l'uomo in quanto fondamentale per l'esistenza ma, nei suoi valori massimi o minimi, può allo stesso tempo essere causa di disastri ambientali che si ripercuotono, inevitabilmente, sul sistema sociale ed economico.

Le perturbazioni atmosferiche che si verificano alle medie latitudini e che apportano la maggiore quantità di precipitazione si sviluppano nelle zone di convergenza e di contrasto di masse d'aria con diverse caratteristiche di temperatura ed umidità, che ne determinano

l'intensità e il tipo di evoluzione: la circolazione atmosferica generale fa sì che queste masse d'aria si spostino dalle loro regioni d'origine e che vadano ad influenzare il clima delle zone su cui si sono trasferite.

Un esempio è l'aria fredda che si genera durante l'inverno sul Nord America e muta la sua natura durante il transito sull'Atlantico, infatti l'influenza della corrente del golfo fa sì che l'aria si scaldi diventando più umida e instabile; effetto contrario si può notare sull'aria tiepida e umida di origine atlantica che giunge sulle coste europee che, addentrandosi nei freddi bassopiani europei, ne causa il raffreddamento, rendendo l'aria più stabile.

Va precisato che una massa d'aria influenza le regioni di arrivo non con i caratteri peculiari con cui si è originata ma con le caratteristiche che ha assunto durante il suo tragitto.

La temperatura alla quale si verifica la condensazione del vapore acqueo nelle masse d'aria determina la tipologia di precipitazione: pioggia, neve, grandine, nebbia, rugiada e brina.

Per la formazione di pioggia e neve è necessaria la presenza di granelli di polvere sospesi nell'aria che permettano l'agglomerazione delle molecole d'acqua; quando la loro condensazione avviene ad una temperatura superiore agli 0°C e il diametro della goccia supera gli 0.5 mm si ha la pioggia, se invece la temperatura rimane al di sotto degli 0°C , le molecole d'acqua cristallizzano e si trasformano in ghiaccio.

Questi cristalli, attraversando strati d'aria a temperature superiori agli 0°C , fondono e si aggregano nuovamente formando fiocchi di neve che possono raggiungere anche dimensioni notevoli.

Un altro tipo di precipitazione è la grandine: i chicchi di grandine hanno forma sferica e dimensioni estremamente variabili tra i 5 ed i 125 mm, sono costituiti da un nucleo centrale formato da un granello di polvere ed avvolto alternativamente da uno strato di ghiaccio trasparente e da uno strato di ghiaccio opaco.

La grandine si forma quando le gocce di pioggia sono spinte da forti correnti verso l'alto, dove ghiacciano, e poi verso il basso, dove fondono in parte; ad ogni ciclo (ascesa-discesa) si forma un nuovo strato di ghiaccio ed il chicco aumenta di dimensione.

Quando invece la condensazione delle molecole d'acqua presenti nelle masse d'aria si verifica vicino al suolo si ha la nebbia.

Nella stagione calda, durante la notte, quando il suolo si raffredda maggiormente rispetto all'aria, la condensazione delle molecole d'acqua forma la rugiada; nelle notti invernali invece, quando la temperatura si abbassa notevolmente, le molecole d'acqua sublimano

direttamente allo stato solido formando la brina, costituita da piccoli cristalli di ghiaccio. Alla formazione della precipitazione concorrono vari fenomeni i cui meccanismi non sono ancora stati interamente chiariti, e la teoria attualmente ritenuta valida è quella proposta nel 1933 dal meteorologo svedese Tor Bergeron, il quale sosteneva che le precipitazioni possono avvenire solo quando la forza peso delle gocce è maggiore della resistenza offerta dal moto ascendente che ha portato alla formazione della nube stessa e che tende a mantenere le gocce in sospensione.

Sono necessarie centinaia di milioni di goccioline presenti nelle nubi, che hanno diametri dell'ordine dei 10 – 25 μm , per formare una goccia di pioggia, che ha invece dimensioni molto maggiori, con un diametro variabile tra i 500 μm ed i 3000 μm .

5.2 TIPOLOGIE DI ACCRESCIMENTO

Il primo meccanismo ipotizzato per questa trasformazione fu l'accrescimento *per condensazione*, dove l'ascensione delle masse d'aria umida determina la condensazione del vapore acqueo in agglomerati d'acqua detti *gocce*; la formazione di una goccia è quindi un processo non continuo che dipende dalla temperatura e della densità dell'aria e richiede uno stadio di supersaturazione.

Per questa caratteristica il processo è detto di *nucleazione* ed è favorito dalla presenza di particelle solide nell'atmosfera; in ogni caso, anche in assenza di corpi estranei, una volta oltrepassati determinati valori di densità e temperatura si formano delle aggregazioni casuali di molecole d'acqua.

Superata la soglia dello stato di equilibrio tra accoppiamenti e scissioni alcune tra queste aggregazioni riescono a raggiungere una dimensione che consente di formare un nucleo di accrestimento spontaneo.

Il processo di formazione di nuclei allo stato solido con formazione di granuli ghiacciati avviene invece per congelamento delle gocce liquide o, in caso di temperature più basse, per sublimazione del vapore acqueo in granuli di ghiaccio.

La crescita dei nuclei di aggregazione progressiva e le dimensioni finali dipendono dalle condizioni ambientali in cui si trovano; la supersaturazione in atmosfera non è molto alta e quindi non consente una crescita troppo elevata delle gocce e dei cristalli di ghiaccio.

Tuttavia è stato dimostrato che questo fenomeno non può giustificare completamente l'ingrandirsi delle gocce, questo perché la condensazione avviene in presenza di supersaturazione che rende attivi oltre ai nuclei fortemente igroscopici e di grandi dimensioni, anche quelli piccoli, quindi ne consegue che il vapore acqueo non va ad ingrossare le gocce già formate ma si distribuisce su un numero maggiore di nuclei.

Un altro meccanismo è l'accrescimento *per coalescenza*, che si verifica nelle nubi con temperatura superiore a 0°C e dà luogo alle precipitazioni delle fasce intertropicali ed equatoriale; in queste nubi sono presenti gocce molto grosse originatesi su nuclei fortemente igroscopici, come quelli costituiti da cloruro di sodio, mescolate a numerose gocce più piccole formatesi su nuclei di condensazione di altra specie.

Le gocce più grandi, spinte verso l'alto dalle correnti ascendenti, collidono con quelle più piccole e le inglobano, aumentando ulteriormente le loro dimensioni: fino a che le correnti ascensionali riescono a mantenere le gocce in sospensione, queste ultime continueranno ad accrescersi per coalescenza; raggiunta la sommità della nube, dove le correnti sono più deboli e divergono lateralmente, le gocce vengono trascinate verso il basso dalla forza di gravità.

Inizialmente le correnti ascendenti riescono ad arrestare la caduta delle gocce e a spingerle nuovamente verso l'alto, creando così continui saliscendi durante i quali le dimensioni ed il peso delle gocce continuano ad aumentare.

Durante la fase di caduta le gocce più grandi collidono con solo una parte delle goccioline incontrate sul loro cammino perché alcune di esse vengono allontanate dal flusso d'aria che si genera attorno alla goccia più grande.

In realtà la semplice collisione non garantisce il verificarsi del fenomeno di coalescenza: esperimenti in laboratorio indicano che l'efficienza di coalescenza si avvicina all'intero se le goccioline sono cariche elettricamente o se si è in presenza di un campo elettrico.

Queste condizioni si verificano quasi sempre nelle nubi, in particolar modo in quelle a sviluppo verticale, quindi spesso l'efficienza di collezione coincide con quella di collisione.

È stato dimostrato che il fenomeno di crescita per coalescenza è favorevolmente influenzato dalla presenza di moti turbolenti, che permettono alle gocce di collidere e fondersi più rapidamente di quanto non avvenga all'interno di un'atmosfera in quiete: i vortici d'aria fanno sì che le gocce si concentrino in gruppi più densi, aumentando così la

frequenza delle collisioni. Inoltre le gocce più grandi subiscono un ulteriore accrescimento a spese delle gocce più piccole, a causa della differenza di tensione di vapore, infatti le gocce a diametro maggiore perdono meno molecole per evaporazione di quelle a raggio minore.

L'ultimo meccanismo è l'accrescimento *per cristalli di ghiaccio*, processo che si verifica nelle nubi fredde, dove la temperatura è inferiore a 0°C, o in nubi miste, dove sono presenti sia goccioline sopraffuse che particelle di ghiaccio.

Quando la temperatura della nuvola è sufficientemente bassa il vapore contenuto nell'aria circostante diventa saturo rispetto all'acqua e le goccioline non mostrano alcuna tendenza né ad accrescere né ad evaporare.

La presenza degli aghetti di ghiaccio destabilizza questa situazione di equilibrio perché la tensione di vapore in corrispondenza di saturazione è minore sul ghiaccio rispetto all'acqua e quindi le molecole d'acqua, a parità di temperatura, abbondono più facilmente una superficie piana liquida che una ghiacciata.

Il vapore in atmosfera può trovarsi in condizioni non sature rispetto alle goccioline d'acqua, ma già in condizioni di sovrasaturazione rispetto ai cristalli di ghiaccio: la coesistenza di queste due condizioni favorisce un continuo passaggio delle molecole di vapore che dalle goccioline vanno a depositarsi sui cristalli di ghiaccio.

Questi ultimi si accrescono progressivamente e, a causa del loro peso, cadono con notevole velocità urtando all'interno della nube le gocce ed i cristalli che hanno dimensioni e velocità di caduta minori; negli urti numerosi cristalli di ghiaccio e gocce aderiscono al cristallo più grande, congelandosi al suo contatto.

Avviene quindi nuovamente un fenomeno di coalescenza, che porta alla formazione di grossi cristalli dalla cui unione hanno poi origine i fiocchi di neve; questi cristalli arrivano al suolo come tali se la temperatura degli strati più bassi dell'atmosfera rimane sotto zero, mentre si trasformano in grosse gocce d'acqua se la temperatura è superiore.

La forma dei cristalli di ghiaccio è molto variabile poiché le modalità di accrescimento del cristallo, e dunque la sua forma finale, dipendono essenzialmente dalle condizioni di temperatura ed umidità e dal grado di sovrasaturazione delle masse d'aria in cui avviene la crescita e non dalla sua forma iniziale.

5.3 CLASSIFICAZIONE DELLE PRECIPITAZIONI

Poiché il raffreddamento delle masse d'aria necessario per la condensazione, e quindi per la formazione della pioggia, può avvenire in modi diversi, è ovvio che vi siano geneticamente diversi tipi di precipitazioni, i quali per altro non sempre si distinguono nettamente l'uno dall'altro.

Per questo motivo una classificazione delle precipitazioni non può che fondarsi sui processi di formazione della pioggia, riconoscendo principalmente piogge convettive, piogge cicloniche e piogge di ascendenza forzata, note maggiormente come precipitazioni orografiche.

Le *piogge convettive* sono determinate da un movimento verso l'alto di aria umida fino al livello di condensazione causato dal forte riscaldamento della superficie terrestre; le condizioni ideali per questo tipo di precipitazione si hanno nella zona equatoriale, durante tutto l'anno, sia sui continenti che sui mari purché non attraversati da correnti fredde.

All'equatore, quando il riscaldamento superficiale si fa molto intenso, nelle ore intorno a mezzogiorno l'ascesa dell'aria porta alla formazione cumulonembi, alti qualche chilometro, che danno precipitazioni abbondanti; queste cessano poco prima del tramonto del sole, che avviene generalmente con cielo terso ma con atmosfera ancora ricca di umidità.

Le piogge convettive si possono sviluppare non solo quando vi è forte calore nel suolo e abbondante umidità in senso assoluto, ma anche in presenza di una struttura aerologica e una situazione sinottica che favoriscono l'ascesa verticale.

Le *piogge cicloniche*, caratteristiche delle zone extratropicali, sono legate a depressioni che si muovono generalmente da ovest verso est e che nascono dal contrasto tra masse di aria calda, di origine tropicale, e masse di aria più fredda, provenienti dalle alte latitudini.

Per genesi e manifestazione le piogge cicloniche potrebbero essere confuse con le piogge convettive; tuttavia è presente una differenza sostanziale: mentre nelle piogge convettive l'impulso ascensionale è di tipo termico, nelle piogge cicloniche è di tipo dinamico, in quanto l'aria calda è spinta verso l'alto dall'aria fredda e pesante che scorre al suolo.

Le precipitazioni che derivano da un fronte caldo sono prolungate e spazialmente estese ma a bassa intensità, mentre quelle generate da un fronte freddo sono caratterizzate da durata minore ma da maggiore intensità.

Un altro tipo di precipitazione che segue la stessa legge fisica dell'ascesa, del raffreddamento e della condensazione, è costituito dalle *piogge orografiche*, che si originano quando una massa d'aria, in movimento orizzontale, è costretta ad una ascendenza forzata per l'ostacolo di un rilievo. Le condizioni ideali per determinare abbondanti piogge di questo tipo si hanno quando una barriera montuosa relativamente continua si allunga parallelamente alla costa e in vicinanza di questa, e quando i venti provenienti dal mare la investono con un angolo molto vicino ai 90°: a livello europeo, si possono citare i Velebiti e le Alpi Dinariche nella Jugoslavia, la zona orientale dell'Appennino Ligure e le Alpi Apuane in Italia.

In queste condizioni si realizza una differenza assai marcata tra il versante sopra vento, dove l'ascesa forzata determina grandi quantitativi di precipitazioni, e quello sotto vento, che risulta invece caratterizzato da scarsità di pioggia o addirittura da aridità.

È necessario tuttavia specificare che gran parte delle precipitazioni che avvengono in quota non hanno origine puramente orografica ma hanno una genesi più complessa, a cui contribuiscono diversi fenomeni:

- La formazione di correnti ascendenti lungo i fianchi del rilievo a causa del forte riscaldamento del terreno;
- La tendenza all'ascesa propria di certe masse instabili, accentuata dalla presenza della montagna;
- Il verificarsi dell'effetto di blocco esercitato dai rilievi sui cicloni in movimento, che causa piogge abbondanti anche a bassa quota.

5.4 MISURA DELLE PRECIPITAZIONI

La precipitazione può essere misurata attraverso due differenti modalità:

- Misura classica e puntuale della precipitazione al suolo, attraverso strumenti come i pluviometri, i pluviografi ed i disdrometri;
- Misura areale della precipitazione, attraverso nuovi sistemi di misura non massica, come il radar ed il lidar da terra e sensori remoti in diverse bande da satellite

Per la mia applicazione, abbiamo deciso di utilizzare i dati provenienti da misure di pioggia al suolo, ottenute dai pluviometri; questa scelta è stata adottata per i seguenti motivi:

- *Disponibilità dei dati:* i dati ottenuti dalle rilevazioni via satellite, tecnica ancora sperimentale, hanno una risoluzione troppo bassa per effettuare analisi di questo tipo, mentre i dati registrati tramite il radar sono insufficienti.
In Europa non sono ancora disponibili reti di rilevamento radar abbastanza fitte da permettere la raccolta di dati di buona qualità, inoltre il radar è uno strumento di misura indiretto perché non effettua la misura direttamente sul fenomeno da quantificare (la precipitazione) ma su un altro parametro ad essa collegato, l'acqua precipitabile, definita come la quantità massima di pioggia che può cadere se vengono soddisfatte le condizioni favorevoli per la precipitazione; è lo spessore di acqua liquida, risultante dalla condensazione di tutto il vapore acqueo contenuto in una colonna verticale di atmosfera. Invece il pluviometro è uno strumento diretto, che misura esattamente la quantità di pioggia che raggiunge il suolo.
- *Utilizzo dei dati.* Questa analisi necessita di dati puntuali e non di misure areali e ciò riduce la scelta ai soli strumenti che forniscono misure locali di precipitazione: disdrometri e pluviometri e disdrometri, i quali però vanno esclusi in quanto non vengono ancora utilizzati a causa del loro costo elevato, nonostante siano i migliori sensori oggi disponibili.
- *Disponibilità di serie storiche.* Per la mia applicazione è stato necessario esaminare serie storiche di 30 anni di dati; ciò sarebbe stato impossibile se avessimo considerato invece dei pluviometri gli altri strumenti, in quanto si tratta di tecnologie troppo recenti.

La precipitazione è un fenomeno discontinuo sia in termini spaziali che temporali, infatti un determinato episodio interessa solo limitate porzioni del globo terrestre per brevi periodi di tempo.

Quando si analizza una registrazione di un evento di precipitazione al suolo in un punto dello spazio l'andamento temporale presenta un'elevata intermittenza e risulta molto irregolare; il segnale si caratterizza come un rumore poco correlato sia con altre variabili meteorologiche sia con sé stesso ai passi temporali precedenti.

Questa caratteristica si manifesta inoltre indipendentemente dalla scala temporale utilizzata nell'analisi perché il tempo di correlazione del tasso di pioggia è molto modesto, compreso tra poche decine di minuti e non più di un'ora.

La causa di questo comportamento imprevedibile viene attribuita alla complessità dei controlli meteorologici ed alla elevata variabilità del fenomeno nello spazio e nel tempo. Considerando però periodi abbastanza lunghi si nota che la pioggia non si ripartisce in modo discontinuo o aleatorio ma segue una logica imposta da fattori meteorologici e geografici, come la circolazione generale dell'atmosfera, la presenza di rilievi, la distanza dal mare: per queste ragioni è indispensabile per uno studio climatologico delle precipitazioni disporre di osservazioni che si estendono su un periodo di tempo molto lungo, affinché i campioni siano statisticamente significativi.

5.5 VARIAZIONI TEMPORALI DELLE PRECIPITAZIONI

La quantità delle precipitazioni va soggetta a variazioni periodiche e non periodiche; le prime, che comprendono l'andamento giornaliero e quello annuo, non sono altrettanto costanti come nel caso della temperatura, perché vi influiscono molteplici fattori meteorologici di estrema variabilità.

La periodicità delle precipitazioni non solo costituisce uno degli elementi più importanti per caratterizzare i vari tipi di clima, ma è anche di grande importanza per la vegetazione naturale e per le colture, oltre che per varie attività economiche che vi sono collegate, come il traffico o il turismo delle zone montane e dei litorali.

L'andamento giornaliero delle precipitazioni non appare ben definito in tutte le località, perché è turbato dalla variabilità di breve periodo dipendente dalle situazioni meteorologiche, tuttavia per alcune aree un regime diurno, almeno in una parte dell'anno, appare chiaramente individuato.

Nelle zone equatoriali ed intertropicali le piogge convettive si manifestano di pomeriggio, oppure raggiungono in tale momento la maggior intensità, e cessano alla sera; nelle latitudini extratropicali si possono distinguere un regime marittimo, con massimo delle piogge nelle ore notturne e antimeridiane, e un regime continentale con precipitazioni più abbondanti nel tardo pomeriggio.

Le aree non troppo lontane dall'oceano e che pertanto ne subiscono l'influenza almeno nella stagione invernale, presentano durante quest'ultima un regime diurno di tipo marittimo, mentre in estate l'andamento giornaliero della pioggia è decisamente di tipo continentale.

Nei climi marittimi il massimo notturno si spiega tenendo presente il fatto che la superficie del mare conserva il calore anche nelle ore notturne e perciò è in grado di imprimere agli strati bassi dell'aria una certa spinta ascensionale, accentuata dal fatto che gli strati superiori si raffreddano rapidamente dopo il tramonto, di conseguenza si ha una turbolenza notturna che provoca o per lo meno accentua le precipitazioni.

Per quanto riguarda il massimo pomeridiano delle aree continentali, è facile intuire che esso ha origine dalla convezione termica dovuta all'intenso riscaldamento del terreno.

Di gran lunga più importante, dal punto di vista climatologico, è l'andamento annuo delle precipitazioni, originato dai fatti essenziali della circolazione atmosferica generale e dalle variazioni in latitudine che subiscono le fasce dei venti nel corso dell'anno.

La distribuzione mensile della pioggia assume particolare importanza dal punto di vista della vegetazione, perché si è notato che in due zone diverse con egual totale annuo il manto vegetale non è uguale se in una le piogge si concentrano in pochi mesi e nell'altra sono invece ben distribuite nel corso dell'anno, se c'è o no una stagione arida e se questa coincide o meno con il periodo vegetativo.

Data questa particolare importanza del regime pluviometrico, la maggior parte dei climatologi se ne sono serviti come criterio di differenziazione dei climi, specialmente nell'ambito della zona intertropicale.

Quando si esamina il regime annuo è necessario eliminare due inconvenienti che falsano il raffronto fra località diverse, e cioè da un lato le differenze, anche notevoli, che possono esistere nei totali mensili delle precipitazioni delle stazioni che si considerano, e dall'altro la diversa lunghezza dei mesi.

APPLICAZIONE SULLE PRECIPITAZIONI EUROPEE

6.1 REPERIMENTO DATI

Ai fini della mia applicazione è necessario disporre di serie storiche di dati inerenti la precipitazione lunghe almeno trent'anni.

La ricerca si è rivelata difficoltosa, in quanto ostacolata da diversi fattori, che hanno condizionato la scelta delle località europee utilizzate nella trattazione:

- Irreperibilità dei dati;
- Mancanza di serie storiche sufficientemente lunghe;
- Inadeguatezza e pessima qualità dei dati.

Ho deciso di usufruire del dataset internazionale messo a disposizione dall'European Climate Assessment & Dataset, progetto nato nel 2003 che si propone di fornire dati giornalieri di diversi parametri meteorologici al fine di monitorare e analizzare gli andamenti climatici dell'Europa e del Medio Oriente: attualmente contribuiscono a questa iniziativa sessantadue Paesi, per un totale di 3357 stazioni di rilevamento meteorologico. Per ogni serie di dati vengono riportate le informazioni riguardanti la stazione di provenienza: coordinate, elevazione, uso del suolo e foto identificativa.

Per avere serie storiche sufficientemente lunghe, ho utilizzato le serie *blended*, ossia derivanti dall'unione di più serie incomplete prese da stazioni di rilevamento meteorologico diverse ma rispondenti a precisi requisiti spaziali:

- Le stazioni devono essere posizionate ad una distanza massima di 25 km;
- L'elevazione delle stazioni non deve differire per più di 50 m.

Inoltre, per ovviare alla mancanza dei dati per gli anni più recenti, causata dalla necessità di un controllo qualità e di archiviazione degli stessi, nella maggior parte delle serie temporali è stata introdotta una procedura automatica di aggiornamento basata su dati giornalieri da messaggi Synop che vengono distribuiti in tempo reale attraverso il Global Telecommunication System GTS.

Tutti i dataset presenti nel database sono stati sottoposti a rigorosi test di omogeneità da parte del team di progetto ECA&D mediante la metodologia ideata da Wijngaard et al. (2003) che consiste nell'applicazione di quattro test statistici:

- Standard Normal Homogeneity Test (SNH, Alexandersson, 1986);
- Buishand Range test (BHR, Buishand, 1982)
- Pettitt test (PET, Pettitt, 1979)
- Von Neumann Ratio test (VON, Von Neumann, 1941)

Per questa applicazione, dal database ECA&D abbiamo prelevato serie storiche localizzate nei seguenti Paesi: Norvegia, Finlandia, Svezia, Irlanda, Francia, Olanda, Germania, Belgio, Polonia, Austria, Ucraina, Regno Unito, Romania, Ungheria, Croazia, Italia, Slovacchia, Spagna e Portogallo.

Dopo aver appurato la bontà di tutti i dati, espressi in decimi di millimetro, e verificato l'esistenza di un intervallo temporale comune a tutte le stazioni, ho scelto di analizzare quelle che disponevano di dati dal 1 gennaio 1976 al 31 dicembre 2008 e che si trovavano ad una quota compresa tra i 50 m s.l.m. e i 250 m s.l.m., in modo da evitare dati troppo discontinui, poiché la mia analisi si svolge su un'area troppo ampia per poter considerare la variabilità data dalla differenza di elevazione delle stazioni, che invece deve essere studiata ad un grado di dettaglio molto elevato.

Ho quindi raccolto dati per un totale di 49 stazioni europee di rilevamento pluviometrico, distribuite come mostra la seguente Figura:



Fig.16 Distribuzione delle 49 stazioni di rilevamento pluviometrico europee considerate

6.2 ELABORAZIONE DEI DATI

Ho importato in Excel i dati giornalieri, in decimi di millimetro, acquisiti dal database, suddividendoli per stazione di rilevamento; in seguito, poiché l'analisi si sviluppa a livello europeo non c'è la necessità di utilizzare dati giornalieri in quanto le grandi distanze a cui si trovano le stazioni rendono superfluo tale grado di dettaglio, quindi li ho così trasformati in dati annuali, più adatti al mio scopo, calcolando la cumulata annuale, ossia sommando tutti i dati giornalieri anno per anno.

A questo punto per ogni singola stazione, prendendo come riferimento le cumulate annuali, ho stimato i principali parametri statistici, ovvero la media, la deviazione standard, la varianza e la mediana; ho raccolto tutti insieme questi dati per avere una visione completa di tutte le stazioni nel periodo considerato.

Per avere un quadro della distribuzione delle zone piovose presenti in Europa si è deciso di effettuare una classificazione soffermando la nostra attenzione solo sulla media delle singole stazioni: si è suddiviso i valori medi in classi di egual intervallo, si è assegnato alle stazioni della stessa classe uno specifico colore rappresentativo e si è riportato la suddivisione di quest'ultime in Google Earth, simbolicamente rappresentate da dei segnaposti appositamente colorati, in modo da evidenziare un eventuale correlazione tra le classi trovate e la posizione geografica delle stazioni.

A seconda della latitudine si possono avere diverse tipologie e distribuzioni di precipitazione in quanto il fenomeno meteorico è determinato dalla quantità di radiazione solare ricevuta e dall'angolo di incidenza dei raggi.

6.2.1 CLASSIFICAZIONE DI STURGES

Per avere un'indicazione sul numero di classi, e sull'intervallo di ciascuna di esse, ho usufruito dell' algoritmo per la divisione automatica di Sturges, uno dei molti strumenti offerti dalla Statistica descrittiva con l'obiettivo di organizzare e riassumere in modo significativo i dati raccolti per evidenziare gli aspetti rilevanti e descrivere le caratteristiche di un insieme di dati.

Questa tipologia di classificazione è definita da un algoritmo oggettivo, se così si può dire, piuttosto che soggettivo, il quale opta per classi di equi ampiezza invece che per classi con lo stesso numero di elementi al proprio interno.

La formula per ricavare il numero di classi è la seguente:

$$C = 1 + 10/3 * \log_{10} (N)$$

dove : C = numero delle classi

N = numero di osservazioni.

Per quanto riguarda l'ampiezza di ciascuna classe, la formula che è stata presa in considerazione è:

$$\frac{x_{(n)} - x_{(1)}}{\log_2 n + 1} = H$$

dove: $x_{(n)}$ = valore massimo

$x_{(1)}$ = valore minimo

n = numero di osservazioni

H = ampiezza delle classi

Nello specifico, si è ordinato i valori medi delle varie stazioni in ordine crescente, dopodiché, inserendo gli opportuni valori di massimo, di minimo e il numero delle mie osservazioni, ossia le 49 stazioni, si è così ottenuto il numero delle classi e la loro rispettiva ampiezza; nel dettaglio:

$$C = 6 \text{ classi}$$

$$H = 313,5$$

Ottenuti questi due parametri ho quindi opportunamente diviso le medie in sei classi di equi ampiezza; a queste sei categorie ho associato sei diversi colori, con cui ho identificato sul mio supporto grafico le stazioni analizzate:

- Colori bassi: BLU SCURO e VERDE
- Colori neutri: GIALLO e ARANCIONE
- Colori alti: ROSA e ROSSO

Qui di seguito riportiamo delle immagini una tabella riassuntiva dove sono ben visibili sia le classi con il colore rappresentativo, sia i corrispondenti intervalli.

STAZIONE	MEDIA
PECS POGANY (HUNG)	141,5
ZARAGOZZA (SPA)	310,5
ALICANTE (SPA)	321,0
GALATI (ROM)	480,2
ESKDALEMUIR (ING)	491,5
SODANKYLA (FIN)	508,4
HURBANOVO (SLO)	529,4
MARSEILLE (FRA)	538,2
SPIEDLCE (POL)	538,7
LUGANSK (UCR)	541,8
PAJALA (SWE)	573,3
POTSDAM (GER)	586,4
JUNSELE (SWE)	587,7
BERLIN (GER)	592,3
MALILLA (SWE)	593,3
BUCARESTI (ROM)	601,4
JENA STERNWARTE (GER)	601,8
KOSICE (SLO)	607,1
JYVASKYLA (FIN)	617,2
BRETIGNY (FRA)	617,9
WADDINGTON (ING)	627,5
FRANKFURT (GER)	628,2
OXFORD (ING)	634,5
KIEV (UCR)	635,9
BAMBERG (GER)	637,9
PARIS (FRA)	640,0
WIEN (AUS)	649,1
BRIZE NORTON (ING)	680,4
AUXERRE (FRA)	713,1
LISBOA GEUFISICA (POR)	742,1
MILANO (ITA)	760,5

STAZIONE	MEDIA
KARLSRUHE (GER)	780,1
MAASTRICHT-2 (NET)	787,4
UBACHSBERG (NET)	825,5
BIRR (IRE)	839,4
ZAGREB-GRIC (CRO)	839,7
UCCLE (BEL)	864,5
VALKENBURG (NET)	873,4
EPEN (NET)	892,4
BOLOGNA (ITA)	969,9
VIKISOGN III (NOR)	1114,1
TORUP (SWE)	1121,2
OSTAS I HEGRA (NOR)	1185,1
LERWICK (ING)	1201,6
PORTO (POR)	1220,6
RIJEKA (CRO)	1552,0
MESTAD I ODDERNES (NOR)	1661,9
SVILAND (NOR)	1917,1
BAKKE (NOR)	2022,8

Tabella 1: Riepilogo delle classi di stazioni pluviometriche considerate, con il colore rappresentativo, e i corrispondenti intervalli

Ecco, nello specifico, i valori che delineano l'intervallo di ciascuna classe:

- Classe color BLU SCURO : da 141,5 a 455
- Classe color VERDE : da 455,1 a 768,6
- Classe color GIALLO : da 768,7 a 1082,2
- Classe color ARANCIONE : da 1082,3 a 1395,8
- Classe color ROSA : da 1395,9 a 1709,4
- Classe color ROSSO : da 1709,5 a 2022,8

6.3 ANALISI DEI RISULTATI

Abbiamo riportato questa classificazione in Google Earth in modo da evidenziare un eventuale correlazione tra le classi trovate e la posizione geografica delle stazioni: le stazioni appartenenti alla medesima categoria presentano il segnaposto dello stesso colore.



Fig. 17 Visione d'insieme dei risultati della classificazione di Sturges

Da questa mappa si può osservare che:

- La classe maggiormente rappresentata risulta essere quella che corrisponde al colore VERDE, le cui stazioni hanno un valore medio delle precipitazioni, nel periodo di tempo considerato, compreso tra i 455,1 mm a 768,6 mm; come si può ben notare però la loro distribuzione non è assai omogenea, di fatti oltre ad una forte concentrazione nel centro del territorio europeo si hanno molte stazioni sia nel Regno Unito che più a nord, in Svezia e in Finlandia.
- Molto unitaria e omogenea risulta la zona che include l'Olanda e il Belgio, dove le stazioni prese in considerazione presentano tutti valori medi di precipitazione compresi nella fascia neutra della classificazione, rappresentata dal colore GIALLO, in un intervallo di dati che va da 768,7 mm a 1082,2 mm.
- Le zone meno piovose, segnalate in figura da dei segnaposti di colore BLU SCURO, sono le stazioni spagnole di Alicante e Saragozza, e la stazione in Ungheria di Pecs-Pogany che hanno rilevato precipitazioni medie inferiori ai 455 mm; quest'analisi dovrebbe teoricamente dipendere dal percorso che le perturbazioni devono fare per giungere in queste zone, le quali sono protette dall'orografia.
- L'area più piovosa, ad eccezione della stazione di Rijeka in Croazia, è quella norvegese, in particolare le stazioni situate nel sud della Norvegia, puntualizzate dai segnaposti di colore ROSA e ROSSO; in queste località i livelli medi di precipitazione rientrano nell'intervallo che va dai 1709,5 mm ai 2023 mm, e probabilmente imputabili all'umidità presente sul territorio, derivante dalla Corrente del Golfo.
- Le stazioni di Porto, Saragozza, Marsiglia, Bologna e Rijeka, nonostante si trovino all'incirca alla stessa latitudine, sono caratterizzate da valori medi di precipitazione differenti: questo fatto è riconducibile alle diverse posizioni delle stazioni nei confronti di mari e rilievi.
- Nella stazione di Pecs Pogany, situata nella Pianura Ungherese, la quantità di precipitazione media rilevata, cioè 141,5 mm, è abbastanza sospetta poiché questi valori sono inferiori ai livelli di Riad in Arabia Saudita; mi sarei aspettato valori di precipitazione oscillanti tra i 300-350 mm, perciò la questione dovrà essere approfondita.

E' di fondamentale importanza, in quest'analisi terminale, riprendere la circolazione atmosferica sull'Europa, regolata dalla presenza di centri ciclonici permanenti che stazionano sull'area nordatlantica, come il ciclone islandese, più forte in inverno a causa dell'escursione termica più marcata tra Groenlandia ed oceano, e l'anticiclone delle Azzorre, più esteso e intenso in estate; inoltre in inverno l'Europa può risultare sotto l'influenza dell'anticiclone asiatico stagionale e della depressione che va dall'Atlantico al Mediterraneo.

La Spagna è investita da due tipi di circolazione: una determina situazioni piovose sui Paesi Baschi, ma che già nelle vicinanze di Madrid e Toledo si affievolisce; l'altra che coinvolge il sud della Spagna ed è presente solo nella stagione invernale, lasciando per gran parte dell'anno il territorio in condizioni di siccità.

Per questi motivi la circolazione superficiale in Spagna tende a sparire, ad evaporare, nel periodo estivo; si ragiona dunque in termini di frequenza ed intensità, nel senso che le precipitazioni, benché intense, se sono rare durante l'annata non influenzano gran che: ecco giustificati i bassi valori di precipitazione rilevati nelle stazioni di Saragozza ed Alicante.

In Norvegia le grandi quantità di precipitazioni, raccolte specialmente lungo la costa ovest, sono giustificate da diversi fattori come la vicinanza del Ciclone Islandese, il transito della Corrente del Golfo calda che evapora, la presenza massiccia di rilievi che ostacolano la circolazione e la grossa influenza dei Grandi Laghi Svedesi.

La differenza precipitazionale tra le località inglesi, scozzesi ed irlandesi, è la discontinuità terra-mare, cioè l'alta circolazione invade la Scozia, l'Irlanda ed il Galles, mentre l'Inghilterra è più protetta; la differenza sta appunto nell'intensità dell'evento piovoso e non nel numero dei giorni che piove: lo dimostra il fatto che in Inghilterra piova per tanti giorni ma la quantità di pioggia complessivamente caduta sia relativamente poca.

La circolazione zonale ovest-est tende ad entrare sulla Danimarca dove la situazione precipitativa è simile a quella dell'Olanda: dalla mappa si nota una ripresa d'intensità della perturbazione che, dopo aver attraversato il Regno Unito, sorvola un braccio di mare con acque sì fredde, ma non freddissime come quelle del Mare del Nord e Baltico, apportando una buona quantità di pioggia.

Entrando poi centralmente nel territorio europeo, in Germania, Slovacchia, in Ucraina e Romania, possiamo vedere un evidente addensamento di stazioni con valori di precipitazione medio bassi, rappresentate da dei segnaposti verdi: questa distribuzione è giustificata dal fatto che ci stiamo allontanando dai centri perturbativi, i quali tendono a morire sul Mar Nero.

CONCLUSIONI E SVILUPPI FUTURI

In questo lavoro si è cercato di analizzare gli aspetti fondamentali del clima, i suoi componenti, le sue variazioni e problematiche, valutando anche la presenza in ambito generale dei cambiamenti climatici, avvenuti su scala globale; gli studiosi indicano che l'aumento della temperatura terrestre è inconfutabile anche se vi sono delle difficoltà nel valutare i possibili scenari futuri data la complessità del sistema analizzato.

Come molti studiosi hanno affermato, i cambiamenti sul nostro pianeta sono da attribuirsi a molteplici cause, tra le quali la variazione della radiazione solare, dell'inclinazione dell'asse terrestre e del moto di precessione terrestre; oggi il valore aggiunto è l'aumento dei gas serra, ritenuti i maggiori responsabili dell'aumento termometrico terrestre, ha incrementato ed accelerato il fenomeno in maniera sensibile.

Quindi il cambiamento climatico è stato accertato poiché misurato e dipende principalmente da due possibili cause: la produzione di gas serra, che può essere rimossa, mentre la causa naturale che non si può escludere è quella connessa alla variazione dei parametri astronomici.

Dopo aver esaminato i vari aspetti globali del clima ed inquadrata successivamente la situazione in Italia in linea generale, si è focalizzata l'attenzione sulla distribuzione delle precipitazioni in Europa negli ultimi decenni: ho raccolto dal database ECA&D i dati delle precipitazioni di alcune stazioni pluviometriche distribuite sul territorio europeo degli ultimi decenni, per ciascuna si è stimata la media, classificate in classi di egual intervallo mediante l'algoritmo di Sturges, ed infine si è tentato di dare una spiegazione logica agli scenari di distribuzione delle precipitazioni che si sono venuti a creare sull'area interessata alla mia applicazione. Questa divisione in classi descrive una possibile realtà della distribuzione delle precipitazioni in Europa poiché l'intervallo di ciascuna di queste classi

è troppo ampio, nel senso che racchiude al suo interno differenze troppo grandi di valori medi di precipitazione: permangono dei dubbi sull'autenticità dei risultati ottenuti e di conseguenza sarebbe meglio approfondire il tutto.

D'altra parte le maggiori oscillazioni pluviometriche notate negli ultimi decenni rispetto al passato, cioè all'inizio della serie storica analizzata, devono sicuramente dipendere dalla differente variazione delle condizioni climatiche globali causate sia dall'uomo che dai processi naturali in evoluzione.

Per suffragare questa ipotesi sarà sicuramente necessario monitorare anche in futuro i valori di precipitazione così da poter verificare che l'aumento o la diminuzione osservata negli ultimi anni sia effettivamente connessa al cambiamento climatico e non sia, al contrario, dipendente solamente da fattori casuali.

Gli sviluppi futuri sono dunque legati all'estensione del numero di stazioni, all'intervallo più ridotto delle classi ed ad un periodo di anni maggiore, cioè almeno cento, dal quale poter recepire i dati relativi alle precipitazioni.

Queste difficoltà riscontrate possono essere dovute a molti fattori, come la carenza e la scarsa qualità dei dati reali disponibili, soprattutto per alcune zone, oppure stazioni situate a fondovalle che difficilmente rappresentano la realtà circostante; inoltre anche la scelta di non considerare stazioni ad orografia complessa ha limitato i risultati ottenuti.

Va sempre e comunque tenuto presente che le analisi svolte utilizzano strumenti di tipo statistico, che per quanto affidabili possano essere, contengono al loro interno una percentuale di incertezza che non consente mai di reputare come assolutamente certo un qualsiasi risultato ottenuto.

L'affidabilità di una qualunque previsione relativa ad uno scenario futuro richiede necessariamente un'assunzione di ipotesi iniziale, quale l'evoluzione di alcune componenti sociali, economiche e ambientali, che costituiscano una sorta di quadro di riferimento allo scenario stesso.

Si spera che in futuro il database ECA&D si arricchisca di nuove serie storiche, vengano migliorate le tecnologie di misurazione e di conseguenza anche la qualità dei dati rilevati: a tale proposito è opportuno sottolineare la maggior affidabilità dei disdrometri rispetto ai pluviometri, di contro però quest'ultimi portano ad un risparmio notevole dei costi d'esercizio.

BIBLIOGRAFIA

Le fonti utilizzate in questo elaborato sono state principalmente indirizzi internet, alcuni di rilevanza maggiore, ma anche *testi scritti/lucidi* importanti come:

- Pinna M. 1977. Climatologia, ed. UTET
- Pinna M. 1978. L'atmosfera e il clima, ed. UTET
- Antonio Ghezzi “ Misure e reti idrometeorologiche” lucidi del corso di Misure e reti idrometeorologiche
- Strahler A.N. 1993. Geografia Fisica, ed. PICCIN

Per quanto riguarda i *siti di riferimento*, essi sono stati:

- [http:// www.ippc.ch](http://www.ippc.ch)
- [http:// www.worldclimate.it](http://www.worldclimate.it)
- [http:// www.meteolombardia.it](http://www.meteolombardia.it)
- [http:// www.esrl.noaa.gov](http://www.esrl.noaa.gov)
- [http:// www.meteogiornale.it](http://www.meteogiornale.it)
- [http:// www.meteorete.it](http://www.meteorete.it)
- [http:// www.astro.unifi.it](http://www.astro.unifi.it)
- [http:// www.meteo.ansa.it](http://www.meteo.ansa.it)
- [http:// www.digilander.libero.it/meteocastelverde.htm](http://www.digilander.libero.it/meteocastelverde.htm)
- [http:// www.climatemonitor.it](http://www.climatemonitor.it)
- [http:// www.meteoreggio.it](http://www.meteoreggio.it)
- [http:// ecad.knmi.nl](http://ecad.knmi.nl)

APPENDICE 1

LA CLASSIFICAZIONE DEI CLIMI

I diversi elementi meteorologici, quali la temperatura, le precipitazioni, il vento, non concorrono isolatamente a formare il clima di qualsiasi località della Terra, bensì combinandosi tra loro nel modo più vario possibile; e pur considerando soltanto i valori medi, soprattutto quelli mensili ed annui, le combinazioni possibili rimangono così numerose che è quasi impossibile per due luoghi della Terra avere un clima identico. Questo numero illimitato dei climi, esistenti e identificabili, impone un raggruppamento in classi e tipi, esige insomma quel processo di sintesi e di classificazione che è basilare per qualsiasi scienza. Di solito nel classificare i climi non esiste un criterio universalmente valido; d'altra parte se teniamo presente che a una razionale e coerente classificazione dei climi sono interessati non solo i geografi ma anche altri studiosi, come i botanici, gli ecologi e i meteorologi, ne deduciamo che è ben difficile pervenire ad una classificazione dei climi che sia valida in senso universale, dato che se ne possono proporre tante quante sono le esigenze dei vari studiosi.

Attualmente noi già disponiamo di numerose buone classificazioni climatiche, ma senza che nessuna possa considerarsi la migliore in senso assoluto: ciascuna di esse parte da un presupposto diverso ma tutte si propongono lo stesso fine, che è quello di ridurre gli innumerevoli climi locali a un numero relativamente esiguo di classi o gruppi entro i quali i singoli elementi presentino importanti caratteristiche comuni.

Fra i molteplici criteri che si possono seguire nella classificazione dei climi, i più importanti fondamentalmente quattro, descritti qui di seguito:

- Si può prendere come base la distribuzione della radiazione solare o della temperatura sulla superficie terrestre; in questo caso però si possono individuare soltanto i principali tipi di clima, che vengono inquadrati in una classificazione a *carattere zonale*.
- Si può fare riferimento a un fattore *dominante*, caratterizzante, o a un fattore *limitante* che si impone su ogni altra caratteristica del clima fino a condizionare totalmente i caratteri dell'ambiente; questo fattore può essere, a seconda dei casi, la marittimità o la continentalità, l'aridità o l'umidità, il freddo intenso.

Per stabilire una graduazione dell'intensità con cui questo fattore dominante si impone sulle condizioni dell'ambiente si elaborano particolari indici climatici.

- Un metodo recente fa ricorso agli elementi essenziali della circolazione atmosferica generale, per poi considerare la loro ripartizione media sulla superficie terrestre come intelaiatura fondamentale entro cui raggruppare i vari tipi e sottotipi climatici. Altri autori si servono della distribuzione media stagionale delle masse d'aria; le classificazioni dei climi di questo tipo si fondano, come si suol dire, su *basi genetiche*.
- Si possono prendere come base i valori medi della temperatura e della piovosità, dato che effettivamente spetta a questi due elementi il ruolo più importante nel determinare i caratteri dell'ambiente; temperatura dell'aria e precipitazioni comunque non devono essere considerati singolarmente ma nei vari modi in cui essi si combinano, dato che l'esame della sola pioggia o della sola temperatura avrebbe ben scarso significato climatico. Per ragioni pratiche, ossia la scarsità dei documenti statistici di cui dispone il climatologo, lo studio di questi elementi si fa di solito mese per mese e non per periodi più brevi, come settimane o decenni; le classificazioni di questo tipo, poiché fanno uso di valori numerici di temperatura e piovosità per individuare i limiti fra gruppi e tipi climatici, sono definite *quantitative*.

Analizziamo ora approfonditamente le classificazioni quantitative, le quali attirano sì da tempo geografi e botanici, ma presentano un problema più complesso di quanto si possa immaginare, poiché esso presuppone che si risponda preliminarmente a due importanti quesiti: per quali ragioni si limita il campo alla temperatura e alle precipitazioni? Con quali criteri, poi, si assegna a certi valori di questi due elementi climatici il ruolo di valori-limite tra due diversi tipi di clima?

Nel rispondere al primo quesito si può fare leva sul fatto che il calore e l'acqua sono i due più importanti fattori che dominano il mondo organico e inorganico ed inoltre la distribuzione geografica degli elementi "minori", se così si può dire, è riflessa in certa misura nella distribuzione geografica della temperatura e delle precipitazioni.

In riferimento al secondo quesito, si può affermare che tutti gli autori che hanno proposto classificazioni quantitative hanno tenuto conto dei fenomeni essenziali che si presentano nella realtà fisica e biologica della superficie terrestre, e che nessuno quindi ha agito in

modo veramente arbitrario, anche se non tutti hanno rivolto la loro attenzione agli stessi fenomeni.

Da tutti gli studiosi comunque è stata considerata con particolare attenzione la distribuzione geografica delle principali formazioni vegetali, sia per l'incommensurabile importanza che riveste la vegetazione dei continenti nel quadro della biosfera, sia perché le piante, con le loro diverse caratteristiche, rilevano allo studioso l'influenza del clima. Tuttavia, oltre a certi valori mensili o annui della temperatura e delle precipitazioni, nelle classificazioni quantitative si usano anche valori della durata della temperatura e indicazioni sul regime termico e pluviometrico, non essendo possibile attenersi in modo rigido al solo principio dei valori-limite.

LA CLASSIFICAZIONE CLIMATICA DI KOPPEN

Tra gli studiosi che hanno proposto classificazioni quantitative è sufficiente ricordare Wladimir Köppen, uno dei più noti ai geografi e ai botanici; la classificazione dei climi di Köppen è la più usata tra le classificazioni climatiche a scopi geografici.

Köppen propose per la prima volta la sua classificazione climatica nel 1918, perfezionata poi più volte, sino alla sua edizione definitiva del 1936; il sistema di Köppen è in gran parte empirico, cioè ciascun clima viene definito in base a dei valori prestabiliti di temperatura e di precipitazioni, calcolati conformemente alle medie annue o di singoli mesi.

In tale classificazione non si tiene conto delle cause del clima in termini di pressione e di fasce di venti, di masse d'aria, di fronti o di perturbazioni: è possibile assegnare una certa località ad un particolare sottogruppo climatico soltanto sulla base dei dati locali di temperatura e di precipitazioni purché, naturalmente, il periodo di osservazione sia abbastanza lungo da fornire delle medie significative.

Un sistema climatico su questi principi ha un grande vantaggio; le aree coperte da ciascun tipo di clima possono essere identificate per grandi regioni del globo.

Dopo questa premessa, passiamo alla descrizione del sistema climatico, nel quale l'autore ha contrassegnato ciascun tipo di clima con una serie di lettere maiuscole e minuscole (da due a quattro), cioè con una *formula climatica* che offre una sintetica descrizione del clima mediante un'indicazione sulle caratteristiche della temperatura e delle precipitazioni, nonché sul regime annuo di questi due elementi.

Koppen distingue innanzitutto sei grandi classi di clima, distribuite secondo latitudini crescenti dall'equatore ai poli e le indica con le lettere maiuscole dalla A alla H; i gruppi A, C e D hanno calore e precipitazioni sufficienti da permettere la crescita di alberi d'alto fusto, vegetazione forestale e boschiva:

- **A- Climi tropicali umidi:** la temperatura media di tutti i mesi è superiore a 18 °C e questi climi non hanno una stagione invernale, le precipitazioni annue sono abbondanti e superano l'evaporazione annua; occupano quasi tutte le aree emerse comprese tra i 15° - 20° di latitudine N e i 15° - 20° di latitudine S, il sole è alto nel cielo ogni giorno dell'anno e anche la lunghezza delle giornate non varia in modo significativo da una stagione all'altra.
- **B- Climi aridi:** sono gli unici ad essere determinati, oltre che dalle temperature, anche dai valori di precipitazione; l'evaporazione potenziale supera in media le precipitazioni nel corso di tutto l'anno, non c'è eccedenza idrica, per cui nelle zone dei climi B non prendono origine corsi d'acqua a carattere permanente. Si estendono su circa il 30% delle terre emerse, un'area più vasta di quelle delle altre zone climatiche; sono generalmente il risultato della mancanza di sollevamento d'aria piuttosto che dell'assenza d'acqua e le maggiori estensioni aride si trovano alle latitudini subtropicali.
- **C- Climi temperati delle medie latitudini:** il mese più freddo ha una temperatura media inferiore a 18 °C ma superiore a -3 °C, almeno un mese ha una temperatura media superiore a 10 °C; pertanto i climi C hanno sia una stagione estiva che una invernale.
- **D- Climi freddi delle medie latitudini:** il mese più freddo ha una temperatura inferiore a -3 °C e la temperatura media del mese più caldo è superiore a 10 °C; la corrispondente isoterma coincide approssimativamente con il limite polare della foresta.
- **E- Climi polari:** la temperatura media del mese più caldo è inferiore a 10 °C e questi climi non hanno una vera estate.
- **H- Climi di altitudine:** generalmente più freddi e più piovosi in funzione dell'altitudine.

Koppen migliora questo sistema aggiungendo una seconda lettera, definendo cioè dei sottogruppi a partire dai gruppi principali:

- **S**- *Clima della steppa*: è un clima semiarido, con circa 380-760 mm di precipitazione annue alle basse latitudini; i limiti esatti della piovosità sono determinati da una formula che tiene conto della temperatura.
- **W**- *Clima desertico*: è un clima arido e la maggior parte delle regioni che vi sono comprese ha meno di 250 mm di piovosità annua; il limite esatto rispetto al clima della steppa è determinato per mezzo di una formula (le lettere *S* e *W* si applicano soltanto ai climi aridi *B*, dando luogo alle due combinazioni *BS* e *BW*).
- **f**- *Umido*: precipitazioni abbondanti in tutti i mesi, manca una stagione asciutta; questo termine di modificazione si applica ai gruppi *A*, *C* e *D*.
- **w** : stagione asciutta nell'inverno del rispettivo emisfero (stagione a sole basso).
- **s** : stagione asciutta nell'estate del rispettivo emisfero (stagione a sole alto).
- **m** : clima della foresta pluviale, eccettuata una breve stagione asciutta nel regime delle precipitazioni di tipo monsonico; si applica soltanto ai climi *A*.

Dalle combinazioni dei due gruppi di lettere risultano:

- **A f** : Clima tropicale della foresta pluviale, caratterizzato da piogge abbondanti ogni mese (sempre superiori ai 60mm); rientrano in questa categoria il clima equatoriale ed il clima costiero degli Alisei.
- **A m**: Clima tropicale monsonico, con una stagione asciutta ben definita e una stagione umida molto piovosa.
- **A w**: Clima tropicale della savana, con una stagione arida più lunga e una stagione delle piogge ben definita, che caratterizza alcune regioni poste fra le fasce desertiche tropicali e l'equatore.
- **BS**: Clima della steppa.

- **BW**: Clima desertico. Ancora suddiviso tra BWh e BWk.
- **BWh**: Comprende il clima dei deserti tropicali, che corrispondono alle celle di alte pressioni continentali che sovrastano gran parte delle terre emerse tra i 15° e i 35° di latitudine e fra esse vi sono i vasti deserti boreali (Sahara, Arabico-siriano, dell'Iran orientale e del Thar, come anche il deserto di Sonora nordamericano); nell'emisfero australe, deserti di questo tipo sono il Kalahari e il grande deserto interno dell'Australia.
- **Cw**: Clima temperato umido con inverno asciutto.
- **Cf**: Clima temperato umido in tutte le stagioni.
- **Cs**: Clima temperato umido con estate asciutta.
- **Df**: Clima boreale delle foreste, umido in tutte le stagioni.
- **ET**: Clima della tundra.
- **EF**: Climi del gelo perenne (calotte glaciali).

Per differenziare ed evidenziare ancora di più le variazioni di temperatura o di altri elementi, Koppen aggiunse una terza lettera al codice, con significato:

- **a**: con estate molto calda; il mese più caldo è superiore a 22 °C (climi *C* e *D*).
- **b**: con estate calda; il mese più caldo è inferiore a 22 °C (climi *C* e *D*).
- **c**: con estate fresca e breve; meno di 4 mesi al di sopra di 10 °C (climi *C* e *D*).
- **d**: con inverno molto freddo; il mese più freddo inferiore a -38 °C (soltanto i climi *D*).
- **h**: caldo-asciutto; temperatura media annua al di sopra di 18 °C (soltanto i climi *B*).
- **k**: freddo-asciutto; temperatura media annua al di sotto di 18 °C (soltanto i climi *B*).

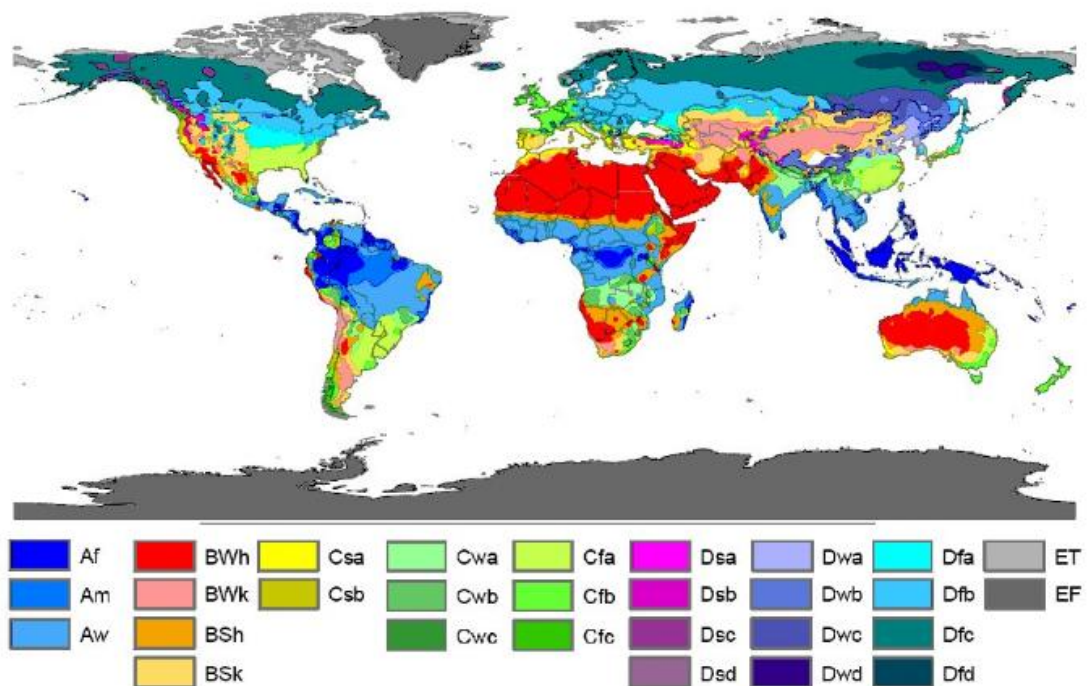


Fig. 18 Suddivisione dei climi nel mondo secondo la classificazione di Köppen

LA CLASSIFICAZIONE BIOCLIMATICA DI RIVAS-MARTINEZ

Rivas-Martínez ha proposto, nella mappa bioclimatica d'Europa, che qualsiasi clima con meno di due mesi di siccità estiva sia considerato temperato; il clima temperato comprende i numerosi climi delle zone comprese tra i paralleli 30° e 50° in entrambi gli emisferi e nella classificazione dei climi di Köppen è simboleggiato con C.

In questo caso, ampie zone delle steppe dell'Asia centrale sono considerate "mediterranee", mentre più precisa e realistica appare la situazione in Europa, compresa l'identificazione di una zona temperata sub mediterranea.

La classificazione bioclimatica di Rivas-Martínez, può essere considerata come la risultante dell'interazione di due classificazioni proposte dallo stesso autore: il termoclima e l'ombroclima.

Rivas-Martinez ha messo a punto un sistema di classificazione globale di tipo bioclimatico, ovvero che metta in relazione i parametri del clima, temperature e precipitazioni, con la distribuzione degli esseri viventi sulla terra, specialmente i vegetali.

Tale sistema comprende cinque grosse categorie climatiche definite “macrobioclimi”, che sono tropicale, mediterraneo, temperato, boreale e polare; ciascun macrobioclima si divide, a sua volta, in unità tassonomiche di rango inferiore, definite “bioclimi” ed individuate per un insieme di caratteristiche concernenti le comunità vegetali predominanti, per un totale di 27 unità.

Infine ciascun bioclima è ulteriormente definito sulla scorta delle variazioni nei ritmi stagionali di temperatura e precipitazioni attraverso l'utilizzo di indici termotipici ed ombrotipici.

In funzione, poi, della quantità annua e stagionale di precipitazioni, la vegetazione potenziale subirà notevoli differenziazioni andando, per citare due esempi estremi, dai boschi sempreverdi o decidui, corrispondenti al “bioclima pluviostagionale”, tipico di quelle zone il cui clima è influenzato dalla vicinanza agli oceani, fino alla totale assenza di vegetazione legnosa per il “bioclima iperdesertico”, di cui esistono estese superfici nelle parti interne di quasi tutti i continenti.

Per effettuare questa classificazione bioclimatica sono stati deliberatamente utilizzati solo dei dati climatici facilmente reperibili, i quali sono stati poi trattati statisticamente (T e P); questi parametri semplici e sommari, così come un piccolo numero di indici bioclimatici, ovvero di parametri ottenuti con semplici formule aritmetiche, sono quelli usati per stabilire la tipologia di questa classificazione: in tutti i casi la temperatura è espressa in gradi centigradi (°C) e la precipitazione in millimetri (mm).

L'*indice di continentalità* (Ic) esprime l'ampiezza con cui variano le temperature nell'arco dell'anno, dunque il grado di continentalità, ed è quindi una misura dell'escursione termica annua. Esso si calcola mediante la formula:

$$Ic = Tmax - Tmin$$

Dove:

- Tmax = temperatura media del mese più caldo dell'anno
- Tmin = temperatura media del mese più freddo dell'anno, espressi in gradi Celsius

In base ai valori di questo indice di continentalità Rivas-Martinez ha definito alcuni tipi bioclimatici con relativi sottotipi:

Tipos	Subtipos	Ic
1. Hiperoceánico (0-11)	1.1a. Ultrahiperoceánico acusado	0-2.0
	1.1b. Ultrahiperoceánico atenuado	2.0-4.0
	1.2a. Euhiperoceánico acusado	4.0-6.0
	1.2b. Euhiperoceánico atenuado	6.0-8.0
	1.3a. Subhiperoceánico acusado	8.0-10.0
	1.3b. Subhiperoceánico atenuado	10.0-11.0
2. Oceánico (11-21)	2.1a. Semihiperoceánico acusado	11.0-13.0
	2.1a. Semihiperoceánico atenuado	13.0-14.0
	2.2a. Euroceánico acusado	14.0-16.0
	2.2b. Euroceánico atenuado	16.0-17.0
	2.3a. Semicontinental atenuado	17.0-19.0
	2.3b. Semicontinental acusado	19.0-21.0
3. Continental (21-66)	3.1a. Subcontinental atenuado	21.0-24.0
	3.1b. Subcontinental acusado	24.0-28.0
	3.2a. Eucontinental atenuado	28.0-37.0
	3.2b. Eucontinental acusado	37.0-46.0
	3.3a. Hipercontinental atenuado	46.0-56.0
	3.3b. Hipercontinental acusado	56.0-66.0

Tabella 2 : Classificazione dei tipi e sottotipi climatici di Rivas-Martinez, secondo i valori dell'indice di continentalità (Ic)

L'indice ombrotermico annuale (Io) è dato da:

$$I_o = (P_p/T_p)10$$

Dove:

- P_p = somma delle precipitazioni, espressa in mm, dei mesi con temperatura media maggiore di zero gradi centigradi;
- T_p = somma delle temperature medie degli stessi mesi, espressa in decimi di gradi centigradi.

Questo indice permette di individuare fasce ed orizzonti ombrotipici, nell'ambito dei diversi macrobioclimi; per i macrobioclimi temperato e mediterraneo la suddivisione tra le fasce ombrotipiche utilizza valori identici di I_o .

Per poter stabilire se il macrobioclimi è di tipo mediterraneo o temperato si ricorre al calcolo degli indici ombrotermici estivi compensati: I_{os2} , I_{os3} e I_{os4} .

L'indice ombro termico estivo I_{os2} è pari a:

$$I_{os2} = (P_{ps2}/T_{ps2}) \cdot 10$$

Dove:

- P_{ps2} = somma delle precipitazioni, in mm, dei due mesi più caldi del trimestre estivo;
- T_{ps2} = somma delle temperature medie dei tre mesi estivi, espressi in decimi di gradi centigradi.

Come già detto, il macrobioclima mediterraneo è caratterizzato da un periodo di aridità estiva, in cui le precipitazioni sono minori od uguali al doppio della temperature ($P < 2T$); quindi un territorio con clima non di tipo mediterraneo avrà indice ombrotermico del bimestre estivo superiore a 2 ($I_{os2} > 2$).

Conseguentemente, se dal calcolo I_{os2} risulterà maggiore di 2, il bioclima sarà sicuramente di tipo temperato, mentre se I_{os2} sarà minore di 2 non è possibile affermare con sicurezza l'appartenenza del bioclima al tipo mediterraneo e bisognerà procedere col calcolo degli altri indici ombrotermici estivi compensati.

Il fine ultimo di queste valutazioni è verificare che la disponibilità di acqua nel suolo, relativa ai mesi precedenti all'estate, non sia sufficiente a compensare l'effettiva aridità dei mesi estivi.

Tramite il calcolo dell'*Ios3*, cioè l'indice ombrotermico del trimestre estivo si valuta se il deficit idrico del bimestre luglio-agosto è compensato dalle precipitazioni del mese di giugno:

$$Ios3 = (Pps3/Tps3) 10$$

Dove:

- *Pps3* = somma delle precipitazioni medie del trimestre estivo in mm
- *Tps3* = la somma delle temperature medie degli stessi mesi in decimi di gradi centigradi.

Ancora una volta, se *Ios3* è maggiore di 2, si può affermare che il macrobioclimate è temperato, se esso è minore o uguale a 2, per le motivazioni precedenti, non è possibile avere la sicurezza che invece sia mediterraneo, quindi si deve procedere al calcolo dell'*Ios4*.

La formula per il calcolo dell'*Ios4*, analoga alle precedenti, è:

$$Ios4 = (Pps4/Tps4) 10$$

Dove:

- *Pps4* = somma delle precipitazioni medie del trimestre estivo più quelle del mese immediatamente precedente (maggio), espresse in mm;
- *Tps4* = somma delle temperature medie dei tre mesi estivi più quella di maggio, in decimi di gradi centigradi.

Se *Ios4* è maggiore di 2, l'area considerata ha bioclimate temperato, se lo stesso indice ha valore minore o uguale a 2, il bioclimate è con certezza di tipo mediterraneo.

Ogni macrobioclimate è suddiviso in differenti bioclimi in base ai valori dell'indice ombrotermico annuale (*Io*) e dell'indice di continentalità (*Ic*).

Il macrobioclima mediterraneo è suddiviso nei seguenti bioclimi:

- ✓ M. oceanico pluvistagionale se $I_c < 21$ ed $I_o > 2$;
- ✓ M. continentale pluvistagionale se $I_c > 21$ ed $I_o > 2.0$;
- ✓ M. continentale xerico se $I_c > 21$ e $1.0 < I_o < 2.0$;
- ✓ M. oceanico xerico se $I_c < 21$ e $1.0 < I_o < 2.0$;
- ✓ M. oceanico desertico se $I_c < 21$ e $0.2 < I_o < 1.0$;
- ✓ M. continentale desertico se $I_c > 21$ e $0.2 < I_o < 1.0$;
- ✓ M. iperdesertico oceanico se $I_c < 21$ e $I_o < 0.2$;
- ✓ M. iperdesertico continentale se $I_c > 21$ e $I_o < 0.2$.

OMBROTIPO		
Fasce ombrotipiche	orizzonti ombrotipici	valori I_o
ultraiperarido	ultraiperarido	< 0.1
iperarido	iperarido inferiore	0.1-0.2
	iperarido superiore	0.2-0.3
arido	arido inferiore	0.3-0.6
	arido superiore	0.6-1.0
semiarido	semiarido inferiore	1.0-1.5
	semiarido superiore	1.5-2.0
secco	secco inferiore	2.0-2.8
	secco superiore	2.8-3.6
subumido	subumido inferiore	3.6-4.8
	subumido superiore	4.8-6.0
umido	umido inferiore	6.0-9.0
	umido superiore	9.0-12.0
iperumido	iperumido superiore	12.0-18.0
	iperumido inferiore	18.0-24.0
ultraiperumido	ultraiperumido	>24.0

Tabella 3 : Suddivisione delle diverse fasce e orizzonti climatici secondo Rivas-Marinez

Procedendo verso le unità di rango minore, ogni bioclima è suddivisibile in differenti piani bioclimatici termotipici che corrispondono a zone con peculiari formazioni vegetali, che si succedono le une alle altre sia in senso altitudinale che latitudinale.

Il termotipo è individuato dall'*indice di termicità* (I_t), espresso dalla formula:

$$I_t = (T + m + M) * 10$$

Dove:

- M = temperatura media delle massime del mese più freddo dell'anno;
- m = temperatura media delle minime dello stesso mese;
- T = temperatura media annua in gradi centigradi.

Tale indice pesa l'intensità del freddo, uno dei fattori limitanti fondamentali per crescita delle specie vegetali.

In base a questo indice, limitatamente al macrobioclima mediterraneo, si possono individuare sei termotipi, corrispondenti ad altrettanti piani altitudinali:

- ✓ Inframediterraneo se $It > 470$;
- ✓ Termomediterraneo se $470 < It < 360$;
- ✓ Mesomediterraneo se $360 < It < 200$;
- ✓ Supramediterraneo se $200 < It < 70$;
- ✓ Oromediterraneo se $70 < It < -30$;
- ✓ Criomediterraneo $It < -30$.

Se It (indice di termicità) risulta maggiore di 18 o minore di 9 si calcola l'indice di termicità compensato (Itc), dato da:

$$Itc = It \pm C$$

dove C è il fattore di compensazione.

Nel caso in cui l'indice di continentalità semplice (Ic) abbia valori compresi tra 8 e 18, il valore di Itc è considerato uguale a quello dell' It , altrimenti l'indice di termicità compensato (Itc) si calcola tramite una tabella che permette di derivare C , fattore di compensazione, in base ai valori di It e Ic .

Ic	fi	C_i	C_i highest values
18<Ic<=21	f1=5	$C_i=C_1; C_1=f1(Ic-18)$	$C_1=15$
21<Ic<=28	f2=15	$C_i=C_1+C_2; C_1=f1(21-18)=15; C_2=f2(Ic-21)$	$C_2=105$
28<Ic<=46	f3=25	$C_i=C_1+C_2+C_3; C_1=15; C_2=f2(28-21)=105; C_3=f3(Ic-28)$	$C_3=450$
46<Ic<=65	f4=30	$C_i=C_1+C_2+C_3+C_4; C_1=15; C_2=105; C_3=f3(46-28)=425; C_4=f4(Ic-46)$	$C_4=570$

Tabella 4: Tabella per derivare l'Ic

APPENDICE 2

I PROGRAMMI SOFTWARE SUI CAMBIAMENTI CLIMATICI

La disponibilità di dati climatici a diversa risoluzione temporale è un requisito fondamentale per la simulazione di tutti i sistemi biofisici; la reperibilità di una massa sufficiente di dati climatici è però spesso una problematica in quanto le serie storiche registrate sono limitate a pochi anni, il funzionamento dei sensori può essere discontinuo oppure a causa della mancanza di alcune variabili meteorologiche.

Per ovviare alla mancanza di dati climatici si pone quindi la necessità di simulare le principali variabili meteorologiche nel sito di interesse a partire dai dati disponibili oppure utilizzando modelli statistici.

I componenti software attualmente in circolazione permettono la stima di precipitazioni, della temperatura aerea, radiazione solare, umidità aerea relativa, velocità del vento e bagnatura fogliare utilizzando diversi approcci a seconda dei dati in ingresso disponibili all'utente.

A riguardo è importantissimo citare il National Center for Atmospheric Research (NCAR), cioè una ricerca finanziata dal governo federale e centro di sviluppo dedicato al servizio, ricerca e istruzione nel campo delle scienze dell'atmosfera e affini.

La missione NCAR è quella di capire il comportamento dell'atmosfera e dei relativi sistemi fisici, biologici e sociali, per sostenere, rafforzare ed estendere le capacità della comunità universitaria e la comunità scientifica - nazionale ed internazionale, promuovere il trasferimento di conoscenze e tecnologie per il miglioramento della vita sulla Terra.

Questo centro di ricerca dispone di un Laboratorio di sistemi computazionali e informazioni (CISL) che gestisce e mantiene un deposito di dati, che risponde alle esigenze della comunità scientifica; il CISL ha fornito dei servizi di gestione dati per la sua comunità di utenti per decenni, spaziando in una vasta gamma di discipline tra cui la climatologia, la meteorologia, l'oceanografia, l'astrofisica.

In particolare, le disposizioni CISL presentano un utilizzo equilibrato delle risorse ad alte prestazioni che permette oggi di ottenere dei modelli per simulare l'atmosfera, oceano, ghiaccio marino, e processi di superficie terrestre.

Il CISL opera e supervisiona le strutture informatiche, sia virtuali che fisiche, ed assicura che le esigenze hardware e software della comunità scientifica siano soddisfatte; esso sviluppa e cura i dati della ricerca imposta, e gestisce l'accesso online degli utenti per l'archivio.

Inoltre fornisce le tecnologie di virtualizzazione e grid, promuovendo la collaborazione e la condivisione di preziose risorse scientifiche; CISL e NCAR hanno sviluppato una serie di pacchetti software liberamente disponibili per la visualizzazione, l'analisi dei dati e il calcolo ad alte prestazioni.

La maggior parte di questi pacchetti sono installati sulle risorse CISL e sono:

- L'assimilazione di dati di ricerca Testbed (DART) è un ente comunale per ensemble DA sviluppato e mantenuto dalla assimilazione di dati di ricerca Sezione (DARES) presso il National Center for Atmospheric Research (NCAR).
- GASPAR è orientato geofisici e astrofisici spettrale elemento adattativo raffinatezza codice oggetto uno.
- NCAR Command Language (NCL) è un linguaggio interpretato progettato specificamente per l'analisi scientifica dei dati e la visualizzazione.
- NCAR Graphics è una e C-based pacchetto di programmi Fortran per la visualizzazione scientifica.
- PyNGL e PyNIO sono pacchetti di Python per la visualizzazione scientifica, file di input / output e analisi dei dati.
- VAPOR è la piattaforma di visualizzazione e analisi per l'oceano, l'atmosfera, e Ricercatori solare.
- Librerie Math Software incluso SPHEREPACK, impacchi di fango, FISHPACK e FFTPACK sono resi disponibili come parte della CISL di supporto per la modellazione dei processi geofisici.

Dalle nuove teorie sui processi fondamentali come la turbolenza, a modelli complessi dei sistemi climatici e visualizzazioni occhio-apertura, CISL fornisce le risorse per la scoperta scientifica.

Per supportare i progressi sopravvenuti in Scienze Computazionali Earth System, devono essere radicalmente sviluppate e testate nuove tecniche, in previsione delle tendenze tecnologiche emergenti e degli obiettivi scientifici.

A causa della sua giustapposizione con l'informatica, la matematica applicata, la statistica, l'expertise di settore, il CISL è fortemente posizionata a funzionare come un importante laboratorio interdisciplinare delle scienze computazionali a supporto di queste innovazioni, in collaborazione con la comunità di scienze dell'atmosfera.

L'attività di ricerca all'interno del CISL migliora l'infrastruttura di calcolo di NCAR e supporta più efficientemente il calcolo scientifico e la simulazione; questa ricerca è necessaria per mantenere un impianto innovativo di calcolo, e per guidare la comunità geofisica nel recepire nuovi metodi numerici e modelli.