

Capitolo 5

Capire le previsioni del tempo

5.1 La struttura della circolazione atmosferica

Generalmente con l'appellativo "circolazione atmosferica generale" si intende l'andamento medio delle pressioni e delle velocità dei venti misurato nell'atmosfera nel corso di diversi anni. Tale andamento dipende da un numero molto grande di cause che agiscono su differenti scale spazio-temporali e, per arrivare ad una descrizione del tempo meteorologico (che è il risultato finale), è necessario ricorrere a modelli semi-empirici di accuratezza adeguata ai fini che, man mano, ci si propone.

Il fine di una trattazione elementare come questa è "capire le previsioni meteorologiche" che, ormai, fanno parte della nostra vita quotidiana. Infatti, le informazioni fornite sin qui nel testo, insieme con le considerazioni proposte nel seguito di questo capitolo, hanno la sola ambizione di fornire ai non specialisti le informazioni necessarie a comprendere i principi fisici che consentono ai meteorologi di formulare i loro modelli di previsione.

L'informazione più importante, sulla quale tutti i modelli si fondano, è che il motore della circolazione atmosferica generale è la necessità di redistribuire sul resto del Pianeta il surplus di calore assorbito sotto forma di energia solare nella zona equatoriale, in modo da riequilibrare il deficit di calore che si ha alle latitudini medio alte. Infatti, in assenza di flussi termici convettivi equilibranti su larga scala, le regioni equatoriali diventerebbero sempre più calde e quelle polari sempre più fredde. Per contro, attualmente, viene mantenuto un certo equilibrio termico grazie a flussi convettivi collegati per l'87% alla circolazione atmosferica generale e per il residuo 13% alle correnti oceaniche.

5.1.1 Il modello di circolazione a tre celle

Il modello a tre celle, illustrato nel Paragrafo 3.5.1 è il più diffuso dei modelli semplificati. Esso ipotizza che la Terra sia coperta uniformemente dall'acqua (mentre, invece, l'Oceano ricopre il 71% circa della superficie) e che i raggi solari siano sempre ortogonali all'Equatore (mentre tale posizione è occupata solo agli equinozi). Comunque, ed è l'assunzione più importante, il modello tiene conto della rotazione terrestre e, quindi, dell'effetto Coriolis che influenza forte-

mente i movimenti dell'aria deviandoli verso destra rispetto alla velocità dei venti nell'emisfero settentrionale, e verso sinistra nell'emisfero meridionale.

Nel modello a tre celle, la **cella di Hadley** è la più importante. Essa è originata dalla diminuzione di temperatura con l'aumentare della latitudine (gradiente termico meridionale) nelle regioni tropicali, e si estende dall'Equatore dove l'aria sale generando la fascia piovosa nella Zona di Convergenza InterTropicale (ITCZ), fino a circa 30°, dove una parte dell'aria alimenta la corrente a getto subtropicale e una parte scende al suolo generando i grandi deserti. Giunta al suolo l'aria si divide ulteriormente: la maggior parte ritorna in superficie all'Equatore generando gli alisei (che spirano da nord-est a sud-ovest nell'emisfero boreale, e da sud-est a nord-ovest in quello australe), mentre la parte residuale si dirige nuovamente verso i Poli.

La **cella di Ferrel**, che è la cella intermedia, si trova nella zona temperata tra i 30° e i 60° di latitudine. Essa è innescata, appunto, dalla parte di aria scesa al suolo a 30° nella cella di Hadley, che si dirige nuovamente verso i Poli. Durante il tragitto viene deviata dall'effetto Coriolis, formando i venti occidentali (Westerlies) che spirano da sud-ovest a nord-est nell'emisfero boreale e da nord-ovest a sud-est in quello australe. Giunti intorno ai 60° questi venti, umidi e relativamente miti, incontrano i freddi venti polari orientali (Polar Easterlies). L'aria più calda e umida sale sopra quella fredda, causando la formazione di una zona di bassa pressione al suolo e lo sviluppo di nubi e precipitazioni. Giunta in quota, l'aria si divide: una parte alimenta la corrente a getto polare, mentre l'altra torna verso sud e ridiscende intorno ai 30°. Una volta raggiunto il suolo, il ciclo ricomincia: parte dell'aria viene sospinta verso sud e inglobata nella cella di Hadley, parte viene sospinta verso nord e inglobata nella cella di Ferrel, chiudendo la circolazione della cella intermedia.

La terza cella è la **cella Polare**, nella quale la circolazione dell'aria è simile a quella che si riscontra nella cella di Hadley in quanto, al suolo, i venti dominanti (Venti Polari Orientali, o Polar Easterlies in inglese) provengono da est come gli Alisei. La differenza è che le energie in gioco nelle regioni polari sono molto più modeste in quanto l'aria contiene poca umidità e le differenze di temperatura sono limitate. Di conseguenza, alla latitudine di 60° si ha una risalita lenta dell'aria che, una volta arrivata nella tropopausa, deve necessariamente dirigersi verso il Polo Nord. Al Polo l'aria ridiscende generando una zona di alta pressione al suolo caratterizzata dalla ben nota assenza di precipitazioni. Infine, la circolazione nella cella si chiude in superficie con i già citati venti polari orientali.

5.1.2 Le correnti a getto e il clima

A causa dell'accelerazione di Coriolis, ai confini tra le celle nell'alta troposfera si formano le **correnti a getto** che scorrono ad alta velocità da ovest a est intorno a tutto il Pianeta. Come si è visto nel Paragrafo 3.6, si tratta di due correnti a getto polari molto intense e più instabili che si localizzano attorno ai 60° a sud e nord, e di due correnti a getto subtropicali meno intense ma più stabili che si localizzano intorno ai 30° a sud e a nord. La sezione trasversale e la velocità delle correnti a getto variano con le stagioni dai massimi invernali, quando la differenza di temperatura tra i Poli e l'Equatore è più forte, fino ai minimi estivi, quando il gradiente termico lungo i meridiani è più debole. (In letteratura, per le correnti a getto polari che condizionano

il clima alle medie latitudini, si riportano valori compresi tra i 100 e i 500 km di larghezza, tra i 6 e gli 8 km di altezza e velocità che possono scendere a valori molto bassi d'estate mentre possono superare i 400 km/h d'inverno).

A causa del cambiamento climatico, le correnti a getto stanno rallentando e diventando più ondulate, e ciò causa ondate di maltempo estremo e siccità prolungate. In particolare, durante l'inverno l'indebolimento della corrente a getto polare favorisce la destabilizzazione del vortice polare stratosferico con il conseguente arrivo "a sorpresa" di aria artica alle medie latitudini, mentre durante l'estate anche il solo rallentamento del getto con il conseguente accentuarsi delle sue oscillazioni può generare situazioni di blocco del treno d'onde di Rossby con periodi di calore e siccità nelle zone di alta pressione, e piogge torrenziali e venti fortissimi nelle zone di bassa pressione.

5.1.3 La circolazione atmosferica e le zone climatiche

Le tre celle della circolazione atmosferica globale definiscono al suolo le tre zone climatiche principali della Terra. La zona più interessante dal punto di vista della circolazione, e più importante in quanto più densamente popolata, è la **zona temperata** che si trova in corrispondenza alla **cella di Ferrel**, tra i 30° e i 60° gradi di latitudine. A differenza delle celle adiacenti, nelle quali la circolazione è dovuta al contributo energetico associato alla fornitura di calore sensibile e latente, nella cella di Ferrel la circolazione è legata al contributo dinamico associato allo scontro tra masse d'aria fredda, trasportate dalle correnti a getto polari, e masse d'aria calda e umida che stazionano sull'oceano alle medie latitudini.

La cella di Ferrel opera come parte di un sistema dinamico nel quale i venti prevalenti in superficie si dirigono dall'alta pressione alla latitudine di 30°, creata dalla cella di Hadley, verso la bassa pressione alla latitudine di 60° generata dalla cella Polare. Nel percorso da 30° a 60° i venti in superficie sono deviati verso est dall'accelerazione di Coriolis e, in questo modo, generano i venti Occidentali. Arrivati a 60°, i venti occidentali relativamente caldi e umidi, si scontrano con i venti orientali freddi provenienti dalla cella Polare. Così, i venti occidentali salgono in quota generando una zona di bassa pressione dove le piogge abbondano. Una volta in quota l'aria torna verso le regioni subtropicali a 30° dove chiude la circolazione.

La **cella di Hadley** segna la **zona più calda del Pianeta**, che si estende dall'Equatore dove l'aria sale generando la fascia piovosa della Zona di Convergenza InterTropicale (ITCZ), fino a circa 30°, dove una parte dell'aria in quota alimenta la corrente a getto subtropicale e una parte scende al suolo generando i grandi deserti. Giunta al suolo l'aria si divide ulteriormente: la maggior parte ritorna in superficie all'Equatore generando gli alisei, mentre la parte residuale si dirige nuovamente verso i Poli.

La **cella Polare** segna la **zona più fredda del Pianeta** che si estende dai 60° al Polo e in essa la circolazione dell'aria è simile a quella che si riscontra nella cella di Hadley, in quanto i venti dominanti al suolo sono i venti Polari Orientali che provengono da est come gli Alisei. L'aria risale alla latitudine di 60° nel punto più lontano dal Polo e, una volta arrivata nella tropopausa, deve necessariamente dirigersi verso il Polo. Al Polo l'aria ridiscende generando una zona di alta pressione al suolo caratterizzata dalla ben nota assenza di precipitazioni. La differenza con

la cella di Hadley è che le energie in gioco nelle regioni polari sono molto più modeste in quanto l'aria contiene poca umidità e le differenze di temperatura sono limitate.

5.2 Il tempo alle medie latitudini

Quando prendiamo in considerazione il Mondo reale con il suo alternarsi di continenti e oceani, montagne e ghiacci, otteniamo le due distribuzioni medie dei venti e delle pressioni in superficie illustrate nelle Figure 4.1, sopra per le condizioni invernali (distribuzione di gennaio), e sotto per le condizioni estive (distribuzione di luglio). In entrambe le distribuzioni appaiono cicloni e anticicloni detti “semipermanenti” perché tendono a restare nelle vicinanze delle aree di formazione. In particolare, nell'emisfero nord a gennaio troviamo due zone anticicloniche, intorno alle quali i venti circolano in senso orario, e due zone cicloniche intorno alle quali i venti circolano in senso antiorario.

Gli anticicloni sono l'anticiclone delle Azzorre (ovvero dell'Arcipelago delle Bermuda) nell'Atlantico, e l'anticiclone del Pacifico Orientale. Le zone cicloniche sono la depressione della Groenlandia - Islanda che si estende su tutta l'Islanda e sulla Groenlandia Meridionale, e la depressione delle Aleutine che si estende sul Golfo di Alaska e il Mare di Bering. (Nell'emisfero nord a gennaio troviamo anche l'anticiclone siberiano che, però, non può essere considerato semipermanente perché scompare durante l'estate). Sempre nell'emisfero nord, nel mese di luglio si notano ancora l'anticiclone delle Azzorre e l'anticiclone del Pacifico, oltre alla depressione della Groenlandia - Islanda.

Tuttavia, prima di passare dall'esame delle distribuzioni dei venti e delle pressioni in superficie “alle previsioni del tempo” è opportuno introdurre il concetto di “masse d'aria”.

5.2.1 Le masse d'aria

In meteorologia, con il termine “massa d'aria” si intende la quantità d'aria contenuta in un “grande” volume di atmosfera che si trovi in condizioni di temperatura e umidità pressoché uniformi. (In questo caso, l'aggettivo “grande” qualifica un volume che può estendersi su una superficie dell'ordine delle migliaia di chilometri quadrati ed occupare uno spessore considerevole di troposfera).

L'uniformità nelle condizioni di temperatura e umidità viene raggiunta quando le masse d'aria ristagnano per periodi abbastanza lunghi in “regioni sorgente” caratterizzate da situazioni meteorologiche (calde o fredde, umide o secche) che variano molto lentamente. Per questo motivo, le regioni sorgente coincidono spesso con le aree centrali di anticicloni e cicloni semipermanenti che conferiscono alle masse d'aria le caratteristiche dominanti nelle regioni in cui gli anticicloni e i cicloni stessi si trovano.

Con riferimento alla Figura 5.1, le principali masse d'aria che influenzano il clima dell'Italia possono essere classificate in base alla temperatura, distinguendo tra:

- masse d'aria calda generate nelle regioni subtropicali (T);

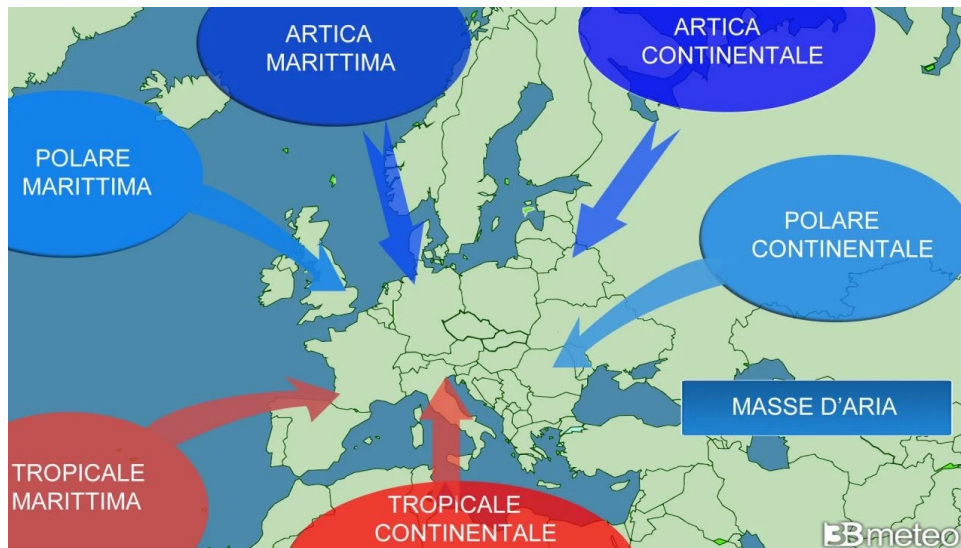


Figura 5.1: Provenienza delle principali masse d'aria che influenzano il clima dell'Italia [3BMeteo].

- masse d'aria fredda generate nelle regioni polari (P) e
- masse d'aria freddissima generate nelle regioni artiche (A).

o, in base all'umidità, distinguendo tra:

- masse d'aria secca generate all'interno di un continente (c) e
- masse d'aria umida generate sull'oceano (m).

Pertanto, applicando entrambi gli schemi di classificazione alle masse evidenziate nella Figura 5.1, e aggiungendo ovvie considerazioni di carattere fisico, abbiamo

- aria subtropicale continentale (cT), generata nella regione del Sahara e, quindi, molto calda e secca all'origine ma con tendenza a umidificarsi attraversando il Mediterraneo;
- aria subtropicale marittima (mT), generata tra Bermuda e Azzorre, molto calda e umida ma, in virtù dell'origine oceanica, relativamente fresca negli strati più bassi;
- aria polare marittima (mP), generata nelle regioni del Nord Atlantico tra il Labrador e Terranova e, quindi, fredda e umida;
- aria polare continentale (cP), generata nelle pianure innevate della Russia e della Siberia, molto fredda e secca;

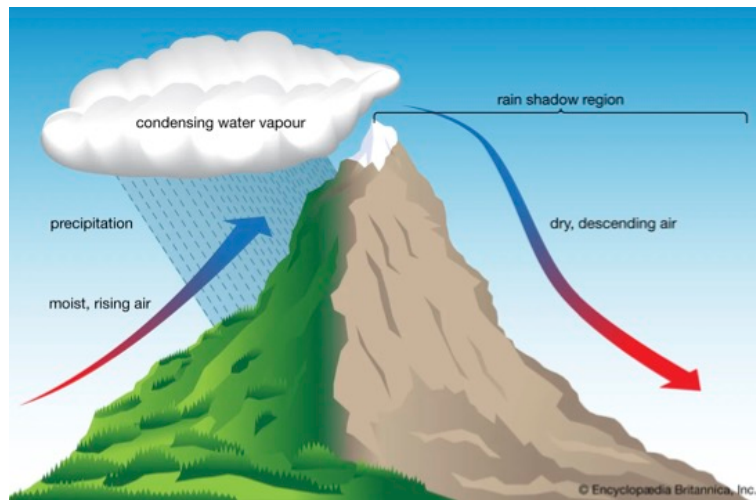


Figura 5.2: Precipitazioni orografiche [Enciclopedia Britannica].

- aria artico-marittima (mA), generata nei mari della Groenlandia;
- aria artico-continentale (cA), generata nelle regioni interne della calotta polare artica e, quindi, estremamente fredda e secca.

(Generalmente, nella letteratura anglosassone, non si distingue tra aria artica marittima - mA e artica continentale - cA e, per semplicità, nel seguito ci si è adeguati a tale scelta).

5.2.2 Influenza delle masse d'aria sul clima dell'Italia

Come si può intuire, le masse d'aria influenzano il tempo meteorologico quando, spinte dai venti dominanti, si spostano da una zona all'altra. Per quanto riguarda le influenze sul clima dell'Italia, è ben noto che in estate l'aria subtropicale continentale (cT), proveniente dall'anticiclone africano (ormai dominante), è responsabile di sempre più intense e frequenti ondate di calore, mentre l'aria subtropicale marittima (mT), proveniente dall'anticiclone delle Azzorre (una volta dominante), segna l'affermarsi di condizioni temperate quando, sempre più tardi, riesce a fare il suo ingresso stabile sul Mediterraneo.

Da ottobre a maggio l'aria polare marittima (mP), proveniente dal Nord Atlantico, è la causa più frequente di precipitazioni che, durante l'inverno, possono anche assumere carattere nevoso. Come spiegato nel paragrafo che segue, la maggior parte delle correnti atlantiche investe la barriera alpina generando, a livello locale, precipitazioni orografiche sopravvento del tipo schematizzato in Figura 5.2 e, a livello sinottico, la caratteristica depressione ciclonica sottovento in corrispondenza al Golfo di Genova, schematizzata nella Figura 5.3.

(Il termine “sinottico”, dal greco “synoptikós” composto da syn “insieme” e ophis “visione”, si riferisce a una rappresentazione che permette di avere una visione d'insieme “fotografica” di

una situazione. In Meteorologia il livello sinottico indica lo studio dei fenomeni atmosferici su una vasta area geografica in un dato istante.)

Nel periodo invernale l'aria polare continentale (cP), proveniente dall'anticiclone russo-siberiano, espandendosi verso il Mediterraneo porta forti correnti nord orientali fredde e secche (Bora) che, dopo aver attraversato le Alpi Orientali e Dinariche (della Bosnia Erzegovina), raggiungono l'Alto e il Medio Adriatico.

Sempre nel periodo invernale, a causa della destabilizzazione del vortice polare stratosferico, possono arrivare masse d'aria artica che seguono un percorso più diretto delle masse d'aria polari e, in questo modo, possono rendersi responsabili di improvvisi e forti abbassamenti delle temperature accompagnati, anche fuori stagione, da nevicate a quote insolitamente basse.

5.2.3 Effetti orografici sulla circolazione atmosferica

Le catene montuose possono agire sulla circolazione atmosferica alterandola profondamente, sia a livello locale sia a livello sinottico. A livello locale, come già schematizzato nella Figura 5.2, l'aria forzata a salire su un rilievo equilibra la sua pressione con quella della quota raggiunta e, durante questa espansione, si raffredda adiabaticamente.

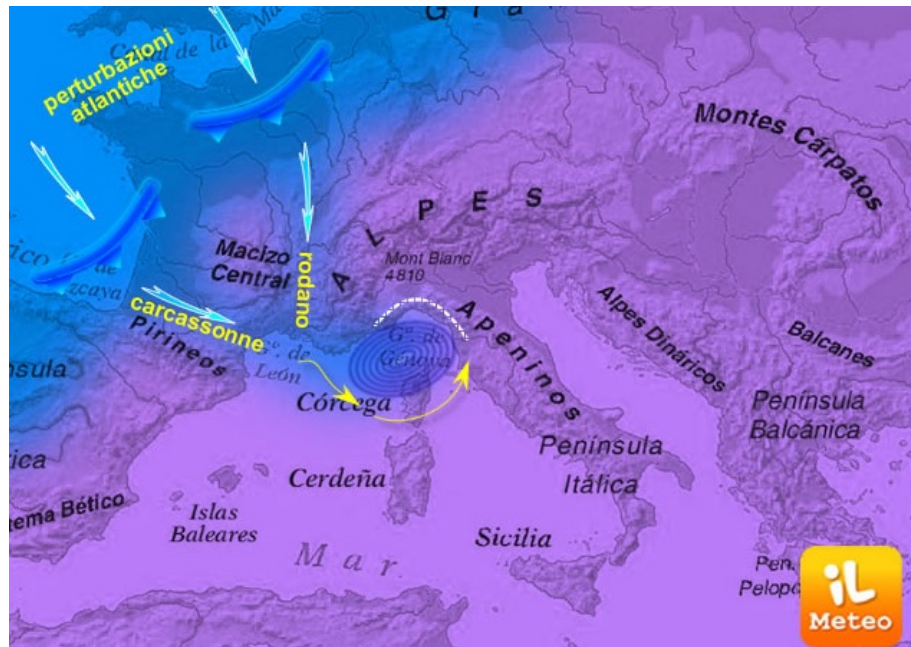


Figura 5.3: Effetto “barriera” esercitato dalla catena montuosa delle Alpi [il Meteo].

(Questo tipo di raffreddamento si dice *adiabatico* perché l'aria che sale equilibra, istante per istante, la pressione ma non fa in tempo a scambiare calore con l'atmosfera circostante per equilibrare anche la temperatura).

Se, come spesso accade, l'aria si raffredda al di sotto della temperatura di rugiada il vapore in essa contenuto condensa formando le così dette “nubi orografiche” che, a loro volta, possono dare origine a “precipitazioni orografiche” (effetto “stau”). Dopo aver scavalcato la cima, l'aria è costretta a scendere e durante la discesa equilibra di nuovo la sua pressione con quella delle quote raggiunte e, comprimendosi *adiabaticamente* (effetto “fohn”), si riscalda.

A livello sinottico, come schematizzato nella Figura 5.3, le catene montuose agiscono da “barriere” e costringono la corrente a riversarsi sulle strette valli laterali per aggirarle. In questo modo la corrente accelera generando sottovento una depressione ciclonica per Effetto Venturi.

Nel caso più frequente delle perturbazioni atlantiche provenienti da nord-ovest, l'aria polare marittima (aP) aggira la catena alpina, si riversa sulla Valle del Rodano e, con forti venti nord occidentali, sfocia sul Golfo del Leone (quello che ha come porti principali Marsiglia e Tolone).

Nel caso meno frequente delle perturbazioni atlantiche provenienti da ovest, l'aria polare marittima (aP) aggira i Pirenei, passa per la valle di Carcassonne e sfocia sempre sul Golfo del Leone con forti venti prevalentemente occidentali.

In entrambi i casi, sul Golfo del Leone si crea una depressione ciclonica che, data la particolare morfologia delle coste liguri, tende a spostarsi verso levante approfondendosi proprio sul Golfo di Genova prima di proseguire in piena autonomia verso sud-est.

5.2.4 Fronti meteorologici

Il monitoraggio e le previsioni del tempo alle medie latitudini sono collegati direttamente al movimento dei fronti, ovvero delle superfici di contatto tra masse d'aria con caratteristiche di temperatura e umidità differenti. I diversi tipi di fronte vengono contraddistinti con i simboli illustrati nella Figura 5.4:

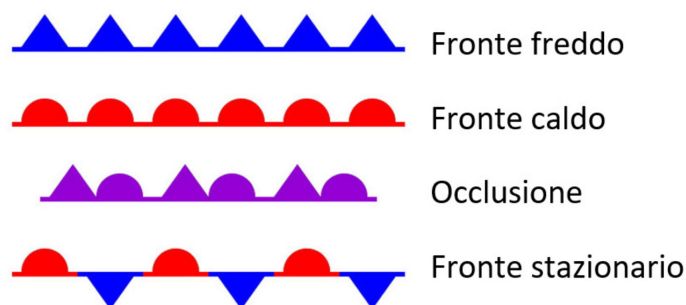


Figura 5.4: Fronti meteorologici [Meteo Svizzera].

- **fronti freddi**, rappresentati da una linea con dei triangoli, in corrispondenza alla intersezione col suolo della superficie di separazione tra una massa d'aria più fredda (e spesso più secca) in avanzamento, e una massa d'aria più calda (e spesso più umida) pressoché stazionaria;
- **fronti caldi**, rappresentati da una linea con dei semicerchi, in corrispondenza alla intersezione col suolo della superficie di separazione tra una massa d'aria più calda (e spesso più umida) in avanzamento, e una massa d'aria più fredda (e spesso più secca) pressoché stazionaria;
- occlusioni, più spesso definite **fronti occlusi**, rappresentate da una linea con coppie di semicerchi e triangoli affiancati, in corrispondenza alla intersezione col suolo della superficie che segna il raggiungimento di un fronte caldo, più lento, da parte di un fronte freddo più veloce.

Il quarto tipo di simboli rappresenta, in realtà, situazioni di equilibrio alle quali, per la loro importanza, viene attribuito il nome di fronti. Si tratta dei:

- **fronti stazionari**, rappresentati da coppie di semicerchi e triangoli posizionati su entrambi i lati di una stessa linea, in corrispondenza alla intersezione col suolo della superficie che segna il confine tra una massa d'aria calda e una fredda che non riescono a prevalere l'una sull'altra e rimangono in stallo.

Le posizioni dei fronti, insieme con le posizioni delle pressioni al suolo, sono riportate in Carte Sinottiche del tipo di quella illustrata nella Figura 5.5 e, in questo modo, le indicazioni desumibili da tali carte sono molteplici. La più importante è che, in corrispondenza alle lettere T, troviamo dei minimi di pressione mentre, in corrispondenza alle lettere H, troviamo dei massimi di pressione. Sospinti dai gradienti di pressione i venti si dirigono da un massimo H ad un vicino minimo T ma, trovandosi nell'emisfero nord, lungo il percorso vengono deviati verso destra dall'accelerazione di Coriolis. Queste semplici considerazioni consentono anche ai non addetti ai lavori di capire le posizioni dei fronti che sono sempre ortogonali alle direzioni dei venti in avanzamento.

Con ulteriori informazioni sulle distribuzioni delle temperature, e procedendo come nei paragrafi che seguono, è poi possibile capire le tipologie dei fronti in esame e prevedere il loro comportamento

5.3 Fisica dei fronti

Le nozioni di fisica dei fronti riportate in questo paragrafo sono quelle utilizzate nel “Modello Norvegese” per spiegare la formazione dei cicloni extratropicali, ossia delle depressioni cicloniche tipiche delle medie latitudini. Tali nozioni possono risultare utili anche nella vita di tutti i giorni per interpretare correttamente le “previsioni del tempo” ed adeguare “di conseguenza” il proprio comportamento. A tal fine, le caratteristiche dei principali fronti vengono descritte nel seguito con un dettaglio sufficiente a spiegare la diversità delle rispettive manifestazioni.

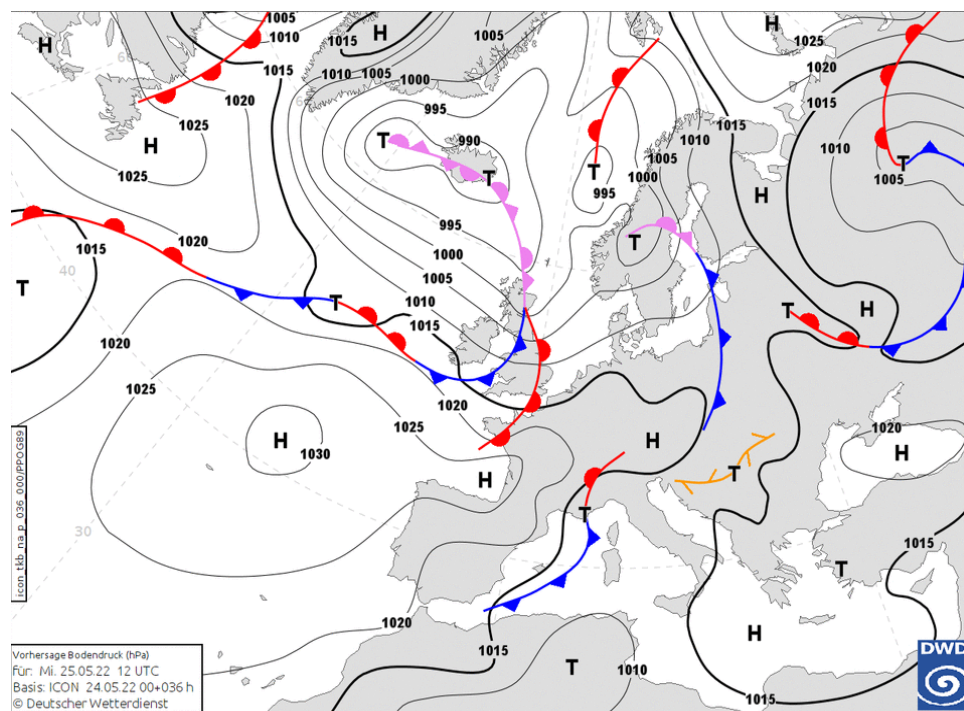


Figura 5.5: Carta Sinottica al suolo prodotta dal Servizio Meteorologico Tedesco che riporta le posizioni dei fronti e delle pressioni. I simboli dei fronti sono quelli definiti nella Figura 5.4 e la pressione è misurata in etto pascal [hPa]. Le zone di alta pressione sono indicate con H (ovvero alta dal tedesco Hoch, dall'inglese High o dall'italiano Alta) mentre quelle di bassa pressione sono indicate con T (ovvero bassa dal tedesco Tief, dall'inglese Low o dall'italiano Bassa). [DWD - Deutscher Wetterdienst].

5.3.1 Fronti freddi

Come si vede nella Figura 5.6 in alto, nei fronti freddi l'aria fredda e densa in movimento si incunea sotto le masse di aria calda e umida costringendole a salire. Durante la salita l'umidità contenuta nell'aria calda condensa formando una serie di nuvole cumuliformi: altocumuli (Ac), cirrostrati (Cs) e cirri (Ci) che, spinte dai forti venti in quota, precedono il fronte freddo.

In corrispondenza alla regione sulla quale passa un fronte freddo, si ha una forte instabilità atmosferica che favorisce la formazione di un cumulonembo (Cb), ovvero di una nube a forte sviluppo verticale capace di dar vita a temporali o, comunque, a rovesci di pioggia.

Data la violenza del processo di sollevamento, l'inclinazione di un fronte freddo è elevata e la zona delle precipitazioni si estende per non più di 50 km (che rappresentano lo spazio percorso in meno di un'ora da un fronte che avanza con velocità superiori ai 60 km/h). Dopo il passaggio di un fronte freddo, le precipitazioni si fermano lasciando l'aria fresca e secca e il cielo limpido.

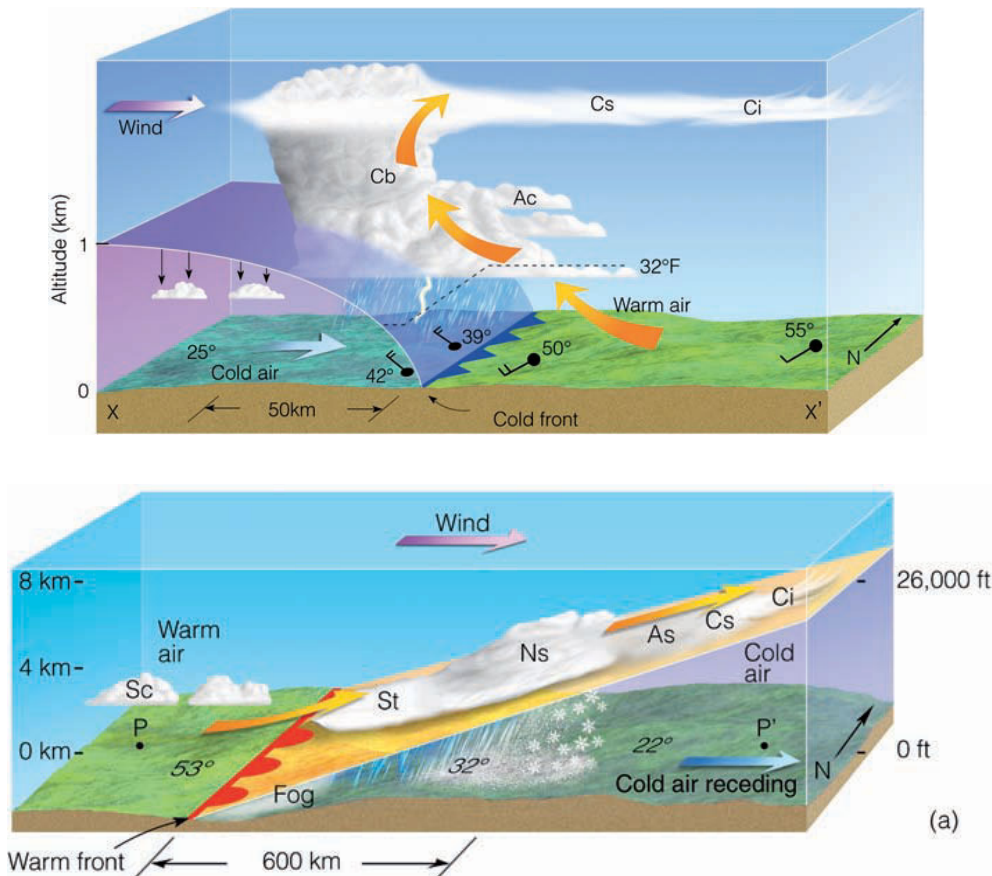


Figura 5.6: In alto: vista tridimensionale di un fronte freddo. In basso: vista tridimensionale di un fronte caldo. Le temperature sono misurate in gradi Fahrenheit (°F) dove $32^\circ\text{F} = 0^\circ\text{C}$ e $1^\circ\text{F} = 5/9^\circ\text{C}$ [C.D. Ahrens e R. Henson].

5.3.2 Fronti caldi

Come si vede nella Figura 5.6 in basso, nei fronti caldi l'aria calda avanza e invade zone occupate da masse di aria fredda. Poiché l'aria calda è meno densa dell'aria fredda, non si incunea ma tende a scorrere in modo graduale sopra la masse di aria fredda.

Durante la salita l'umidità contenuta nell'aria calda condensa formando una serie di nuvole: strati (St), nembostrati (Ns), altostrati (As), cirrostrati (Cs) e cirri (Ci). Data la bassa inclinazione di un fronte caldo, la zona delle precipitazioni che comprende strati e nembostrati si estende per 600 km circa, mentre la zona che comprende anche le nubi messaggere della precipitazione (altostrati, cirrostrati e cirri) si estende per 2000 km circa. Poiché la velocità di avanzamento del fronte caldo è bassa (dell'ordine dei 20 - 25 km/h) è possibile prevedere con alcuni giorni il suo arrivo.

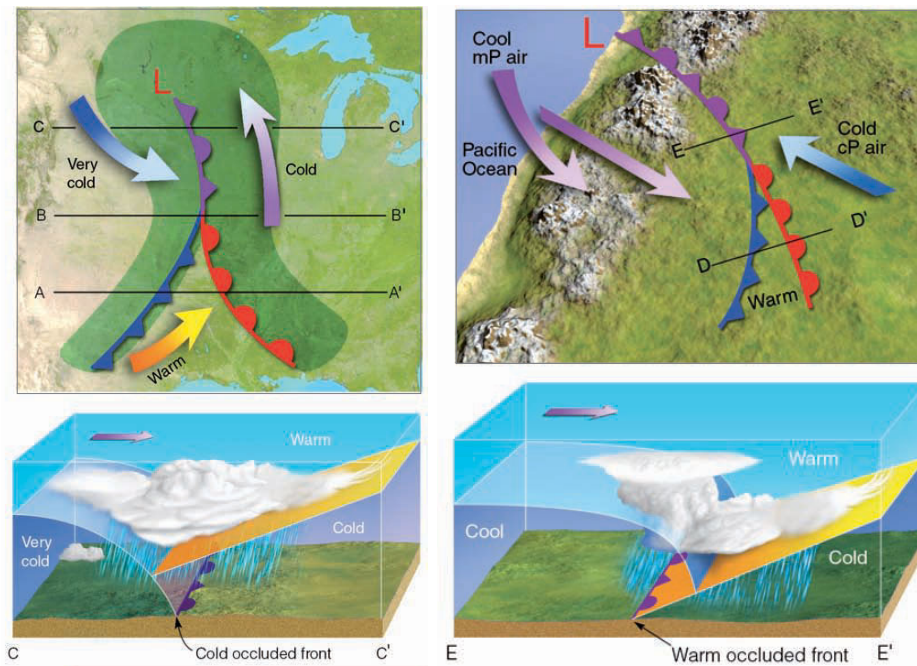


Figura 5.7: Colonna di sinistra: mappa in alto e sezione in basso di un fronte occluso freddo. Colonna di destra: mappa in alto e sezione in basso di un fronte occluso caldo [C.D. Ahrens e R. Henson].

I fronti caldi si muovono molto più lentamente dei fronti freddi perché è molto più difficile per l'aria calda trascinare per attrito l'aria fredda, piuttosto che per l'aria fredda incunearsi sotto l'aria calda e sollevarla. Questa semplice constatazione permette di spiegare la formazione dei “fronti occlusi” discussa nel paragrafo che segue.

5.3.3 Fronti occlusi

Quando un fronte freddo che, come si è detto, ha una velocità di avanzamento dell'ordine di 60 km/h raggiunge un fronte caldo che lo precede con una velocità non superiore ai 25 km/h, si forma un unico fronte occluso nel quale sono presenti non due ma tre masse d'aria a temperature differenti (molto fredda, calda e fredda). In questo modo, alla fine del processo di occlusione si possono avere due configurazioni diverse: occlusione fredda e occlusione calda (che sono illustrate nella Figura 5.7).

Nella **occlusione fredda**, di cui alla colonna di sinistra della Figura 5.7, la mappa mostra l'inseguimento del fronte caldo (a destra sulla mappa), formato da aria “fredda” e aria “tiepida”, da parte del fronte freddo (a sinistra sulla mappa), formato da aria “molto fredda”. In corrispondenza a CC', l'inseguimento è parzialmente completato e la sezione tridimensionale mostra un fronte occluso freddo ormai sviluppato. Come si vede, l'aria molto fredda si è incuneata sotto

l'aria fredda realizzando la configurazione che viene chiamata fronte occluso freddo, in quanto richiama quella del fronte freddo schematizzato nella Figura 5.6.

Nella **occlusione calda**, di cui alla colonna di destra della Figura 5.7, la mappa mostra l'inseguimento del fronte caldo (a destra sulla mappa), formato da aria "tiepida" in movimento che scorre sopra una massa di aria "fredda", da parte del fronte freddo (a sinistra sulla mappa), formato da aria "fresca". In corrispondenza a EE', l'inseguimento è parzialmente completato e la sezione tridimensionale mostra un fronte occluso caldo ormai sviluppato. Come si vede, l'aria fresca del fronte freddo si trova a temperatura superiore di quella dell'aria fredda del fronte caldo e quindi scivola sopra realizzando la configurazione che viene chiamata fronte occluso caldo, in quanto richiama quella del fronte caldo schematizzato nella Figura 5.6.

Come si può vedere dalla Figura 5.7, tutti i fronti occlusi, sia freddi sia caldi, forzano l'aria "tiepida" a salire, e ciò innesca alcune precipitazioni residue che, nel giro di un paio di giorni, portano alla dissoluzione dei fronti stessi e, quindi, la formazione delle occlusioni rappresenta l'ultima fase delle perturbazioni.

5.4 Cicloni extratropicali

Come si era già osservato, la teoria più condivisa sulla formazione dei cicloni extratropicali è quella basata sul "Modello Norvegese", proposto negli anni '20 del secolo scorso da un gruppo di meteorologi di Bergen coordinati, prima, da Wilhelm Bjerknes (1862-1951) e, successivamente, da suo figlio Jakob (1897-1975). Negli ultimi decenni, il Modello Norvegese, fondato essenzialmente su osservazioni delle nubi eseguite dal suolo, è stato aggiornato a più riprese per meglio tener conto degli aspetti tridimensionali (evidenziati dalle ricerche con sonde meteorologiche e dalle osservazioni satellitari a partire, rispettivamente, dagli anni '50 e '60 del secolo scorso).

5.4.1 Modello Norvegese

Secondo il Modello Norvegese, le depressioni da cui si originano i cicloni extratropicali nascono da oscillazioni del fronte polare ovvero della superficie che, intorno ai 60° di latitudine, segna il confine tra l'aria fredda della cella polare e l'aria relativamente calda della cella di Ferrel.

In tale contesto, il modello ipotizza che il ciclo di vita di un ciclone extratropicale nell'emisfero nord inizi da un segmento del fronte polare e passi attraverso fasi ben definite, contraddistinte dalle lettere da A ad F nelle rappresentazioni della Figura 5.8. In queste rappresentazioni, i triangolini blu e i semicerchi rossi indicano, rispettivamente, le posizioni al suolo del fronte freddo e del fronte caldo.

Come si è visto nel Capitolo 3 (Figura 3.10), i venti occidentali diretti a nord-est e i venti orientali diretti a sud-ovest, si incrociano in corrispondenza al fronte polare e, secondo il Modello Norvegese, nella fase A creano un fronte stazionario (ovvero un fronte nel quale nessuna delle due correnti riesce a prevalere sull'altra). Chiaramente, in un fronte di quel tipo gli attriti

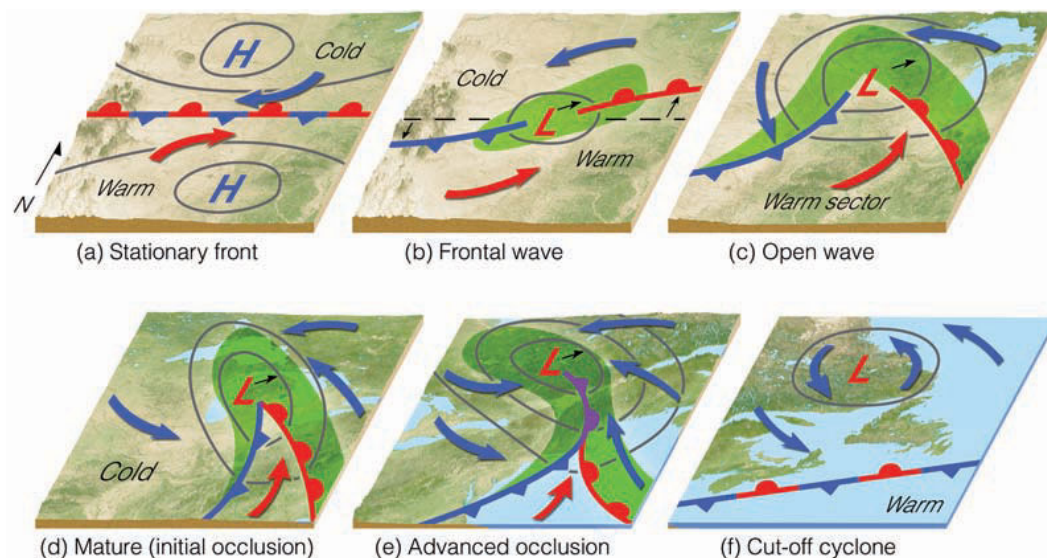
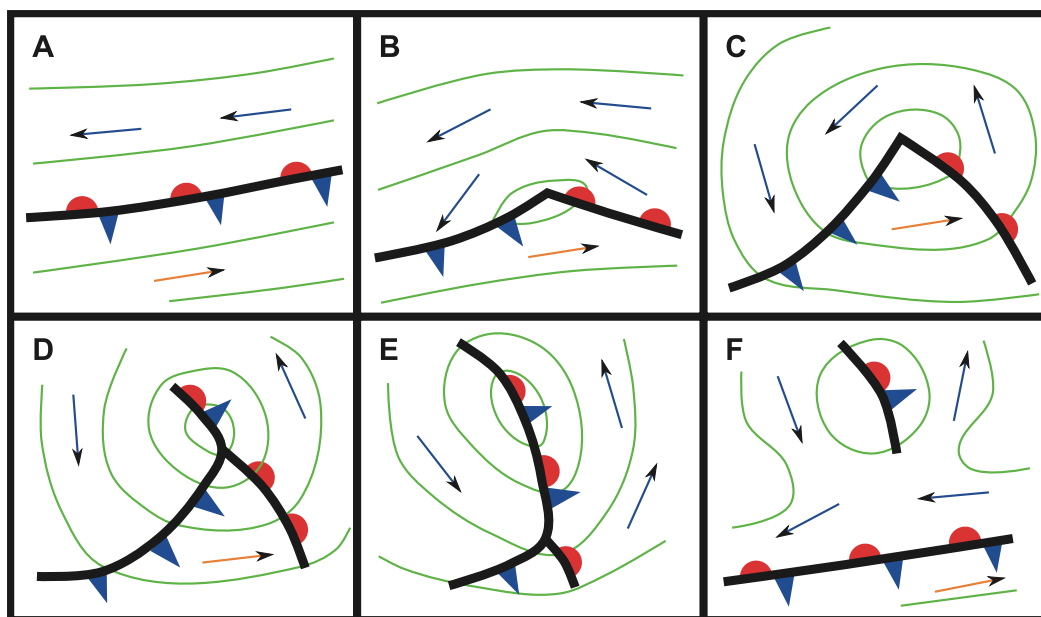


Figura 5.8: Gli stadi di evoluzione di un ciclone extratropicale secondo il Modello Norvegese: schematizzazione in alto [*J. Shonk*] e mappatura in basso [*C.D. Ahrens e R. Henson*].

tra le correnti che si incrociano tendono ad instaurare una rotazione in senso antiorario (ciclonico) ma, per rompere l'equilibrio, è necessaria una perturbazione (descritta nel Paragrafo 3.6.2), in grado di generare la singolarità (rappresentata come una punta nella fase B) dove la pressione si abbassa considerevolmente.

Nella fase C, si innesca la rotazione ciclonica intorno alla singolarità (punta) nella quale si trova il minimo di pressione. Nella rotazione, il fronte caldo va verso nord e il fronte freddo lo insegue da sud, mentre il ciclone assume l'aspetto familiare di un fronte caldo inseguito da un fronte freddo (già descritto nel paragrafo precedente).

Nelle fasi successive (D, E, F) il minimo barico in corrispondenza alla singolarità si approfondisce ulteriormente mentre i venti e le precipitazioni aumentano di intensità. Man mano che il fronte freddo (più veloce) raggiunge il fronte caldo (più lento) si forma un fronte occluso dove l'aria fredda si insinua sotto l'aria calda sollevandola. Arrivata alla tropopausa, l'aria calda si libera completamente dell'umidità generando nubi tempestose e forti precipitazioni (D ed E).

A partire dalla fase D, al suolo si distinguono tre fronti (caldo, freddo e occluso) che si incontrano nel punto triplo e ruotano intorno al minimo barico, mentre il processo di occlusione progredisce. Completato il processo di occlusione i venti diminuiscono e il ciclone extratropicale si esaurisce perché viene a mancare la fornitura di energia associata alla corrente calda e umida ascendente. (Nella fase F, infatti, l'aria è fredda su entrambi i lati del fronte occluso e quindi, non si ha alcuna spinta di Archimede verso l'alto).

5.4.2 Destabilizzazione del fronte stazionario

Il Modello Norvegese si limitava a ipotizzare, senza fornire giustificazioni, l'intervento di una perturbazione in grado di destabilizzare il fronte stazionario al suolo creando la singolarità iniziale (rappresentata come una punta) dove la pressione si abbassa. In realtà la Scuola Norvegese degli inizi del secolo scorso non disponeva di osservazioni in quota e, quindi, non poteva giustificare la perturbazione destabilizzante invocando teorie che, come quella illustrata nel Paragrafo 3.6.2, implicano la conoscenza di aspetti tridimensionali.

Successivamente e per molti anni, malgrado fossero disponibili le osservazioni in quota, nella comunità dei meteorologi è continuato il consenso sulla teoria della perturbazione destabilizzante, descritta nel già citato Paragrafo 3.6.2, secondo la quale la convergenza e la divergenza della corrente a getto in quota forniscono tutto il supporto necessario allo sviluppo delle circolazioni anticicloniche (alta pressione) e cicloniche (bassa pressione) al suolo.

5.4.3 Il “Modello Nastro Trasportatore”

In realtà, i meccanismi di destabilizzazione del fronte stazionario, illustrati nel Paragrafo 3.6.2, spiegano in maniera soddisfacente come la depressione centrale dei cicloni extratropicali si formi ma non bastano a spiegare come essa venga mantenuta e, addirittura, aumenti durante la vita attiva dei cicloni. (Infatti, per non interrompere il processo di ciclogenese è necessario mantenere, anche per più giorni, il flusso d'aria che converge verso la depressione al suolo e il flusso d'aria che diverge dal getto polare in quota).

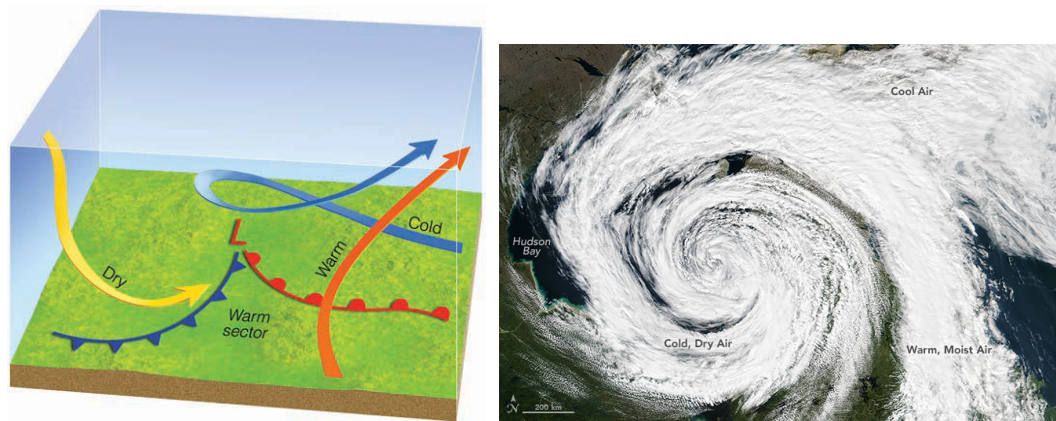


Figura 5.9: Ciclone extratropicale maturo. A sinistra: andamento dei nastri trasportatori caldo (rosso), freddo (blu) e secco (giallo) [C.D. Ahrens e R. Henson]. A destra: ciclone extratropicale sulla Baia di Hudson fotografato il 10 agosto 2016 [NASA].

Una spiegazione soddisfacente del processo di “alimentazione” della depressione centrale è fornita, invece, dal “Modello Nastro Trasportatore” il quale ipotizza che, nella ciclogenesi, intervengano tre correnti (chiamate “nastri trasportatori”) interagenti tra loro durante i processi di trasporto di calore e umidità verso il centro del ciclone. Due di queste correnti sono “vecchie conoscenze” in quanto si tratta delle correnti fredda e calda che interagiscono al suolo nelle vicinanze del fronte polare prima di salire in quota. Invece, la “novità” del modello è la terza corrente, fredda e secca, che parte dai limiti della troposfera e scende verso il fronte occluso.

Come si vede nello schema tridimensionale di un ciclone extratropicale maturo, riportato nella Figura 5.9 a sinistra, il nastro trasportatore caldo (arancione) è spinto verso l’alto dal nastro trasportatore freddo (blu) e, una volta in quota, fornisce energia al ciclone sotto forma di calore sensibile e latente. Il nastro trasportatore freddo, ruotando a spirale intorno al centro del ciclone, forma la massa di nubi “a virgola” che costituisce la “impronta” visibile dei cicloni extratropicali. La configurazione risultante è completata dall’azione del nastro trasportatore freddo e secco (verde) che proviene dai limiti della troposfera e crea la regione senza nubi nelle vicinanze del fronte occluso.

A conferma del Modello Nastro Trasportatore, nelle osservazioni satellitari (come quella della Figura 5.9 a destra relativa al ciclone extratropicale fotografato dalla NASA il 10 agosto 2016 nella baia di Hudson) si distinguono sia la struttura di nubi “a virgola” prodotta dall’interazione delle correnti calda e fredda, sia la regione senza nubi creata dall’intrusione di aria fredda e secca nelle vicinanze del fronte occluso.

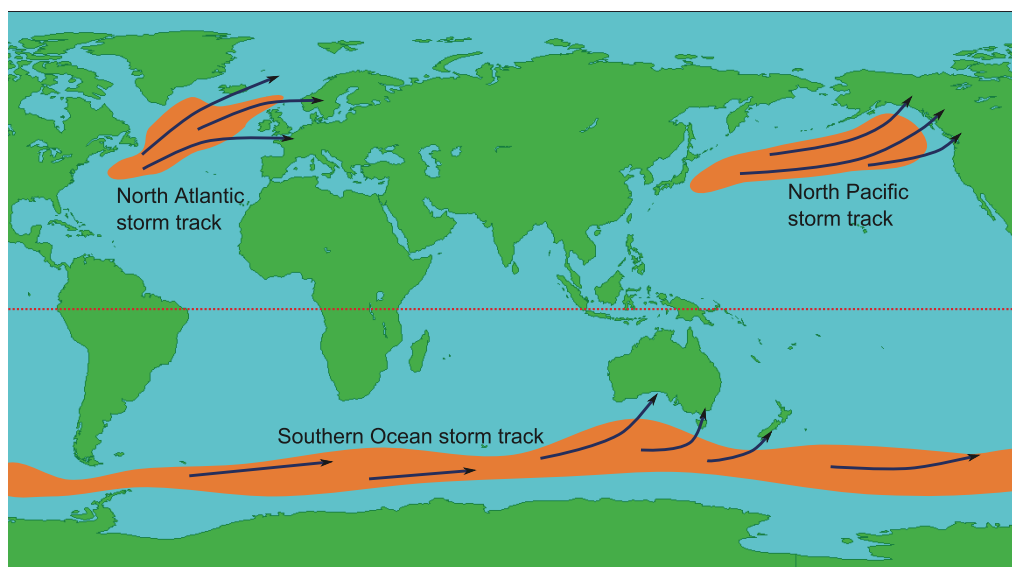


Figura 5.10: Nell'emisfero nord, la maggior parte dei cicloni extratropicali che raggiungono l'Europa si forma nelle vicinanze della costa orientale del Canada, mentre la maggior parte di quelli che raggiungono gli Stati Uniti si forma nelle vicinanze della costa orientale del Giappone. Nell'emisfero sud, i cicloni extratropicali che raggiungono l'Australia e la Nuova Zelanda si formano in corrispondenza al fronte Sub Antartico [J. Shonk].

5.4.4 Le traiettorie dei Cicloni Extratropicali

Come si è ripetutamente osservato, sia nell'emisfero settentrionale, sia nell'emisfero meridionale i cicloni extratropicali si formano in superficie ma in corrispondenza ai getti polari in quota. Nell'emisfero settentrionale, la maggior parte dei cicloni extratropicali che raggiungono l'Europa si forma sull'oceano Atlantico nelle vicinanze della costa orientale del Canada, dove le masse d'aria continentale fredda e secca del Nord America incontrano le masse d'aria subtropicale umida generate tra le Azzorre e le Bermude. Da qui le depressioni cicloniche raggiungono l'Europa nord-occidentale seguendo la "traiettoria delle tempeste del Nord Atlantico" segnata a sinistra in alto nella Figura 5.10.

Sempre nell'emisfero settentrionale la seconda traiettoria delle tempeste, dal Giappone alla costa occidentale del Nord America, attraversa il Nord Pacifico ed è segnata a destra in alto nella Figura 5.10.

In superficie, nell'emisfero Meridionale non vi sono ostacoli alle tempeste e, quindi, la traiettoria è unica e si estende intorno all'intero Pianeta come schematizzato nella Figura 5.10 in basso. Tuttavia va tenuto ben presente che, come si visto nel Paragrafo 3.8, le traiettorie delle tempeste possono essere modificate o bloccate, in entrambi gli emisferi, dalla presenza di anticicloni particolarmente estesi che deviano o arrestano le correnti a getto polari.

5.4.5 Intensificazione dei Cicloni Extratropicali

I Cicloni Extratropicali possono intensificarsi e dar luogo a tempeste molto intense. Ciò succede in presenza di ben precise situazioni atmosferiche al suolo e in quota nelle quali sono particolarmente forti i fattori che favoriscono la formazione dei cicloni. I fattori principali sono:

- al suolo si devono avere grandi differenze di temperatura tra le masse d'aria calda e fredda che convergono sul fronte stazionario iniziale;
- in quota il getto polare deve essere particolarmente veloce ed esteso per garantire una aspirazione adeguata della depressione ciclonica iniziale in superficie;
- la corrente calda deve essere molto umida come succede, ad esempio, quando i cicloni extratropicali si sviluppano sul mare.

Con il cambiamento climatico in corso la temperatura e l'umidità contenuta nell'atmosfera stanno aumentando e con esse i potenziali contrasti termoigrometrici con l'aria fredda trasportata da eventuali getti polari veloci ed estesi. In situazioni di questo tipo, la pressione al suolo diminuisce velocemente e altrettanto velocemente aumenta la portata d'aria che, arrivata in quota, genera i fenomeni temporaleschi.

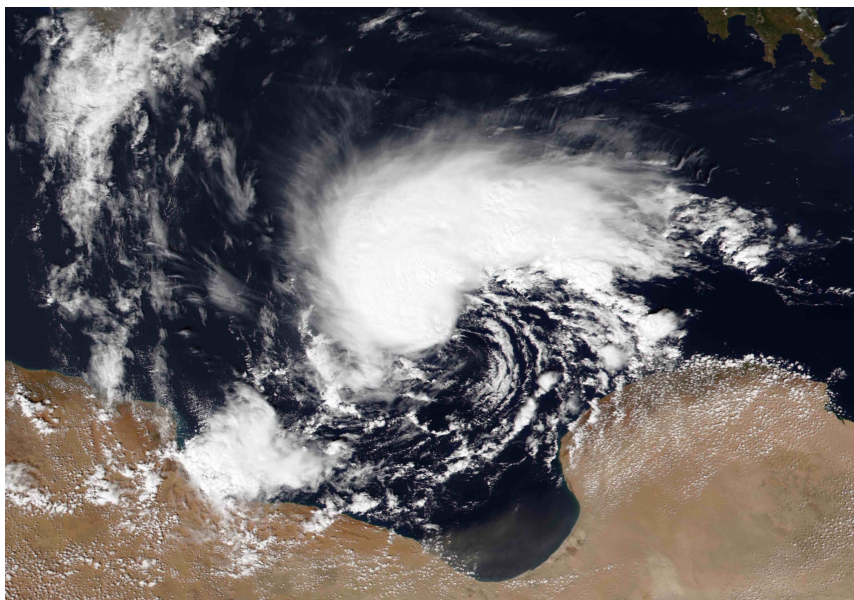


Figura 5.11: Ciclone Daniel: il Medicanic che ha imperversato su Bulgaria, Grecia, Egitto, Israele, Libia e Turchia tra il 4 e il 12 settembre 2023 [NOAA].

5.4.6 Medicanes

I **MediCanes**, ovvero i MEDiterranean HurriCANES, si sviluppano grazie al contributo dinamico legato allo scontro tra le masse d'aria fredda associate alla corrente a getto polare e le masse d'aria calda e umida che stazionano sul Mediterraneo. Pertanto, pur avendo effetti spesso sovrapponibili a quelli dei cicloni tropicali, i Medicanes vanno considerati cicloni extratropicali sia pure particolarmente intensi.

I periodi più favorevoli per la formazione dei Medicanes sono l'autunno e la prima parte dell'inverno quando le temperature superficiali del Mediterraneo sono ancora alte mentre la corrente a getto polare riprende di intensità dopo il rallentamento estivo. Questo è il caso, ad esempio, del Ciclone Daniel (fotografato nella Figura 5.11), che ha imperversato tra il 4 e il 12 settembre 2023 su Bulgaria, Grecia, Egitto, Israele, Libia e Turchia e ha causato alluvioni, mareggiate e danni a persone e infrastrutture.

5.5 Il tempo ai tropici

Come si è detto, in corrispondenza alla cella di Hadley (ovvero dall'Equatore fino a 30°C a nord e a sud), si estende la fascia latitudinale più calda del Pianeta. Tuttavia, all'interno di questa fascia vi sono forti differenze climatiche tra:

- la zona equatoriale di bassa pressione (ICTZ) verso la quale convergono per poi salire in quota gli alisei di entrambi gli emisferi, e
- le zone di alta pressione intorno ai 30° a nord e a sud dove l'aria in quota scende al suolo.

Infatti, si usa distinguere tra:

- la zona tropicale vera e propria, che va dai 23° 26' a nord (Tropico del Cancro) fino ai 23° 26' a sud (Tropico del Capricorno) e
- le zone subtropicali, a nord e a sud dei tropici, che vanno dai 23° 26' ai 30° gradi.

All'interno dei tropici, nella zona di convergenza intertropicale (ICTZ), i venti caldi e umidi, salendo in quota e raffreddandosi per espansione nella salita, generano le nubi convettive e le precipitazioni che caratterizzano il clima tropicale. (Nelle regioni tropicali non esistono, infatti, le quattro stagioni tipiche delle zone temperate, ma si alternano due sole stagioni: una stagione secca e una stagione umida, o delle piogge).

Nelle zone subtropicali a nord e a sud dei tropici l'aria in quota della Cella di Hadley, scendendo al suolo e riscaldandosi per compressione nella discesa, genera i grandi deserti e le aree più calde e aride del Pianeta (che sono una caratteristica del clima subtropicale).

Dal punto di vista di uno studio elementare come questo il “tempo”, pressoché invariabile, nelle zone subtropicali ha un interesse meteorologico limitato, e non sarà oggetto di ulteriori

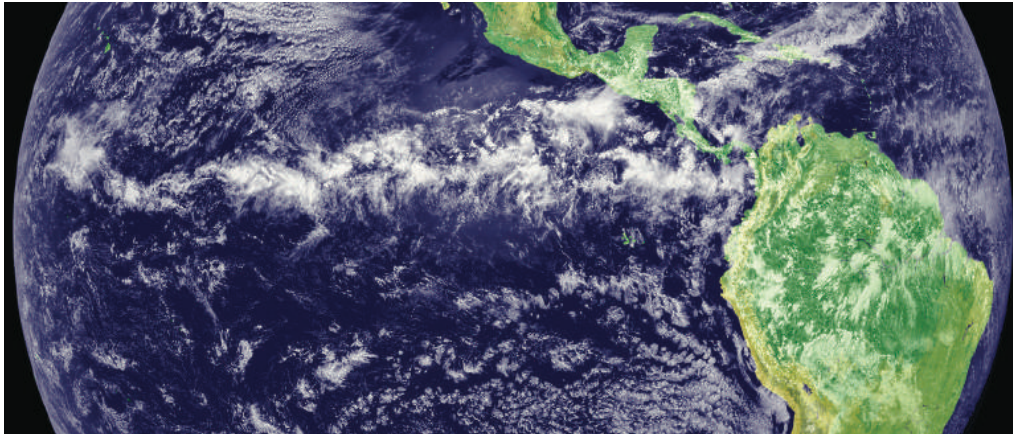


Figura 5.12: La fascia di nubi convettive variamente addensate nella ICTZ lungo il pacifico Orientale e il Sud America [NASA Earth Observatory/NOAA].

attenzioni nel seguito. Per contro, il “tempo ai tropici” riveste un grande interesse meteorologico, sia per l’importanza concettuale e mediatica delle depressioni tropicali e dei cicloni che ne derivano, sia per l’influenza esercitata sul “tempo alle medie latitudini”.

In realtà, le influenze dei fenomeni atmosferici caratteristici dei tropici sul tempo alle medie latitudini sono stati in parte già trattati:

- nei Paragrafi 3.5.3 e 3.5.4 dove si è discussa l’alternanza tra monsoni umidi estivi e monsoni secchi invernali, e si è dimostrato che essa è collegata agli spostamenti stagionali della Zona di Convergenza InterTropicale (ICTZ);
- nel Paragrafo 4.4.2 dove si sono esaminati gli effetti delle diverse fasi del ciclo ENSO (El Niño Southern Oscillation) sul Pacifico Equatoriale, e
- nel Paragrafo 4.4.4 dove si è spiegato come le diverse fasi del Niño, che è un fenomeno equatoriale locale, possano influenzare il clima dell’intero Pianeta.

5.5.1 La meteorologia tropicale

In questo paragrafo, e in quelli immediatamente seguenti, ci si occupa della meteorologia tropicale vera e propria, partendo dalla osservazione che essa si differenzia da quella delle medie latitudini perché, ai tropici, non esistono fronti d’aria caldi o freddi ma, piuttosto, scambi complessi di calore e umidità tra l’oceano e l’atmosfera.

Il “motore” della meteorologia tropicale è la ICTZ, fotografata nella Figura 5.12, nella quale si distinguono chiaramente le nubi convettive e i temporali sparsi variamente addensati lungo la direzione est-ovest. Queste precipitazioni non costituiscono una fascia continua (e ciò spiega, tra l’altro, perché all’interno della ICTZ piova praticamente tutti i giorni ma non continuamente).

Anche l'ampiezza meridiana della ICTZ è variabile, essendo compresa tra un minimo di 20° e un massimo di 35° di latitudine. Il minimo si registra dove l'attività temporalesca, e con essa la velocità di risalita dell'aria, sono più elevate (e, quindi, basta una ampiezza meridiana minore, per fare arrivare in quota la portata d'aria richiesta per ogni grado di longitudine). Analogamente, il massimo si ha dove l'attività temporalesca, e con essa la velocità di risalita dell'aria sono più ridotte (e, quindi, occorre una ampiezza meridiana maggiore per fare arrivare in quota la portata d'aria richiesta per ogni grado di longitudine).

Ad esempio, nella situazione di Figura 5.12 si vede che l'ampiezza meridiana della ICTZ diminuisce da est a ovest (in coerenza col fatto ben noto che la temperatura dell'oceano e, con essa l'attività temporalesca, crescono da est a ovest).

La ICTZ, centrata sull'Equatore termico, si sposta con le stagioni da 23° 26' a nord (Cancro) a 23° 26' a sud (Capricorno) in modo da posizionarsi dove l'intensità dell'irraggiamento solare è massima. Pertanto, attesa l'ampiezza meridiana limitata della ICTZ, solo le immediate vicinanze dell'Equatore geografico restano all'interno della ICTZ durante tutto l'anno, e sono caratterizzate da piogge pressoché giornaliere. Avvicinandosi ai Tropici (Cancro e Capricorno), invece, entrambe le stagioni compaiono e si fanno, progressivamente, più distinte e nette (in quanto si hanno mesi di siccità prolungata seguiti da mesi di piogge torrenziali).

5.5.2 Cicloni tropicali

Come dice il nome, i cicloni tropicali hanno origine nella fascia latitudinale compresa tra i tropici del Cancro e del Capricorno mentre, come si è visto in precedenza, i cicloni extratropicali hanno origine tra 30° e 60° a nord e a sud dell'equatore. A causa della diversa fascia latitudinale, nei cicloni tropicali è prevalente il contributo energetico associato alla fornitura, da parte dell'oceano, di calore sensibile e latente, mentre nei cicloni extratropicali è prevalente il contributo dinamico associato allo scontro tra masse d'aria a temperatura e umidità differenti.

Ai tropici, i cicloni si sviluppano sull'oceano in presenza di temperature superficiali molto alte (sopra i 26-27 °C), elevata umidità atmosferica e modeste variazioni della velocità del vento con la quota. (Dal punto di vista fisico, le ridotte variazioni della velocità del vento con la quota servono a favorire la salita verticale indisturbata di aria calda e umida dalla superficie dell'oceano.) Infine, i cicloni non possono svilupparsi nelle fasce latitudinali comprese tra 0° e 5° a nord e a sud dell'equatore, nelle quali l'effetto Coriolis non è sufficientemente forte da sostenere la rotazione.

Tuttavia, i requisiti termofisici e geografici sono necessari ma non sufficienti, in quanto la risalita dell'aria dalla superficie può iniziare solo in presenza di un evento destabilizzante che inneschi la rotazione. Le ricerche più recenti concordano sul fatto che, nella maggioranza dei casi, l'evento destabilizzante sia l'allineamento di un'area di convergenza in superficie della ICTZ, con un'area di divergenza ciclonica in quota.

Ai tropici, le aree cicloniche in quota sono quasi sempre associate ai meandri di correnti a getto locali che si formano ad altezze dell'ordine dei 3 chilometri in presenza di forti differenze di temperatura tra zone limitrofe. La più nota delle correnti a getto locali si sviluppa in Africa

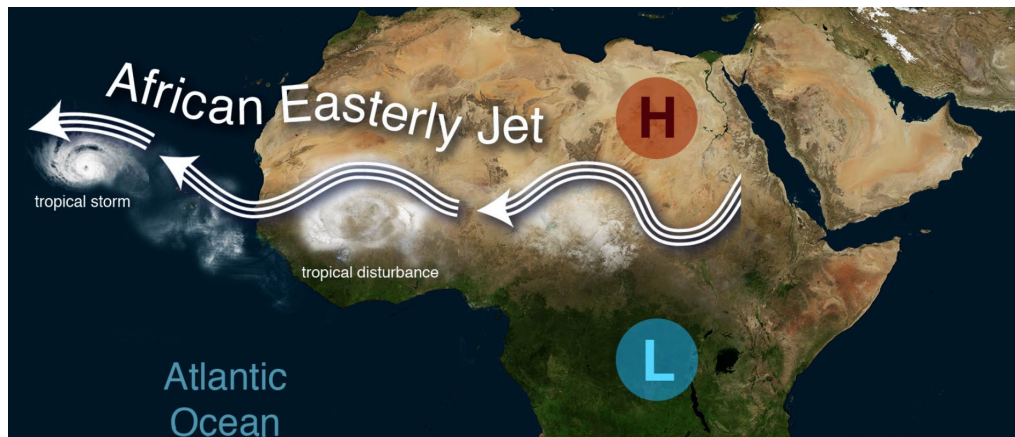


Figura 5.13: Vista in pianta a 3 km di altezza della Corrente Orientale Africana [Natalie Renier, WHOI Graphic Services].

Occidentale dove, durante l'estate boreale, si riscontrano forti differenze di temperatura tra il deserto del Sahara a nord e l'area compresa tra il Golfo di Guinea e le foreste tropicali centroafricane a sud. Il forte contrasto di temperatura tra queste due zone genera la Corrente Orientale Africana che, come si vede nella schematizzazione della Figura 5.13, si sposta da est a ovest. (A questo punto si osservi anche che le aree cicloniche in quota sono ospitate nelle saccature della Corrente Orientale Africana).

Formazione della Corrente Orientale Africana

La situazione iniziale nel processo di formazione della Corrente Orientale Africana presenta forti analogie con la formazione dei venti locali schematizzata nella Figura 3.2 (con il deserto del Sahara, a nord, al posto della città 2, e il Golfo di Guinea e le foreste tropicali centroafricane, a sud, al posto della città 1).

In superficie, sale l'aria più calda e meno densa che sovrasta il deserto del Sahara (a nord), mentre scende l'aria, relativamente più fresca e più densa, che sovrasta il Golfo di Guinea e le foreste tropicali centroafricane a sud. Pertanto in superficie abbiamo bassa pressione a nord (dove l'aria sale) e alta pressione a sud (dove l'aria scende), mentre in quota la situazione si inverte con alta pressione a nord dove l'aria sale e si accumula, e bassa pressione a sud dove l'aria scende.

Quindi, nella situazione iniziale, per mantenere l'equilibrio idrostatico abbiamo vento da sud a nord in superficie e da nord a sud in quota. Tuttavia appena l'aria inizia muoversi viene deviata verso destra dall'effetto Coriolis, e ciò significa che in quota viene l'aria deviata verso ovest. In questo modo viene generata la Corrente Orientale Africana che presenta un massimo intorno ai 3 km di altezza, ad una quota lontana dallo strato limite (frenante) al suolo ma non troppo lontana dalle aree di convergenza della ICTZ in superficie.

Alla quota di 3 km sono però presenti forti gradienti locali di temperatura che destabilizzano la corrente ed, infatti, nella Figura 5.13 si vede che la Corrente Orientale Africana è caratterizzata dalla presenza di “treni” d’onde (le “Onde Africane Orientali”) nelle cui saccature sono ospitate le depressioni cicloniche tropicali che, spesso, innescano i Cicloni Tropicali dell’Atlantico.

5.5.3 Dalle depressioni cicloniche tropicali agli uragani

Le depressioni cicloniche tropicali sono il livello più basso contemplato nella classificazione di intensità delle perturbazioni tropicali. Tale classificazione, basata unicamente sulle velocità dei venti che le perturbazioni riescono a sostenere, distingue tra:

- Depressioni Tropicali, con venti fino a 63 km/h;
- Tempeste Tropicali, con venti compresi tra 64 e 118 km/h;
- Cicloni tropicali (definiti, in alternativa, uragani o tifoni) quando i venti superano i 118 km/h.

(In meteorologia “ciclone” è il termine generico per indicare qualunque regione chiusa dove la pressione è bassa ed, infatti, a seconda della latitudine si distingue tra cicloni extratropicali e cicloni tropicali. Invece, “uragani” e “tifoni” sono sinonimi di “cicloni tropicali” utilizzati, rispettivamente in Nord America e Asia. Tuttavia, il termine “uragani” è quello preferito dai mezzi di comunicazione di massa e, quindi viene utilizzato spesso anche in Italia.)

Le velocità del vento sono ulteriormente impiegate per classificare i cicloni tropicali in cinque categorie secondo la scala Saffir-Simpson, così definita dal National Hurricane Center degli Stati Uniti :

- **Categoria 1** con venti compresi tra 119 e 153 km/h, che provocano “danni minori”;
- **Categoria 2** con venti compresi tra 154 e 177 km/h, che provocano “danni moderati”;
- **Categoria 3** con venti compresi tra 178 e 208 km/h, che provocano “danni gravi/estesi”;
- **Categoria 4** con venti compresi tra 209 e 251 km/h, che provocano “danni estremi” e
- **Categoria 5** con venti superiori od uguali a 252 km/h, che provocano “danni catastrofici”.

Come si può intuire, le velocità raggiunte dai venti dipendono dai minimi di pressione che caratterizzano i cicloni. Ad esempio, i minimi di pressione nei cicloni tropicali di Categoria 5 sono inferiori ai 920 hPa e, nei cicloni più violenti possono essere inferiori anche a 900 hPa.

Fortunatamente, non tutte le depressioni tropicali raggiungono lo stato di ciclone tropicale perché non è facile soddisfare i requisiti termofisici e geografici ed avere insieme gli eventi destabilizzanti elencati nel Paragrafo 5.5.2. Purtroppo, con il cambiamento climatico, i cicloni tropicali si generano con sempre maggiore frequenza, da giugno a novembre nell’emisfero nord e da novembre a maggio nell’emisfero sud, nelle aree evidenziate nella Figura 5.14.

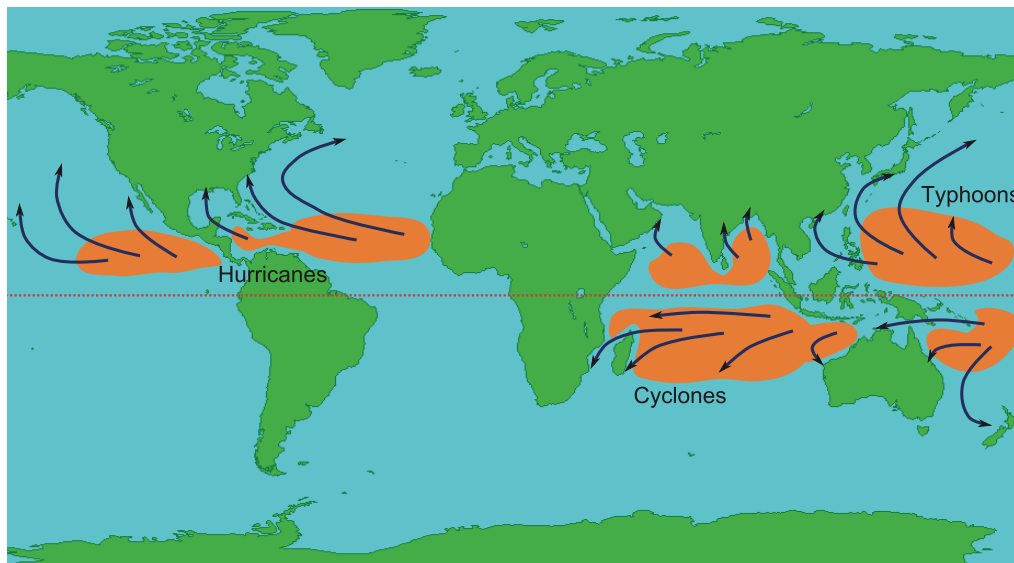


Figura 5.14: La maggior parte dei cicloni tropicali si forma nelle regioni evidenziate e si sposta da est a ovest mentre si allontana dall'equatore. A causa dell'interazione combinata dell'effetto Coriolis e dei venti occidentali prevalenti, se i cicloni tropicali raggiungono le latitudini intermedie deviano verso est e assumono le caratteristiche tipiche dei cicloni extratropicali [*J. Shonk*].

5.6 Struttura dei cicloni tropicali

Le immagini dei cicloni tropicali, raccolte da satelliti e stazioni spaziali, hanno un grande interesse mediatico ed, infatti, per gli uragani importanti vengono immediatamente diffuse in tutto il Mondo. Una delle immagini più iconiche è la foto della Figura 5.15, scattata il 12 settembre 2018 dalla Stazione Spaziale Internazionale, che ci mostra l'uragano Firenze ancora sull'oceano al largo della Carolina del Nord (che verrà raggiunta il 14 settembre). Nella foto si nota chiaramente la depressione centrale (detta occhio), circondata dalle fasce di sviluppo a spirale tipiche dei cicloni maturi.

Pur essendo molto ricche di informazioni, le immagini di questo tipo non sono facilmente interpretabili sul piano quantitativo da parte dei non specialisti e, quindi, può essere utile spiegarle qualitativamente facendo riferimento, ad esempio, a schematizzazioni del tipo di quella riportata nella Figura 5.16.

Dalla Figura 5.16 si intuisce come i cicloni tropicali si sviluppino per fasce a spirale attorno al nucleo centrale in quanto, a livello del mare, l'aria converge dalle zone periferiche esterne, che si trovano a pressione più alta, verso l'occhio dove la pressione è più bassa. Tuttavia, a causa dell'accelerazione di Coriolis associata alla rotazione terrestre, la convergenza verso l'occhio non segue un percorso rettilineo, ma assume un andamento vorticoso a spirale che, come si è



Figura 5.15: Uragano Firenze, fotografato dalla Stazione Spaziale Internazionale il 12 settembre 2018 mentre si trovava sull'oceano al largo della Carolina del Nord [NASA Goddard Space Flight Center].

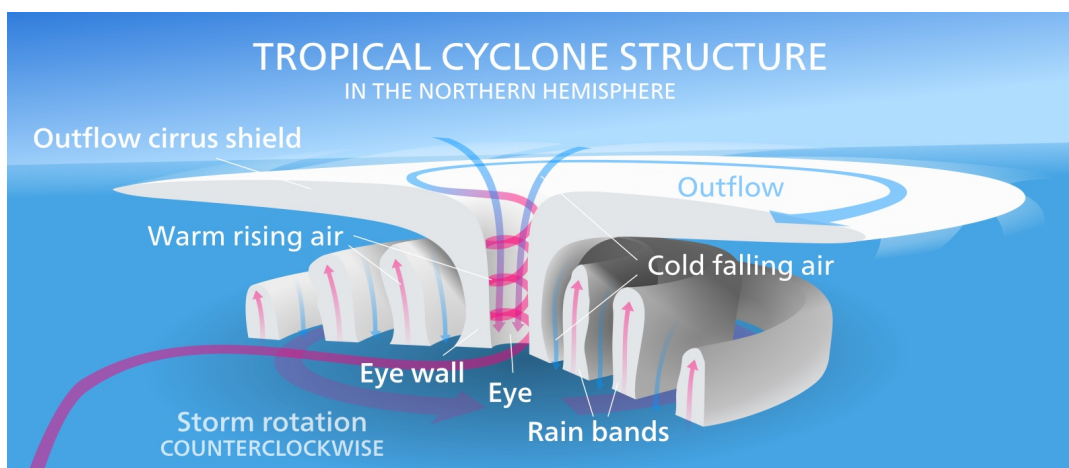


Figura 5.16: Struttura tridimensionale di un ciclone tropicale nell'emisfero nord [Wikipedia].

già detto, in meteorologia viene definito “ciclonico” ed è antiorario nell’emisfero settentrionale ed orario nell’emisfero meridionale.

In tutti i vortici, e anche in quelli associati ai cicloni tropicali, la velocità tangenziale aumenta per un buon tratto man mano che ci si avvicina al centro seguendo un andamento “a potenziale” ovvero, crescendo in modo inversamente proporzionale alla distanza dal centro (in linguaggio tecnico: mantenendo costante il “momento della quantità di moto” che è il prodotto della velocità tangenziale per il raggio di rotazione).

La velocità tangenziale, però, non può aumentare all’infinito ed, infatti, nell’occhio del ciclone la velocità tangenziale assume un andamento rotazionale (come quello di un solido), ovvero si riduce in modo direttamente proporzionale al raggio fino ad annullarsi nel centro.

Così, nei cicloni tropicali si possono identificare tre zone:

- l’anello esterno che delimita le fasce delle tempeste (“rain bands” in inglese), ha un raggio massimo dell’ordine dei 300 chilometri, un raggio minimo dell’ordine dei 40 chilometri, ed è caratterizzato da una velocità tangenziale in aumento verso l’interno con tipico andamento “a potenziale”;
- un anello intermedio che circonda l’occhio (“eye wall” in inglese), ha un raggio massimo dell’ordine dei 40 chilometri, minimo dell’ordine dei 20 chilometri, ed è caratterizzato da una velocità tangenziale che, dopo aver raggiunto un picco dell’ordine delle centinaia di chilometri all’ora, lascia l’andamento a potenziale e passa all’andamento rotazionale;
- l’occhio, con raggio dell’ordine dei 20 chilometri, dove la velocità tangenziale mantiene l’andamento rotazionale fino ad azzerarsi nel centro.

Nell’anello esterno l’aria, calda e umida, ha una densità bassa e, per effetto convettivo (la spinta di Archimede), tende a salire in quota verso le zone fredde e asciutte dove la densità è alta. Durante la salita l’aria si raffredda progressivamente e perde l’umidità che, condensando, forma una serie di pareti nuvolose più o meno verticali (le tra fasce delle tempeste nella Figura 5.16), disposte a spirale e caratterizzate da un’altezza decrescente con la distanza dal centro.

In quota, l’aria risalita si trova in equilibrio termo-igrometrico con l’aria circostante ed essendo più densa dell’aria a contatto con la superficie del mare ridiscende negli spazi tra le pareti di nubi. Nell’anello esterno, quindi, le correnti ascendenti (dalle fasce) e discendenti (dagli spazi tra le fasce) si equilibrano e, complessivamente, danno una velocità ascensionale media prossima a zero.

Nell’anello intermedio (a fianco dell’occhio del ciclone), si forma una parete verticale di nubi diversa dalle altre in quanto, l’aria risale fino ai confini della troposfera, ovvero intorno ai 15 chilometri di altezza nelle vicinanze dell’equatore. (Una spiegazione qualitativa di questa forte risalita è legata al passaggio dal moto da “potenziale” [senza attriti] a “rotazionale” [con attriti], ed alla conseguente fortissima riduzione di velocità tangenziale: tale riduzione costituisce un ostacolo per il deflusso bidimensionale tangenziale ed, infatti, costringe il flusso a deviare verso l’alto).



Figura 5.17: Foto scattata all'interno dell'occhio dell'uragano Dorian, nei primi giorni di settembre del 2019 [Garrett Black, US Air Force, 53° Squadrone di Ricognizione Meteorologica].

L'aria risalita fino ai confini della troposfera diverge verso la periferia e, depositando l'umidità residua, forma un vero e proprio “scudo nuvoloso a fungo”. A questo punto, l'aria si trova in equilibrio termo-igrometrico con l'aria circostante ed, essendo più densa dell'aria a contatto con la superficie del mare, ridiscende all'esterno dello scudo nuvoloso. (Si noti che causa dell'accelerazione di Coriolis, associata alla rotazione terrestre, il movimento divergente dell'aria verso la periferia dello scudo non segue un percorso rettilineo ma assume un andamento a spirale, che in meteorologia viene definito “anticiclonico” ed è orario nell'emisfero settentrionale ed antiorario nell'emisfero meridionale).

Nell'occhio del ciclone, la pressione è bassa al punto da richiamare dalla tropopausa (lo strato d'aria tra troposfera e stratosfera) una corrente secondaria che rende negativa la velocità ascensionale. La corrente secondaria è priva di umidità e nella discesa lungo l'occhio riequilibra la sua temperatura tanto che, al livello del mare, il centro del ciclone risulta caldo e privo di nubi (come si può vedere dalla fotografia di Figura 5.17, scattata all'interno dell'occhio dell'uragano Dorian da un aereo di ricognizione meteorologica dell'Aeronautica degli Stati Uniti).

5.6.1 Tempeste artiche

In passato, i naviganti che si avventuravano sui mari del Nord con fragili imbarcazioni e le comunità che vivevano sulle coste di quei mari erano costrette a far fronte a tempeste misteriose, violente e improvvise. Raffiche di vento a velocità superiori ai 100 km/h, onde altissime e

mareggiate devastanti sembravano venire dal nulla, interessavano aree abbastanza estese e poi, generalmente, si esaurivano in un paio di giorni.

Nonostante la pericolosità e la frequenza delle tempeste artiche, fino a pochi decenni fa mancavano spiegazioni sui meccanismi che le generavano, probabilmente a causa della scarsità di stazioni meteorologiche terrestri alle latitudini più elevate ed alla conseguente mancanza di dati affidabili.

La situazione è cambiata a partire dagli anni '60 del secolo scorso con l'avvento delle osservazioni satellitari. Da allora i meteorologi hanno associato le tempeste polari ad aree a bassa pressione atmosferica (polar lows) con diametro compreso, generalmente, tra 100 e 500 km che compaiono durante l'inverno sui mari privi di ghiaccio al di sopra del circolo polare artico.

(Le aree di più frequente formazione delle tempeste polari artiche sono il Golfo dell'Alaska ed i relativamente tiepidi Mari di Norvegia, di Barents e del Labrador).

Secondo la teoria attualmente più condivisa, una tempesta artica si genera quando l'aria proveniente dalle zone costiere, a temperature dell'ordine dei -30°C , viene richiamata dal nucleo depressionario che si trova sull'oceano a temperature dell'ordine di 0°C . A causa dell'accelerazione di Coriolis, legata alla rotazione terrestre, la convergenza verso l'occhio non segue un percorso rettilineo, ma assume un andamento vorticoso a spirale di tipo ciclonico che è antiorario nell'emisfero settentrionale.



Figura 5.18: Tempesta artica sul Mare di Barents il 27 February 1987 [Wikipedia].

Nel suo percorso sopra l'oceano, l'aria fredda raccoglie calore sensibile e latente e, allo stesso tempo, riduce la sua densità (che, ricordiamolo, diminuisce con gli aumenti di temperatura ed umidità). L'aria diventata così meno densa, tende a salire per effetto della spinta di Archimede fino ai limiti della troposfera dove l'umidità, condensando, forma le nubi tempestose ben evidenziate dalla Figura 5.18.

A questo punto si può comprendere perché molti meteorologi di scuola anglosassone chiamino "uragani artici" le tempeste polari più intense. Infatti, vi sono evidenti analogie morfologiche tra tempeste polari illustrate nella Figura 5.18 e i cicloni tropicali illustrati nella Figura 5.15.

Inoltre, la ciclogenesi è la stessa nei due casi in quanto dovuta, essenzialmente, al contributo energetico fornito dall'oceano. Ad ulteriore conferma di questa similitudine termodinamica va detto che sia i cicloni tropicali sia le tempeste polari sono fenomeni atmosferici che tendono ad esaurirsi quando, spinti dai venti, arrivano sulla terraferma dove viene a mancare il contributo energetico fornito dall'oceano sotto forma di calore sensibile e latente.

Per completezza, a conclusione del paragrafo va osservato che esistono anche tempeste polari Antartiche. Esse si formano durante i mesi estivi e, sinora, sono state poco investigate a causa sia della perdurante scarsità di stazioni meteorologiche terrestri nell'Antartico sia per la sostanziale assenza di popolazioni rivierasche in quell'area.

(Le zone di più frequente formazione delle tempeste polari antartiche sono i mari di Ross, Amundsen e Bellingshausen, tutti dislocati lungo il percorso della Corrente Circumpolare Antartica).

5.7 Le previsioni del tempo a lungo termine

L'atmosfera è un sistema caotico non-lineare perché in essa gli effetti non rispondono necessariamente alle cause in modo proporzionale (cioè lineare) e possono anche auto-amplificarsi nel tempo fino a raggiungere uno stato caotico. Nel 1963, per descrivere l'evoluzione del tempo atmosferico, il meteorologo Edward Lorenz utilizzò una metafora divenuta celebre dicendo che, nell'atmosfera, anche una perturbazione apparentemente irrilevante "come il battito d'ali di una farfalla in Brasile" può provocare [dopo un numero sufficiente di giorni] "un tornado nel Texas".

Ciò non significa che l'evoluzione del tempo atmosferico sia inconoscibile ma implica che sia molto difficile da prevedere in quanto bastano imprecisioni molto piccole nella descrizione delle condizioni iniziali e/o errori apparentemente insignificanti nelle procedure di soluzione per arrivare rapidamente a risultati privi di significato. Negli ultimi anni, grazie al gran numero di sensori meteo che informano sulla situazione iniziale in tutto il Mondo (ovvero informano sul "tempo di oggi") ed alla grande accuratezza dei supercomputer disponibili per i calcoli, i modelli numerici riescono a fornire previsioni meteorologiche che si estendono fino a circa due settimane. In futuro tale orizzonte temporale potrà essere ampliato ma lentamente e non più, ad esempio, dell'aumento nel numero di cifre significative assicurate dall'evoluzione dei computer a disposizione dei meteorologi.

Per contro, le previsioni climatiche, a differenza di quelle meteorologiche, già oggi devono per costruzione essere di “lungo termine” al fine di consentire, ad esempio, le stime degli andamenti di temperatura di qui al 2100 in funzione dei diversi scenari ipotizzati, ovvero delle diverse probabili scelte comportamentali delle popolazioni. A tal fine, l'estensione dell'orizzonte temporale è ottenuta grazie all'adozione di modelli di calcolo che “filtrano”, ovvero rinunciano a simulare, le oscillazioni “meteorologiche” di breve durata e si concentrano unicamente sulle tendenze “climatiche” pluriennali.

Un problema a parte, però, è rappresentato dalle previsioni con un orizzonte temporale limitato a qualche anno come, ad esempio, le previsioni quinquennali che sono sempre più richieste dagli analisti economici e dai decisori politici. In tal caso, le oscillazioni stagionali di natura casuale non possono essere trascurate e, di conseguenza, le previsioni climatiche di tipo dinamico (ovvero che procedono nel tempo, un passo dopo l'altro) devono essere integrate da previsioni di tipo statistico che descrivano, in qualche modo, le oscillazioni stagionali.

Generalmente, le previsioni di tipo statistico si basano su eventi forzanti che, in passato, hanno generato effetti stagionali molto importanti ma ben definiti. A questa categoria di eventi appartengono le oscillazioni di temperatura nel Pacifico Equatoriale Tropicale, la più importante delle quali è, senza dubbio, il Ciclo ENSO (El Niño Southern Oscillation - Oscillazione Meridionale del Niño). Come osservato nel Paragrafo 4.4, ENSO ha durata compresa tra i due e i sette anni ed è un evento ciclico nel quale si alternano una fase calda (El Niño) ed una fase fredda (La Niña), separate da una fase neutra.

Infatti, le statistiche sulle medie annuali di temperatura, raggruppate per decenni dal 1950 al 2021 nella Figura 5.19, confermano che gli anni più caldi sono stati quelli del Niño e i più freddi quelli della Niña con l'unica eccezione del 1992, in concomitanza con le eruzioni del vulcano Piñatubo

Un'altra brillante applicazione degli approcci statistici è il “Rapporto di sintesi sulla evoluzione del clima nel quinquennio 2023-2027” pubblicato il 17 maggio 2023, dall'Organizzazione Meteorologica Mondiale (WMO - World Meteorological Organization) nel quale, tra l'altro, ENSO è stato ripetutamente chiamato in causa. In tale rapporto l'affidabilità delle stime e, quindi, la probabilità del verificarsi delle previsioni, era molto elevata in quanto era stata dimostrata “ex ante” dalle rilevazioni sperimentali disponibili per il quinquennio 2017-2022 confrontate con i risultati numerici delle simulazioni “ex post” prodotte per lo stesso periodo dai partecipanti al nuovo studio.

Secondo il WMO, nel quinquennio 2023-2027:

- vi era una probabilità del 98% che la media delle temperature globali superasse la media nel precedente quinquennio 2018-2022 (il più caldo di sempre fino a quel momento);
- vi era la stessa probabilità del 98% che la temperatura media globale di almeno un anno tra il 2023 e il 2027 superasse la temperatura media globale registrata nel 2016 (il più caldo di sempre fino a quel momento);

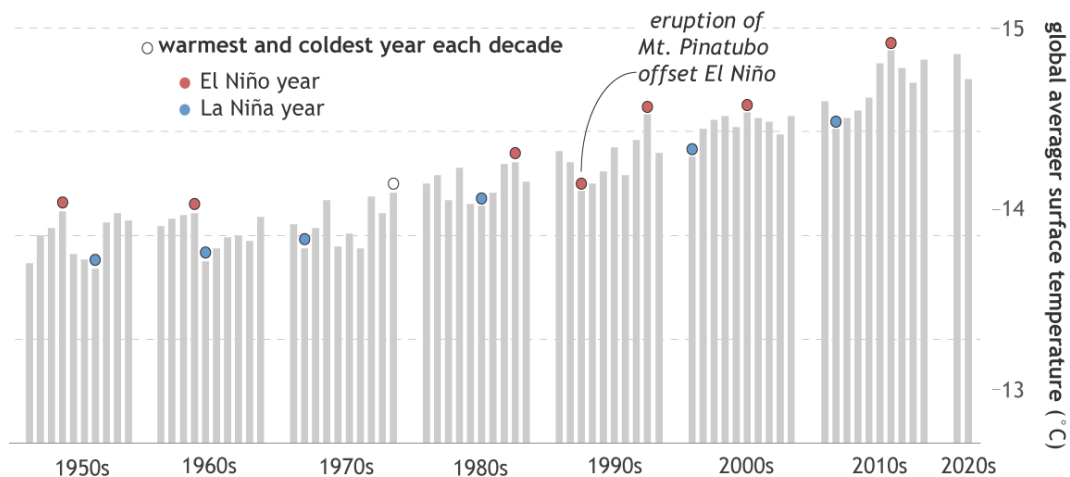


Figura 5.19: Medie annuali delle temperature in superficie raggruppate per decenni dal 1950 al 2021. Gli anni più caldi sono quelli del Niño e i più freddi sono quelli della Niña con l'unica eccezione del 1992, in concomitanza con le eruzioni del vulcano Pinatubo [NOAA].

- vi era una probabilità del 66% (ovvero alta) che la temperatura media globale di almeno un anno tra il 2023 e il 2027 superasse di almeno 1,5 °C la temperatura del periodo preindustriale (1850-1900);
- l'arrivo del Niño previsto per gli ultimi mesi del 2023 e il fatto che, tipicamente, gli aumenti maggiori nella temperatura media globale si registrassero qualche mese dopo gli eventi di questo tipo, facevano sì che proprio il 2024 si candidasse ad essere l'anno più caldo sia del quinquennio considerato sia di sempre;
- vi era una probabilità ancora bassa (ovvero 33%) che la media degli aumenti globali di temperatura nell'intero quinquennio superasse 1,5 °C, ma tale probabilità stava crescendo con velocità allarmante in quanto era zero nel 2010 e 10% nel 2017;
- l'aumento delle temperature medie globali nel quinquennio 2023-2027 avrebbe interessato tutto il Mondo ma, come sempre negli ultimi anni, sarebbe stato particolarmente elevato nell'Artico, soprattutto nel periodo invernale, e ciò avrebbe avuto importanti conseguenze negative sulla velocità di scioglimento dei ghiacci.

Nel suo rapporto, l'OMS poneva l'accento anche sulla mancata azione moderatrice della Niña, conclusasi nel marzo 2023 dopo una durata insolitamente lunga di quasi tre anni. Infatti, nonostante la Niña, la tendenza di fondo all'aumento della temperatura media mondiale, dimostrata dall'istogramma della Figura 5.19, non si era arrestata e, in particolare, il 2022 (non contemplato nell'istogramma), era stato il secondo anno più caldo di sempre, con una temperatura media globale superiore di 1,15 °C alla temperatura media nel periodo preindustriale.

Purtroppo le stime dell'OMS si stanno confermando in pieno e, secondo il recentissimo Rapporto Copernicus “Global Climate Highlights” (Principali Evidenze Climatiche Globali) pubblicato il 14 gennaio 2026, le temperature mondiali nel 2025 sono state le terze più alte mai registrate, assestandosi appena 0,01°C al di sotto dei livelli del 2023. Sebbene il 2024 sia rimasto l'anno più caldo mai documentato, il 2025 lo ha seguito da vicino, con valori nettamente superiori alle medie storiche.

Anche in Europa, lo scorso anno è stato il terzo più caldo mai registrato e le temperature atmosferiche sulla terraferma sono state le seconde più elevate mai osservate. Entrambi i poli hanno conosciuto condizioni estreme: l'Antartide ha registrato la temperatura media annua più alta di sempre, mentre l'Artico ha segnato la seconda più elevata.

Il Rapporto ha ricondotto il caldo del periodo 2023–2025 a due fattori principali. Da un lato, la concentrazione di gas a effetto serra è continuata ad aumentare a causa delle emissioni, mentre i pozzi naturali di assorbimento del carbonio, come le foreste, hanno faticato a trattenere l'anidride carbonica. Dall'altro, le temperature superficiali del mare hanno toccato livelli senza precedenti, a seguito del riscaldamento a lungo termine degli oceani legato ai cambiamenti climatici. Questi record annuali di temperatura sono stati accompagnati da numerosi eventi meteorologici estremi in tutto il mondo: ondate di calore senza precedenti, tempeste violente e incendi boschivi devastanti.

Quindi, a conclusione di questo paragrafo, si può osservare che previsioni di tipo statistico, miranti a descrivere le oscillazioni stagionali, possono essere integrate con successo nelle previsioni meteorologiche di lungo termine nelle quali i modelli di calcolo “filtrano”, ovvero rinunciano a simulare, le oscillazioni “meteorologiche” di breve durata e si concentrano unicamente sulle tendenze “climatiche” pluriennali.

Nei paragrafi che seguono si farà un passo ulteriore e si vedrà come, grazie alle applicazioni della Intelligenza Artificiale, i “modelli statistici addestrati con dati storici”, possano essere impiegati con successo anche nelle previsioni “meteorologiche” di breve termine, evitando così i calcoli, costosi e complessi, richiesti dai modelli numerici tradizionali.

5.8 Previsioni meteorologiche e intelligenza artificiale

L'Intelligenza Artificiale (IA), introdotta già intorno al 1950, si proponeva fin dagli inizi l'obiettivo estremamente ambizioso (per l'epoca) di simulare capacità cognitive umane, come l'apprendimento, il ragionamento, la creatività e la risoluzione dei problemi. Nel tempo, gli aumenti esponenziali delle potenze di calcolo, hanno consentito di tradurre in realtà industriali gran parte degli “auspici” formulati dai “cibernetici” nella metà del secolo scorso, dando vita a una serie di tecnologie che attualmente attraversano fasi di sviluppo tumultuoso.

5.8.1 Le tecnologie dell'Intelligenza artificiale

La Intelligenza Artificiale è, infatti, un settore tecnologico in continuo e tumultuoso sviluppo. Attualmente (2026) le tecnologie più diffuse sono:

- **Machine Learning - ML** (Apprendimento Automatico) formato da algoritmi che, dopo aver “imparato” dai dati forniti da operatori umani, sono in grado di prevedere gli sviluppi in situazioni simili a quelle contemplate nei dati acquisiti;
- **Deep Learning - DL** (Approfondimento Profondo), sottoinsieme di ML formato da algoritmi a più livelli (ovvero “profondi”) che, procedendo per livelli successivi sono in grado di apprendere autonomamente dai dati “grezzi”;
- **Natural Language Processing - NPL** (Elaborazione del Linguaggio Naturale), formata da algoritmi in grado di comprendere, analizzare ed elaborare il linguaggio naturale;
- **Computer Vision** (Visione Artificiale) formata da algoritmi che permettono alle macchine di elaborare, analizzare e comprendere informazioni visive estratte da immagini e video.

Le applicazioni di queste tecnologie sono sempre più numerose e, ormai, fanno parte della vita quotidiana. Per convincersene, a solo titolo di esempio, basti citare:

- **Assistenti Virtuali** come Siri di Apple, Alexa di Amazon e Copilot di Microsoft;
- **Chatbot**, ovvero Assistenti Virtuali di Conversazione in grado di simulare conversazioni con gli esseri umani;
- **Filtri Antispam e/o Antifrode**, ovvero algoritmi in grado di evitare mail moleste e/o prevenire truffe informatiche;
- **Domotica**, ovvero algoritmi in grado di gestire a distanza e anche autonomamente impianti di illuminazione, riscaldamento, condizionamento ed elettrodomestici;
- **Automotive**, ovvero algoritmi dedicati a realizzare una guida più o meno assistita (ormai di serie su tutti i veicoli) con la prospettiva di arrivare quanto prima a veicoli a guida autonoma.

Tuttavia, quelle che qui interessano sono le applicazioni della Intelligenza Artificiale, descritte nel seguito, che permettono di effettuare previsioni meteorologiche sulla base di insiemi di dati storici.

5.8.2 Applicazione alle previsioni meteorologiche

Le previsioni meteorologiche tradizionali si basano su complesse simulazioni numeriche fondate sulla fisica atmosferica (**NWP** - Numerical Weather Predictions, ovvero Previsioni del Tempo Numeriche). In questo settore, la maggior parte delle organizzazioni meteorologiche nazionali utilizza le procedure numeriche **IFS** - Integrated Forecasting System messe a punto dall'**ECMWF** (European Center for Medium-range Weather Forecasting, ovvero Centro Europeo per le Previsioni del Tempo a Medio-termine).

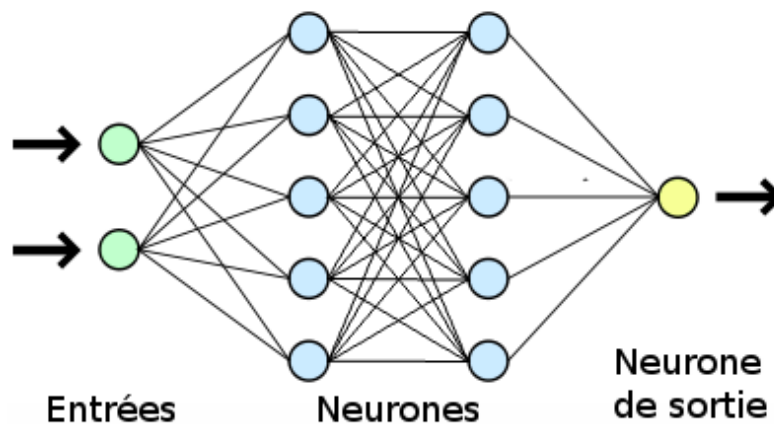


Figura 5.20: Rete neurale ML molto semplificata, composta da uno strato di ingresso con 2 neuroni (le variabili indipendenti pre-strutturate), due strati intermedi “nascosti” con 5 neuroni ciascuno che elaborano i segnali di ingresso, e uno strato di output (la previsione della rete) [L. Raynaud, Università di Grenoble].

Con le procedure IFS, una previsione globale a 10 giorni richiede diverse ore di calcolo su un supercomputer dotato di decine di migliaia di **GPU** (Graphic Processor Units, storicamente conosciute come Schede Grafiche ma in realtà veri e propri Processori Specializzati nel Calcolo Parallelo). Si tratta di tempi di calcolo (e relativi costi) enormi e la possibilità di ridurli giustifica pienamente l’interesse per le tecnologie alternative di Intelligenza Artificiale basate sull’Apprendimento Automatico (ML) che, in diversi casi, può essere integrato e/o parzialmente sostituito dal più costoso, in termini informatici, Apprendimento Profondo (DL). (I costi informatici più elevati derivano dal fatto che, come si è già osservato, nell’Apprendimento Automatico l’addestramento ha luogo con dati già strutturati da operatori umani, mentre nell’Apprendimento Profondo i modelli “imparano” da dati grezzi che vengono strutturati automaticamente).

La identificazione

A differenza delle previsioni meteorologiche numeriche tradizionali (NWP), nelle quali si procede per passi successivi risolvendo ad ogni passo i sistemi di equazioni che risultano dalla discretizzazione delle equazioni differenziali della fisica atmosferica, i modelli di calcolo ML/DL agiscono come “emulatori” che, negli insiemi di dati storici forniti loro nel periodo di “addestramento”, riconoscono e identificano le strutture spaziali e temporali rilevanti per le previsioni del tempo.

Il riconoscimento e la identificazione hanno luogo in reti neurali del tipo schematizzato nella Figura 5.20 dove una rete neurale (tipo ML e molto semplificata) viene attraversata da sinistra a destra. La rete è formata da uno strato di ingresso con 2 neuroni (le variabili indipendenti pre-strutturate), due strati intermedi “nascosti” con 5 neuroni ciascuno che elaborano i segnali di ingresso e uno strato di uscita con un solo neurone (la previsione della rete). I neuroni di due

strati adiacenti sono interconnessi e queste interconnessioni (le linee nere) consentono allo stato a valle di elaborare i segnali provenienti dallo strato a monte, utilizzando pesi ottimizzati per tentativi durante l'addestramento allo scopo di fornire le risposte più rispondenti alle situazioni considerate.

Nel caso di figura lo scopo potrebbe essere la previsione della temperatura nello strato di uscita dopo, ad esempio, 1 ora dal verificarsi dalle 2 condizioni indipendenti considerate all'ingresso (ad esempio, velocità del vento e irraggiamento solare). Poiché nell'attribuzione dei pesi si procede per tentativi è evidente che i risultati ottenuti migliorano con il numero di situazioni (ovvero di dati) presi in considerazione e con il numero di strati (ovvero di interazioni) contemplate.

All'aumentare del numero di strati aumenta la "profondità" del reticolo che, così, può dedicare i primi strati al riordino dei segnali in entrata. In questo modo si può passare dall'apprendimento automatico ML (con operatore e dati strutturati) all'apprendimento profondo DL (senza operatore e dati grezzi). Naturalmente i costi della rete aumentano e, quindi, le procedure DL sono riservate a casi di grande interesse tecnico-economico e/o a casi che richiedano dati di ingresso multidimensionali come immagini satellitari, radar e osservazioni a livello del suolo.

In ogni caso, l'addestramento ai fini dell'apprendimento automatico (ML/DL) è un processo molto lungo e oneroso dal punto di vista computazionale ma, una volta completato, l'esecuzione delle inferenze è straordinariamente veloce. Utilizzando un modello di calcolo basato sui dati, una previsione globale a 10 giorni può essere generata in pochi secondi su un computer con una sola GPU (un "personal" computer per intenderci) rispetto alle diverse ore, prima citate, che sono richieste dalle metodologie numeriche tradizionali (NWP) con un supercomputer dotato di decine di migliaia di GPU.

Modelli meteorologici ML/DL attuali

Attualmente (2026), a livello operativo le principali istituzioni meteorologiche hanno affiancato ai modelli numerici tradizionali, i modelli basati sulla Intelligenza Artificiale che utilizzano l'apprendimento automatico ML/DL. Tra i modelli più importanti si possono citare:

- **AIFS** (Artificial Intelligence Forecasting System) che è il benchmark nel settore, messo a punto dall'ECMWF;
- **GraphCast** di Google che eccelle nelle previsioni meteorologiche a medio termine e nel monitoraggio dei cicloni tropicali;
- **Pangu-Weather** di Huawei che fornisce previsioni estremamente accurate per gli eventi meteorologici estremi;
- **FourCastNet** di NVIDIA che, in tempi particolarmente brevi, fornisce previsioni di buona qualità per gli eventi meteorologici estremi.

Un futuro di modelli ibridi

In un futuro (probabilmente già iniziato) si assisterà quasi certamente all'affermazione di modelli ibridi che forniscono previsione basate sui modelli di intelligenza ML/MD integrati con le previsioni numeriche tradizionali. In questa direzione si stanno muovendo diverse agenzie all'avanguardia nella ricerca e tre di esse, elencate più sotto hanno già implementato architetture ibride:

- **ECMWF**, ha integrato le sue procedure numeriche IFS nel suo modello di previsione basato sulla Intelligenza Artificiale AIFS;
- **Environment and Climate Change Canada**, ha combinato la velocità delle procedure statistiche di intelligenza artificiale con l'accuratezza delle previsioni numeriche, tenendo conto delle particolari condizioni atmosferiche canadesi al fine di diramare "allerta meteo" su misura che risultino tempestivi e accurati;
- **NOAA** ha implementato un sistema ibrido innovativo HGEFS (Hybrid-GEFS) che, allo scopo di fornire ai meteorologi un ventaglio di possibili sviluppi delle situazioni meteorologiche, nella prima fase fornisce un insieme di previsioni su larga scala basate sulla Intelligenza Artificiale e lievemente diverse una dall'altra (AIGEFS - Artificial Intelligence Global Ensemble Forecast System) mentre, nella seconda fase fornisce previsioni numeriche locali GEFS (Global Ensemble Forecast System).

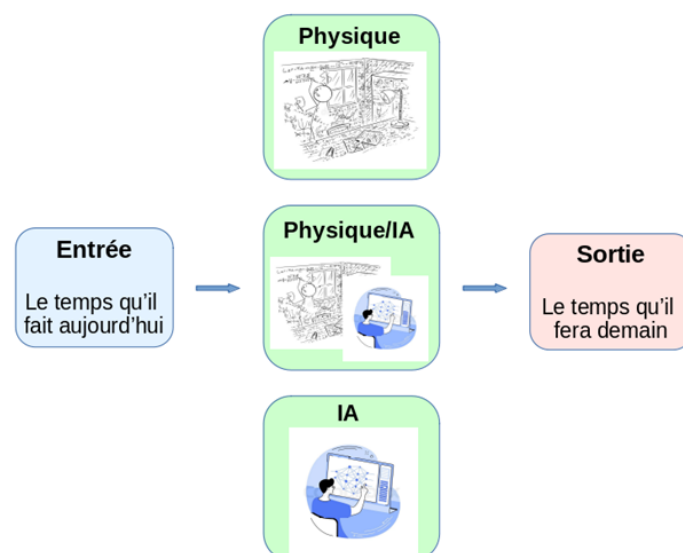


Figura 5.21: I modelli ibridi integrano le previsioni statistiche basate sull'intelligenza artificiale (IA) con le previsioni meteorologiche numeriche (NWP) basate sulla fisica [L. Raynaud, Università di Grenoble].

Lo schema di tutti questi approcci ibridi alle previsioni meteorologiche è riportato nella Figura 5.21 dove è chiaramente evidenziato l'uso simultaneo dell'Intelligenza Artificiale e della Fisica che, nei modelli ibridi citati più sopra, prevede una prima fase basata sulla Intelligenza Artificiale seguita da una seconda fase basata sulla Fisica. In questo modo, lo schema permette di combinare la velocità di calcolo della IA nella mappatura di previsioni su larga scala e l'accuratezza delle previsioni numeriche tradizionali su scala locale.

Poiché (attualmente) le mappe di previsione prodotte dalla IA nella prima fase forniscono risultati su reticoli piuttosto larghi (ovvero con relativamente pochi “pixels” necessariamente lontani uno dall'altro), la fase numerica successiva è indispensabile per arrivare a risultati molto accurati sia pure su aree necessariamente limitate. Tuttavia, il vincolo sull'estensione delle aree non costituisce un grosso problema se, ad esempio, le previsioni sono formulate da una agenzia meteorologica nazionale che, istituzionalmente, è focalizzata su previsioni regionali.

(Le soluzioni numeriche forniscono valori numerici approssimati delle variabili che interessano solo nei punti dello spazio considerati nel reticolo di discretizzazione. Pertanto, infittire il reticolo significa sia trovare soluzioni più accurate nello spazio sia risolvere sistemi con un maggior numero di incognite spaziali. Infatti, il limite per la discretizzazione spaziale è la potenza di calcolo disponibile in quanto, a parità di accuratezza, la potenza di calcolo richiesta aumenta con il quadrato della dimensione rappresentativa nei domini bidimensionali e con il cubo nei domini tridimensionali. Di qui l'importanza di avere a disposizione soluzioni su larga scala prodotte dalla IA anche se forniscono risultati su reticoli piuttosto larghi, in quanto possono essere utilizzate come punto di partenza per soluzioni numeriche locali molto accurate. Per contro, il limite per la discretizzazione temporale è solo il tempo-macchina accordato al gruppo di ricerca per completare la procedura di calcolo.)

5.9 Bibliografia - Capitolo 5

C.D. Ahrens e R. Henson, *Meteorology Today - An Introduction to Weather, Climate and the Environment - 13^a Edizione*, Cengage, Boston, Ma., 2022.

AA. VV., *Atlante del Clima e della Meteorologia*, Servizio Meteorologico dell'Aeronautica Militare, Libreria Geografica, 2022.

A. Barbi e S. G. Parisi, *Approfondimento sui meccanismi di genesi delle precipitazioni orografiche*, Arpa Veneto, visto il 4 settembre 2024.

Britannica, *Orographic Precipitation*, visto il 27 gennaio 2026.

CNR- ISAC, Consiglio Nazionale delle Ricerche - Istituto per le Scienze Atmosferiche e il Clima, *Le osservazioni della Terra come pietra angolare per la comprensione e la previsione del rischio di Cicloni di Tipo Tropicale nel Mediterraneo*, visto il 13 luglio 2026.

G. Comini, G. Croce e E. Nobile, *Fondamenti di Termofluodinamica Computazionale, Quarta Edizione*, SGEEditoriali, Padova, 2014.

G. Comini e S. Savino, *Fondamenti Termodinamici dell'Energetica, Terza Edizione Rivista e Aggiornata*, libreriauniversitaria.it edizioni, Padova, 2022.

G. Comini e G. Cortella, *Fondamenti di Trasmissione del Calore, Ristampa della Quarta Edizione*, libreriauniversitaria.it edizioni, Padova, 2022.

G. Comini e M. Libralato, *Il Cambiamento Climatico - Il Punto di Vista Fisico-Tecnico, Nuova Edizione*, libreriauniversitaria.it edizioni, Padova, 2022.

Commissione Europea, *Rapporto Copernicus: il 2025 è tra gli anni più caldi mai registrati a livello globale ed europeo*, Comunicato Stampa, 14 gennaio 2026.

Copernicus, *Global Climate Highlights*, 2025.

K.A. Emanuel e R. Rotunno, *Polar lows as arctic hurricanes*, Tellus, vol. 41 A, pp. 1-17, 1989.

E. Flaounas e altri, *Mediterranean cyclones: current knowledge and open questions on dynamics, prediction, climatology and impacts*, Weather Clim. Dynam., vol. 3, pp. 173-208, 2022.

A. Giuffrida, e G. Sansosti, *Manuale di Meteorologia, Una guida alla comprensione dei fenomeni atmosferici e climatici*, Gremese, Roma, 2016.

Government of Canada, *Canada to launch hybrid AI weather model to strengthen forecasting for severe weather Environmental and Climate Change*, 9 aprile 2026.

G. Guidi e V. Rosati, *L'Intelligenza Artificiale al servizio della meteorologia*, Meteo - Aeronautica Militare, Visto il 13 luglio, 2026.

J.B. Halverson, *An Introduction to Severe Storms and Hazardous Weather*, Routledge - Taylor & Francis Group, New York, 2024.

L. Hu, Z. Ma e H. Fu, *Artificial Intelligence-Based Large Weather Models: Advances, Comparisons, and Prospects*, EILM 2025, December 19-21, 2025, Chengdu, China.

D. Ingemi, *Alla scoperta della "Genoa low", la ciclogenesi orografica più famosa del Mediterraneo*, ilMeteo, 24/10/2023.

F.K. Lutgens e E.J. Tarbuck, *The Atmosphere - An Introduction to Meteorology, Dodicesima Edizione*, Pearson, New York, 2013.

Meteo Expert, *Manuale di Meteorologia*, Alpha Test, Milano, 2019.

NASA Earth Observatory, *The Intertropical Convergence Zone*, 12 luglio, 2000

NOAA, *NOAA deploys new generation of AI-driven global weather models*, 17 dicembre 2025

A. Nugent e D. DeCou, *Atmospheric Processes and Phenomena - Chapter 13: Extratropical Cyclones*, Pressbooks, visto il 28 gennaio 2026.

K.N. Nuñez Ocasio e altri, *A Review of African Easterly Waves: Formation, Growth, Structure, and Evolution*, Journal of the Atmospheric Sciences, vol. 83, pp. 901-926, giugno 2026.

I. Polichtchouk e altri, *Hybrid forecasting: nudging large scales of the IFS to the deterministic AIFS*, Newsletter n. 184, 2025.

L. Raynaud, *Artificial intelligence for weather forecasting*, Encyclopédie de l'Environnement, Université di Grenoble, Francia, 5 Gennaio 2025.

F. Rabier e altri, *Weather forecasting in a changing climate: the rise of AI and Machine learning?*, Journal of the European Meteorological Society vol 4, pp. 1-6, 2026.

J. Shonk, *Introducing Meteorology. A guide to Weather, Seconda Edizione*, Dunedin, Edinburgh, 2020.

R. Stull, *Practical Meteorology - An Algebra - based Survey of Atmospheric Science*, The University of British Columbia, Vancouver, Canada, 2017.

G.K. Vallis, *Essentials of Atmospheric and Oceanic Dynamics*, Cambridge University Press, Cambridge, 2022.

V. Villasmunta, *Andar per mare: didattica della meteorologia - Parte II*, Rivista di Meteorologia Aeronautica, Anno 76 , N. 3, pp. 7 - 23, 2022.

L. Wallace, *Unearthing Long-Gone Hurricanes*, M.I.T. , Boston, 19 marzo 2018.

Wikipedia, *Ciclone Daniel*, Visto il 18 dicembre 2024.

T. Woollings, *Jet Stream - A Journey Through our Changing Climate*, Oxford University Press, Oxford, 2020.

World Meteorological Organization, *WMO Global Annual to Decadal Climate Update - Target years: 2023 and 2023-2027*, Visto il 20 giugno 2023.

World Meteorological Organization, *Global temperatures set to reach new records in next five years*, Press Release Number: 17052023, Pubblicato il 17 maggio 2023.