



**UNIVERSITÀ
DEGLI STUDI
DI TRIESTE**

CICLONI EXTRATROPICALI E TROPICALI

Corso di Fisica dell'atmosfera
Termodinamica e processi alla mesoscala

Dott. Francesco Sioni

2. Extratropical cyclones—The Forrest Gump of the atmosphere

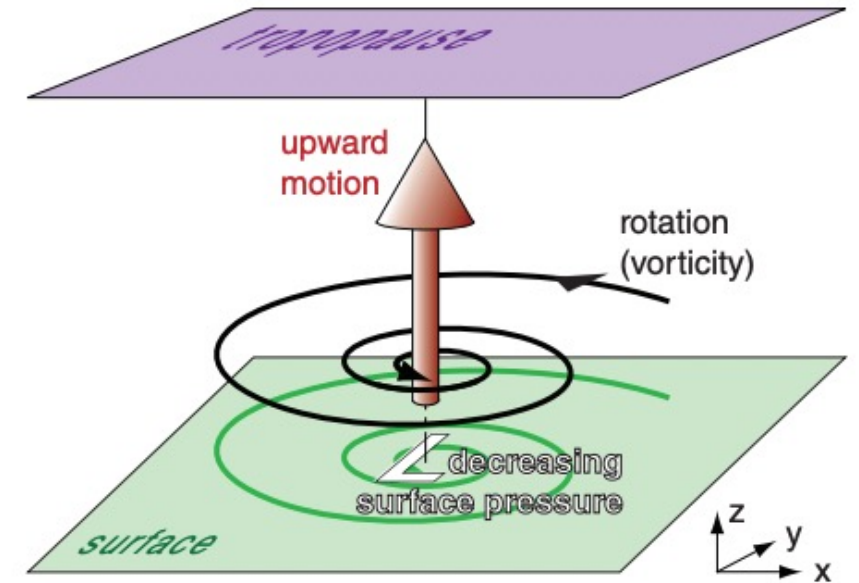
In the popular feature film *Forrest Gump*, the titular character says “Life is like a box of chocolates. You never know what you are going to get.” During the film, which covers the period from the mid-1940s through the early 1980s, Forrest Gump encounters a wide variety of American popular culture icons ranging from Elvis Presley to three U.S. Presidents (Kennedy, Johnson, and Nixon) and experiences—and sometimes influences—notable events such as the Vietnam War, the opening of diplomatic relations with China, the Watergate scandal, and the early days of Apple Computer. Similarly, one can randomly select one cyclone event or another and find that each one is different, owing to the complex interplay of baroclinic and diabatic processes in their development. Likewise, as detailed by [Lorenz \(1967\)](#); discussed in [section 4](#) of this chapter), the instability of the general circulation to baroclinic disturbances necessitates their ubiquity and inevitability, just as Forrest Gump appears everywhere, influencing a half-century of American life.



Schultz et al., 2019

Che cos'è un ciclone?

- **Ciclone tropicale** = «Cicloni intensi, come uragani e tifoni, che si verificano nei tropici su diversi oceani e nelle aree terrestri adiacenti del mondo» (Glossario AMS)
- **Ciclone extratropicale** = «Qualsiasi tempesta di intensità ciclonica che non sia un ciclone tropicale. Termine che solitamente si riferisce esclusivamente ai cicloni frontali migratori delle medie e alte latitudini» (Glossario AMS)
- **Ciclone** = «un sistema alla scala sinottica con bassa pressione al suo centro» (Stull, 2017)
- La **ciclogenesi** è sempre caratterizzata da:
 - Aumento della vorticità orizzontale attorno al centro ciclonico
 - Aumento dei venti verticali
 - Diminuzione della pressione al suolo
- Se la ciclogenesi è sufficientemente veloce (calo di 24 hPa in 24 ore) si parla di **ciclogenesi esplosiva**



Stull, 2015

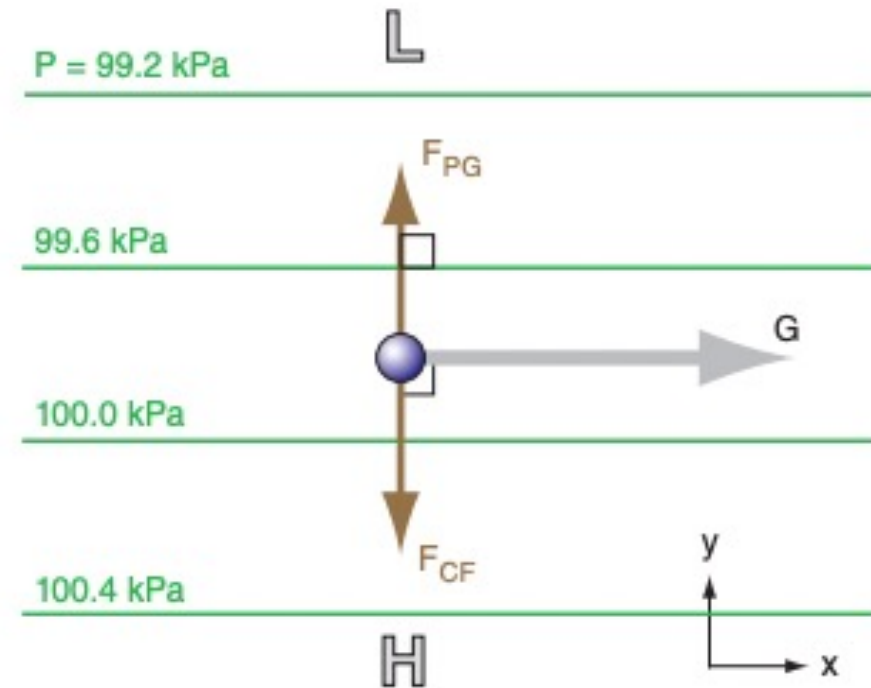
Vento geostrofico

- Il vento geostrofico è il vento steady-state che risulta dal bilanciamento tra la forza di Coriolis e il gradiente di pressione

$$u_g = -\frac{1}{\rho f} \frac{\partial p}{\partial y} = -\frac{1}{f} \frac{\partial \Phi}{\partial y} = -\frac{g}{f} \frac{\partial Z}{\partial y}$$

$$v_g = \frac{1}{\rho f} \frac{\partial p}{\partial x} = \frac{1}{f} \frac{\partial \Phi}{\partial x} = \frac{1}{f} \frac{\partial Z}{\partial x}$$

- I venti sono vicini all'approssimazione geostrofica nella realtà solo quando le isobare o le isoipse sono praticamente dritte e si trovano al di fuori del Planetary Boundary Layer (PBL, cioè i primi 1-3 km)



Stull, 2015

Gradient wind

- In verità le isoipse/isobare sono curve attorno a un centro di pressione → Coriolis non è perfettamente bilanciato dalla forza di gradiente → è necessario tener conto anche della forza centripeta
- Il vento risultante subgeostrofico o supergeostrofico è il Gradient Wind (vento di gradiente)
- Mantengo tutte e tre le componenti del moto in coordinate naturali

$$\frac{V^2}{R} + fV = -\frac{\partial\Phi}{\partial n}$$

$$V = -\frac{fR}{2} \pm \left(\frac{f^2 R^2}{4} - R \frac{\partial\Phi}{\partial n} \right)^{\frac{1}{2}} = -\frac{fR}{2} \pm \left(\frac{f^2 R^2}{4} + fRV_g \right)^{\frac{1}{2}}$$

- Le soluzioni fisiche si distinguono da R e $\frac{\partial\Phi}{\partial n}$
- $\frac{V^2}{R} + fV - fV_g = 0 \quad \rightarrow \quad \frac{V_g}{V} = 1 + \frac{V}{fR}$
- Il vento di gradiente è subgeostrofico e antiorario attorno a un ciclone, supergeostrofico e orario in un anticiclone

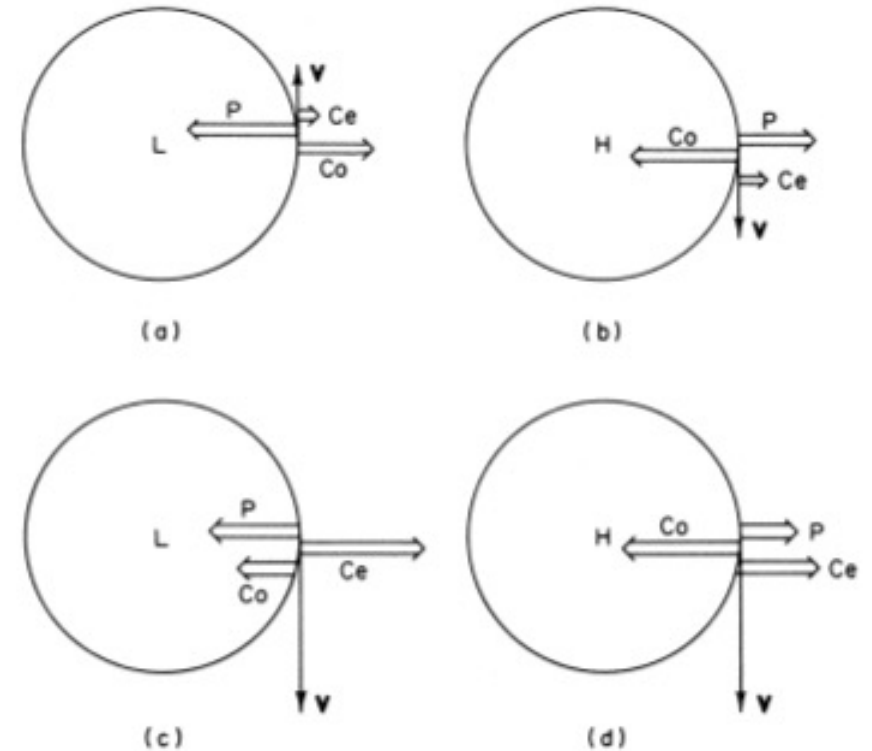


Fig. 3.5 Force balances in the Northern Hemisphere for the four types of gradient flow: (a) regular low (b) regular high (c) anomalous low (d) anomalous high.

Holton Hakim, 2013

Vento termico

$$\vec{v}_g = \frac{1}{f} \vec{k} \times \nabla \Phi$$

$$\vec{v}_T = \vec{v}_{g2} - \vec{v}_{g1} = \frac{1}{f} \vec{k} \times \nabla (\Phi_2 - \Phi_1)$$

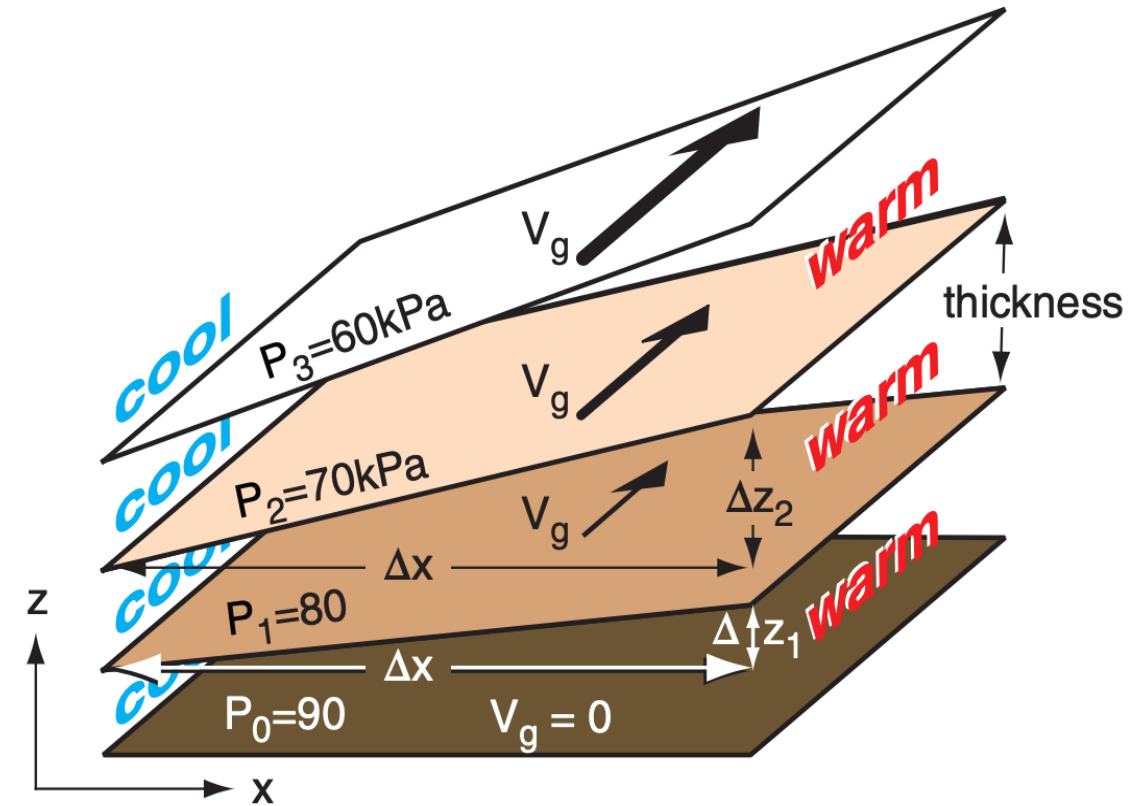
$$= \frac{g_0}{f} \vec{k} \times \nabla (Z_2 - Z_1)$$

- Il **vento termico** è la variazione (shear) del vento geostrofico con la quota
- Utilizzando l'ipsometrica

$$Z_2 - Z_1 = \frac{R_d \bar{T}_v}{g_0} \ln \left(\frac{p_1}{p_2} \right)$$

$$\vec{v}_T = \frac{R_d}{f} \ln \left(\frac{p_1}{p_2} \right) \vec{k} \times \nabla \bar{T}_v$$

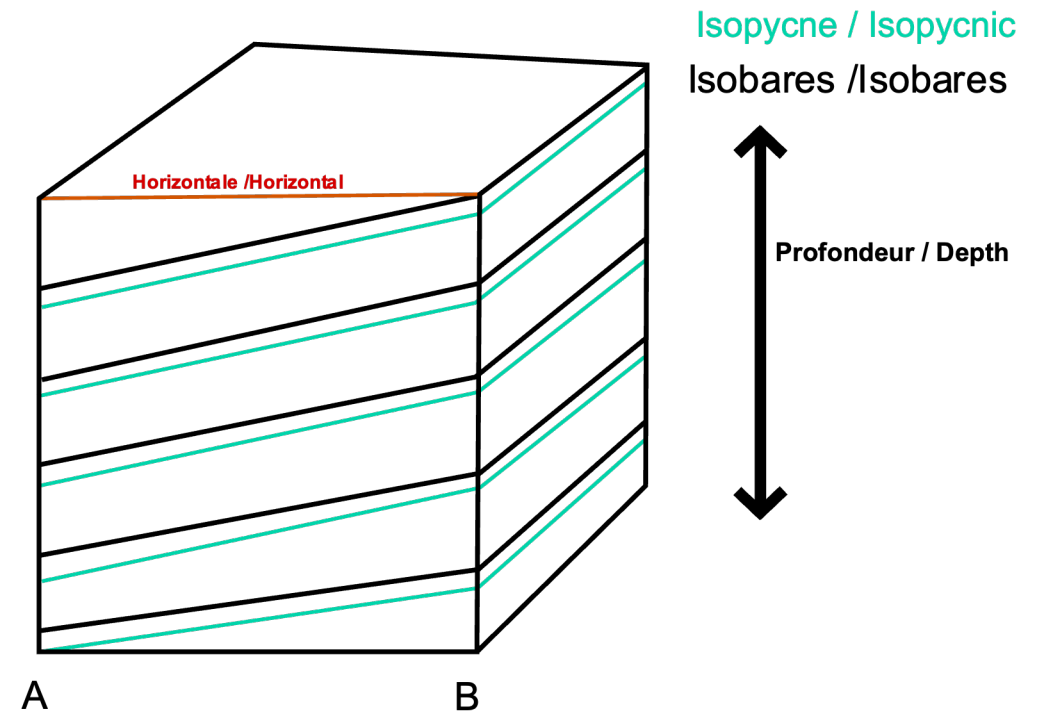
- Considerando il layer atmosferico tra due isobare il vento termico è proporzionale al gradiente orizzontale di temperatura



Stull, 2015

Atmosfera barotropica

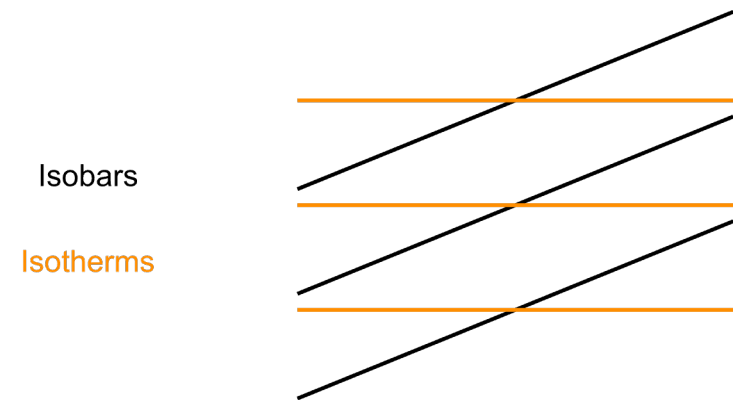
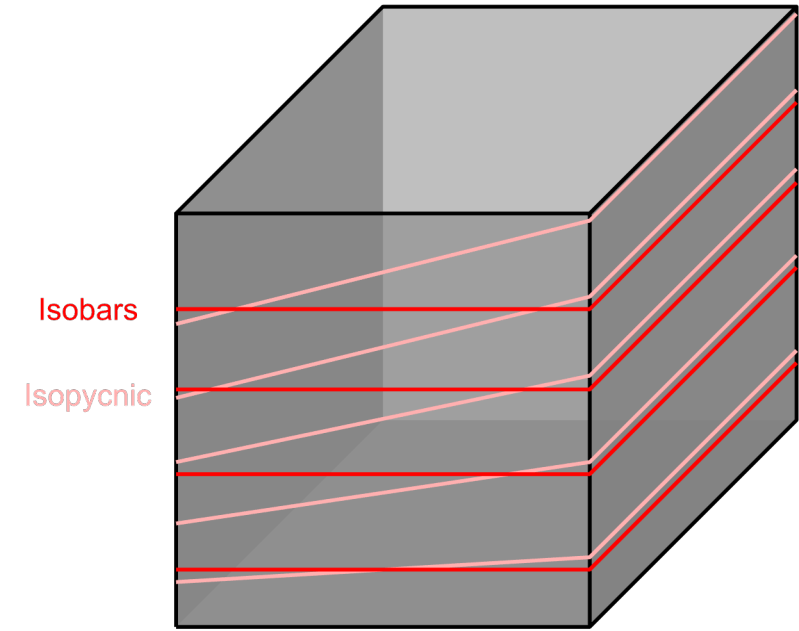
- La densità dipende solo dalla pressione $\rho = \rho(p)$
- I gradienti di temperatura sono molto deboli $\nabla T = 0$
- La temperatura non è una variabile dipendente ma varia solo con la pressione.
- Esempi:
 - Massa d'aria isoterma
 - Atmosfera con gradiente verticale fisso
- Le isobare coincidono con le isopicne e con le isoterme
- Lungo una superficie isobara non ho gradienti di temperatura \rightarrow non ho gradienti di spessore \rightarrow il vento geostrofico ha la stessa intensità a tutte le quote \rightarrow non esiste vento termico!
- L'atmosfera barotropica è tipica dei tropici (0° - 30°)



Wikipedia

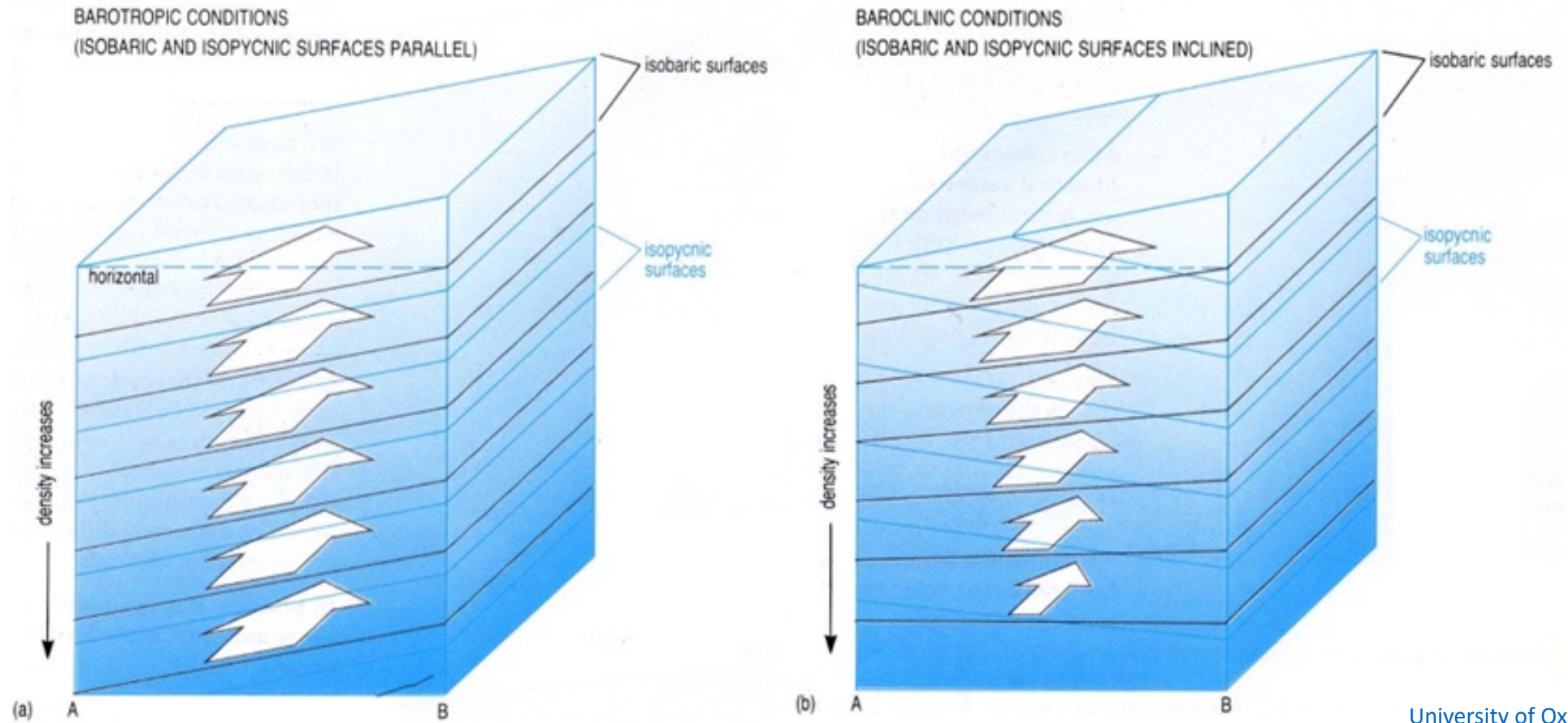
Atmosfera baroclina

- La densità dipende sia dalla pressione che dalla temperatura $\rho = \rho(p, T)$
- Quantificato da $\nabla p \times \nabla \rho$
- I gradienti di temperatura sono forti $\nabla T \neq 0$
- Le isobare non coincidono con le isopicne e non coincidono con le isoterme
- Lungo una superficie isobara esistono gradienti di temperatura orizzontali
- Lungo una superficie isobara ho gradienti di temperatura \rightarrow ho gradienti di spessore \rightarrow il vento geostrofico varia di intensità con la quota \rightarrow è **presente vento termico!**
- L'atmosfera baroclina è tipica delle medie-latitudini (extratropici) (30° - 60°)



Wikipedia

Barotropico vs. Baroclinico



[University of Oxford](https://www.oxford.ac.uk/)

Rossby Waves

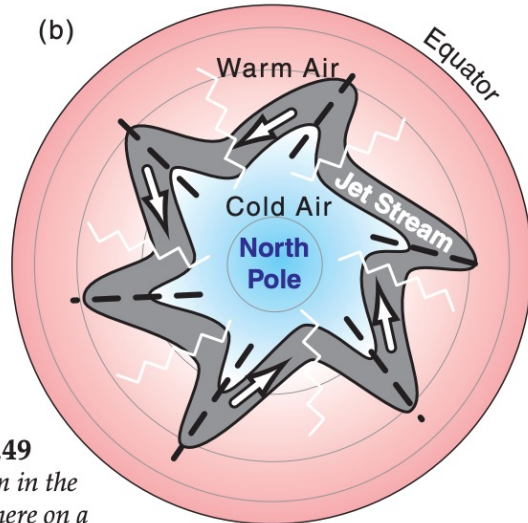
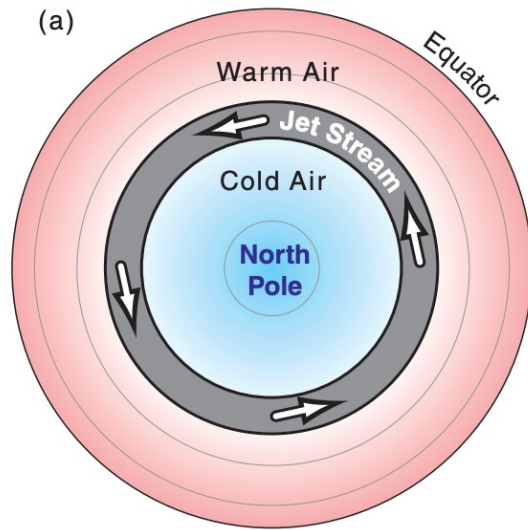
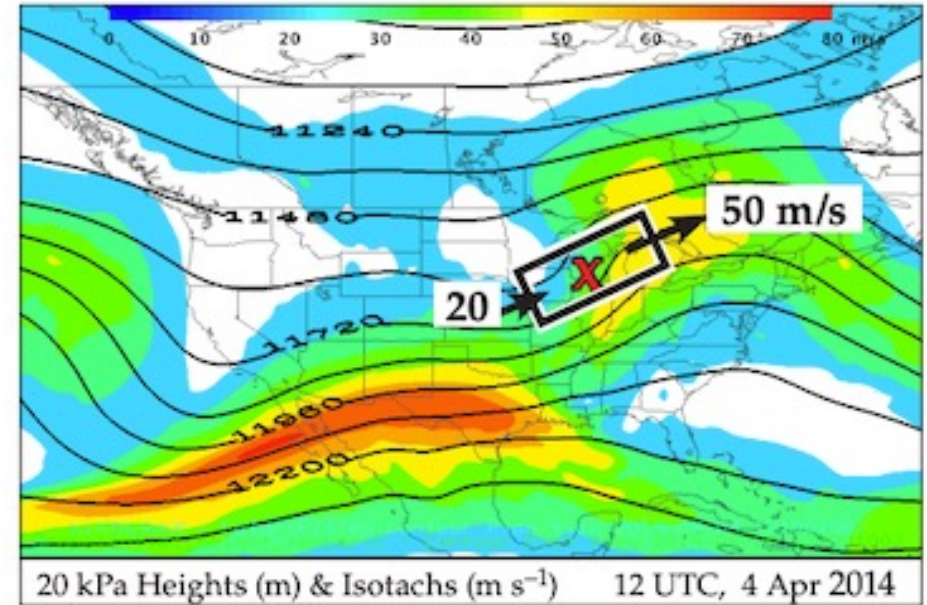


Figure 11.49
(a) Jet stream in the N. Hemisphere on a world with no instabilities. (b) Jet stream with barotropic or baroclinic instabilities, creating a meandering jet. Troughs are marked with a black dashed line, and ridges with a white zig-zag line.

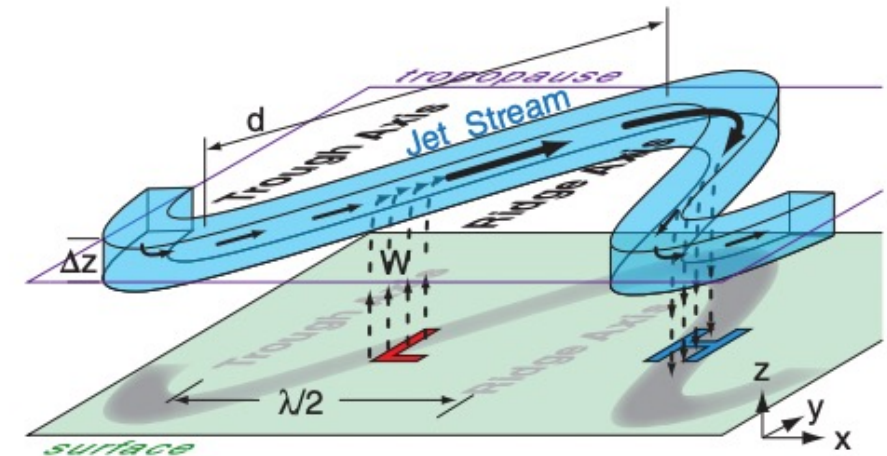
- Di principale interesse per il tempo meteorologico negli extratropici non è la corrente a getto subtropicale ma quella polare (presente attorno ai 50°N)
- In prima approssimazione, ci aspetteremmo che la corrente a getto circondasse il globo lungo la zona tra le masse d'aria calda e fredda, a circa 50-60° di latitudine in inverno
- Tuttavia, questo flusso è instabile (*instabilità baroclinica*), consentendo a piccole perturbazioni (ad esempio, il flusso sopra le catene montuose) di trasformarsi in grandi meandri nord-sud → **onde di Rossby**
- La regione verso l'equatore di qualsiasi meandro è chiamata **saccatura** (*trough*) ed è associata a bassa pressione o bassa altezza geopotenziale e implica intrusione di aria fredda verso l'equatore.
- La porzione verso il polo di un meandro è chiamata **promontorio** (*ridge*), ed è associata ad alta pressione o altezza di geopotenziale. Implica intrusione di aria più calda verso i poli.
- *Le Rossby waves possono essere spiegate con la conservazione della vorticità potenziale.*

Ciclogenesi e onde di Rossby

- Uno dei modi più facili per spiegare la ciclogenesi è ricorrere alla continuità $\nabla \cdot (\rho u) = 0$ (conservazione della massa)
- In altre parole: inflow/outflow verticale può compensare a divergenze/convergenze orizzontali
- Si osserva che presa una box, come in figura, (che identifica un volume d'aria) in corrispondenza della corrente a getto i venti in uscita sono maggiori rispetto a quelli in entrata
- Infatti la velocità orizzontale (entrante nella box in figura) è minore vicino a una saccatura (venti di gradiente subgeostrofici) mentre la velocità orizzontale (uscente dalla box in figura) è maggiore vicino al promontorio (venti di gradiente supergeostrofici).
- Per continuità questa divergenza orizzontale in quota determina sollevamento alla base della box determinando la formazione di un minimo di pressione (ciclone) a est della saccatura.
- Il contrario avviene a est di un promontorio con convergenza in quota, moti verticali discendenti e di compressione determinando la formazione di un anticiclone

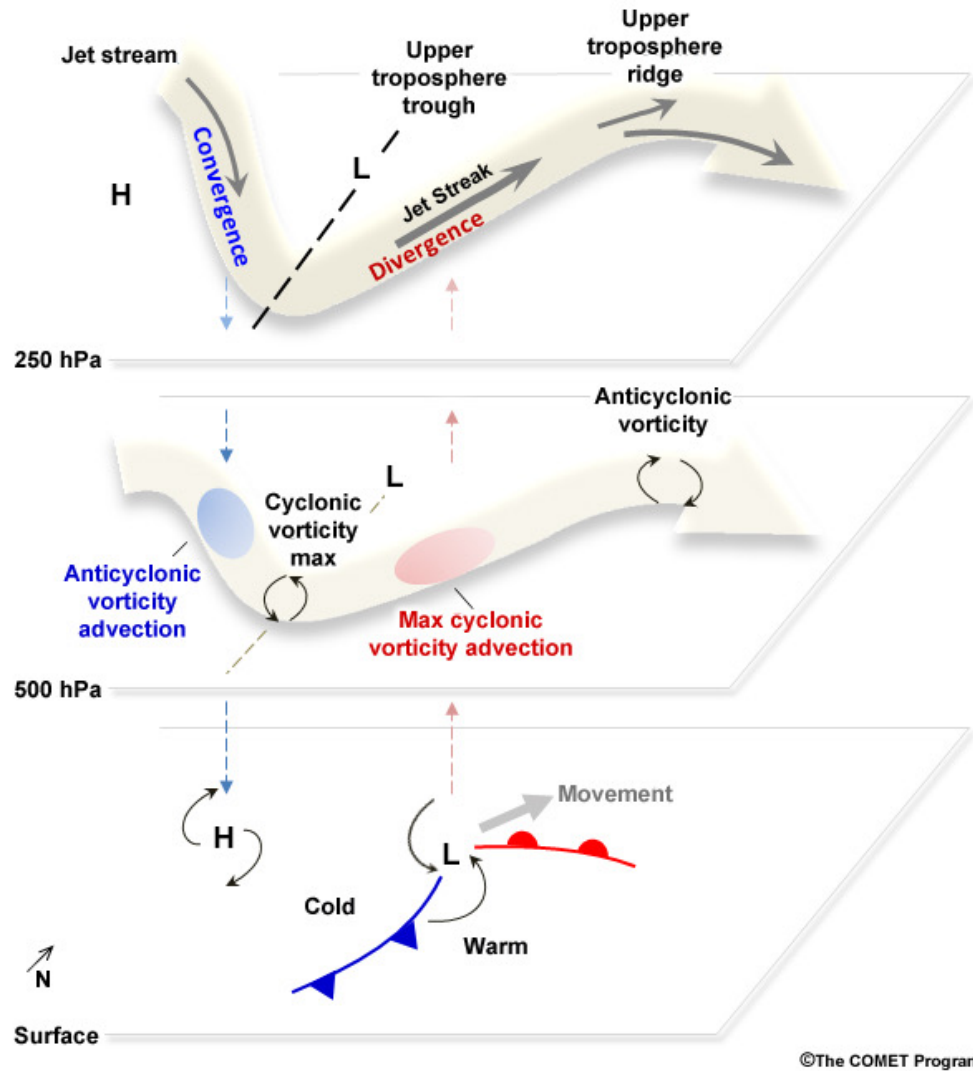


Stull, 2015

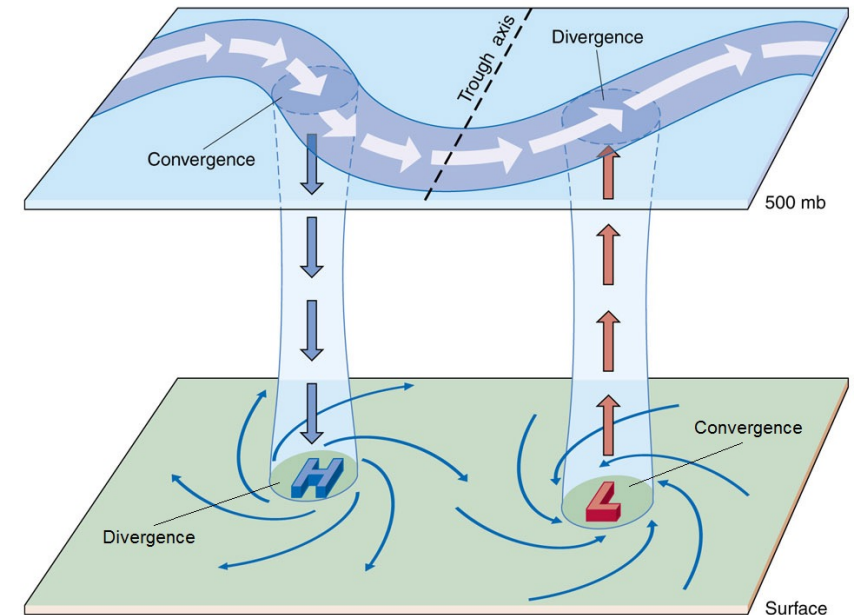


Stull, 2015

Tempo atmosferico e onde di Rossby



- Avanzamento di una saccatura significa divergenza in quota, convergenza al suolo → moti ascensionali verticali → ciclogenesi al suolo: formazione di bassa pressione con rotazione antioraria → brutto tempo con nubi e precipitazioni
- Avanzamento di un promontorio significa convergenza in quota, divergenza al suolo → moti discendenti verticali → formazione di un anticiclone con alta pressione e rotazione oraria → bel tempo con cielo in prevalenza sereno e assenza di precipitazioni



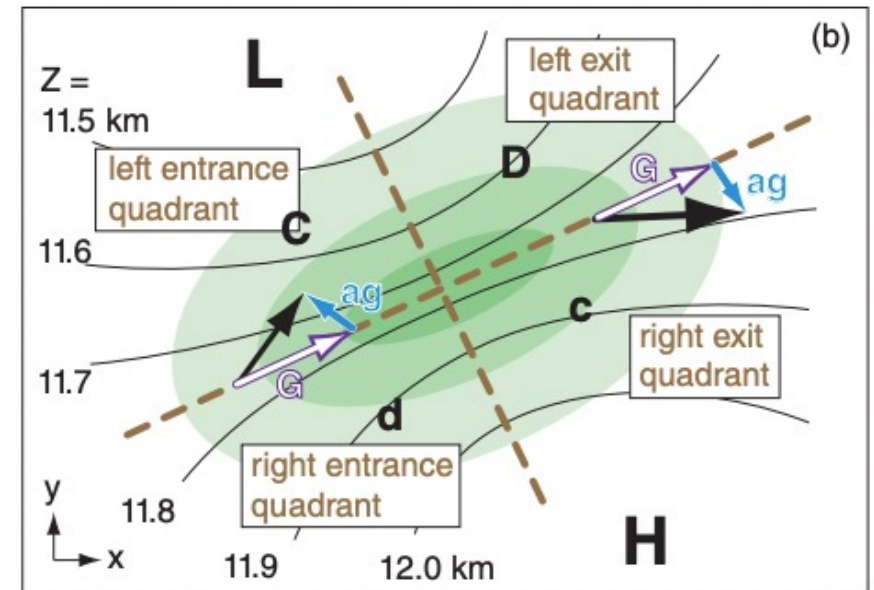
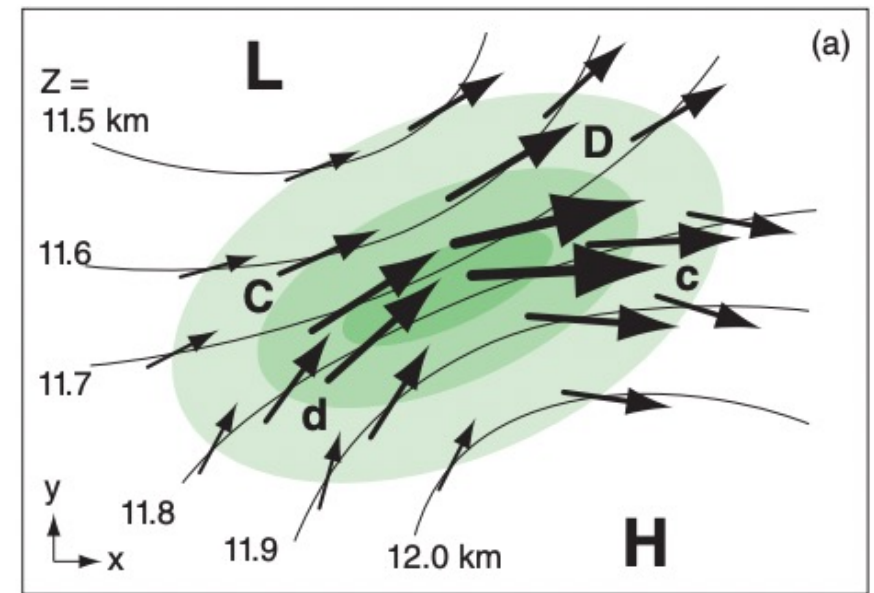
[Eumetrain/Comet](#)

Approssimazione quasi-geostrofica

- I venti geostrofici e di gradiente scorrono perfettamente paralleli alle isobare MA le osservazioni ci mostrano che non è così
- Esiste anche un flusso ortogonale alle isobare che determina convergenza e divergenza del flusso
- È necessario passare all'approssimazione quasi-geostrofica basata su:
 - Approssimazione di Bousinnesq
 - Piano beta
 - Bilancio geostrofico
 - Bilancio idrostatico
 - I moti verticali sono dovuti solo a moti ageostrofici $u_a = u - u_g$

Jet streak

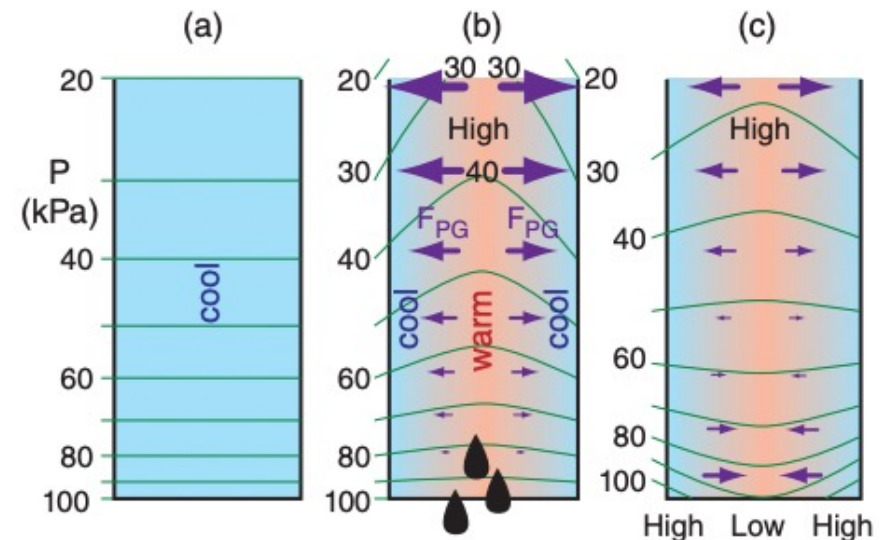
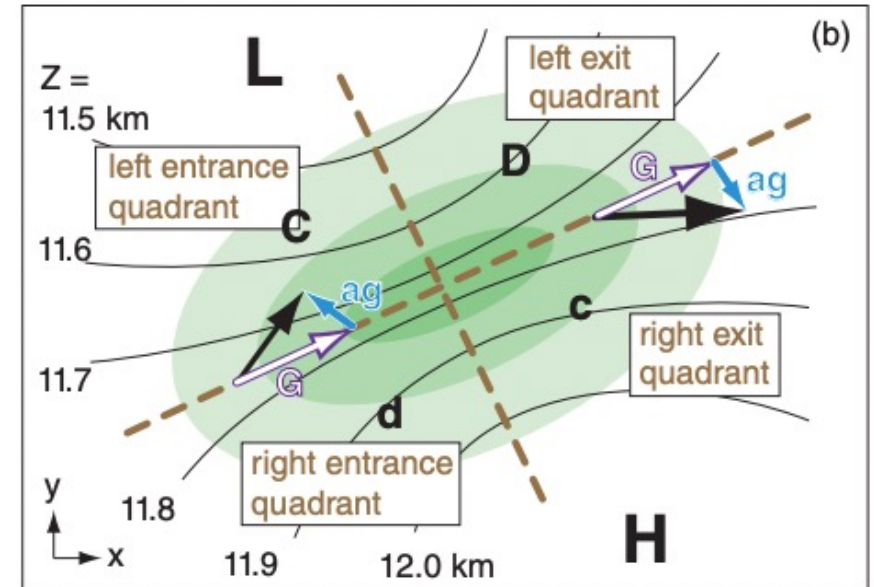
- La corrente a getto non è a velocità costante ma contiene dei **jet core** (zone di massima velocità)
- Le zone in prossimità dei jet core sono chiamate **jet streak**
- Situazione iniziale: il vento è in equilibrio in una regione a basso gradiente di pressione come vento geostrofico
- Man mano che questa massa d'aria si sposta verso una regione con un gradiente di pressione più forte, il vento si ritrova più lento rispetto alla nuova, più elevata velocità, prevista del vento geostrofico
- In questo caso il vento diventa **ageostrofico** (non può essere spiegato esclusivamente dalla componente geostrofica)
- **Inserimento nel jet**: vento più lento → forza di Coriolis minore con gradiente di pressione maggiore → rotazione verso il minimo di pressione
- **Uscita dal jet**: comportamento opposto con vento troppo veloce → forza di Coriolis maggiore con gradiente di pressione minore → deviazione ageostrofica verso l'alta pressione
- [Deviazione ageostrofica → convergenze e divergenze orizzontali](#)



Stull, 2015

Jet streak

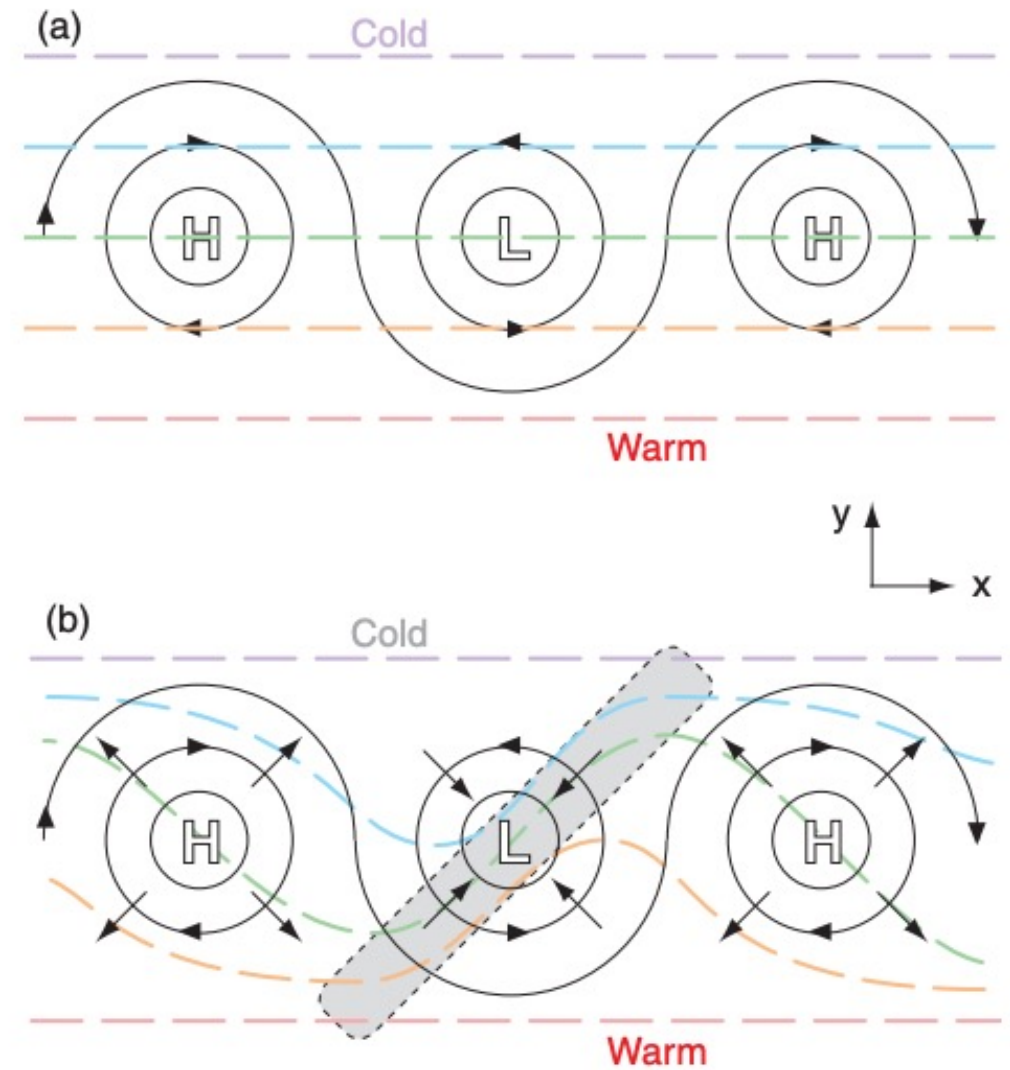
- Deviazione ageostrofica → convergenze e divergenze orizzontali
- **Quadrante sinistro in uscita** (left-exit region): forte divergenza
- Quadrante destro in entrata: debole divergenza
- In queste due regioni la ciclogenesi è favorita sotto il jet streak
- Divergenza in quota → sollevamento dell'aria → riduzione della pressione al suolo → condensazione e rilascio di calore latente (processo diabatico) → ulteriore riduzione della pressione al suolo
- Infatti la parte esterna della colonna d'aria non viene riscaldata e rimane più fredda
- Lo spessore tra le superfici isobariche è maggiore nell'aria calda rispetto a quella fredda
- Si generano forze di gradiente di pressione che generano venti che spostano l'aria dalle zone di alta pressione verso quelle di bassa pressione
- La conseguente riduzione della massa d'aria (pensare alla pressione idrostatica) nel nucleo caldo riduce la pressione a livello del mare e aggiunge massa nelle regioni di aria fredda



Stull, 2015

Creazione di zone barocline

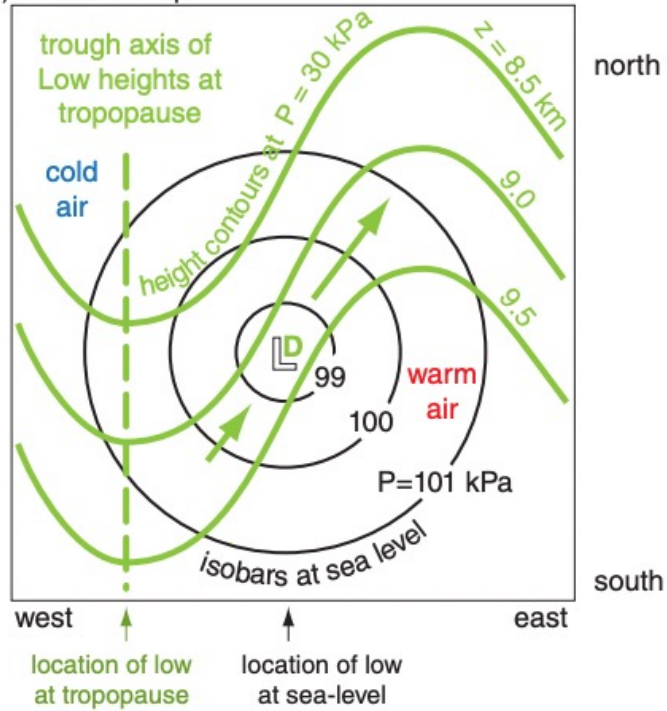
- Si consideri una serie di alte e basse pressioni in una regione con gradiente di temperatura uniforme
- La rotazione attorno a cicloni e anticicloni distorce i centri delle isoterme in onde che determinano il movimento di aria fredda verso l'equatore e il movimento di aria calda verso il polo
- La convergenza verso i minimi determina isoterme più compatte, la divergenza nei massimi tende ad allontanare le isoterme
- La combinazione di rotazione e convergenza/divergenza tende a compattare le isoterme determinando la formazione dei fronti sviluppando quindi zone barocline
- I cicloni si sviluppano da zone barocline ma anche generano zone barocline
- Ciclogenesi e frontogenesi avvengono simultaneamente



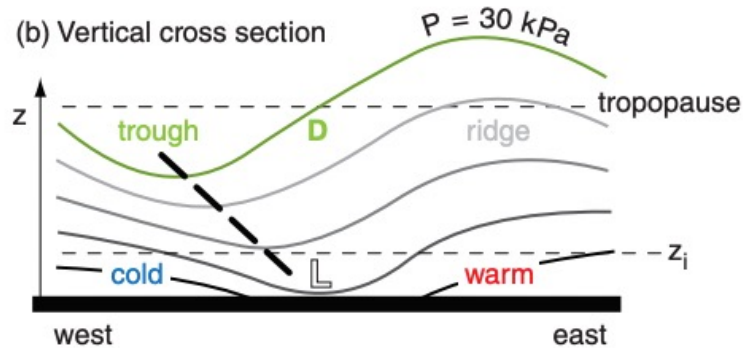
Struttura verticale di un ciclone ET

Stull, 2015

(a) Weather map



(b) Vertical cross section



- Un'onda baroclina tende ad avere un'inclinazione verso ovest dell'altezza del geopotenziale
- Con la depressione in quota spostata a ovest della depressione in superficie (L), la zona di divergenza (D) si trova direttamente sopra la depressione in superficie, favorendo la ciclogenesi
- Se il minimo al suolo è sfasato rispetto al minimo in quota allora l'ambiente è fortemente baroclinico e la ciclogenesi esplosiva è favorita
- Quando il minimo in quota è in fase con quello al suolo allora l'ambiente diventa più barotropico ed è favorita la ciclolisi
- Di conseguenza il ciclone nei bassi strati è cold core indicazione della circolazione che porta l'aria polare verso latitudini più basse
- In quota invece (alta troposfera) il ciclone è warm core a causa dell'inclinazione dell'onda baroclina.

Fronti

- Il termine deriva dalla prima guerra mondiale
- «Interfaccia o zona di transizione tra due masse d'aria diverse aventi diverse densità»
- In realtà la definizione è ambigua



Glossary of Meteorology

All Terms

Search Glossary of Meteorology

Search

front

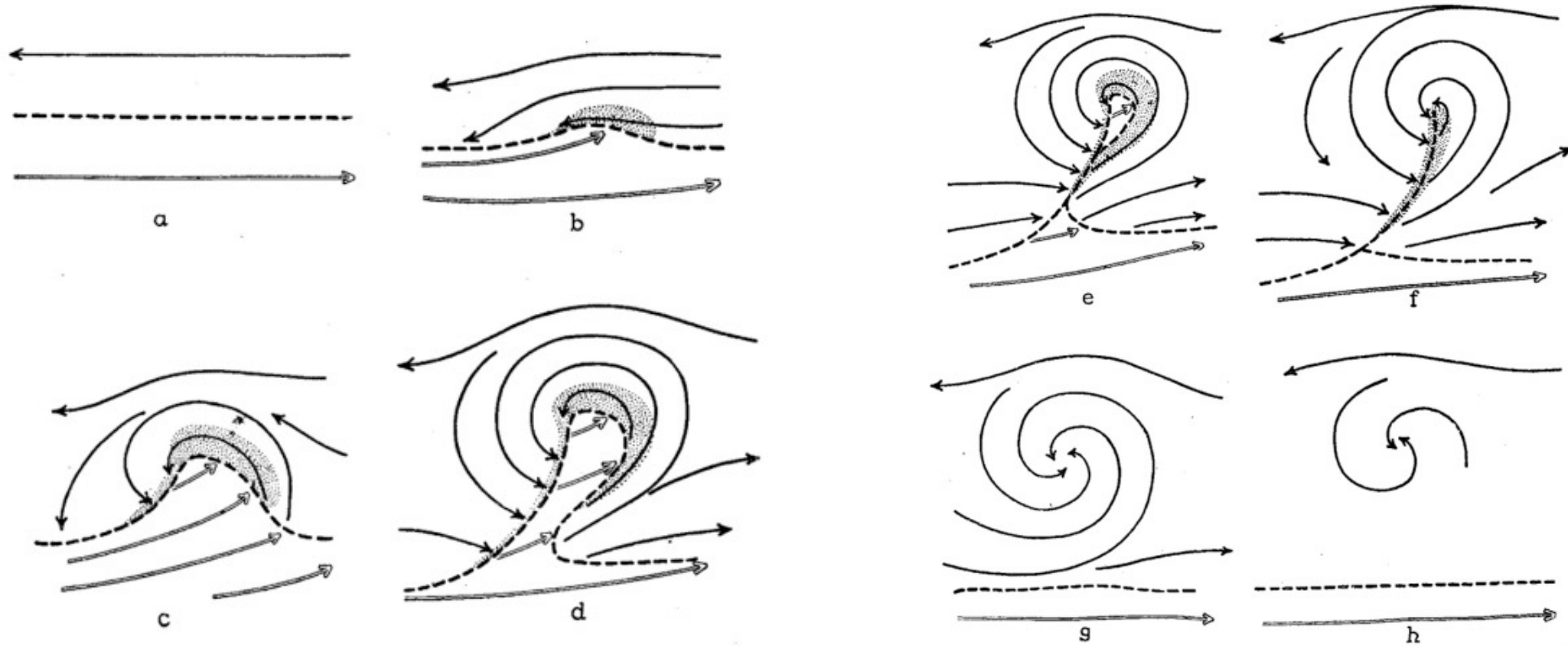
1. In meteorology, generally, the **interface** or transition zone between two **air masses** of different **density**.

Since the **temperature** distribution is the most important regulator of atmospheric **density**, a front almost invariably separates air masses of different **temperature**. Along with the basic **density** criterion and the common **temperature** criterion, many other features may distinguish a front, such as a **pressure trough**, a change in **wind direction**, a **moisture discontinuity**, and certain characteristic **cloud** and **precipitation** forms. The term front is used ambiguously for 1) frontal zone, the three-dimensional zone or layer of large horizontal **density gradient**, bounded by 2) frontal surfaces across which the horizontal **density gradient** is discontinuous (frontal surface usually refers specifically to the warmer side of the frontal zone); and 3) **surface front**, the line of intersection of a frontal surface or frontal zone with the **earth's surface** or, less frequently, with a specified **constant-pressure surface**. Types of front include **polar front**, **arctic front**, **cold front**, **warm front**, and **occluded front**.

Glossario AMS

Il modello norvegese

Bjerknes and Solberg, 1922

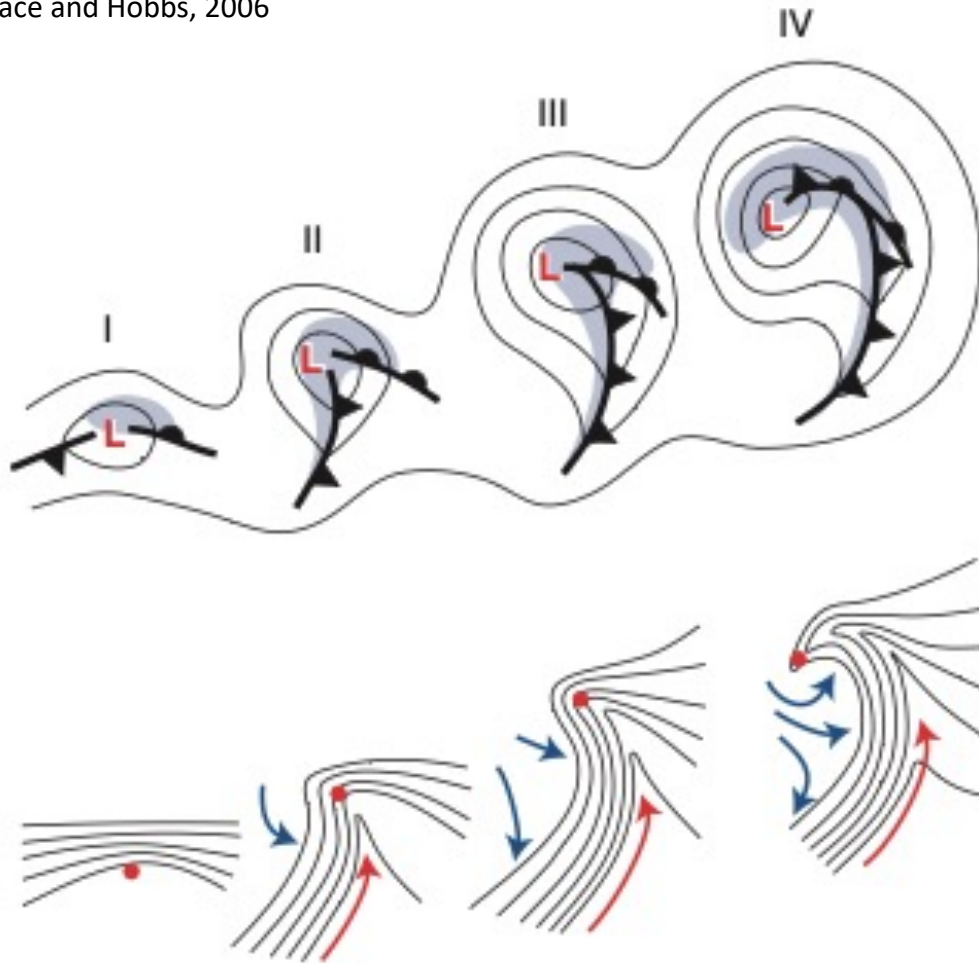


- a) Fase iniziale
- b) Ciclone e onda frontale
- c) Open-wave cyclone
- d) Il settore caldo si restringe

- e) Warm-core seclusion
- f) Ciclone occluso
- g) Vortice freddo (cold-air vortex)
- h) Morte

Four-stage conceptual model

Wallace and Hobbs, 2006

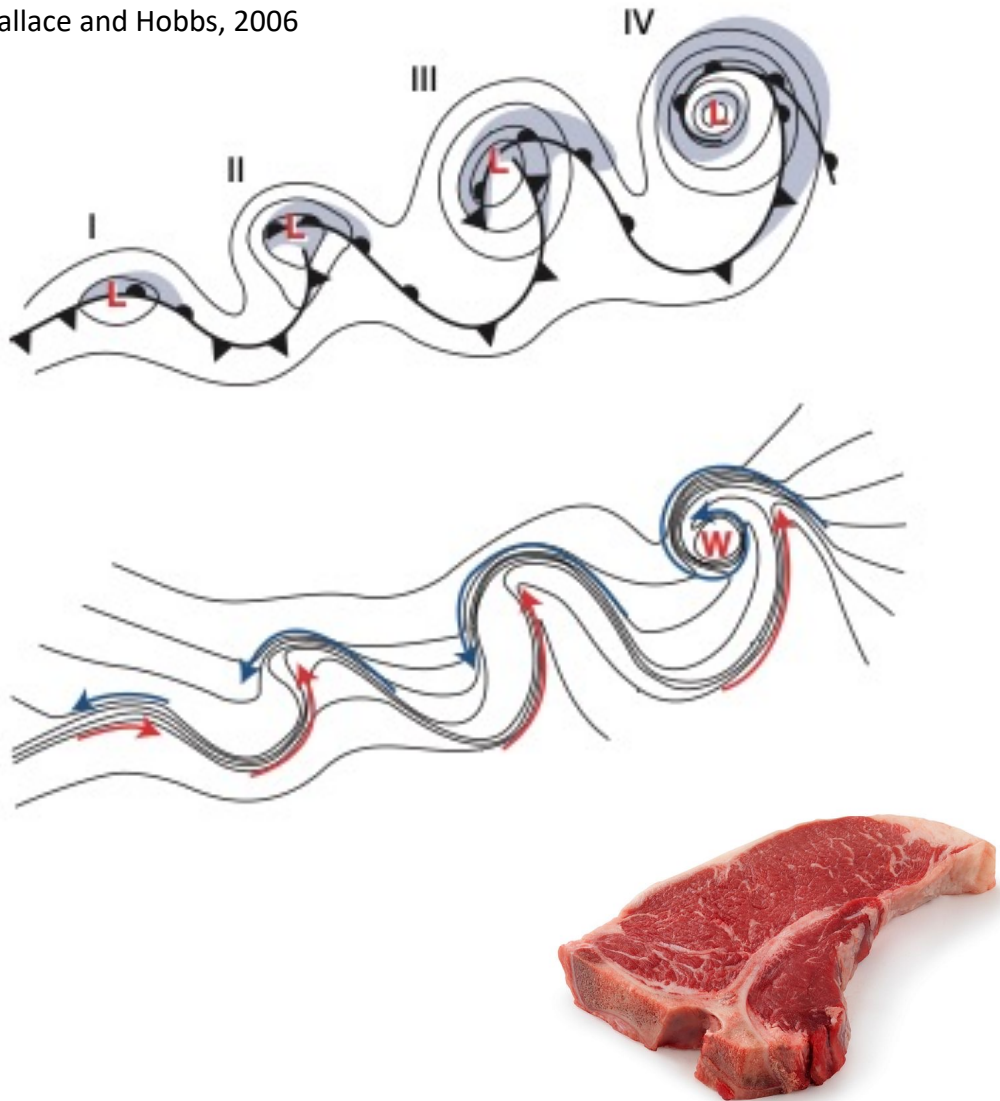


- I. Onda frontale iniziale
- II. Open-wave cyclone
- III. Restringimento del settore caldo
- IV. Occlusione

Fig. 8.31 Schematic showing four stages in the development of extratropical cyclones as envisioned in the Norwegian polar front cyclone model. Panels I, II, III and IV represent four successive stages in the life cycle. (Top) Idealized frontal configurations and isobars. Shading denotes regions of precipitation. (Bottom) Isotherms (black) and airflow (colored arrows) relative to the moving cyclone center (red dot). Red arrows indicate the flow in the warm sector, and blue arrows indicate the flow in the cold air mass. Frontal symbols are listed in Table 7.1. [Adapted from *Mon. Wea. Rev.*, **126** (1998) p. 1787.]

Il ciclone di Shapiro-Keyser

Wallace and Hobbs, 2006



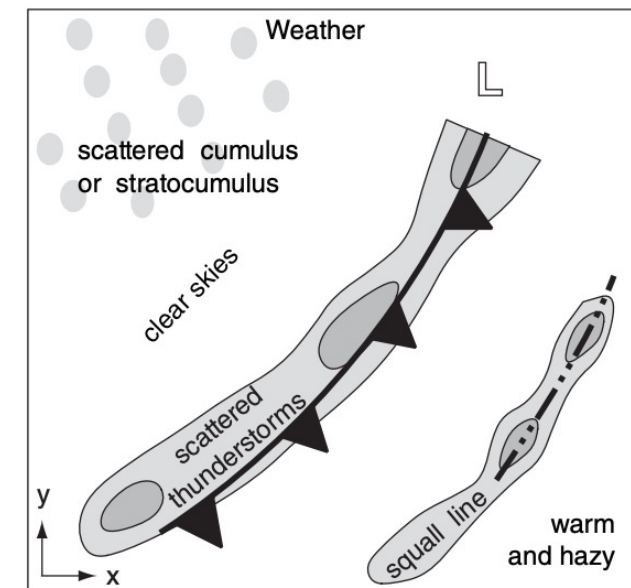
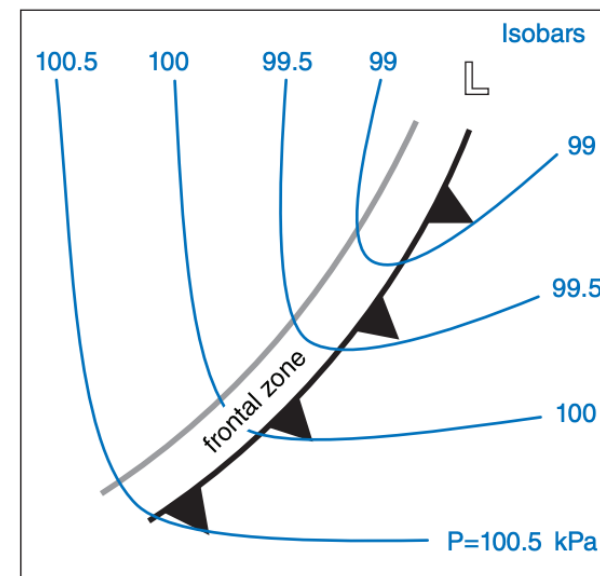
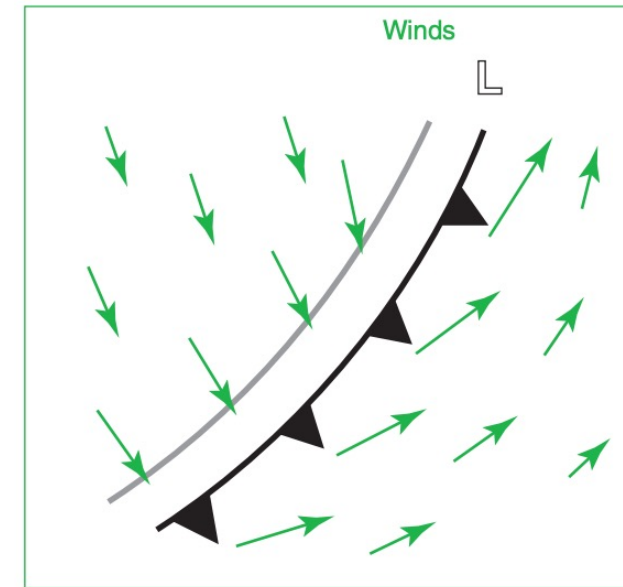
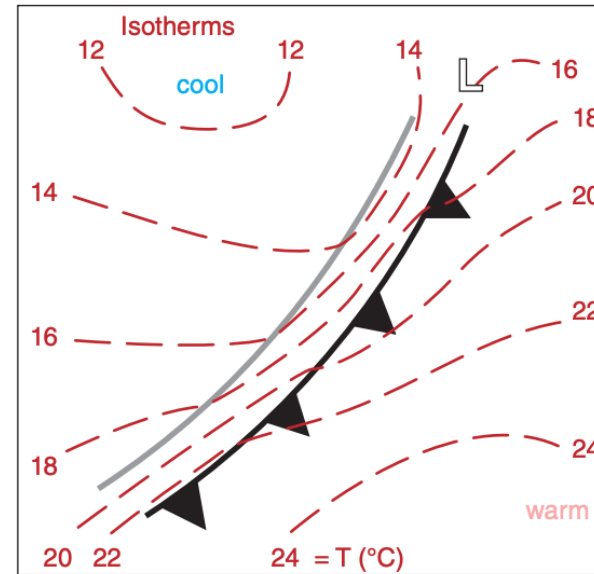
Shapiro and Keyser (1990) rivedono il modello dei cicloni extratropicali

- I. Ciclogenesi lungo una lunga e ampia zona frontale
 - II. Frattura della zona frontale e contrazione dei gradienti di temperatura frontali caldi e freddi
 - III. Il fronte caldo si estende verso ovest nel flusso freddo a nord dietro il minimo (*bent-back warm front*). Il settore caldo si restringe portando a un *frontal T-bone*
 - IV. Una *warm-core seclusion* si forma quando l'aria fredda e il *bent-back warm front* circondano il minimo
- Non è prevista occlusione nel ciclone di Shapiro-Keyser → il fronte caldo e freddo sono allineati perpendicolarmente

Il fronte freddo

Stull, 2015

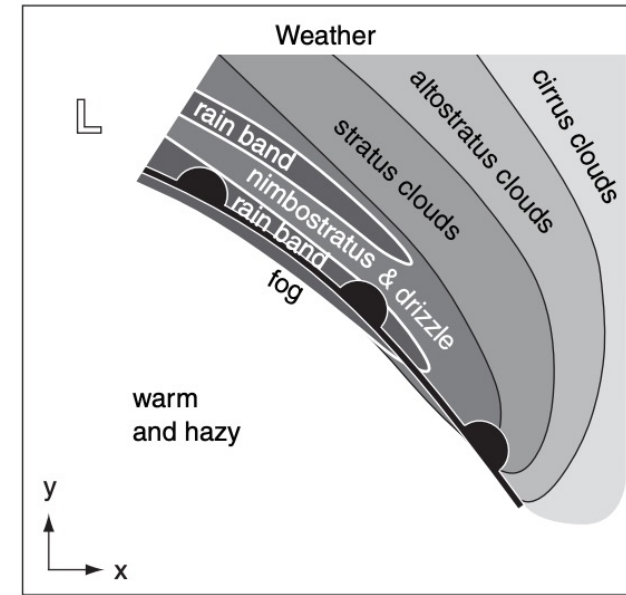
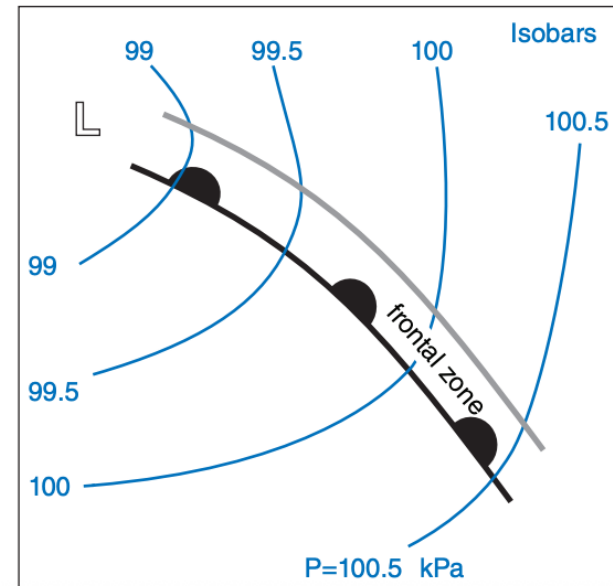
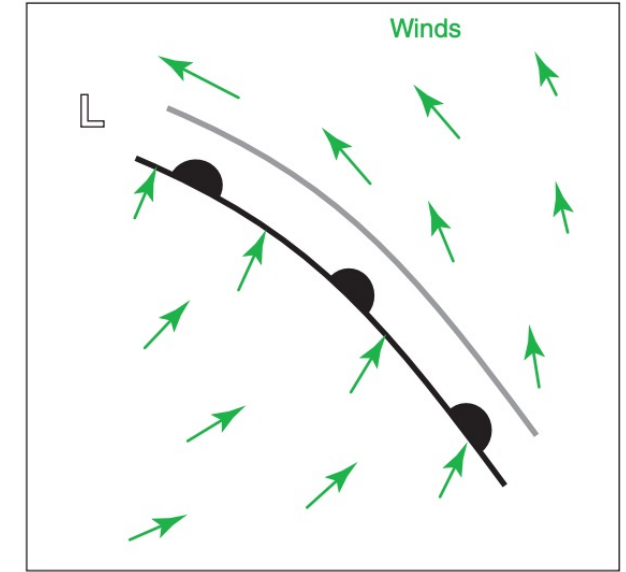
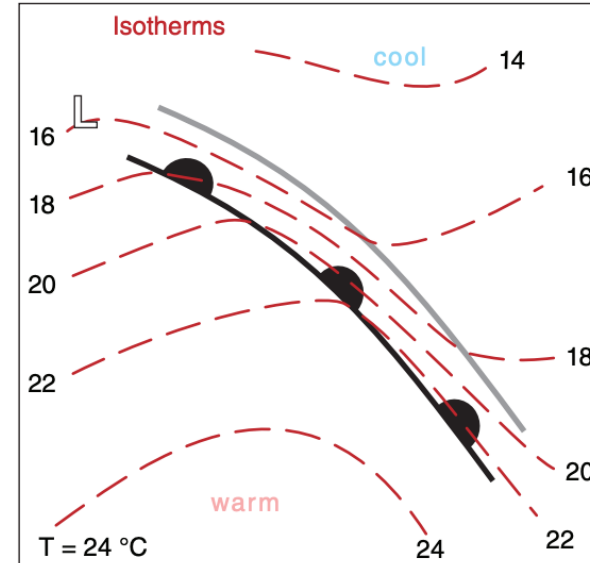
- Essendo aria fredda che è avvetta su terreno più caldo → instabilità, convezione e turbolenza
- I venti che anticipano il fronte hanno di solito componente meridionale
- Lungo il fronte i venti sono forti e rafficosi
- I venti dopo il passaggio del fronte portano l'avvezione fredda
- L'aria fredda è spesso secca e garantisce un'ottima visibilità con cielo azzurro e limpido durante il giorno



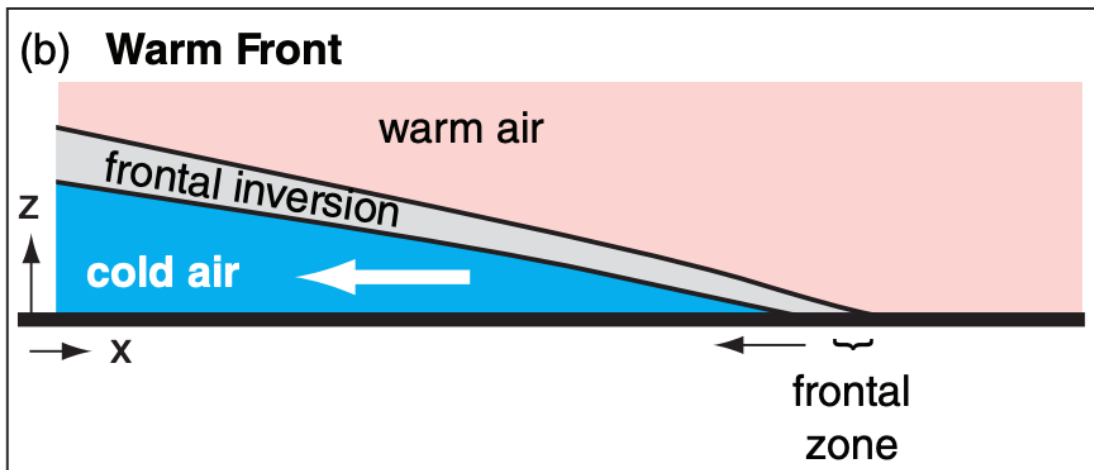
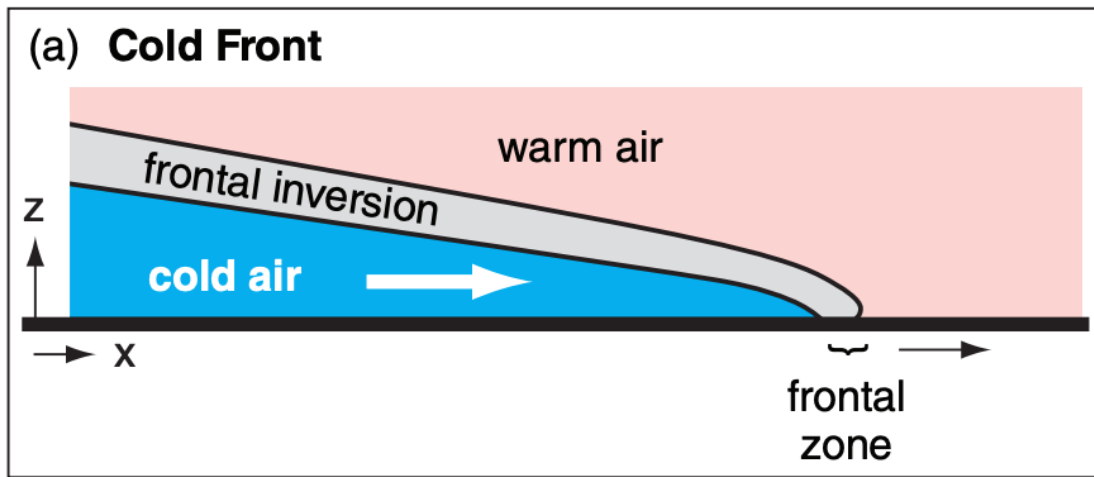
Il fronte caldo

Stull, 2015

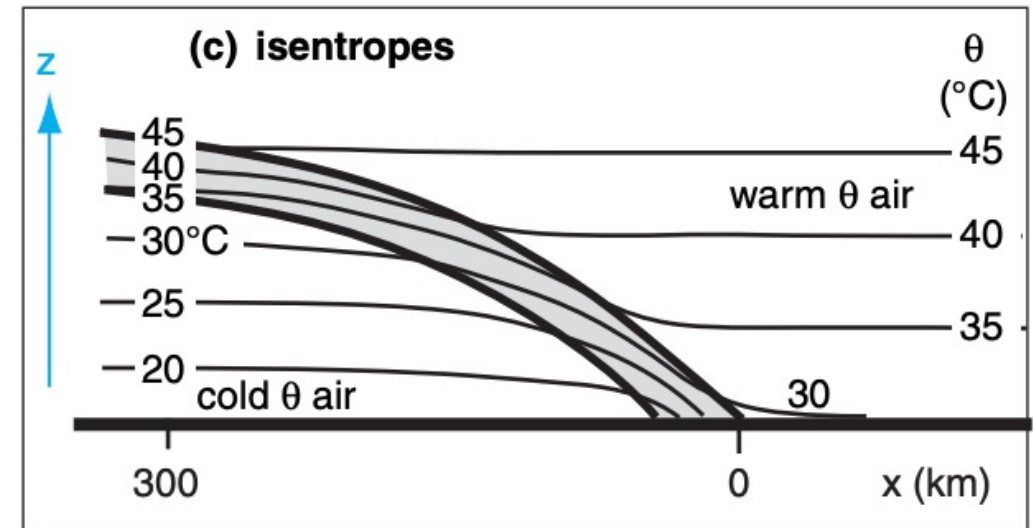
- Una vasta distesa di nuvole stratiformi può formarsi centinaia di chilometri davanti al fronte caldo superficiale
- I nimbostrati causano ampie zone di precipitazioni stratiformi: pioviggini e pioggia leggera e continua
- Pioggia moderata può formarsi in più fasce piovose parallele al fronte
- Sebbene il riscaldamento dell'aria da parte della superficie possa non essere intenso, le nuvole e i fenomeni di convezione che si formano possono spesso svilupparsi fino a quote relativamente elevate a causa della debole stabilità statica presente in tutta la massa d'aria calda.



La struttura verticale di un fronte



- La zona di confine tramite aria calda e fredda alla superficie è la superficie frontale (è tridimensionale)
- Può essere individuata tramite θ o θ_e (isentropiche)
- L'inversione frontale è la parte superiore dell'aria fredda ed è individuabile come la zona dove le isoentropiche sono più vicine
- Il fronte freddo ha una superficie avanzante con maggiore inclinazione (rispetto al fronte caldo)



Stull, 2015

Stull, 2015

Frontogenesi

- Con **frontogenesi** si intende l'aumento dei gradienti orizzontali di densità (all'opposto della **frontolisi**).
- Definiamo un sistema di riferimento xy con y che punta verso l'aria fredda, x parallelo alla linea del fronte
- L'intensità del fronte può essere definita come $-\frac{\partial\theta}{\partial y}$ dove si assume che i gradienti di densità siano proporzionali a θ (ρ non si conserva nei moti)
- Partiamo dall'equazione termodinamica $\frac{d\theta}{dt} = \frac{q\theta}{c_p T}$, q è il rate di riscaldamento diabatico per unità di massa (rilascio/assorbimento calore latente, riscaldamento/raffreddamento radiativo)
- Differenziando rispetto a y otteniamo un'equazione per la variazione nel tempo dell'intensità della baroclinicità lungo un fronte

$$F = \frac{d}{dt} \left(-\frac{\partial\theta}{\partial y} \right) = -\frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{d\theta}{dt} \right) = \frac{\partial u}{\partial y} \frac{\partial\theta}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \frac{\partial\theta}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial y} \frac{\partial\theta}{\partial z} - \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{q\theta}{c_p T} \right)$$

- F è la **funzione scalare frontogenetica**. Più in generale può essere scritta come $F = \frac{d|\nabla_h\theta|}{dt}$
- Il lato destro della funzione sopra rappresenta gli effettivi cinematici di shear orizzontale, confluenza, tilting in orizzontale del gradiente verticale di temperatura potenziale, variazione orizzontale del riscaldamento/raffreddamento diabatico

Frontogenesi

- $$F = \frac{\partial u}{\partial y} \frac{\partial \theta}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \frac{\partial \theta}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial y} \frac{\partial \theta}{\partial z} - \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{q\theta}{c_p T} \right)$$
- Il lato destro della funzione rappresenta gli effetti cinematici di:
 - shear orizzontale
 - confluenza
 - tilting in orizzontale del gradiente verticale di temperatura potenziale
 - variazione orizzontale del riscaldamento/raffreddamento diabatico
- Tutti questi meccanismi possono causare frontogenesi
- La trattazione è indipendente dalla scala del sistema studiato
- La trattazione è indipendente dalla variabile scelta (si potrebbe usare q o r per definire le dryline)

Markowski and Richardson, 2011

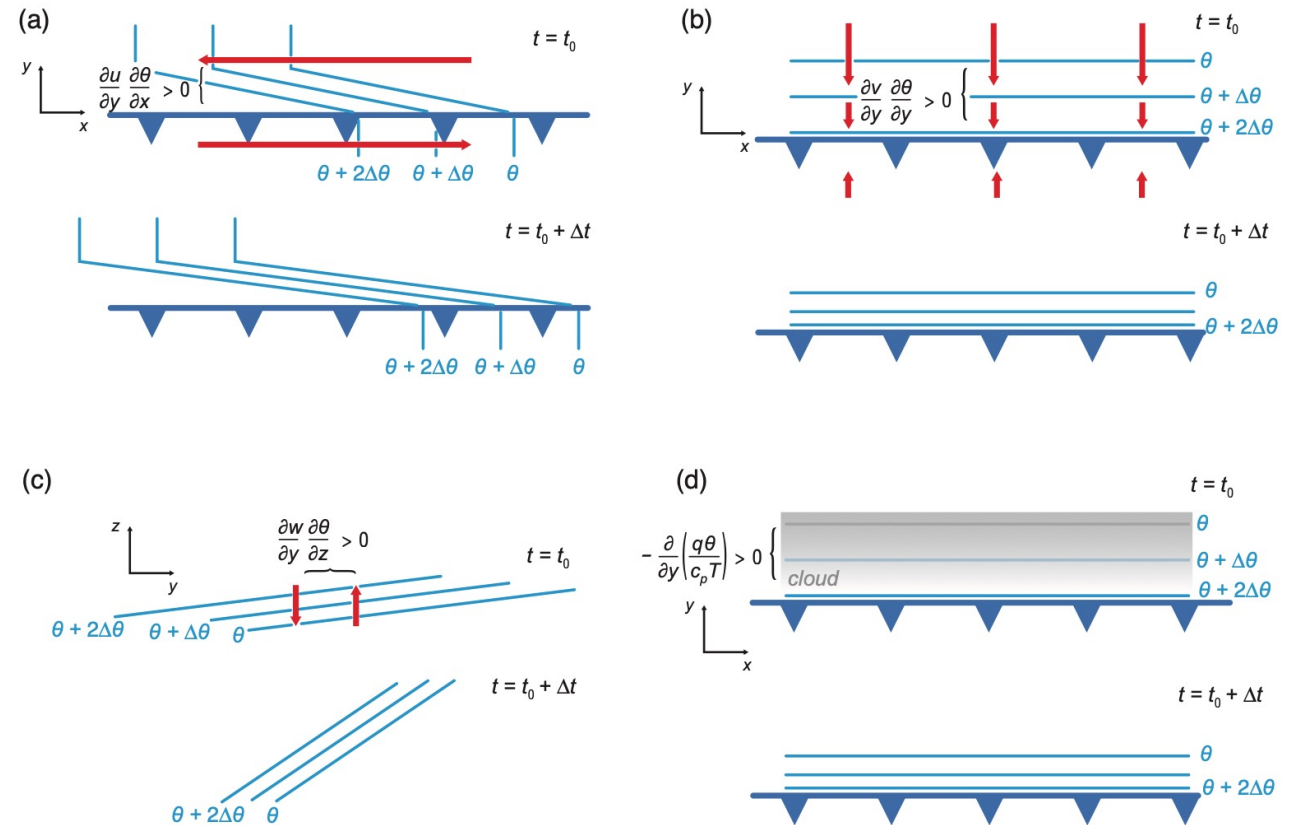
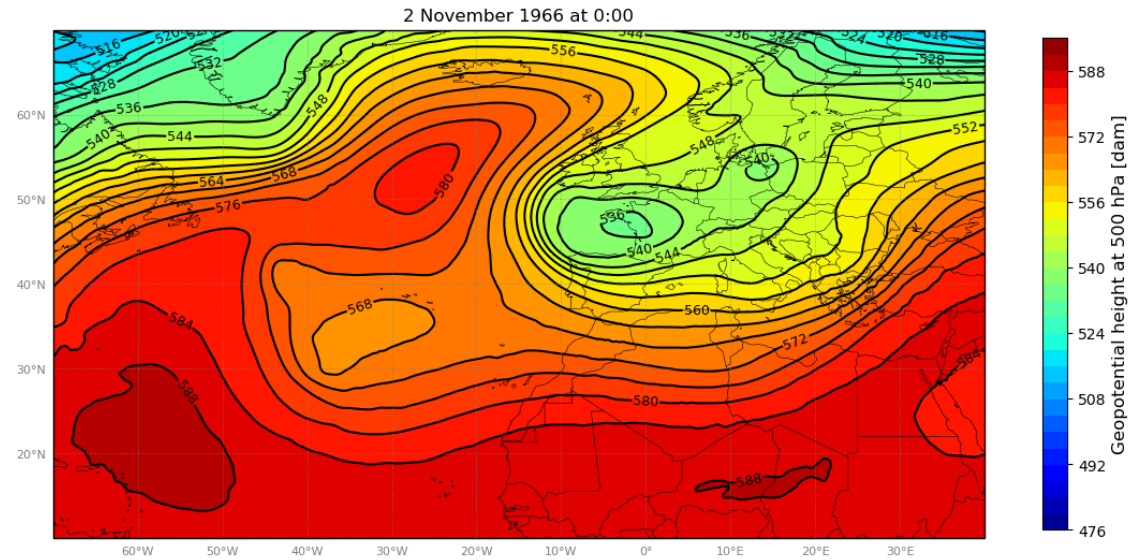


Figure 5.4 Schematic examples of frontogenesis as a result of (a) horizontal shear, (b) confluence, (c) tilting, and (d) a horizontal gradient in diabatic heating. A 'before' ($t = t_0$) and 'after' ($t = t_0 + \Delta t$) illustration is provided for each case. The red arrows in (a)–(c) indicate wind vectors in the plane of the drawings, with the lengths of the arrows being proportional to the magnitudes of the vectors. The gray shading in (d) represents cloud, and daytime conditions are assumed, so that the horizontal gradient of sky conditions is frontogenetic; the optical thickness of the cloud increases toward the north. In (a), (b), and (d), a cold front is analyzed on the warm side of the largest horizontal temperature gradient without loss of generality. It does not matter what type of front is present, nor whether a front is analyzed at all.

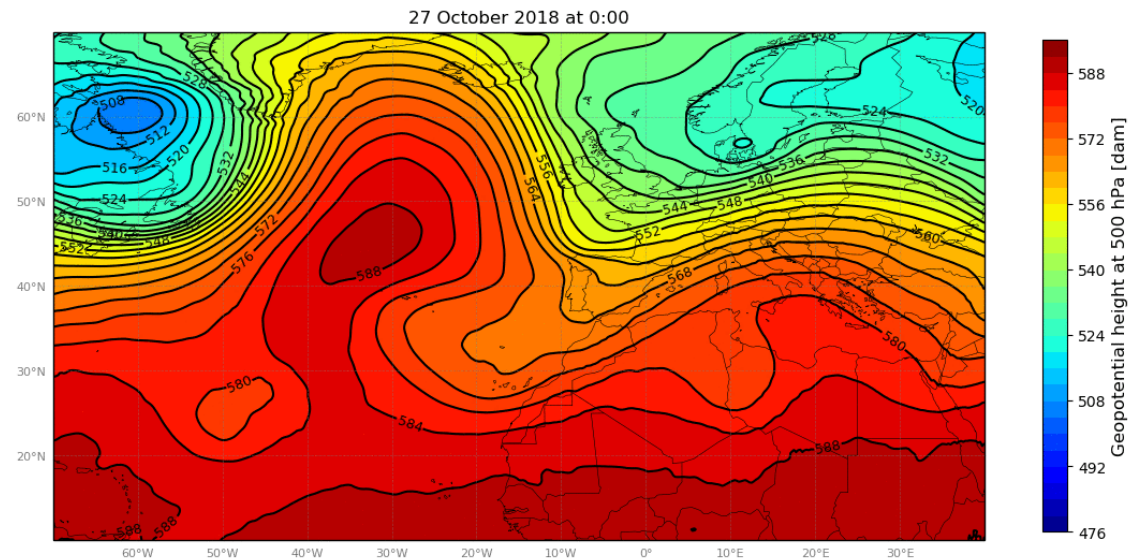
Esempio di cicloni extratropicali sull'Italia configurazione sinottica

Geopotenziale a 500 hPa
Reanalisi ERA5

Alluvione del 66

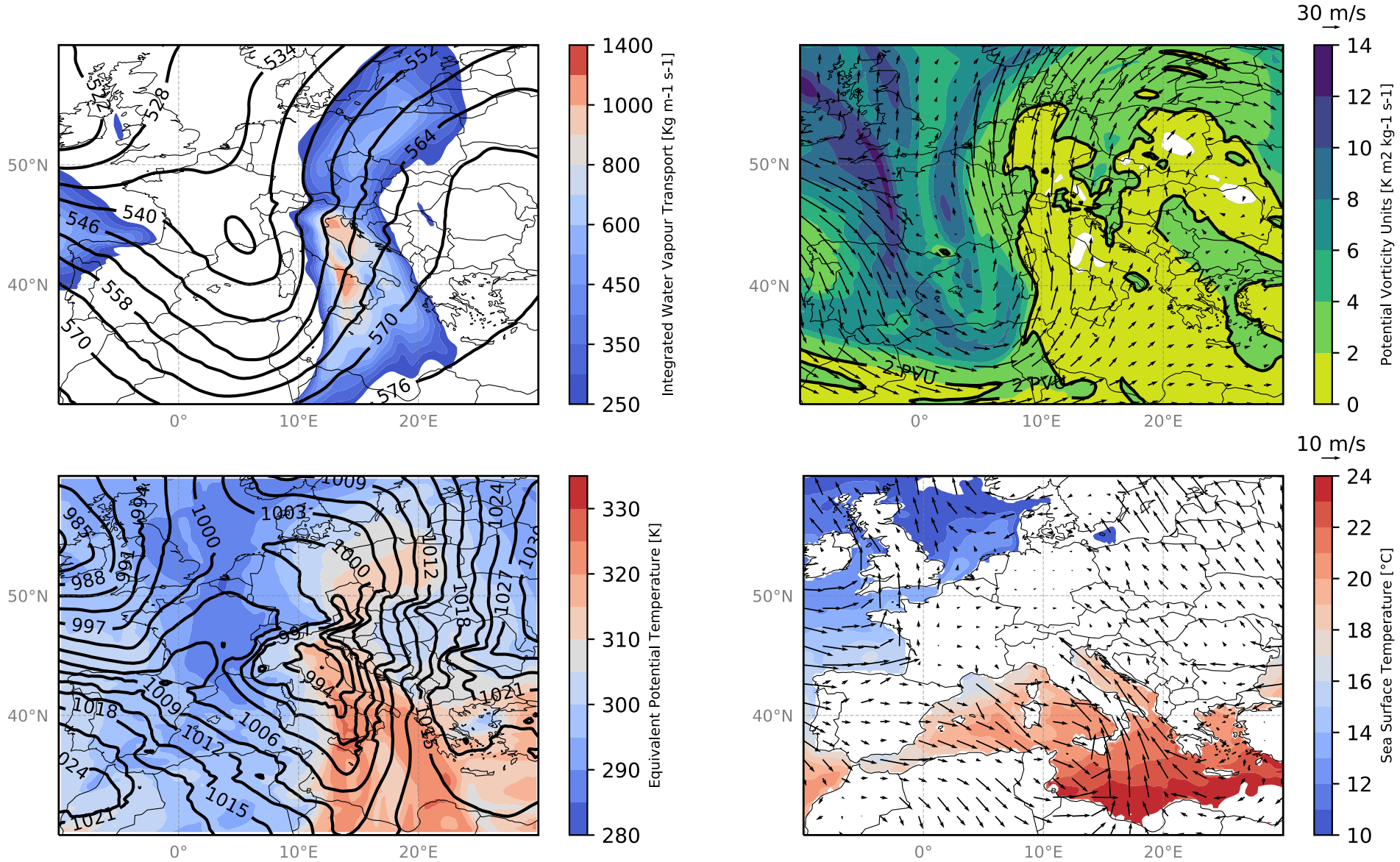


Tempesta Vaia



Sioni et al., 2023

Esempio di cicloni extratropicali sull'Italia: configurazione fortemente baroclina

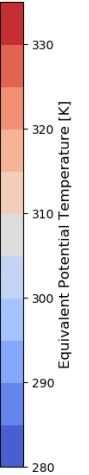
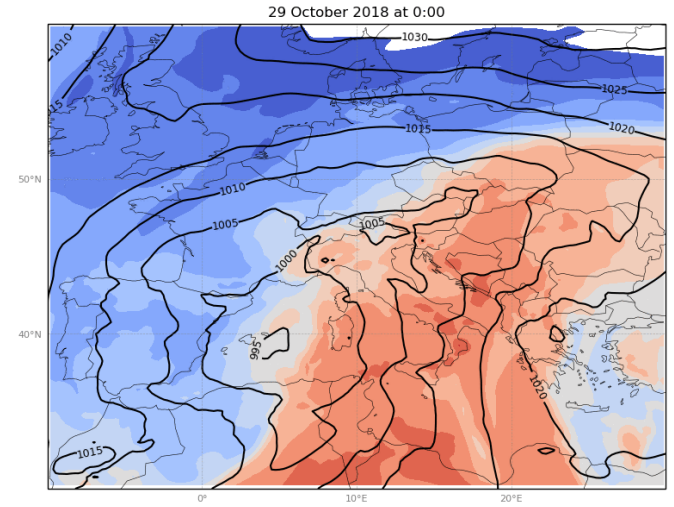
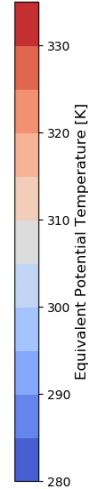
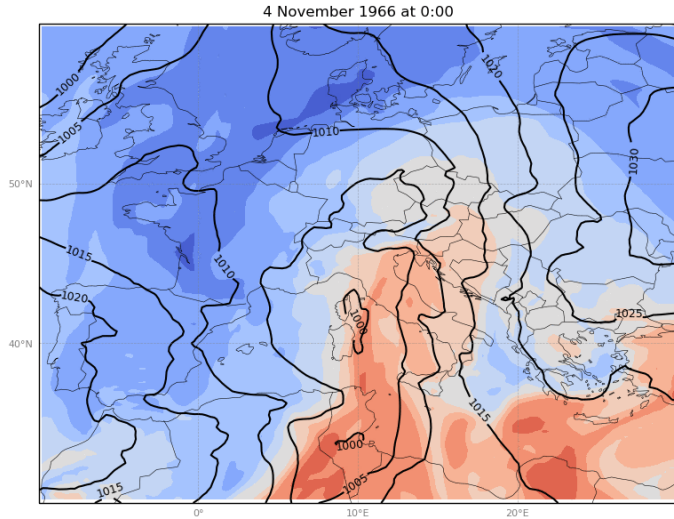


Esempio di cicloni extratropicali sull'Italia dinamica alla mesoscala

Alluvione del 66

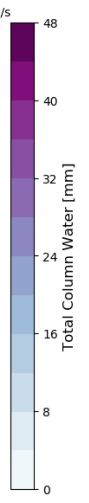
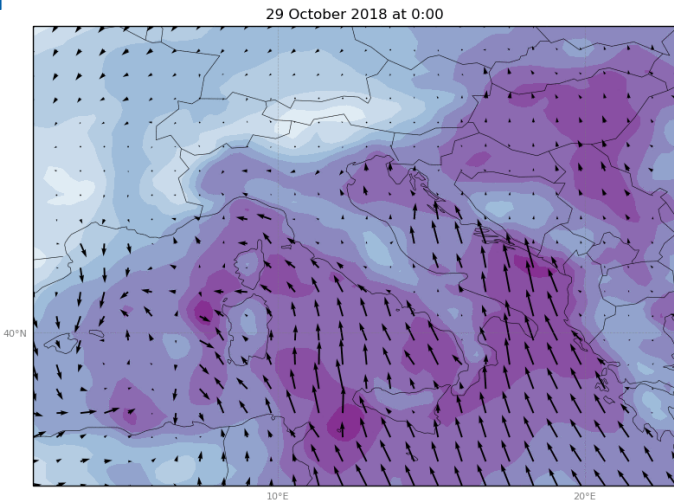
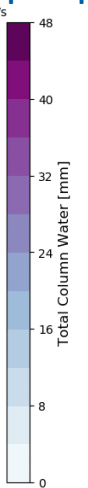
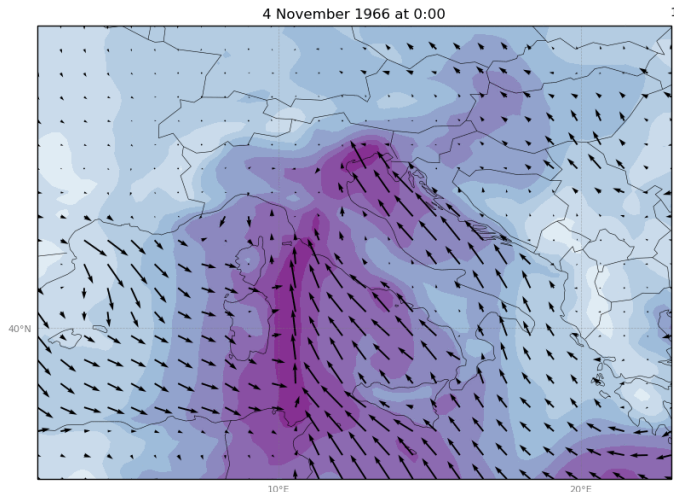
Tempesta Vaia

θ_e a 850 hPa e pressione



- Ciclogenesi al suolo
- Fronte freddo da est a ovest

Acqua precipitabile e vento a 1000 hPa



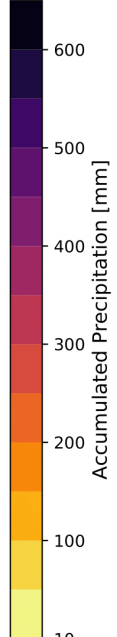
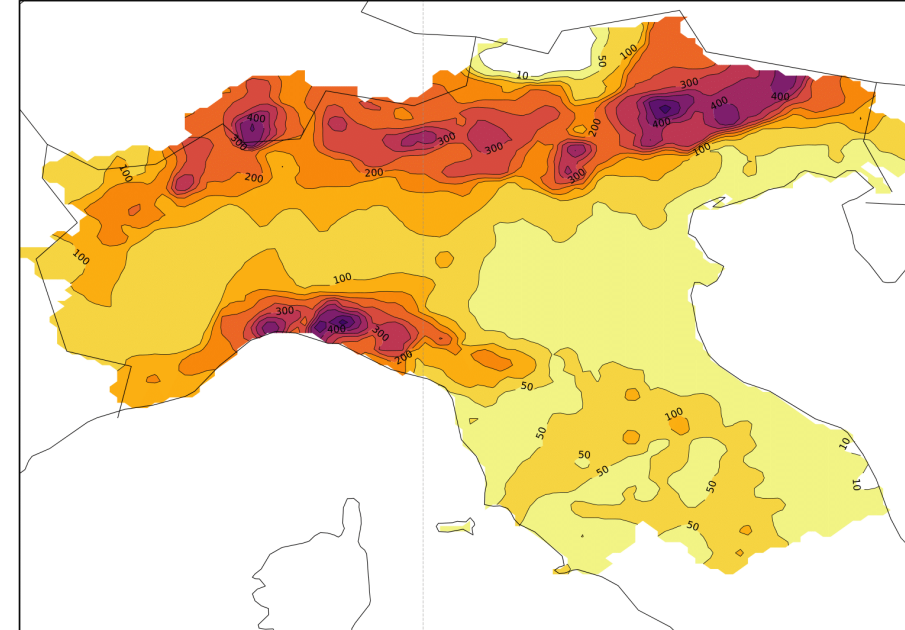
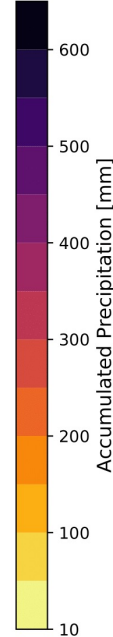
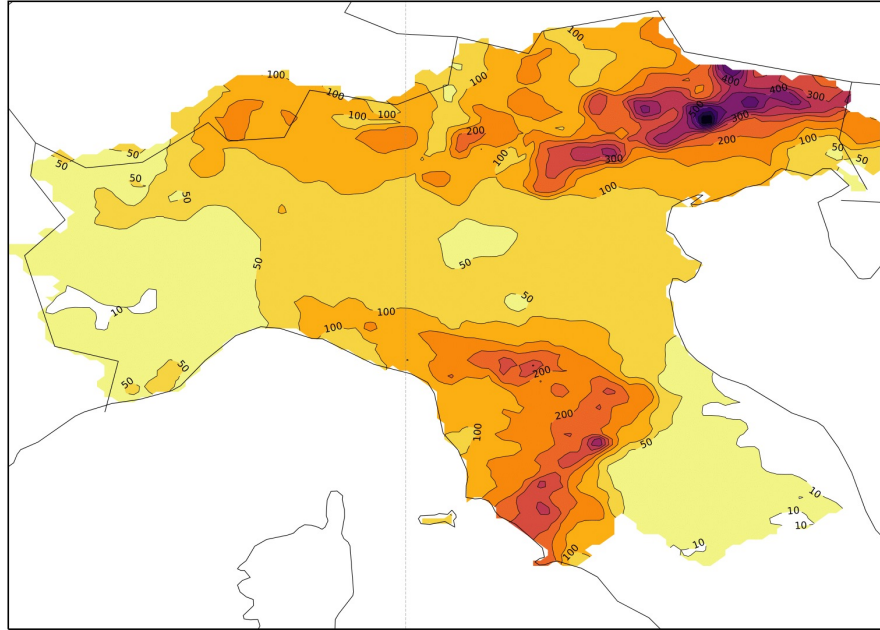
- Tanta umidità in atmosfera
- Forti venti di Scirocco sul Mar Adriatico

Esempio di cicloni extratropicali sull'Italia precipitazioni cumulate

Sioni et al., 2023

Alluvione del 66

Tempesta Vaia



3 novembre 1966 8 UTC- 5 novembre 1966 8 UTC

48 ore

Volume totale: **$18.0 \cdot 10^9 \text{ m}^3$**

7.2 milioni di piscine olimpiche

27 ottobre 2018 00 UTC- 30 ottobre 2018 00 UTC

72 ore

Volume totale: **$20.5 \cdot 10^9 \text{ m}^3$**

8.2 milioni di piscine olimpiche

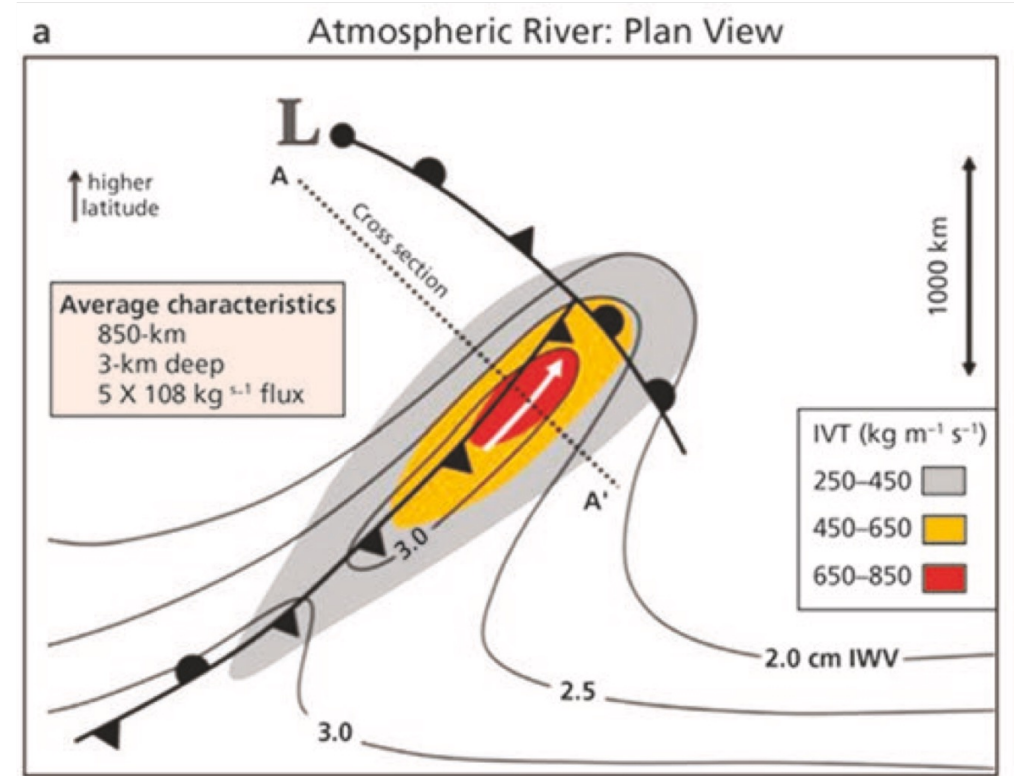
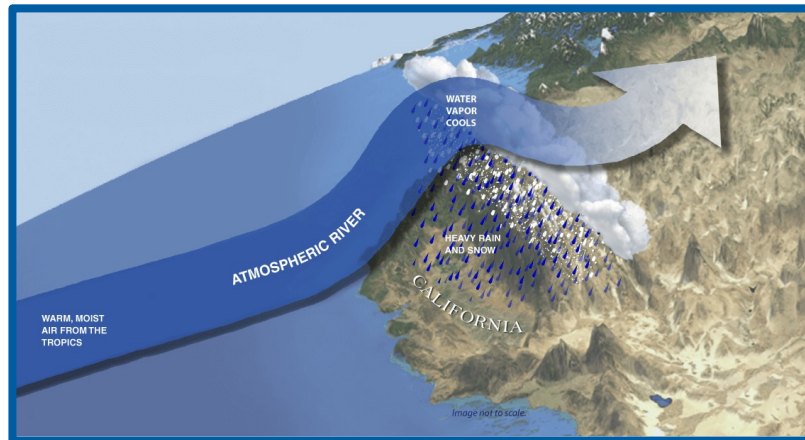
Atmospheric Rivers

«corridoio lungo, stretto e transitorio di forte trasporto orizzontale di vapore acqueo, tipicamente associato a una corrente a getto di basso livello che precede il fronte freddo di un ciclone extratropicale»

VARIABILE	VALORE SOGLIA
Posizione	A nord di 20°N
Lunghezza	>2000 km
IWV	>20 kg m ⁻²
IVT	>250 kg m ⁻¹ s ⁻¹

$$IWV = \frac{1}{g} \int_{p_{surf}}^0 q dp$$

$$\overline{IVT} = \frac{1}{g} \int_{p_{surf}}^0 q \overline{u_h} dp$$



La portata media di un atmospheric river raggiunge 25 volte quella del Mississippi e 2.5 volte quella del Rio delle Amazzoni

NOAA

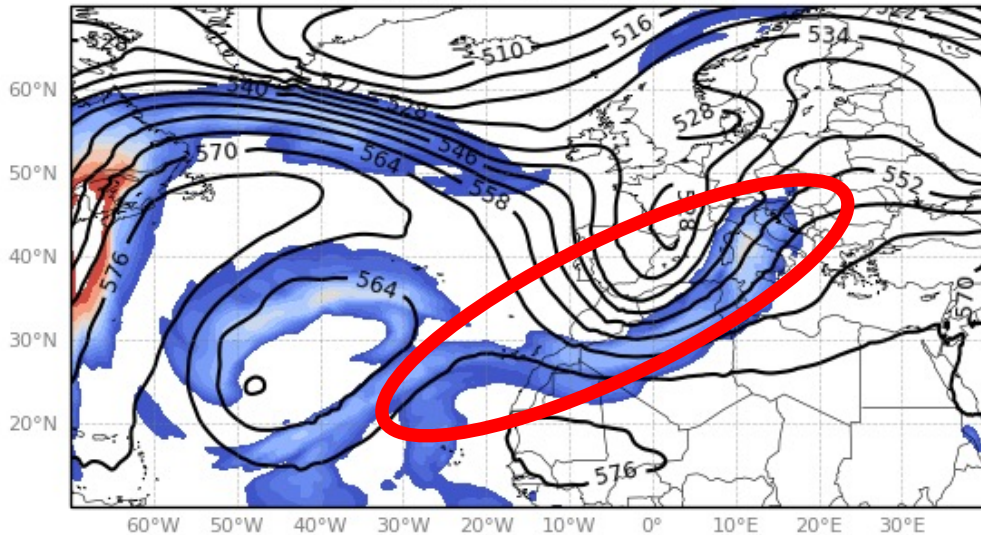
Esempio di cicloni extratropicali sull'Italia

Atmospheric rivers

Sioni et al., 2023

Alluvione del 66

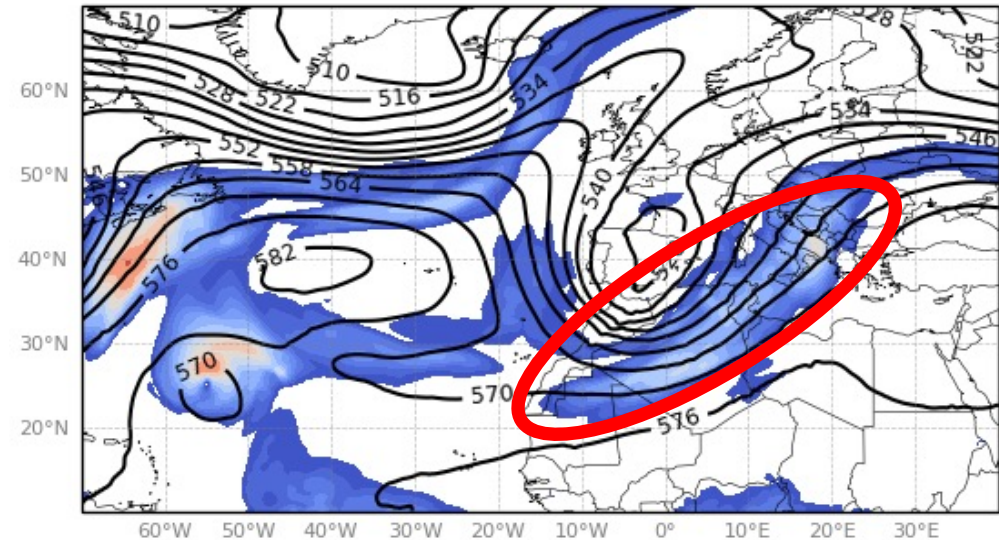
3 November 1966 at 18:00



Integrated Water Vapour Transport [Kg m⁻¹ s⁻¹]

Tempesta Vaia

28 October 2018 at 18:00



Integrated Water Vapour Transport [Kg m⁻¹ s⁻¹]

Geopotenziale a 500 hPa (linee) e IVT (colori)

- Lunghezza massima: 8200 km
- Massimo IVT: 1244 kg m⁻¹ s⁻¹

- Lunghezza massima: 6500 km
- Massimo IVT: 1210 kg m⁻¹ s⁻¹

Cicloni tropicali

- Struttura assialsimmetrica (\neq asimmetrico)
- A seconda della zona in cui si sviluppano possono avere nomi diversi:
 - **Uragani** se si formano sull'Atlantico o sul Pacifico nordorientale
 - **Tifoni** se si formano sul Pacifico nordoccidentale
 - **Cicloni (tropicali)** se si formano sull'Oceano Indiano e sul Pacifico meridionale
- I cicloni tropicali possiedono:
 - Un nucleo caldo (*warm core*)
 - Il nucleo è circondato da un muro di nubi rotanti (*eyewall*)
 - Al centro del nucleo si trova l'*occhio* che è libero da nubi
- Hanno scale radiali di alcune centinaia di km (vs. 1000 km di un ETC)
- Possono raggiungere venti tangenziali massimi tra i 50 e i 100 m/s



Cicloni tropicali

- I cicloni tropicali **NON** prendono energia dal contrasto termico meridionale tra polo ed equatore (come i cicloni extratropicali)
- Si formano grazie ai flussi di calore latente e sensibile di scambio tra aria e mare.
- Si possono realizzare quindi solo sopra mari molto caldi (tropicali).
- Si sviluppano da MCS e acquisiscono la loro componente rotazionale dal bilancio ciclostrofico
- Al centro di un TC si possono raggiungere pressioni molto basse (record di 870 hPa) a causa dell'aria molto calda presente



Dinamica di un ciclone maturo

- Assumiamo il bilancio all'interno di un ciclone tropicale come un «gradient wind» scritto in coordinate cilindriche $\frac{v^2}{r} + fv = \frac{\partial\phi}{\partial r}$ con v velocità tangenziale (positiva per flusso antiorario)
- Il momento angolare sarà $M = r\left(v + \frac{fr}{2}\right) = vr + f\frac{r^2}{2}$, è una quantità più utile di v perché sopra il boundary layer M è conservato lungo il moto
- Il bilancio di gradient wind diventa allora $\frac{M^2}{r^3} - \frac{f^2 r}{4} = \frac{\partial\phi}{\partial r}$
- Ma dal bilancio idrostatico $\frac{\partial\phi}{\partial z} = \frac{RT}{H}$
- Derivando rispetto a z il bilancio gradient wind e il bilancio idrostatico $\frac{1}{r^3} \frac{\partial M^2}{\partial z} = \frac{R}{H} \frac{\partial T}{\partial r}$
- Ho ottenuto una relazione che collega il gradiente radiale di temperatura con lo shear verticale del momento angolare: per ogni r il quadrato della velocità azimutale deve decrescere con l'altezza proporzionalmente al gradiente radiale di temperatura
- Dalle osservazioni si nota che il flusso ciclonico in un TC ha un massimo vicino al top del boundary layer \rightarrow l'intensità della circolazione ciclonica diminuisce con l'altezza \rightarrow sopra il BL $\frac{\partial M^2}{\partial z} < 0 \rightarrow \frac{\partial T}{\partial r} < 0$
- Un massimo di temperatura deve esistere al centro del TC \rightarrow Il bilancio di gradient wind in un TC può esistere solo con un **warm core**

Dinamica di un ciclone maturo

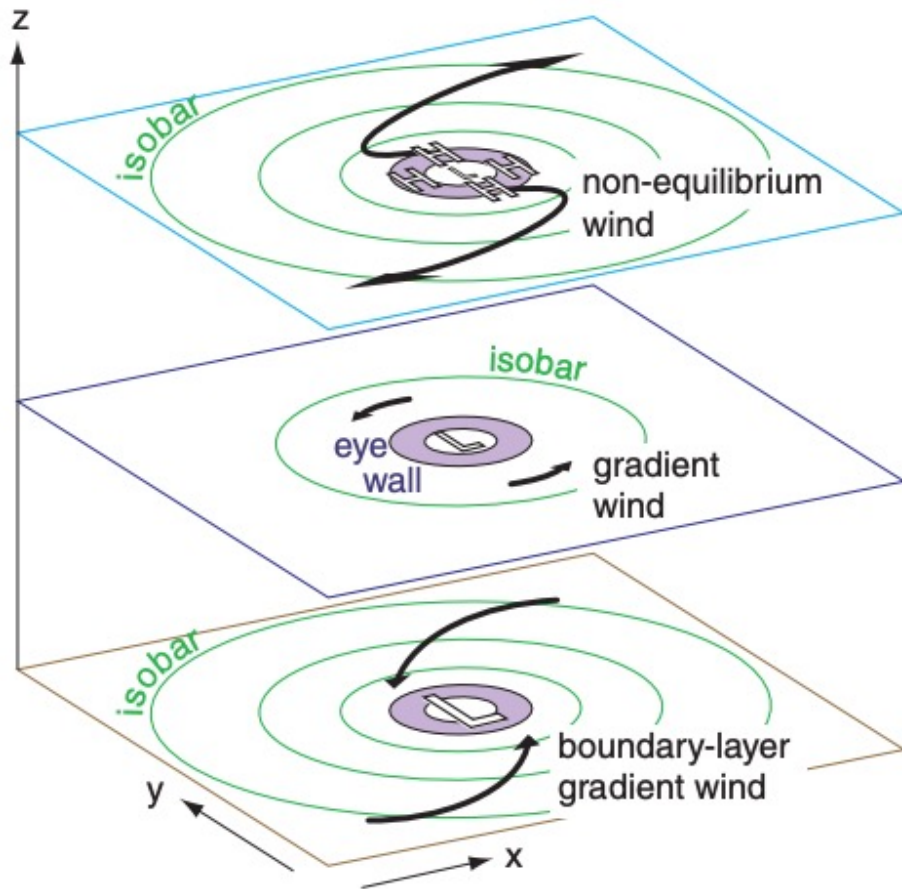
Tipiche scale di un TC:

- Scala verticale $\sim H$
- $U \sim 50$ m/s
- $L \sim 100$ km = 10^5 m
- $f \sim -5 \times 10^{-5}$ s⁻¹ (latitudine di 20°)
- $R = 287.05$ J Kg⁻¹ K⁻¹

$$\frac{1}{r^3} \frac{\partial M^2}{\partial z} = \frac{R}{H} \frac{\partial T}{\partial r} \rightarrow \frac{\partial T}{\partial r} = \frac{H}{R} \frac{1}{r^3} \frac{\partial M^2}{\partial z}$$
$$M = vr + f \frac{r^2}{2} \approx UL + f \frac{L^2}{2} \approx UL \left(1 + \frac{fL}{2U} \right) \approx UL$$
$$\frac{1}{r^3} \frac{\partial M^2}{\partial z} \approx \frac{1}{L^3} \frac{U^2 L^2}{H} = \frac{U^2}{LH}$$
$$\frac{\delta T}{L} \sim \frac{H U^2}{R LH} \rightarrow \delta T \approx \frac{U^2}{R} \sim \mathbf{10K}$$

Questa forte variazione di T con il raggio è tra le caratteristiche termodinamiche più importanti dei TC

Dinamica di un ciclone maturo



Stull, 2015

- Al centro del TC vale l'approssimazione di vento di gradiente
- Alla base l'attrito con la superficie del mare fa sì che i venti si avvolgano a spirale verso l'eyewall: fondamentale come inflow di aria umida
- Al top gli updraft determinano un trasporto di massa tale da determinare un'alta pressione
- Gli updraft contribuiscono a creare una pressione così elevata nella parte superiore del TC che il gradiente di pressione supera la forza di Coriolis che la compensa.
- Il risultato è una forza netta diretta verso l'esterno che induce l'aria ad accelerare verso l'esterno dalla parete dell'occhio sotto forma di vento di non equilibrio.

Circolazione secondaria

Holton and Hakim, 2013

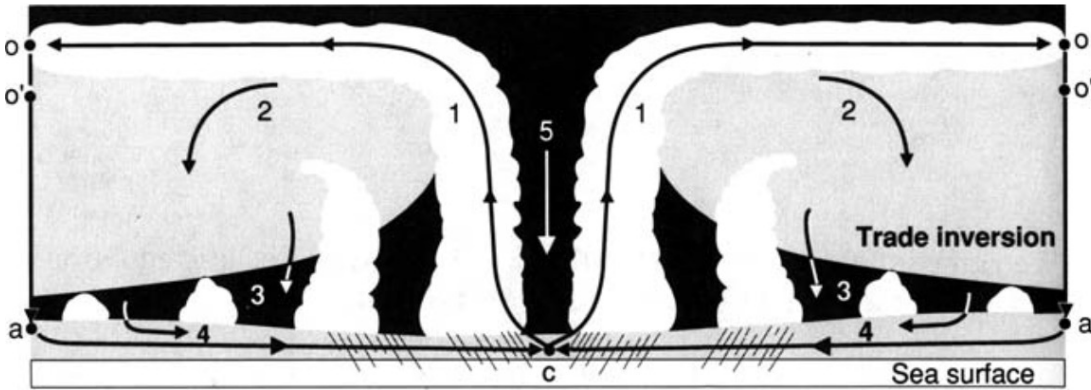
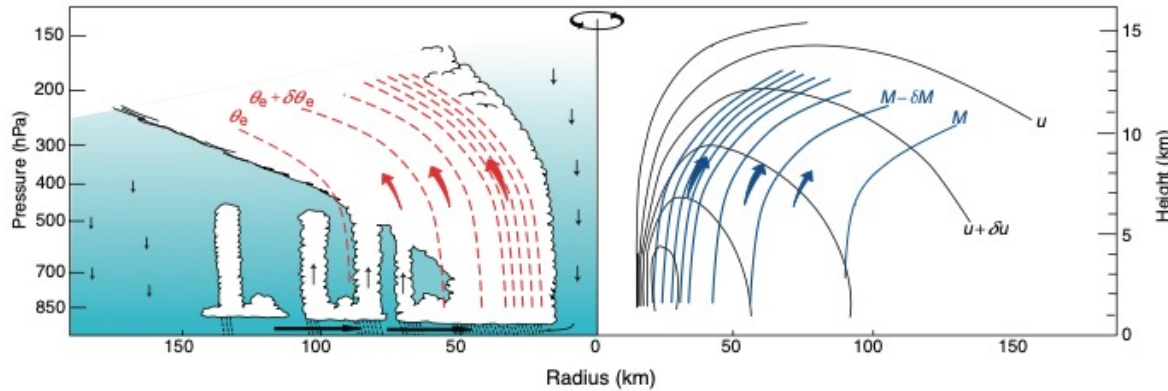


Fig. 9.14 Schematic cross section of secondary meridional circulation in a mature hurricane. Air spirals in toward the eye (region 5) in the boundary layer (region 4), ascends along constant M surfaces in the eyewall cloud (region 1), and slowly subsides and dries in regions 2 and 3. (After Emanuel, 1988.)

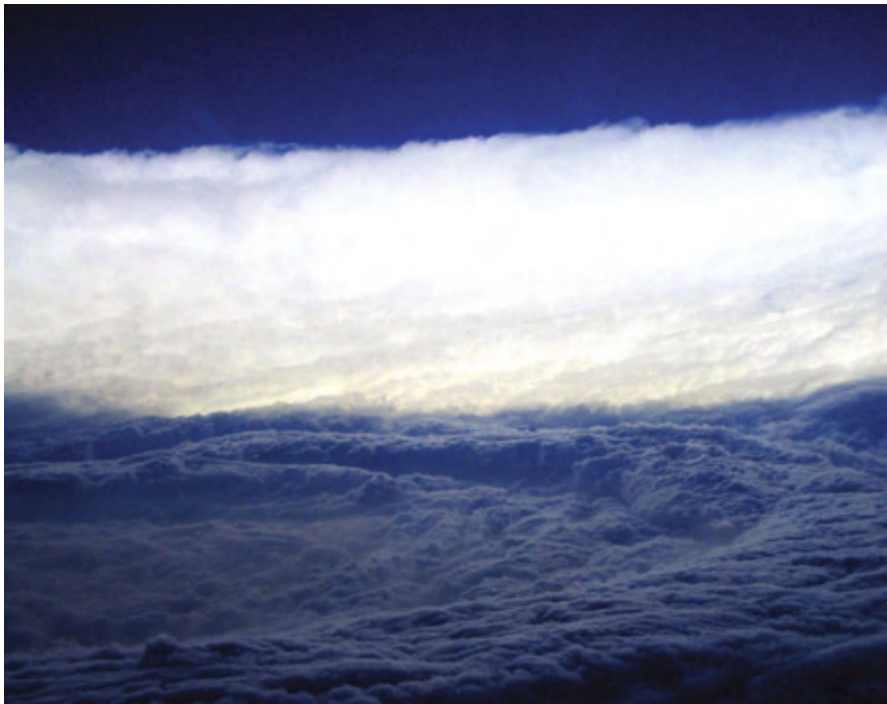
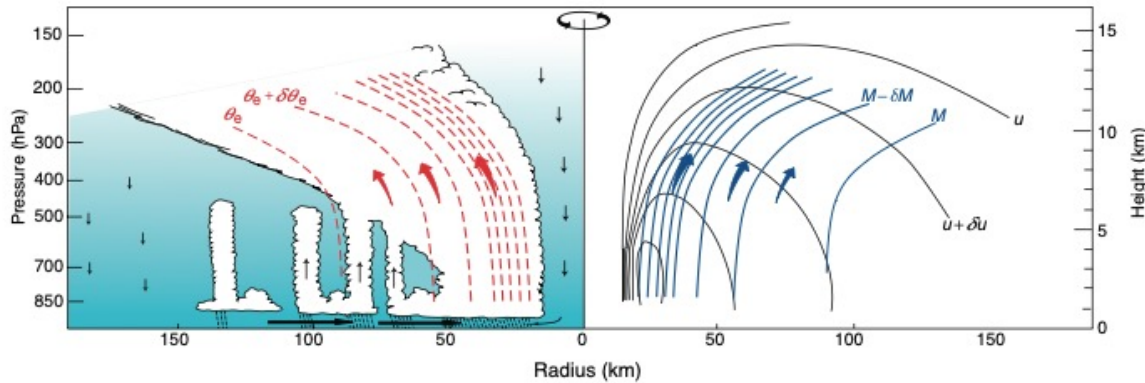


Wallace and Hobbs, 2006

- L'energia cinetica degli uragani viene mantenuta, nonostante la dissipazione dello strato limite, grazie alla conversione del calore latente assorbito dall'oceano sottostante.
 - Questa conversione di energia avviene tramite una circolazione secondaria trasversale:
 - afflusso dal PBL a una regione di convezione intensificata che circonda il centro della tempesta, denominata parete dell'occhio (eyewall)
 - ascesa all'interno di colonne convettive vicino all'eyewall
 - deflusso radiale in uno strato sottile vicino alla tropopausa
 - leggera subsidenza ad ampio raggio.
- Il flusso di vapore acqueo all'interfaccia aria-oceano aumenta l'umidità specifica dell'aria in afflusso determinando un aumento della θ_e fino a 10–15 K

Circolazione secondaria

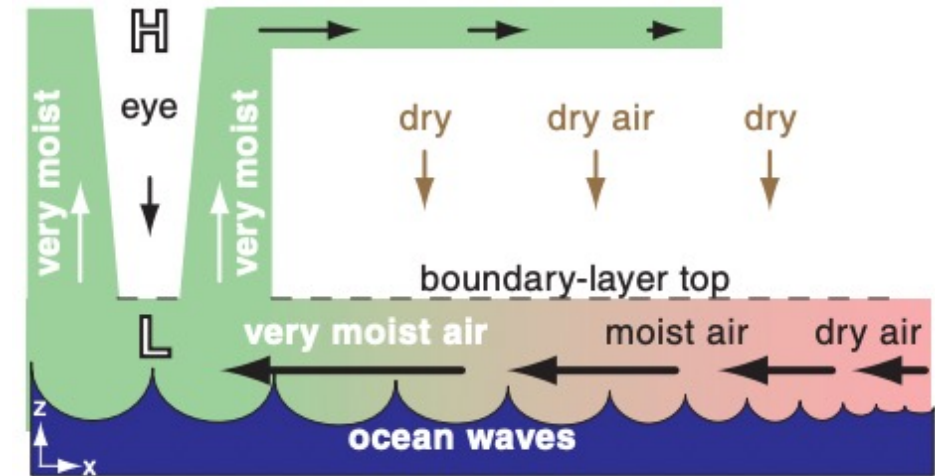
Wallace and Hobbs, 2006



- Le temperature così alte nella parte media e superiore dell'occhio sono dovute al rilascio di calore latente con moti pseudoadiabatici nell'eyewall.
- All'interno della parete dell'occhio le superfici θ_e e M coincidono, cosicché l'ascesa della parcel nell'eyewall è neutra e quindi non richiede un forcing esterno
- Le nubi all'interno dell'occhio hanno un inclinazione radiale verso l'esterno (in linea con la diminuzione della velocità del vento azimuthale con l'aumentare dell'altezza)
- I TC possono essere visti come delle macchine di Carnot che convertono energia termica in energia meccanica.
- Il calore è assorbito dall'oceano a temperature vicine a 26° ed espulso tramite raffreddamento radiativo dal top delle nubi a temperatura -70°

Termodinamica di un TC

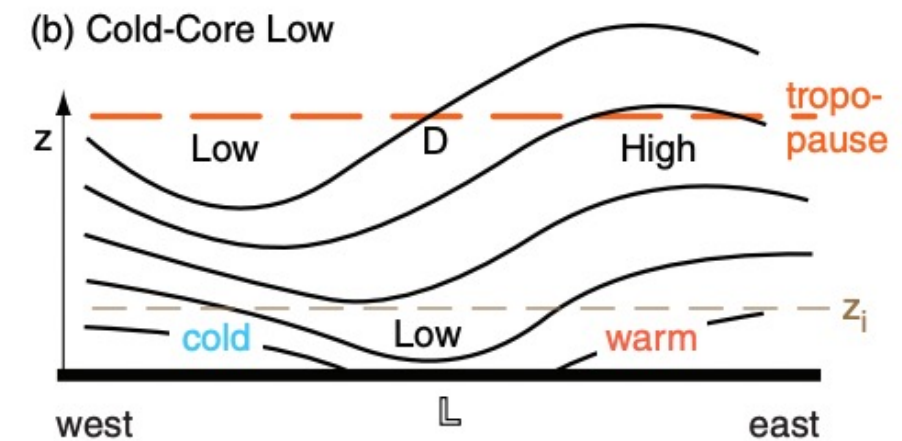
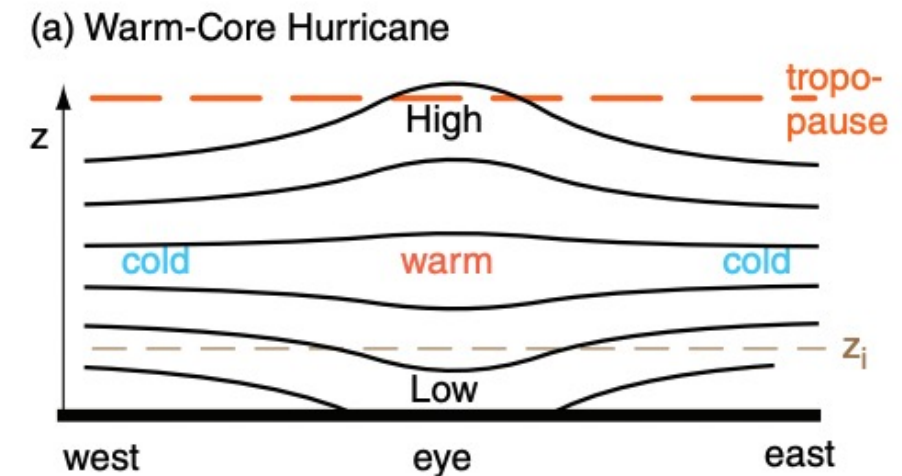
- Perché la convezione in un ciclone tropicale può durare per settimane a differenza dei temporali?
- I temporali consumano l'aria calda e umida presente nel PBL
- I cicloni tropicali «generano» il proprio carburante dall'aria calda e umida dello strato limite
- Ciò avviene grazie ai venti rapidi in prossimità della superficie che generano grandi onde oceaniche
- Queste onde violente si infrangono e formano sea-spray (aerosol di gocce d'acqua salate), che evapora velocemente nell'aria determinando un **efficiente trasferimento di calore dalla superficie dell'oceano all'aria**.
- Quando quest'aria raggiunge la base della parete dell'occhio, ha una temperatura quasi uguale a quella della superficie del mare e un RH di circa 100%.
- L'oceano è un gigantesco serbatoio di calore che ha assorbito la luce solare per tutta l'estate e l'inizio dell'autunno.
- Questo meccanismo è chiamato **WISHE (wind-induced surface heat exchange)**
- [Vedere per credere](#)



Stull, 2015

Struttura verticale di un TC

- L'aria in un TC sale in modo pseudoadiabatico nell'eyewall rilasciando calore latente
- Dopo aver eliminato umidità tramite le precipitazioni l'aria si riscalda scendendo adiabaticamente nell'occhio → motivo per cui il nucleo del ciclone (sia occhio che eyewall) è più caldo di 10° - 16° rispetto all'ambiente circostante a 12-16km
- Perché il ciclone sopravviva e si intensifichi è sempre necessario un meccanismo di rimozione in quota dell'inflow nei bassi strati. Avviene in modo diverso tra EC e TC.
- I cicloni tropicali sono strutturati verticalmente, con l'occhio superiore del ciclone tropicale situato quasi direttamente sopra l'occhio inferiore.
- L'intenso riscaldamento causa alta pressione in quota poiché gli strati d'aria calda hanno maggiore spessore rispetto a quelli freddi. Questa alta pressione in quota fa sì che l'aria diverga orizzontalmente nella parte superiore del ciclone tropicale.
- Le depressioni extratropicali non sono impilate verticalmente, ma presentano una bassa pressione che si inclina verso ovest con l'aumentare dell'altezza: questo permette la divergenza in quota sopra il minimo.



Stull, 2015

Transizione extratropicale

- Con transizione extratropicale si intende il processo attraverso il quale un TC perde le sue caratteristiche tropicali e acquisisce le caratteristiche di un EC
- Man mano che un TC si sposta verso i poli, incontra temperature superficiali del mare più fredde, gradienti di temperatura più marcati, nonché una maggiore baroclinicità e un maggiore vertical wind shear
- Fattori che contribuiscono tutti allo sviluppo della struttura asimmetrica delle nuvole e delle precipitazioni



Miglietta, 2022

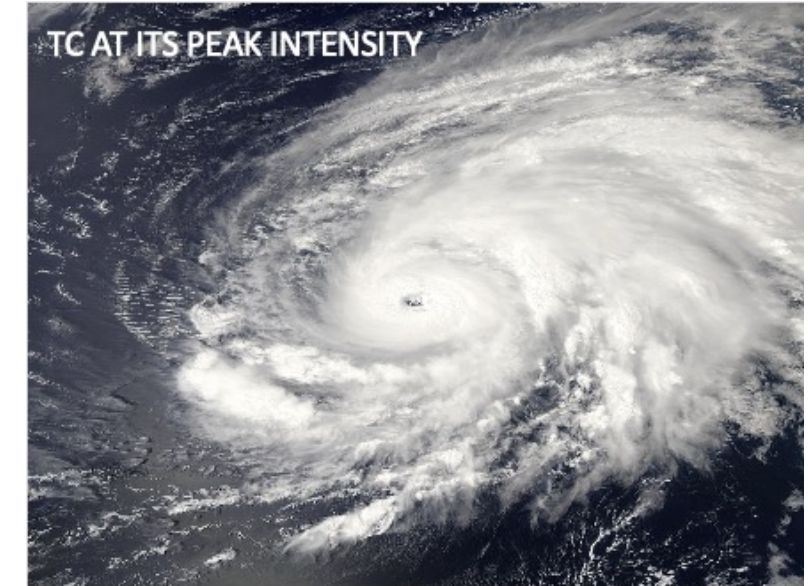


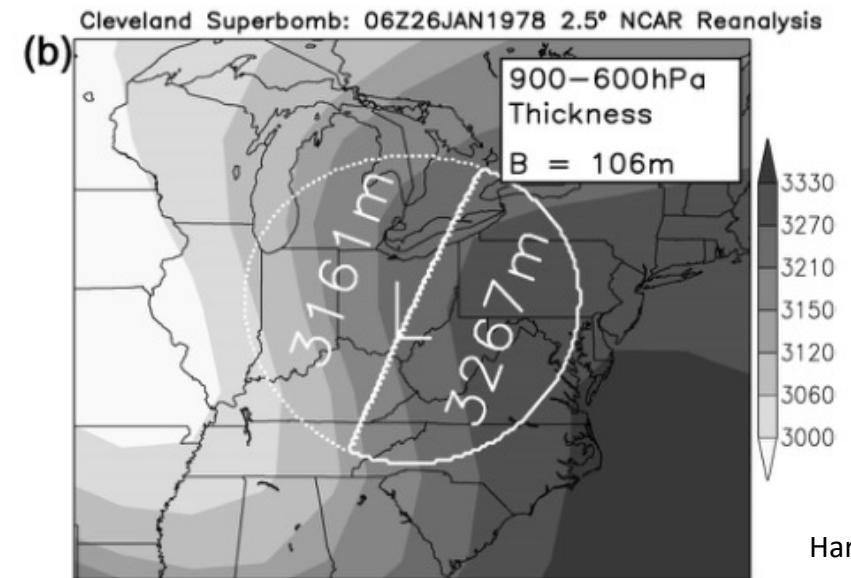
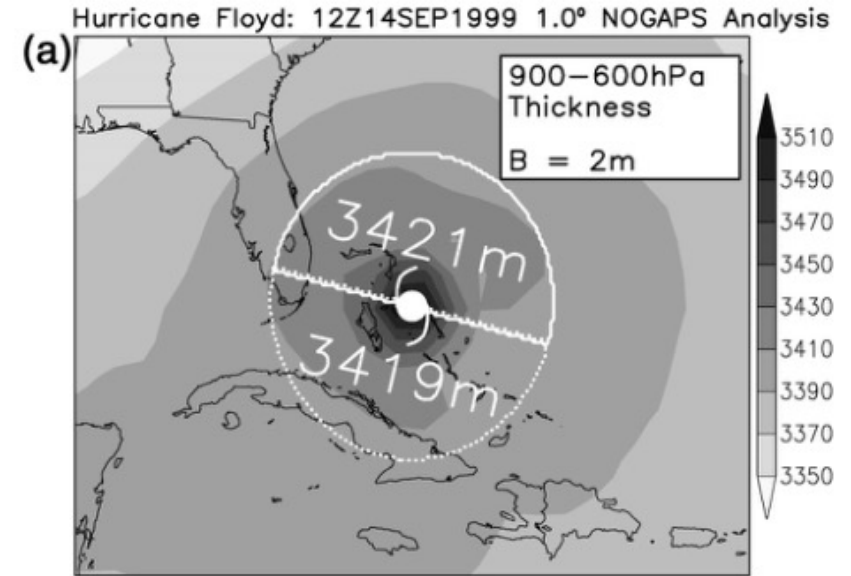
Diagramma di Hart

Il diagramma di Hart permette la classificazione dei cicloni attraverso due indici fondamentali

- $B = \pm(\overline{Z_{600} - Z_{900}}|_R - \overline{Z_{600} - Z_{900}}|_L)$
- $-|v_T^L| = \left. \frac{\partial \Delta Z}{\partial \ln p} \right|_{900}^{600}$
- $-|v_T^U| = \left. \frac{\partial \Delta Z}{\partial \ln p} \right|_{600}^{300}$

Indice di simmetria termica

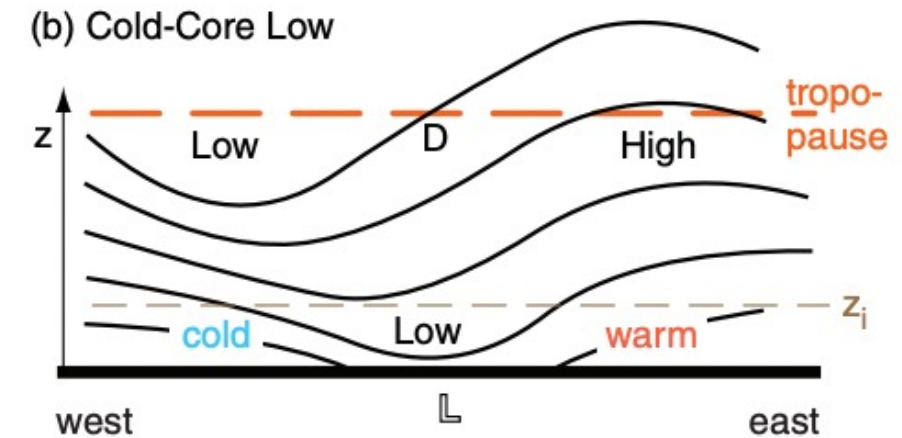
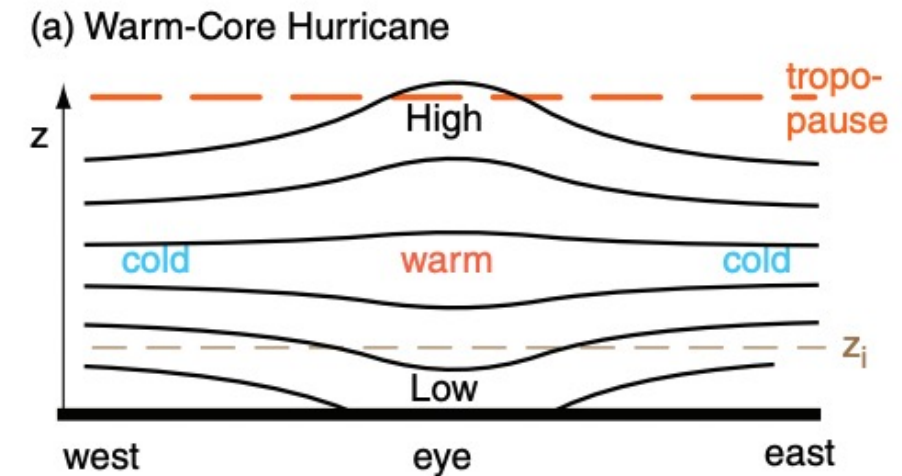
- L'indice di simmetria termica B permette di capire quali cicloni si sviluppano da dei gradienti orizzontali di temperatura (EC) e quali no (TC)
- $B = \pm(\overline{Z_{600} - Z_{900}}|_R - \overline{Z_{600} - Z_{900}}|_L)$
- Z è l'altezza di geopotenziale a una specifico livello di pressione, R è indicativo del lato destro rispetto allo storm motion, L per il sinistro
- La barra indica la media su un semicerchio di 500 km, il segno + va preso nell' NH, -1 nel SH
- Un TC maturo ha un valore di B che è circa 0
- Un valore positivo di B indica aria fredda a sinistra dello storm motion e calda a destra, compatibilmente con la relazione di vento termico
- Una soglia pratica e fisicamente valida per distinguere zone frontali asimmetriche da massimi di temperatura locali simmetrici è di $B \approx 10$ m



Hart, 2003

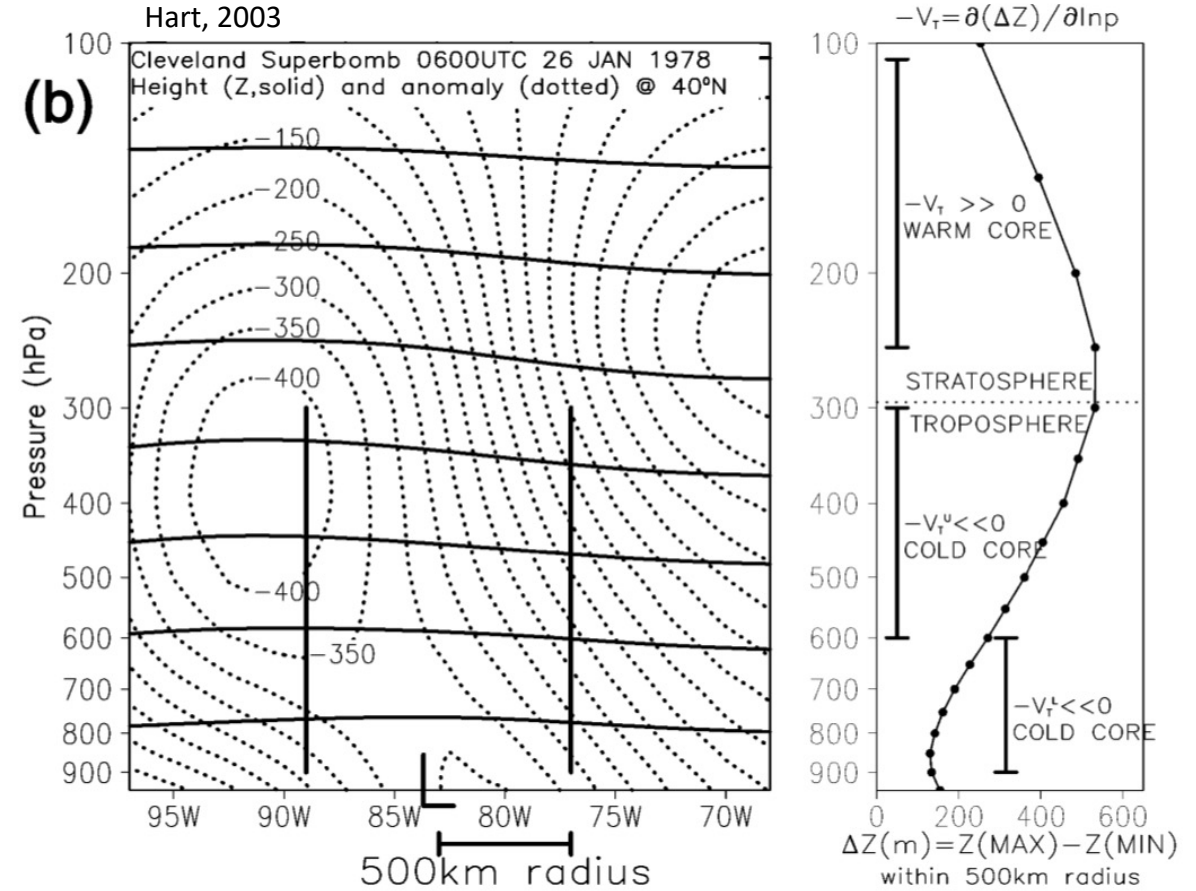
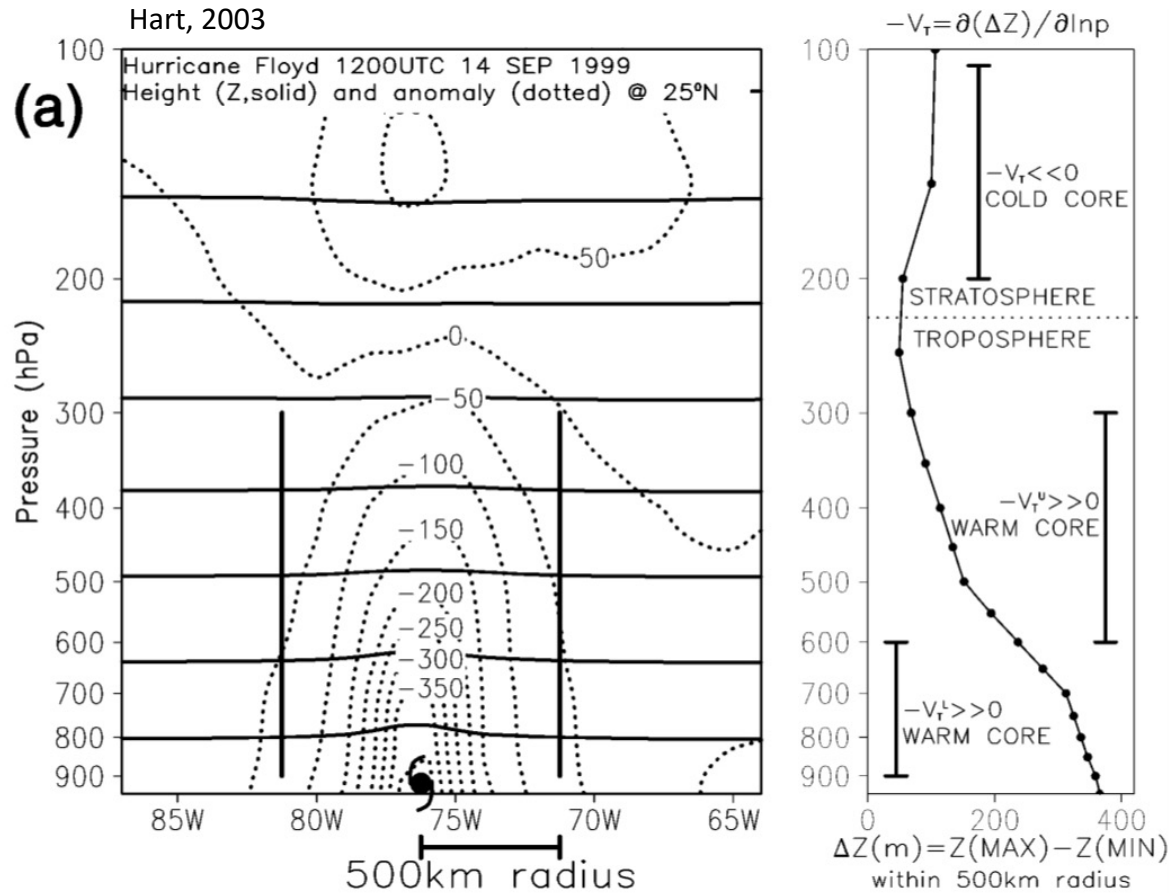
Indice relativo al vento termico

- Gli indici $-v_T^L$ e $-v_T^U$ permettono di capire la struttura a warm-core o cold-core
- La *cyclone height perturbation* ΔZ è calcolata in un raggio di 500 km come $\Delta Z = Z_{MAX} - Z_{MIN}$ a ogni quota isobarica
- $-|\vec{v}_T| = \frac{\partial \vec{v}_g}{\partial z} \propto \frac{\partial(\Delta z)}{\partial \ln p}$
- Elaboro due indici che stimano il vento termico in due layer troposferici ad uguale massa: 900-600 hPa e 600-300 hPa
- $-|v_T^L| = \frac{\partial \Delta Z}{\partial \ln p} \Big|_{900}^{600}$
- $-|v_T^U| = \frac{\partial \Delta Z}{\partial \ln p} \Big|_{600}^{300}$
- Valori positivi di $-v_T$ indicano un ciclone warm-core nel layer, valori negativi un ciclone cold-core nel layer



Stull, 2015

Indice relativo al vento termico

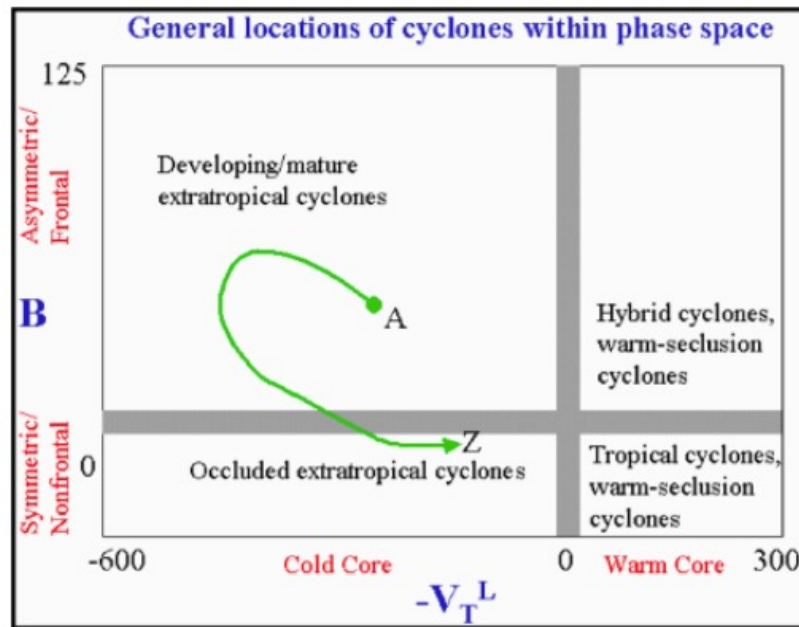


- $-|v_T^L| = \left. \frac{\partial \Delta Z}{\partial \ln p} \right|_{900}^{600}$ $-|v_T^U| = \left. \frac{\partial \Delta Z}{\partial \ln p} \right|_{600}^{300}$
- Valori positivi di $-v_T$ indicano un ciclone warm-core nel layer, valori negativi un ciclone cold-core nel layer

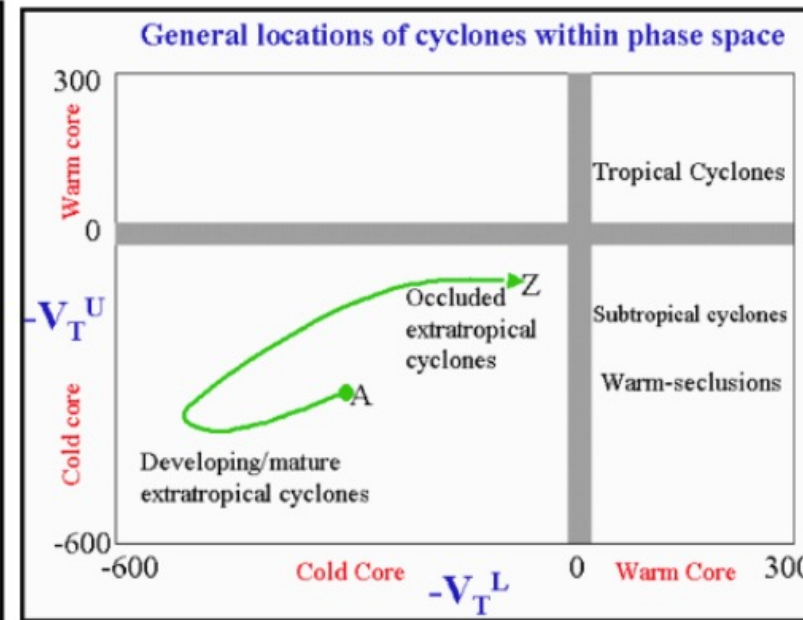
- In un TC $-v_T^L$ e $-v_T^U$ sono entrambi positivi
- In un EC $-v_T^L$ e $-v_T^U$ sono entrambi negativi
- In cicloni ibridi o in transizione $-v_T^L$ e $-v_T^U$ possono avere segni diversi

Diagramma di Hart

- Il diagramma di Hart permette una classificazione oggettiva della fase e lo stadio di vita dei cicloni
- “unifying the basic structural description of tropical, extratropical, and hybrid cyclones into a continuum” (Hart, 2003).
- Si utilizzano due diagrammi insieme
 - $-v_T^L$ vs. B
 - $-v_T^L$ vs. $-v_T^U$



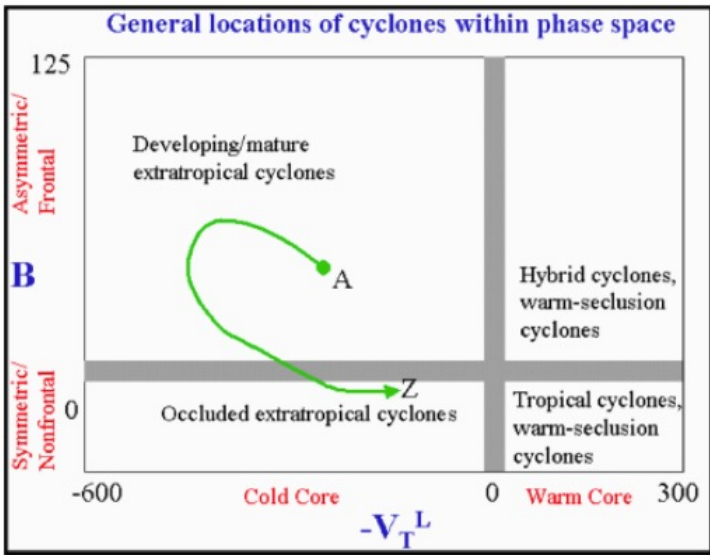
(a) $-V_t^L$ versus B



(b) $-V_t^L$ versus $-V_t^U$

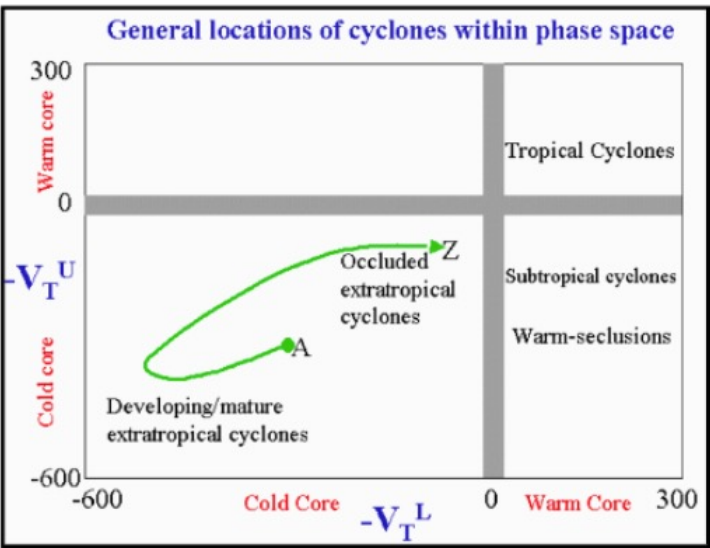
Miglietta, 2022

Diagramma di Hart



(a) $-V_t^L$ versus B

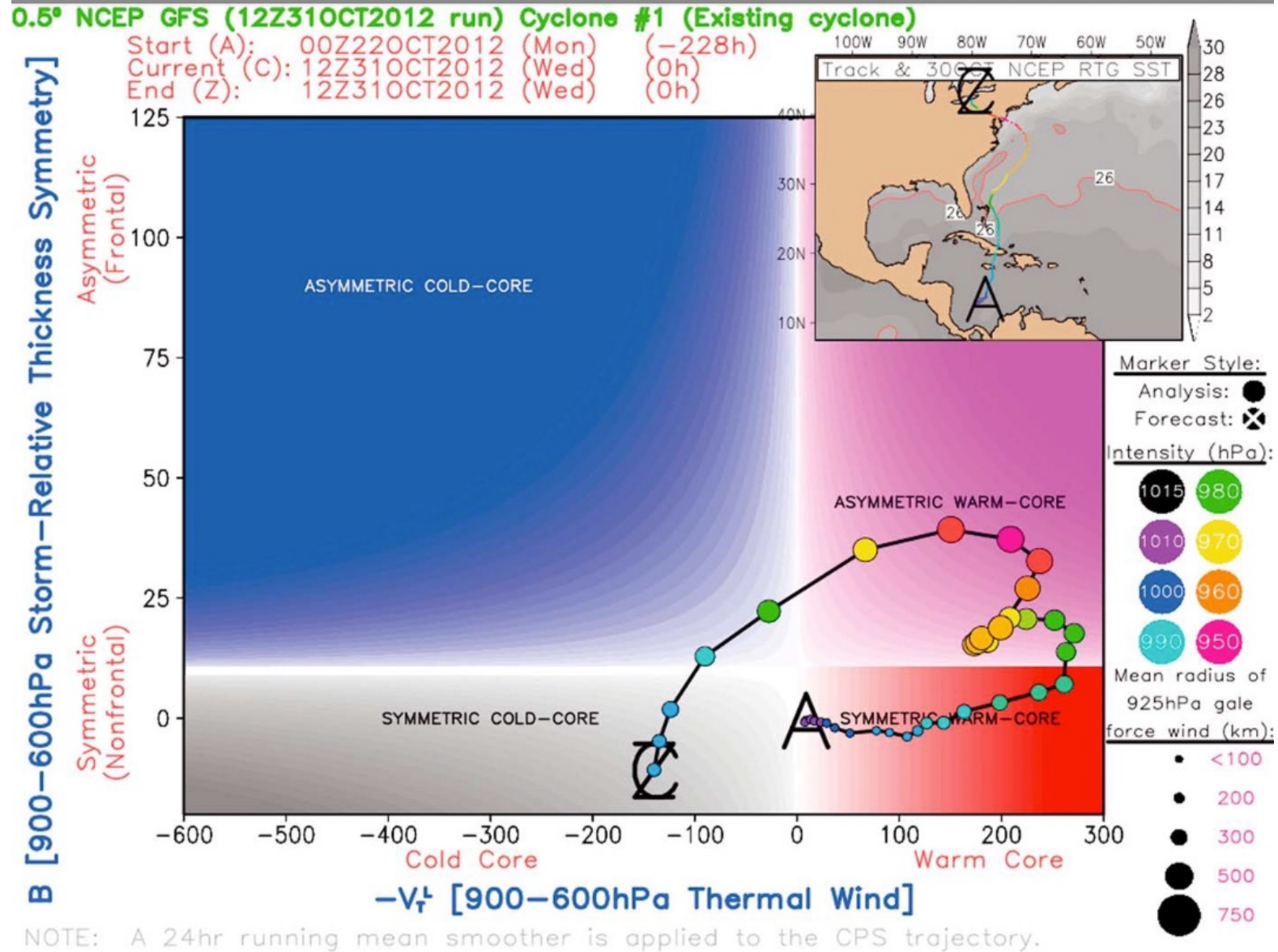
Miglietta, 2022



(b) $-V_t^L$ versus $-V_t^U$

- Evoluzione di un ciclone ET nel diagramma di Hart
 - **Intensificazione:**
 - $(-v_T^L, B)$: il punto rappresentativo si allontana dall'origine verso la regione in alto a sinistra lungo la bisettrice del II e IV quadrante
 - $(v_T^L \text{ vs. } -v_T^U)$: il punto rappresentativo si allontana dall'origine verso la regione in basso a sinistra lungo la bisettrice del I e III quadrante
 - **Dissipazione:** l'occlusione avviene prima al suolo che in quota
 - $(-v_T^L, B)$: il punto rappresentativo si riavvicina all'origine con $B \approx 0$
 - $(v_T^L \text{ vs. } -v_T^U)$: il punto rappresentativo si riavvicina all'origine con vento termico che tende a diminuire
- I diagrammi di Hart possono essere consultati in tempo reale al sito di Robert Hart per l'Atlantico settentrionale <https://moe.met.fsu.edu/cyclonephase/>

Diagramma di Hart



Miglietta, 2022

Bibliografia

- Wallace, J. M., & Hobbs, P. V. (2006). *Atmospheric science: an introductory survey* (Vol. 92). Elsevier.
- Markowski, P., & Richardson, Y. (2011). *Mesoscale meteorology in midlatitudes*. John Wiley & Sons.
- Schultz, D. M., Bosart, L. F., Colle, B. A., Davies, H. C., Dearden, C., Keyser, D., ... & Winters, A. C. (2019). Extratropical cyclones: A century of research on meteorology's centerpiece. *Meteorological monographs*, 59, 16-1.
- Stull, R. (2015). *Practical meteorology: an algebra-based survey of atmospheric science*. University of British Columbia.
- Holton, J. R., & Hakim, G. J. (2013). *An introduction to dynamic meteorology* (Vol. 88). Academic press.
- Sioni F., Davolio S., Grazzini F., Giovannini L. (2023). Revisiting the atmospheric dynamics of the two century floods over north-eastern Italy,, *Atmospheric Research*, 286, <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2023.106662>.
- Hart, R. E., 2003: A Cyclone Phase Space Derived from Thermal Wind and Thermal Asymmetry. *Mon. Wea. Rev.*, 131, 585–616, [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(2003\)131<0585:ACPSDF>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(2003)131<0585:ACPSDF>2.0.CO;2).
- Miglietta M. M., slide sui Cicloni, ISAC-CNR Summer School 2022

Sitografia

- [Glossario meteorologia American Meteorological Society](#)
- [SatManu – Manual of Synoptic Satellite Meteorology](#)
- [Diagramma di Hart real-time](#)
- [Eumetrain](#)