

CICLONI

Gianni Comini

CISM - Dipartimento di Energia e Ambiente

Piazza Garibaldi 18 - 33100 Udine

gianni.comini@cism.it

27 dicembre 2024

1 Premessa

In meteorologia il termine ciclone indica una regione nella quale, in superficie, la pressione è più bassa di quella delle zone circostanti. Pertanto, come schematizzato nella Figura 1 a sinistra, i flussi d'aria al suolo convergono verso di essa dalle zone confinanti per poi salire in quota e liberarsi dell'umidità che condensa nelle nubi. Per questo motivo nelle regioni di bassa pressione la nuvolosità è forte e le precipitazioni sono frequenti.

Sempre in meteorologia il termine anticiclone indica una regione nella quale, in superficie, la pressione è più alta di quella delle zone circostanti. Pertanto, come schematizzato nella Figura 1 a destra, i flussi d'aria al suolo divergono da essa per andare verso le zone confinanti. I flussi superficiali provengono dalle quote più alte dove l'aria è più fredda ma, sostanzialmente, priva di umidità. Scendendo, l'aria si riscalda per compressione ma non fa in tempo a riequilibrare la sua umidità e, quindi, nelle regioni di alta pressione la nuvolosità è scarsa, o assente, e il bel tempo secco prevale.

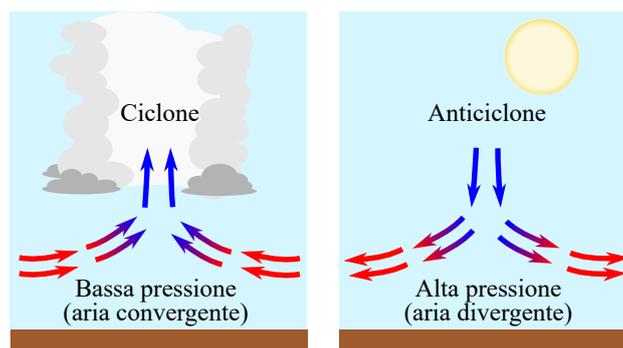


Figura 1: Definizioni meteorologiche di ciclone a sinistra e anticiclone a destra [Dreamstime, modificata].

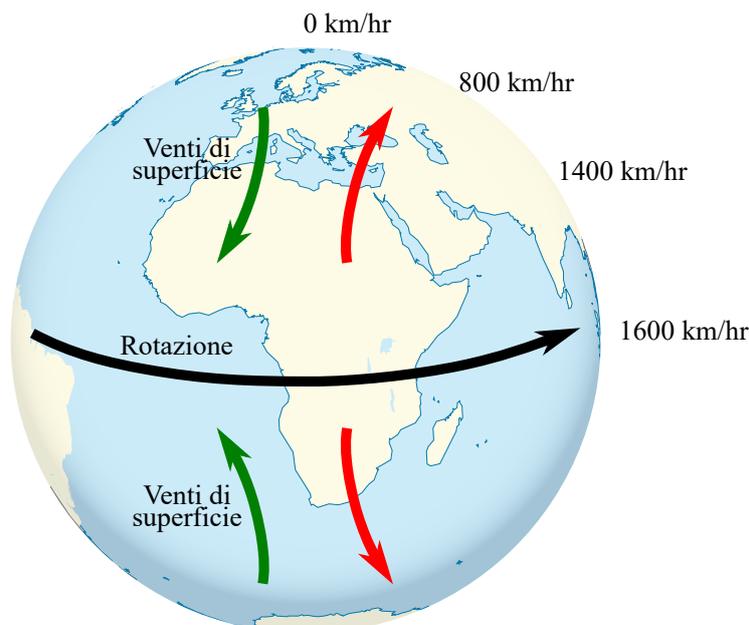


Figura 2: Effetto Coriolis. I venti di superficie nelle direzioni equatore-poli (freccie rosse) vanno verso latitudini con velocità tangenziali minori ma tendono a conservare la velocità tangenziale iniziale e, quindi, subiscono delle deviazioni in avanti. I venti di superficie nelle direzioni poli-equatore (freccie verdi) vanno verso latitudini con velocità tangenziali maggiori e quindi subiscono delle deviazioni indietro [P. Webb, *Introduction to Oceanography* (modificata)].

Dalla Figura 1 si potrebbe dedurre che i flussi convergenti e divergenti seguano un percorso rettilineo. In realtà non è così in quanto, a causa della rotazione terrestre, interviene l'accelerazione di Coriolis che costringe i flussi stessi a seguire dei percorsi a spirale.

Infatti, a causa della rotazione, la velocità tangenziale in ogni punto della Terra diminuisce con la latitudine passando dai circa 1600 chilometri all'ora all'equatore a un valore nullo ai poli. Quando i venti di superficie vanno verso nord o sud, cambiando latitudine, tendono a conservare la velocità tangenziale iniziale e, di conseguenza, subiscono delle deviazioni che vanno nelle direzioni indicate nella Figura 2.

Nell'emisfero nord, in presenza dell'effetto Coriolis il campo di moto non segue punto per punto il gradiente di pressione (freccie nere) ma viene deviato (freccie azzurre) come schematizzato nella Figura 3. Così, le configurazioni dei venti (freccie ciclamino) risultano essere spirali che nell'emisfero nord ruotano in senso antiorario se il moto è convergente/ciclonico od orario se il moto è divergente/anticiclonico. (Nell'emisfero sud, non contemplato nella figura, succede l'opposto e la rotazione è in senso orario se il moto è convergente/ciclonico, od antiorario se il moto è divergente/anticiclonico).

1.1 Tipologie di cicloni

I mezzi di comunicazione di massa si occupano sempre più spesso delle devastazioni causate dai cicloni più intensi ma, quasi mai, tentano di spiegare i processi fisici che sono

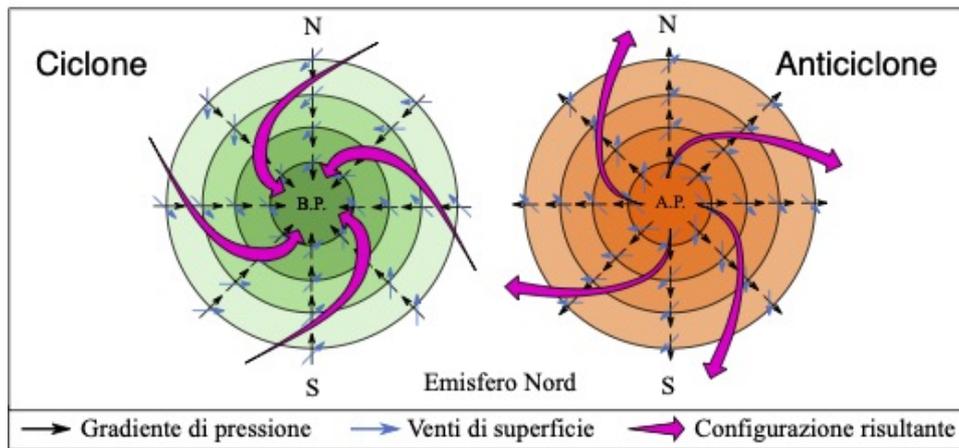


Figura 3: Movimento dei venti di superficie nell'emisfero nord: a sinistra quando convergono verso un centro a bassa pressione B.P. (ciclonici), o a destra quando divergono da un centro ad alta pressione A.P. (anticiclonici). In presenza dell'effetto Coriolis, i venti non seguono il gradiente di pressione (frecce nere), ma vengono deviati (frecce azzurre) su percorsi a spirale (frecce ciclamino) con rotazione in senso antiorario se il moto è convergente/ciclonico od orario se il moto è divergente/anticiclonico. (Nell'emisfero sud, non contemplato nella figura, la rotazione è in senso orario se il moto è convergente/ciclonico od antiorario se il moto è divergente/anticiclonico) [J. Peterson e al., *Fundamentals of Physical Geography (modificata)*].

alla base della loro formazione. A questa lacuna, si cercherà di porre un parziale rimedio nel seguito, pur rimanendo nei limiti qualitativi di uno studio rivolto ai non specialisti.

Il punto di partenza di questa analisi è la classificazione meteorologica dei cicloni. Tradizionalmente, la meteorologia usa classificare i cicloni in base alle fasce di latitudine nelle quali si sviluppano distinguendo tra:

- **cicloni tropicali** (più noti come **uragani** negli Stati Uniti e in Europa, e **tifoni** in Asia), che, generalmente, hanno origine nella fascia compresa tra i tropici del Cancro e del Capricorno ($23,4^\circ$ a nord e a sud dell'equatore, rispettivamente),
- **cicloni extratropicali** (o delle medie latitudini), che hanno origine tra 30° e 60° a nord e a sud dell'equatore e, secondo la maggioranza degli Autori, comprendono anche i Medicanes (ovvero Uragani del Mediterraneo dall'unione delle parole MEDiterranean hurriCANE)
- **uragani artici**, ovvero tempeste artiche particolarmente forti che nascono oltre i 60° di latitudine a nord e a sud.

D'altra parte, negli ultimi anni, molti Autori preferiscono classificare i cicloni in base alla loro formazione, distinguendo tra:

- cicloni nei quali è prevalente il contributo energetico associato alla fornitura, da parte dell'oceano, di calore sensibile e latente, e

- cicloni nei quali è prevalente il contributo dinamico associato allo scontro tra masse d'aria a temperatura e umidità differenti.

La classificazione basata sui contributi energetici ha il vantaggio di comprendere in un'unica categoria (la prima) sia i cicloni tropicali sia, per quanto possa sembrare paradossale, anche gli uragani artici. La seconda categoria continua a comprendere i cicloni extratropicali (Medicanes inclusi), ovvero i cicloni delle medie latitudini.

In questo quadro, a causa della diversa rilevanza climatica per l'Italia appare ragionevole illustrare in sintesi i cicloni tropicali ed in estrema sintesi gli uragani artici e, per contro, esaminare in dettaglio i cicloni extratropicali.

2 Cicloni tropicali

I cicloni tropicali si sviluppano sull'oceano in presenza di temperature superficiali molto elevate (sopra i 26-27 °C) e in assenza quasi completa di vento (come quella assicurata, ad esempio, dalle "calme equatoriali" ben note ai naviganti a vela). Tali cicloni sono fenomeni atmosferici estremamente devastanti e, purtroppo, a causa del cambiamento climatico, si generano con sempre maggiore frequenza (da giugno a novembre nell'emisfero nord e da novembre a maggio nell'emisfero sud).

Dal punto di vista fisico si può dire che, nei cicloni tropicali, l'assenza di vento serve a consentire la formazione di un'area depressionaria in corrispondenza alla salita dalla superficie dell'oceano di aria calda e umida. (La densità dell'aria diminuisce con la temperatura e l'umidità e "la spinta di Archimede" tende a far salire l'aria calda e umida a contatto con la superficie dell'oceano).

L'aria che sale crea un "vuoto" che richiama altra aria calda e umida dalle zone circostanti, generando un flusso continuo che trasporta alle alte quote grandi quantità di energia sotto forma di calore sensibile e latente. L'energia così trasportata alimenta il ciclone che, infatti, si indebolisce se i venti lo spostano sulla terraferma (dove l'umidità dell'aria non è sufficiente), ma si intensifica di nuovo se i venti lo fanno ritornare sull'oceano (dove l'alimentazione non manca).

Per tutti questi motivi si può affermare che la ciclogenesi (ovvero la formazione) dei cicloni tropicali è dovuta, essenzialmente, al contributo energetico fornito dall'oceano sotto forma di calore sensibile e latente.

2.1 Struttura dei cicloni tropicali

Le immagini dei cicloni tropicali, raccolte da satelliti e stazioni spaziali, hanno un grande interesse informativo ed, infatti, per gli uragani importanti vengono immediatamente diffuse in tutto il Mondo. Una delle immagini più iconiche è la foto della Figura 4, 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 contenuti, le immagini di questo tipo non sono facilmente interpretabili da parte dei non specialisti e, quindi, può essere utile spiegarle qualitati-



Figura 4: 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].

vamente facendo riferimento, ad esempio, a schematizzazioni del tipo di quella riportata nella Figura 5.

Dalla Figura 5 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 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.

In questo modo, 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

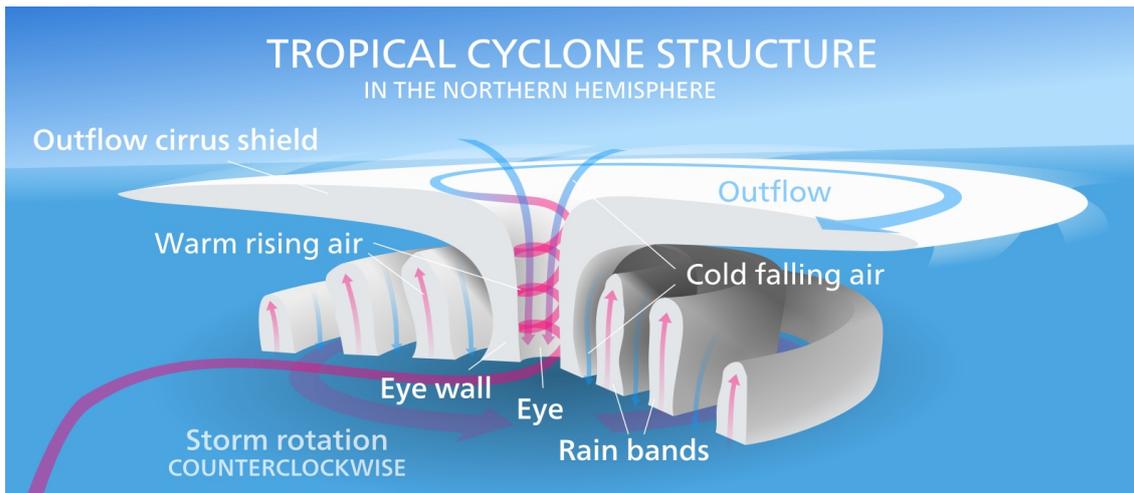


Figura 5: Struttura tridimensionale di un ciclone tropicale nell'emisfero nord [Wikipedia].

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), 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 a potenziale al moto rotazionale ed alla conseguente fortissima riduzione di velocità tangenziale dovuta agli attriti: tale riduzione costituisce un ostacolo per il deflusso tangenziale ed, infatti, costringe il flusso a deviare verso l'alto).



Figura 6: 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 e, 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 6, scattata all'interno dell'occhio dell'uragano Dorian da un aereo di ricognizione meteorologica dell'Aeronautica degli Stati Uniti).

2.2 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 costretti 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.

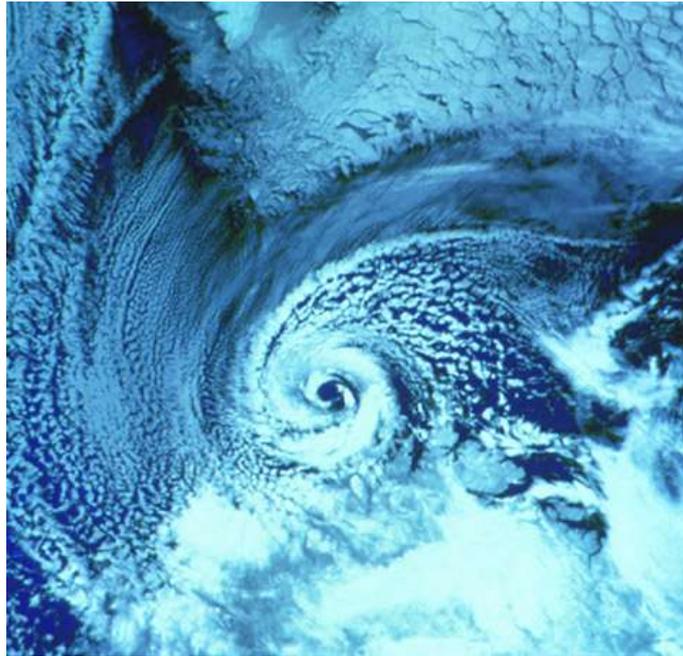


Figura 7: Tempesta artica sul Mare di Barents il 27 February 1987 [Wikipedia].

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.

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 7.

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 7 e i cicloni tropicali illustrati nella

Figura 4. Inoltre, la ciclogenese 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.

(I cicloni illustrati nel post “Cicloni polari in un Mondo sempre più caldo” sono generati dalla destabilizzazione del vortice stratosferico polare e portano freddo intenso alle medie latitudini. Pertanto appartengono alla classe dei “Cicloni extratropicali”, esaminata nel seguito, e non vanno confusi con le tempeste artiche che sono generate dal contributo energetico fornito dall'oceano e sono localizzate nelle regioni artiche.)

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).

3 Cicloni extratropicali

Come si è osservato in precedenza, nei cicloni extratropicali prevale il contributo dinamico associato allo scontro tra masse d'aria a temperatura e umidità differenti, mentre il contributo energetico dell'oceano è secondario.

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 al suolo, è stato aggiornato a più riprese per 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).

Secondo il Modello Norvegese (trattato nel Paragrafo 3.3), le depressioni da cui si originano i cicloni extratropicali nascono da oscillazioni del fronte polare, ovvero della superficie di confine tra la cella polare e la cella di Ferrel nel modello a tre celle della circolazione atmosferica generale. (Per comodità e completezza tale modello è richiamato nel paragrafo che segue).

3.1 Localizzazione del fronte polare

Come illustrato nel post “Le correnti a getto nelle estati calde” e riassunto schematicamente nella Figura 8, il fronte polare è posto al confine tra la cella polare e la cella di Ferrel. In quell'area scorrono quasi allineati con i paralleli i venti occidentali (in inglese Westerlies) diretti a nord-est, che sono umidi e relativamente tiepidi, ed i venti polari orientali (in inglese Easterlies) diretti a sud-ovest, che sono freddi e secchi.

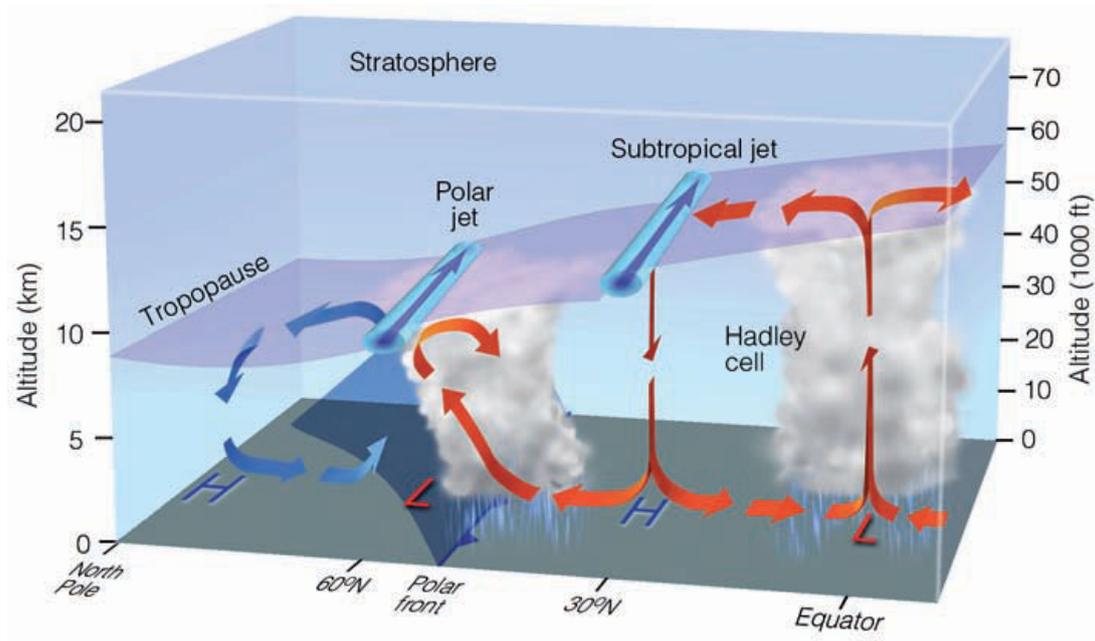
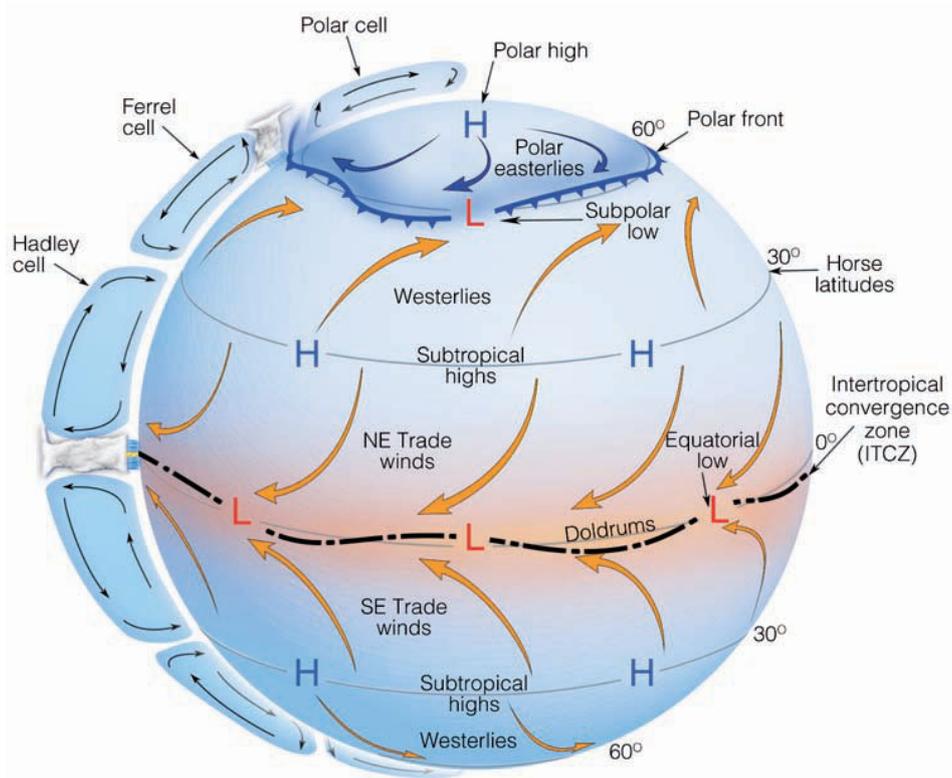


Figura 8: Modello a tre celle della circolazione generale dell'atmosfera. In alto: aree di alta e bassa pressione e venti dominanti al suolo e, in basso: sezione meridiana che illustra la formazione delle correnti a getto subtropicale e polare, entrambe dirette da ovest ad est [C.D. Ahrens e R. Henson "Meteorology Today"].

(Va detto subito che, nonostante l'assonanza dei nomi, il "fronte polare", la cui latitudine varia tra i 60° circa durante l'inverno e i 35° durante l'estate, non ha alcuna parentela con il "circolo polare" la cui latitudine fissa è 66° 33' 39").

In corrispondenza al fronte polare, i venti freddi si incuneano sotto i venti caldi che, così, possono salire rapidamente fino alla tropopausa dove si liberano dell'umidità e, in questo modo, generano una zona al suolo caratterizzata da nubi tempestose e forti precipitazioni.

Una volta saliti nella tropopausa, i venti occidentali si dividono in due flussi: quello principale continua il suo percorso verso est dando origine alla corrente a getto polare, mentre quello secondario resta in quota ma ritorna verso sud. Nel ritorno viene progressivamente deviato verso ovest dall'accelerazione di Coriolis fino a quasi allinearsi con i paralleli per poi scendere (riscaldandosi nella discesa) nella zona di alta pressione al suolo al confine con la cella di Hadley.

3.2 Modello Norvegese

Il Modello Norvegese, illustrato in questo paragrafo, esamina i meccanismi che regolano la formazione dei fronti occlusi e, come tale, completa la descrizione fenomenologica dello stesso processo riportata nel post "Masse d'aria e fronti nelle carte meteorologiche".

Il Modello Norvegese 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 9. 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 nella precedente Figura 8, 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 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 3.2.1), in grado di creare 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 post "Masse d'aria e fronti nelle carte meteorologiche").

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

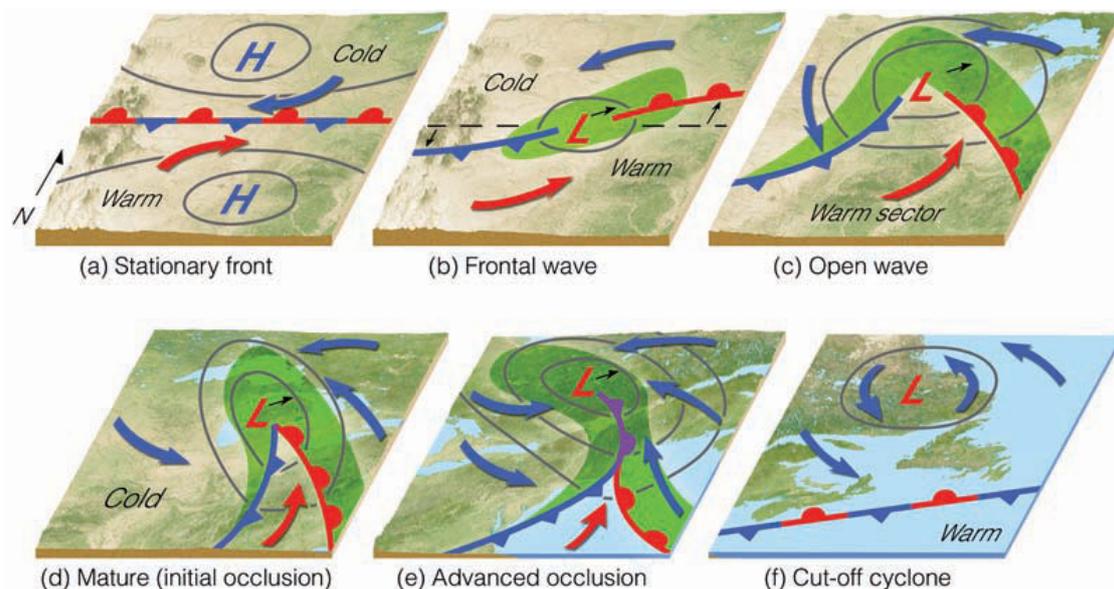
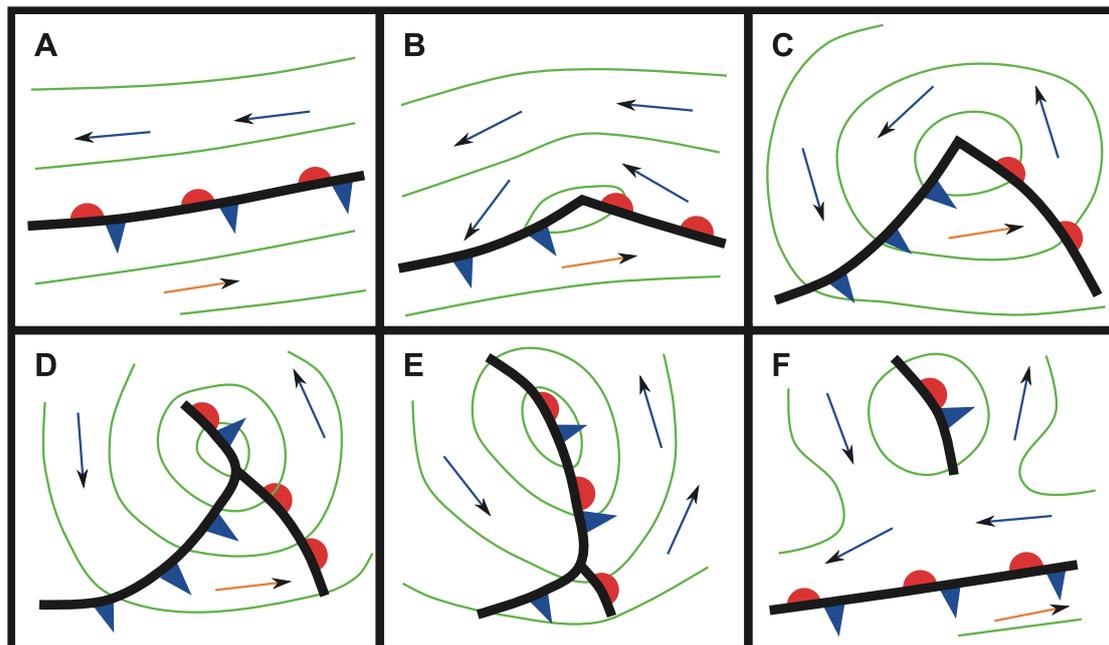


Figura 9: Gli stadi di evoluzione di un ciclone extratropicale secondo il Modello Norvegese: schematizzazione in alto [J. Shonk "Introducing Meteorology"] e mappatura in basso [C.D. Ahrens e R. Henson "Meteorology Today"].

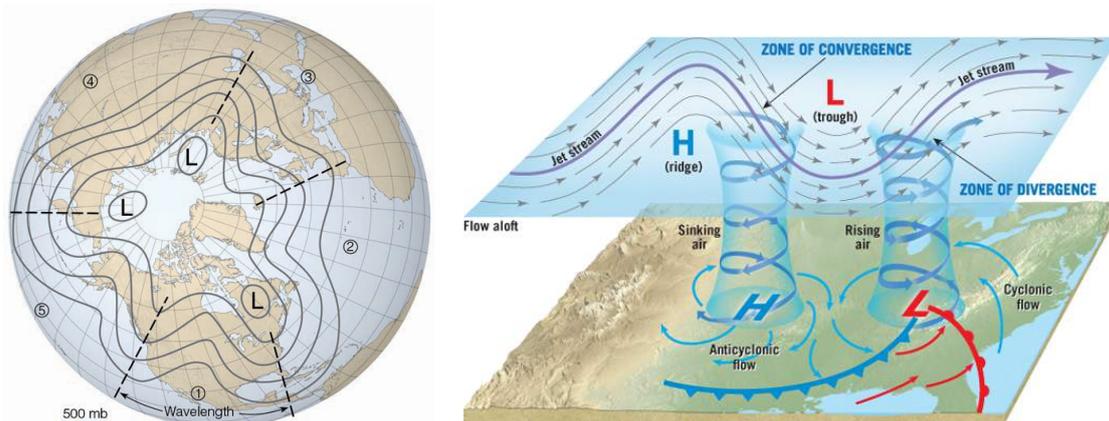


Figura 10: Destabilizzazione del fronte polare nell'emisfero nord. In alto: a sinistra oscillazioni della corrente a getto polare [C.D. Ahrens e R. Henson "Meteorology Today"], e a destra convergenza e divergenza nel fronte polare in quota [F.K. Lutgens e E.J. Tarbuck "The Atmosphere"].

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).

Va comunque osservato che, talvolta, come indicato nella Figura 9, durante la fase (F) si stacca un segmento del fronte occluso, ovvero una depressione secondaria che, intensificandosi a sua volta, può generare un nuovo ciclone.

3.2.1 Destabilizzazione del fronte stazionario

Come già osservato, il Modello Norvegese si limita a ipotizzare, senza fornire giustificazioni, l'intervento di una perturbazione in grado di destabilizzare il fronte stazionario al suolo creando la singolarità (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 invocando teorie che, come quella moderna illustrata nel seguito, implicano la conoscenza di aspetti tridimensionali.

Attualmente, tra i meteorologi vi è consenso sull'ipotesi che la depressione intorno alla quale ruotano a spirale i venti ciclonici al suolo si formi grazie alla presenza in quota di un ramo della corrente a getto polare che è in grado di "aspirare" dall'alto più aria di quella che arriva alla depressione al suolo.

La spiegazione di questo meccanismo parte dalla constatazione che, come indicato schematicamente nella Figura 10 a sinistra, il flusso associato alla corrente a getto polare non segue un percorso rettilineo ma ha un andamento ondulato che è solo mediamente allineato con i paralleli. Le onde risultanti, il cui numero è variabile da tre a sei, circondano il polo nord girando in senso antiorario. (Esse sono chiamate Onde di Rossby in onore del meteorologo svedese Carl-Gustaf Rossby che, nel 1939, le identificò nell'atmosfera e ne giustificò teoricamente l'esistenza).

L'interesse meteorologico per le Onde di Rossby deriva dal fatto che, come schematizzato nella Figura 10 a destra, tali onde trascinano nella loro rotazione sia i cicloni, insediati nelle saccature (e contrassegnati dalla lettera L che sta per "low", cioè bassa), sia gli anticicloni insediati nei promontori (e contrassegnati dalla lettera H che sta per "high", cioè alta).

Nel quadro del processo di formazione dei cicloni extratropicali va rilevato anche che, a causa delle ondulazioni, la corrente a getto polare, oltre a spostarsi da ovest a est lungo i paralleli, oscilla lungo i meridiani. Nell'emisfero settentrionale, durante le oscillazioni meridiane l'accelerazione di Coriolis spinge la corrente in direzione ovest nel percorso da nord a sud (verso punti dove la velocità periferica della Terra è maggiore), mentre la spinge in direzione est nel percorso da sud a nord (verso punti dove la velocità periferica della Terra è minore).

In particolare, come succede nella Figura 10 a destra, quando la corrente in quota aggira un'area di bassa pressione rallenta nella prima parte del percorso, che va da un promontorio a una saccatura, mentre accelera nella seconda parte, che va da una saccatura a un promontorio.

Una diminuzione di velocità in una corrente in quota fa avvicinare le molecole (come le auto in prossimità di un ingorgo) e, in questo caso, fa aumentare la pressione nel ramo a monte della saccatura con il risultato di spingere parte dell'aria verso il basso generando un anticiclone al suolo. Viceversa, l'aumento di velocità della corrente in quota fa allontanare le molecole (come le auto dopo un ingorgo) e, in questo caso, fa diminuire la pressione nel ramo a valle della saccatura con il risultato di aspirare aria dal basso generando un ciclone al suolo.

Nel linguaggio usato dai meteorologi, cui ci si riferisce nella Figura 10 a destra, l'aumento di velocità della corrente, accompagnato dall'avvicinamento delle molecole e dall'aumento di pressione viene indicato come "convergenza", mentre la diminuzione di velocità della corrente, accompagnato dall'allontanamento delle molecole e dalla diminuzione di pressione viene indicato come "divergenza".

3.3 Il "Modello Nastro Trasportatore"

I meccanismi di destabilizzazione del fronte stazionario, illustrati nel precedente paragrafo, spiegano in maniera soddisfacente come la depressione centrale dei cicloni si formi ma non bastano a spiegare come essa venga mantenuta e, addirittura, aumenti durante la vita attiva del ciclone extratropicale. (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).

Una spiegazione soddisfacente del processo di "alimentazione" della depressione centrale è fornita, invece, dal "Modello Nastro Trasportatore" il quale ipotizza che, nella ciclogenese, intervengano tre correnti (chiamate "nastri trasportatori") che interagiscono 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.

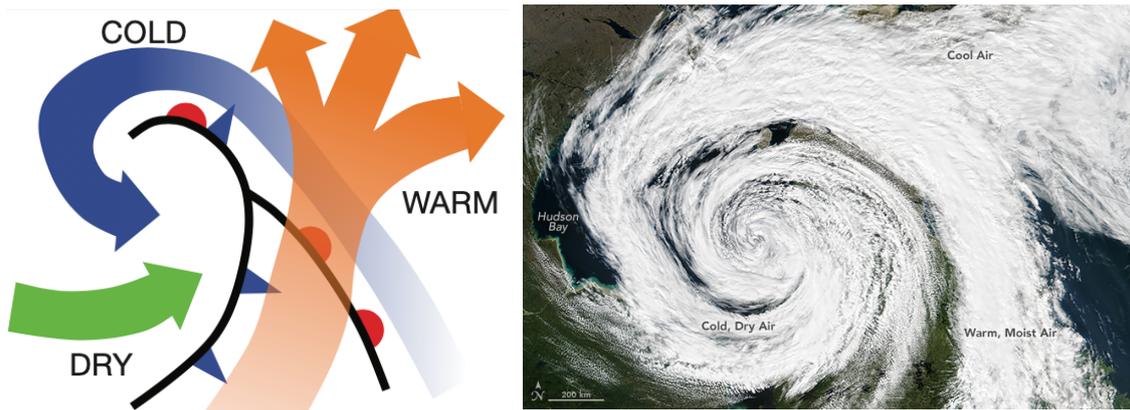


Figura 11: Ciclone extratropicale maturo. A sinistra: andamento dei nastri trasportatori caldo (arancione), freddo (blu) e secco (arancione) con intensità dei colori crescente con la quota [J. Shonk “Introducing Meteorology”]. A destra: ciclone extratropicale sulla Baia di Hudson fotografato il 10 agosto 2016 [NASA - Earth Observatory].

Come si vede nello schema tridimensionale di un ciclone extratropicale maturo, riportato nella Figura 11 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 11 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.

3.4 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 pur 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 12), che ha imperverato 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.

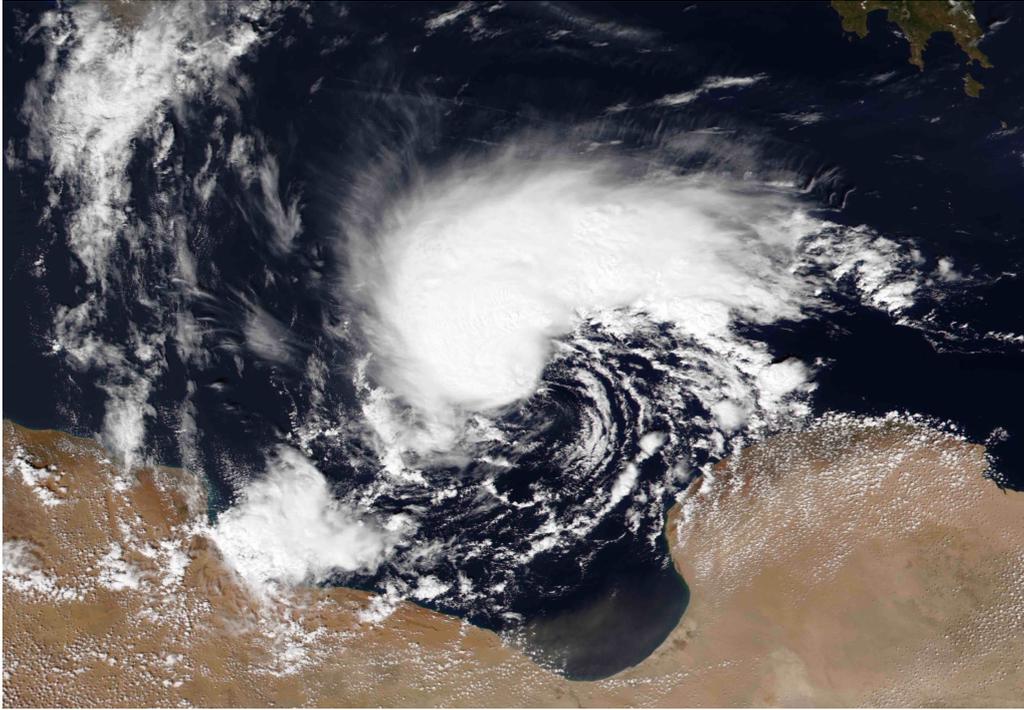


Figura 12: Ciclone Daniel: il Medicanic che ha imperversato su Bulgaria, Grecia, Egitto, Israele, Libia e Turchia tra il 4 e il 12 settembre 2023 [NOAA].

4 Appendice - Effetto Coriolis

Questa sezione contiene sviluppi analitici e non è necessaria per la comprensione del testo.

Supponiamo che una palla venga lanciata dal centro verso la periferia su una piattaforma rotante. Un osservatore fisso a terra vede la traiettoria come nella Figura 13 a sinistra, mentre un osservatore solidale alla piattaforma vede la palla seguire una traiettoria curvilinea che la sposta lateralmente di s come nella Figura 13 a destra.

L'osservatore sulla piattaforma rotante attribuisce lo spostamento all'accelerazione di Coriolis a_C (secondo membro) e tiene conto del fatto che, essendo s piccolo, può esprimerlo come prodotto del tempo trascorso ϑ per la velocità periferica u della piattaforma (terzo membro), ottenendo così la relazione

$$s = \frac{1}{2}a_C\vartheta^2 = u\vartheta = R\omega\vartheta \Rightarrow \frac{1}{2}a_C\vartheta = R\omega$$

dove la velocità periferica è data da $u = R\omega$, cioè dal prodotto del raggio esterno R per la velocità angolare ω .

A questo punto, l'osservatore sulla piattaforma stima il tempo trascorso come $\vartheta = R/v$ dove v è la velocità del lancio e ottiene la relazione finale

$$a_C = 2v\omega$$

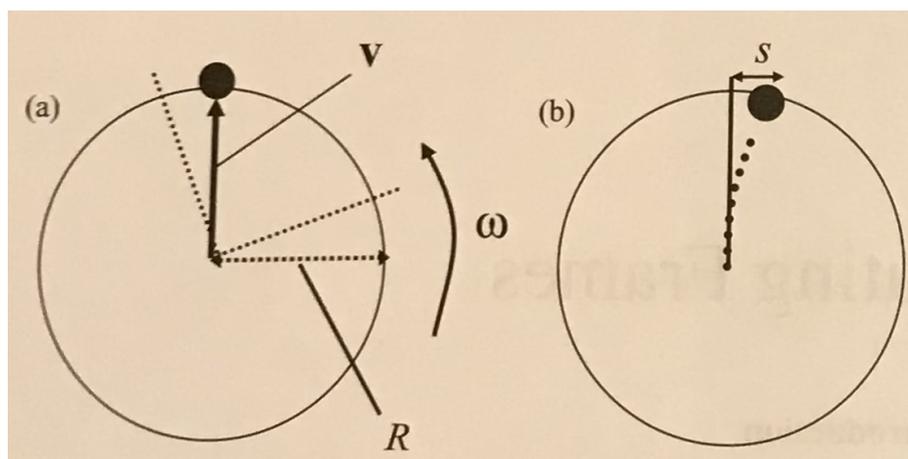


Figura 13: Percorsi di una palla lanciata dal centro verso la periferia su una giostra rotante: a sinistra vista da terra e a destra dalla piattaforma [McCall].

che esprime l'accelerazione di Coriolis come prodotto di due volte la velocità del lancio per la velocità angolare.

(Nel caso considerato nella Figura 13, dove la rotazione della giostra è in senso antiorario, la deviazione è verso destra. Ovviamente, se la rotazione fosse stata in senso orario, la deviazione sarebbe stata verso sinistra.)

Vista dal polo nord, la Terra ruota in senso antiorario come la piattaforma nella Figura 13 e, come sulla piattaforma, ogni massa in moto nell'emisfero settentrionale diretta dal polo verso l'equatore è soggetta a una accelerazione verso destra mentre, nell'emisfero meridionale, l'accelerazione è verso sinistra. Infatti, come si è visto, l'effetto Coriolis sussiste anche durante i movimenti di scorrimento dei venti sulla Terra (pensata come una sfera rotante).

In quest'ultimo caso, tuttavia, per calcolare l'accelerazione di Coriolis in un punto occorre far riferimento a una velocità angolare "efficace", pari alla velocità di rotazione ω intorno all'asse polare moltiplicata per il seno della latitudine nel punto e, quindi, si ha:

$$a_C = 2v\omega \sin \lambda$$

La giustificazione può risultare difficile da comprendere se non si tiene conto del fatto che i pendoli di Foucault dimostrano che la velocità angolare efficace è nulla all'equatore e cresce fino a raggiungere un giro al giorno ai poli. Infatti il periodo di rotazione Θ di tali pendoli, espresso in ore, vale:

$$\Theta = \frac{2\pi}{\omega \sin \lambda} = \frac{24}{\sin \lambda}$$

Ad esempio il pendolo di Foucault nel Museo delle Scienze di Londra ($\lambda = 51^\circ$) richiede ($24/\sin 51^\circ = 30,5$ ore) per fare un intero giro. Ovviamente lo stesso pendolo farebbe un giro in 24 ore ai poli e non girerebbe proprio all'equatore.

A chiusura del paragrafo è opportuno notare anche che la velocità di rotazione della Terra è molto bassa e, quindi, gli spostamenti dovuti all'accelerazione di Coriolis sono molto piccoli e diventano misurabili solo nei moti su larga scala come quelli dei venti.

Bibliografia

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.

B. Buckley, E. J. Hopkins e R. Whiteaker, *Meteorologia*, Touring Club Italiano, Milano, 2006.

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.

G. Comini, *Le Correnti a Getto nelle Estati Calde*, CISM - Area download, Udine, 2023.

G. Comini, *Masse d'Aria e Fronti nelle Carte Meteorologiche*, CISM - Area download, Udine, 2024.

R. Cutuli, *Ciclone simil-tropicali nel Mediterraneo: cosa sono e come si formano*, pubblicato sul sito geopop.it il 18 settembre 2023.

A. Giuffrida, e G. Sansosti, *Manuale di Meteorologia*, Gremese, Roma, 2016.

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

F.K. Lutgens, E.J. Tarbuck e R.L. Herman, *The Atmosphere - An Introduction to Meteorology, Quattordicesima Edizione*, Pearson, New York, 2019.

M.W. McCall, *Classical Mechanics, Seconda Edizione*, Wiley, Chichester, UK, 2011.

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

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

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

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