

ALMA MATER STUDIORUM – UNIVERSITÀ DI BOLOGNA

Scuola di Scienze
Corso di Laurea in Fisica

STRUTTURA NUVOLOSA DEL TEMPORALE

Relatore:
Prof. Vincenzo Levizzani

Presentata da:
Davide Santini

Sessione II
Anno Accademico 2012/2013



Shelf cloud appartenente a una supercella che darà luogo a un tornado EF2 tra Grezzago e Trezzo sull'Adda (MI) il 29 luglio 2013 (foto D. Santini)

“Un bubbolio lontano. . .

*Rosseggia l'orizzonte,
come affocato, a mare:
nero di pece, a monte,
stracci di nubi chiare:
tra il nero un casolare:
un'ala di gabbiano.”*

Giovanni Pascoli –Temporale; poesia tratta dalla raccolta Myricae

INDICE

1	INTRODUZIONE.....	1
2	IL TEMPORALE	2
2.1	STADIO DI CUMULO	2
2.2	STADIO MATURO.....	3
2.3	STADIO DI DISSIPAZIONE.....	4
2.4	STRUTTURA GENERICA DEL TEMPORALE	5
3	CLASSIFICAZIONE DEI TEMPORALI IN BASE ALLA STRUTTURA.....	10
3.1	CELLA SINGOLA	10
3.2	MULTICELLA:.....	11
3.2.1	<i>A grappolo</i>	11
3.2.2	<i>Squall line</i>	13
3.2.3	<i>Sistemi convettivi a mesoscala (MCS)</i>	16
3.2.4	<i>Mesoscale Convective Complex (MCC)</i>	17
3.3	SUPERCELLA.....	18
4	LE NUBI ACCESSORIE	24
4.1	LOWERING	24
4.2	INFLOW TAIL	26
4.3	WALL CLOUD	27
4.4	SHELF CLOUD	32
4.5	ROLL CLOUD	35
5	GLOSSARIO E DEFINIZIONI.....	40
6	CONCLUSIONI	37
7	BIBLIOGRAFIA.....	38
8	RINGRAZIAMENTI	40

1 INTRODUZIONE

Il temporale è un fenomeno atmosferico associato ai cumulonembi, un tipo di nube a sviluppo verticale la cui sommità può arrivare alla tropopausa (9 km ad alte latitudini, 15 km all'equatore). L'uomo ha sempre cercato di comprendere e spiegare fisicamente l'origine di fulmini, intense raffiche di vento, forti precipitazioni, grandine, ecc...

Soltanto dalla metà del '700 la scienza ha iniziato a condurre esperimenti sistematici per la comprensione della struttura interna dei temporali. Un esempio molto noto di questi studi sono gli esperimenti condotti da Benjamin Franklin sull'origine dei fulmini come scariche elettriche provenienti dalla nube. Soltanto durante la seconda metà del secolo scorso, però, si è giunti a comprendere meglio la loro struttura fisica anche e soprattutto grazie ai nuovi sistemi osservativi su aereo, ai radar e ai satelliti meteorologici.

I temporali sono sistemi convettivi abbastanza comuni in Italia nella stagione estiva e autunnale, grazie al Mar Mediterraneo che fornisce energia utile a mantenerli in attività anche per molte ore. La formazione e lo sviluppo di questi sistemi, che a volte possono mostrare un'organizzazione alla mesoscala, dipende dalla configurazione meteorologica alla scala sinottica e da particolari condizioni dinamiche e termodinamiche alla mesoscala.

La tesi approfondisce dapprima la struttura generica del temporale per concentrarsi poi sui tipi di temporali e infine sulle nubi accessorie, argomento poco trattato nella bibliografia scientifica e studiato solo molto di recente.

2 IL TEMPORALE

La maggior parte dei temporali che quotidianamente si formano su tutto il globo è chiamato “a cella singola” oppure “Ordinary Thunderstorms”.

Essi furono largamente studiati negli anni '40 in alcuni stati americani, quali Florida e Ohio, con lo scopo di comprenderne la formazione e la struttura ed eventualmente formulare un modello fisico. Byers and Braham (1948) svilupparono per primi un modello di temporale che mantiene ancora la sua validità e descrive la nascita, lo sviluppo e la dissipazione di una cella temporalesca singola (Fig. 1).

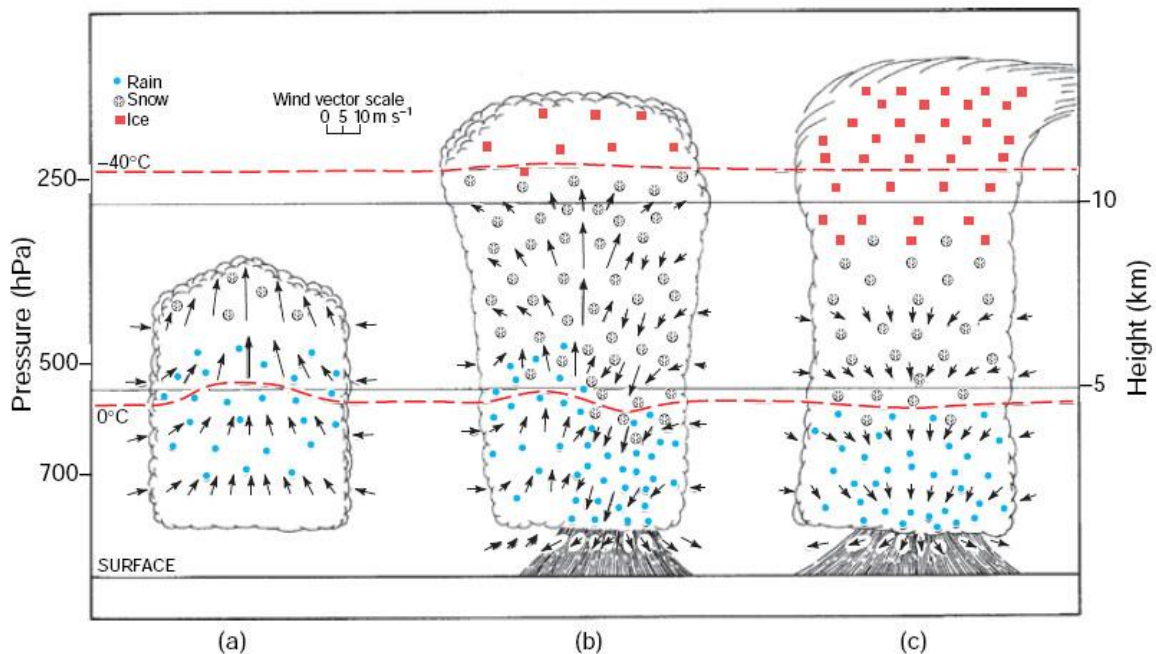


Figura 1. Modello di temporale di Byers and Braham (1948). Sono descritti i tre stadi di vita di una cella temporalesca: cumulo (a), maturo (b) e dissipazione (c).

2.1 STADIO DI CUMULO

Durata 15-25 minuti.

I cumuli hanno origine quando una massa di aria calda, immersa in una zona dove l'aria ambiente ha una temperatura inferiore, tende a salire verso l'alto a causa della spinta di

galleggiamento (o di Archimede). Il peso specifico della massa di aria calda è minore di quello dell'aria fredda e quindi essa è costretta a salire di quota finché, raffreddandosi ed espandendosi, non arriva a una zona dove è in equilibrio termico con l'aria circostante. Quest'area "calda" è chiamata cella convettiva: il vapore contenuto in essa giunge a saturazione a causa del raffreddamento e in questo processo il calore latente ceduto nella condensazione va a equilibrare parzialmente il calore perso con l'espansione, col risultato che l'aria che sale nella nube sarà un po' più calda di quella circostante e quindi subisce un'ulteriore spinta ascensionale. Il parametro che valuta la propensione a questa spinta verticale è l'instabilità (ovvero la tendenza di una particella d'aria a essere accelerata verso l'alto dopo essere stata sollevata dalla sua posizione di equilibrio). L'accelerazione delle correnti verticali in questo stadio aumenta con la quota e ciò genera un risucchio d'aria dall'ambiente circostante: questa corrente (caldo-umida) che alimenta dal basso il cumulo si chiama inflow e nello stadio di maturazione diventa la corrente ascensionale vera e propria del cumulonembo, ovvero l'updraft.

La parte superiore del cumulo in questo stadio ha una velocità di circa 10 m s^{-1} , sufficiente per la formazione di goccioline di acqua sovrassature a quote ben superiori a quella dello zero termico (ciò è un grosso problema per gli aerei, poiché questo processo può provocare formazioni di ghiaccio sulle ali).

2.2 STADIO MATURO

Durata 20-30 minuti.

Se le condizioni di instabilità lo consentono, il cumulo continua nella sua crescita. Infatti, quanto più la velocità ascensionale è elevata, tanto maggiore sarà la quantità di vapore acqueo condensata e di conseguenza tanto maggiore sarà il calore latente introdotto nella massa d'aria in ascesa. Questo moto verticale è potenzialmente "esplosivo". Infatti, il cumulo attraversa tutti gli stadi intermedi (*humilis*, *mediocris*, *congestus*, *calvus*) fino a diventare un cumulonembo vero e proprio, arrivando fino alla tropopausa (9 km in prossimità dei poli, 15 all'equatore). La presenza della tropopausa che segna il limite superiore della troposfera non consente l'ulteriore innalzamento dell'updraft. L'aria della

stratosfera negli strati superiori è infatti molto più secca e alla tropopausa è solitamente associata un'inversione del profilo di temperatura per cui essa, da decrescente con l'altezza, diviene crescente. Perciò, la sommità del cumulonembo si appiattisce e si forma la cosiddetta incudine. Una volta arrivato a quote elevate, l'updraft si raffredda notevolmente (più dell'aria circostante) e perciò precipita: nasce così la corrente discendente del temporale, chiamata downdraft (al cui interno l'aria è più secca). Il cumulonembo ora ha un sistema di circolazione interna ben organizzato, costituito da correnti calde ascendenti (updraft) e fredde discendenti (downdraft). Tra i 3500 e i 5000 m una parte delle goccioline sopraffuse evapora, poiché scendendo rapidamente di quota trovano strati molto più caldi. L'evaporazione porta al raffreddamento dell'aria circostante e quindi l'aria si raffredda ancora di più e viene incentivata la sua discesa, aumentando la sua velocità e raggiungendo il picco di essa in prossimità del suolo. Questa corrente fredda e secca è chiamata outflow, che costituisce il gust-front (o fronte di raffiche) di un temporale e si propaga per alcuni km nella direzione di spostamento del cumulonembo. Per questo motivo, spesso, prima che incominci il nubifragio si avverte un vento teso e fresco provenire dalla cella in arrivo.

2.3 STADIO DI DISSIPAZIONE

Lo stato di equilibrio sopra descritto, di per sé, non dura più di mezzora, poiché a un certo punto vi è un "collasso" dovuto al fatto che le correnti discendenti tendono man mano a occupare gran parte della cella stessa, determinando un calo termico notevole nei bassi strati e quindi sempre meno aria calda può salire di quota e condensare. Il processo regge finché non vi è l'annullamento vero e proprio degli scarti termici positivi tra nube e ambiente circostante con annullamento dell'updraft e un rapido calo delle precipitazioni (e anche del downdraft). S'innestano a questo stadio una serie di fenomeni a catena che portano all'esaurimento della cella temporalesca.

In Fig. 2 è mostrato graficamente il succedersi degli stadi del temporale a cella singola.

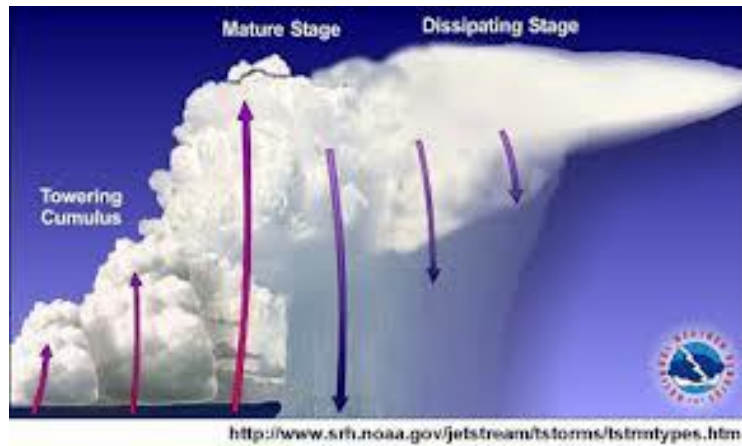


Figura 2. Immagine schematica che indica i tre stadi principali della vita di un cumulonembo (fonte National Oceanic and Atmospheric Administration, NOAA).

2.4 STRUTTURA GENERICA DEL TEMPORALE

La struttura di un temporale varia in base al tipo e all'origine, ma generalmente è possibile descriverne le componenti. È importante sottolineare che lo schema proposto sotto non è proprio di ogni temporale, bensì racchiude tutti i possibili fenomeni visivi a esso associato, tenendo presente che alcuni temporali possono presentare solo alcuni di essi (in particolare il riferimento è a una struttura a multicella).

L'aria calda umida antecedente al temporale viene risucchiata da esso e tramite il processo citato poc'anzi forma la tipica struttura a sviluppo verticale. Il corpo principale del temporale è formato in gran parte da due torri chiamate updraft e downdraft: la prima è l'area con i moti ascensionali dove ha luogo la condensazione, mentre nella seconda il vapore acqueo è già condensato e precipita violentemente a terra sotto forma di nubifragio.

Se la spinta che dà la prima è notevole, la torre verticale si innalza fino alla tropopausa e, poiché non può andare oltre per cause termodinamiche, forma l'incudine, che si estende sempre di più finché la spinta ascensionale prosegue (Fig. 3). Se però quest'ultima è davvero forte, allora è possibile che ci sia uno sfondamento nella stratosfera e la seguente formazione dell'overshooting top (Fig. 4).

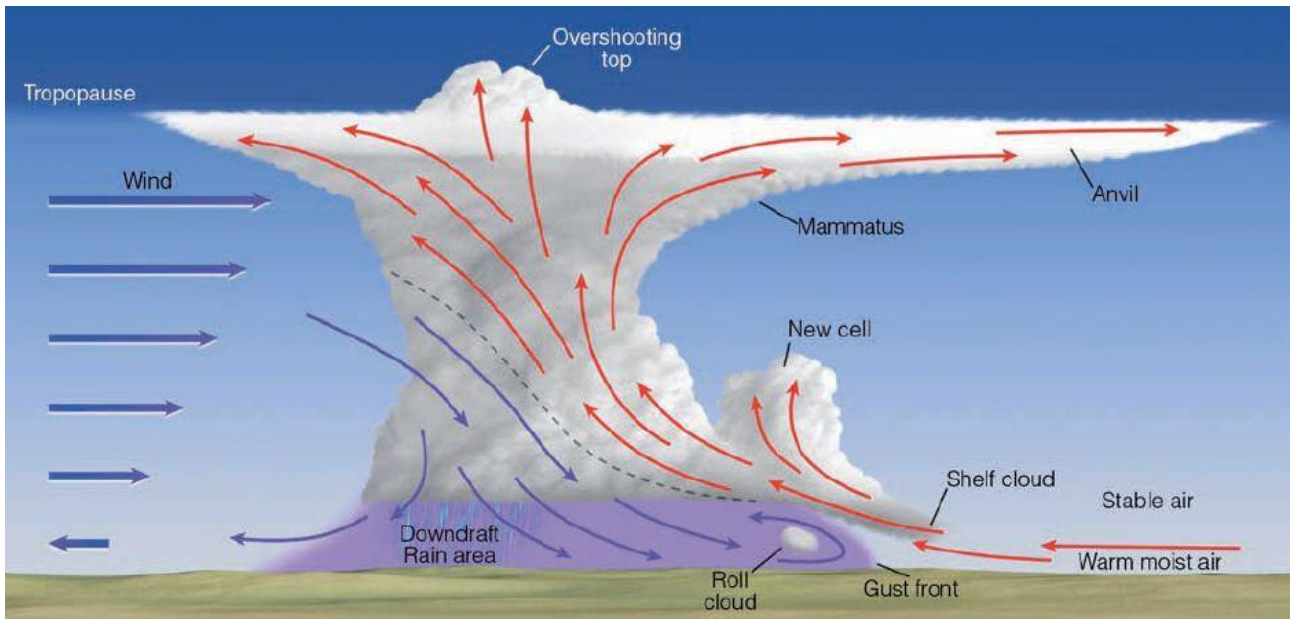


Figura 3. Componenti di un tipico temporale multicella in movimento da sinistra verso destra (fonte www.meteoclub.gr)



Figura 4. Overshooting top fotografato dallo stormchaser J. Gammons (www.stormvisuals.com).

Sebbene sia potenzialmente possibile in qualsiasi temporale, il suo mantenimento per molti minuti e le dimensioni notevoli possono essere indice di cumulonembo molto intenso, perché in questo caso le correnti ascensionali sono vigorose e ben strutturate. Un occhio esperto lo rileva subito, perché spesso è ben visibile (da una certa distanza però, altrimenti l'incudine l'oscurerebbe) e l'analisi nefologica permette la seguente generalizzazione:

- a) Cupola particolarmente alta e persistente. L'updraft è estremamente forte e si parla di "anvil dome": esso indica non solo elevato rischio di gradinate nell'area sottostante, ma anche l'alta probabilità di formazione di tornado non appena l'anvil dome inizia a collassare.

- b) Cupola di breve durata che si può differenziare in pulse storm e cyclic storm. La prima è una cella che per brevissimo tempo ha generato un potente updraft che si è improvvisamente "spento", mentre la seconda è un temporale che ha cicli di indebolimento e intensificazione e può comportare manifestazioni molto intense al suolo.

In alcuni casi si possono notare formazioni chiamate "mammatus" (Fig. 5): esse sono delle protuberanze rotondeggianti causate dal contatto tra aria fredda in discesa dall'incudine e aria più calda e asciutta sottostante. L'aria presente nell'incudine, infatti, si è già raffreddata abbastanza da non poter più salire: poiché l'aria sottostante all'incudine è più calda (comunque dell'ordine di -50°C), l'aria dell'incudine sarà satura, più fredda e pesante di quella circostante e perciò ogni mammatus è un potenziale piccolo rovescio che, tuttavia, non raggiunge il suolo. Quest'ultimo, infatti, evapora sia perché durante il suo percorso incontra aria più secca sia perché viene inibito dall'aumento termico indotto dai movimenti discendenti che di fatto dissolvono la massa nuvolosa. I mammati sono segnale di maturità di un cumulonembo, ma non sono indice di fenomeni violenti, poiché sono abbastanza diffusi anche nei temporali a cella singola.



Figura 5. Nubi mammatus fotografate il 28 luglio 2005 a sud di Milano (foto D. Santini).

Un'altra formazione nuvolosa assai simile a quest'ultima sono i knuckle (Fig. 6), piccole sporgenze sui bordi dell'incudine e per un occhio inesperto facilmente confondibili con i mammati. I knuckle sono segnali premonitori di violenti temporali, poiché la loro formazione è dovuta alla rapida espansione del cumulonembo con updraft molto intensi.



Figura 6. Knuckle sul bordo di un'incudine di una grossa e ben formata squall line il 2 maggio 2013 (foto D. Santini).

3 CLASSIFICAZIONE DEI TEMPORALI IN BASE ALLA STRUTTURA

3.1 CELLA SINGOLA

Conosciuta col termine “ordinary thunderstorm”, la cella singola è un cumulonembo isolato relativamente piccolo, originato esclusivamente dalla convezione locale di una massa d’aria instabile. È statisticamente la tipologia di temporale più diffusa, facilmente individuabile nei caldi pomeriggi estivi, soprattutto nelle zone prospicienti i rilievi.

La cella singola raramente produce fenomeni intensi e interessa aree molto limitate. Ciò non toglie che possa comunque dare origini a rovesci torrenziali (al più di pochi minuti), ma difficilmente dà luogo ad alluvioni lampo, proprio per la sua vita molto breve. Solo il 20% circa del vapore condensato nel cumulonembo cade sottoforma di pioggia, poiché il resto evapora nel downdraft (in particolare se l’aria è secca) oppure, se la cella è in fase di decadimento, si dissipa in cirri o in altre nubi medio-alte (es. Fig. 7).



Figura 7. Esempio di cella singola. Il sistema temporalesco è in decadimento e si nota la piccola incudine trasportata dai venti in quota (foto D. Santini).

3.2 MULTICELLA

I sistemi multicellulari sono caratterizzati, come indica il nome, da più celle che si evolvono nel tempo ognuna col suo iter di cumulo, maturità e dissipazione. La caratteristica principale della multicella è che essa, a differenza della cella singola, comprende il fenomeno della rigenerazione. Le celle temporalesche sono guidate dai venti di medio-alta quota (circa 6000 m) e, se una cella interrompe la sua crescita, viene trasportata dai venti in quota per poi evaporare (ciò che accade normalmente nelle celle singole). Invece nei sistemi temporaleschi multicella il fenomeno della rigenerazione porta alla continua creazione di nuove celle, in modo che il temporale possa mantenere le sue caratteristiche. Nei paragrafi successivi sono descritti brevemente le varie tipologie di temporali multicella.

3.2.1 A grappolo

È il tipo più diffuso, dovuto a gocce fredde in quota. Si può analizzare schematicamente il processo di formazione nell'ipotesi che l'intero sistema si muova verso est: le nuove celle si formano sul lato sudoccidentale del cluster, quelle mature si collocano al suo centro, mentre quelle in decadimento si dissipano sul lato nordorientale. Il fenomeno dell'autorigenerazione prevede che le celle principali (centrali) inibiscano la creazione delle nuove celle e al tempo stesso le mantengano unite al cluster, per cui anche le celle periferiche permangono adiacenti ad esso. Il pilotaggio delle celle più giovani dipende dall'intensità del cumulonembo "madre" rispetto alle altre celle in sviluppo.

All'inizio un cumulus mediocris diventa congesto e si sviluppa con il consueto processo, evolvendo in cumulonembo dal quale inizia a cadere una colonna di pioggia: da qui parte il downdraft, che può isolare l'aria calda destinata alla cella "madre". A questo punto l'updraft delle celle circostanti s'intensifica perché esse hanno una quantità maggiore di aria calda e umida a disposizione, la quale sale e, condensando, forma le future celle proprio grazie al gust front della cella "madre" che a questo punto entra nella fase di

decadimento. Ora la cella “figlia” diverrà dominante e a sua volta ripeterà il ciclo di cui sopra almeno finché ci sarà la quantità di aria caldo-umida vicino al suolo necessaria per mantenere in vita il sistema. Questo meccanismo della rigenerazione di solito prosegue per 1-3 ore. È importante notare che esso può essere condizionato dalla relativa vicinanza degli updraft delle varie celle. Infatti, se questi ultimi sono troppo lontani, il cluster sarà ciclico (alternanza di fasi deboli e forti) e subirà il fenomeno della dissipazione in un tempo minore rispetto a quando gli updraft sono tutti uniti.

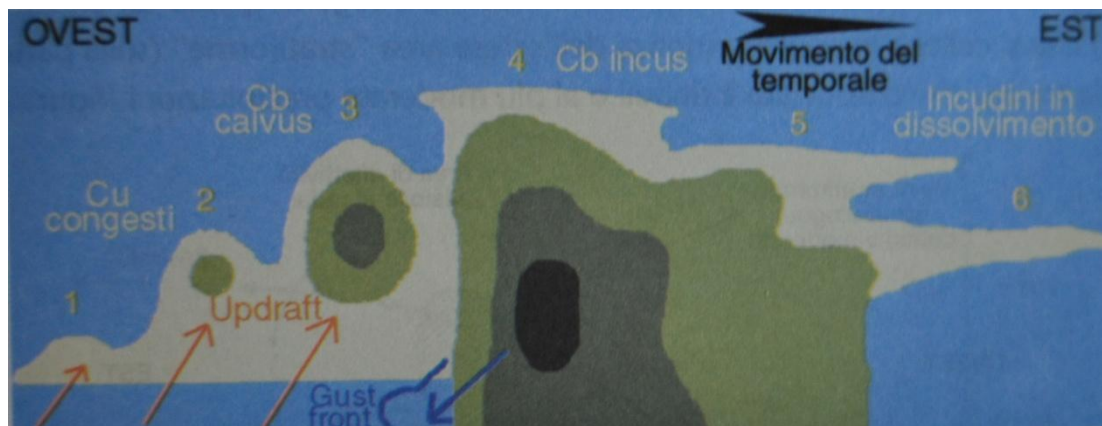


Figura 8. Schema di multicella ciclica (cortesia di Formentini et al. 2009).

In Fig. 8 è mostrato lo schema di una multicella ciclica. La cella 6 è la più vecchia ed è in fase di dissipazione (spesso dell'incudine rimangono i cirri in quota), la 5 sta entrando nella fase dissipativa e dà ancora luogo a rovesci, la 4 invece è in pieno stadio di maturità (è quella che dà origine ai fenomeni più intensi di tutto il cluster), e le 3-2-1 sono le celle giovani, in fase di sviluppo. I colori verdi sono le aree precipitanti (pioggia ed eventuale grandine): si nota come le celle giovani non diano luogo a precipitazioni perché sono interessate da updraft, mentre la cella matura e in parte quelle in decadimento formano il downdraft e quindi i fenomeni più intensi.

Un esempio di multicella è presentato in Fig. 9.



Figura 9. Esempio di multicella: la cella 1 è in decadimento, la 2 e la 3 sono in pieno sviluppo e danno luogo a rovesci, la 4 è ancora in fase iniziale (riconoscibile perché ha la sommità dai contorni nitidi, sinonimo di presenza di acqua e non cristalli di ghiaccio). (cortesia del sito www.fenomenitemporaleschi.it)

3.2.2 Squall line

Conosciuta anche come linea di groppo, è una ristretta fascia di temporali con un continuo e ben sviluppato gust front sul bordo principale della linea. Esso, avanzando verso una particolare direzione, irrompe con potenti outflow e forma una piccola area di pressione relativamente più alta di quella circostante, del diametro di 20-50 km. Quest'ultima solleva l'aria caldo-umida che trova nel suo percorso, formando nella zona di incontro tra le due masse d'aria diverse una linea di celle tutte attaccate fra loro (o al più vicine), che si muovono secondo la direzione dei venti prevalenti.

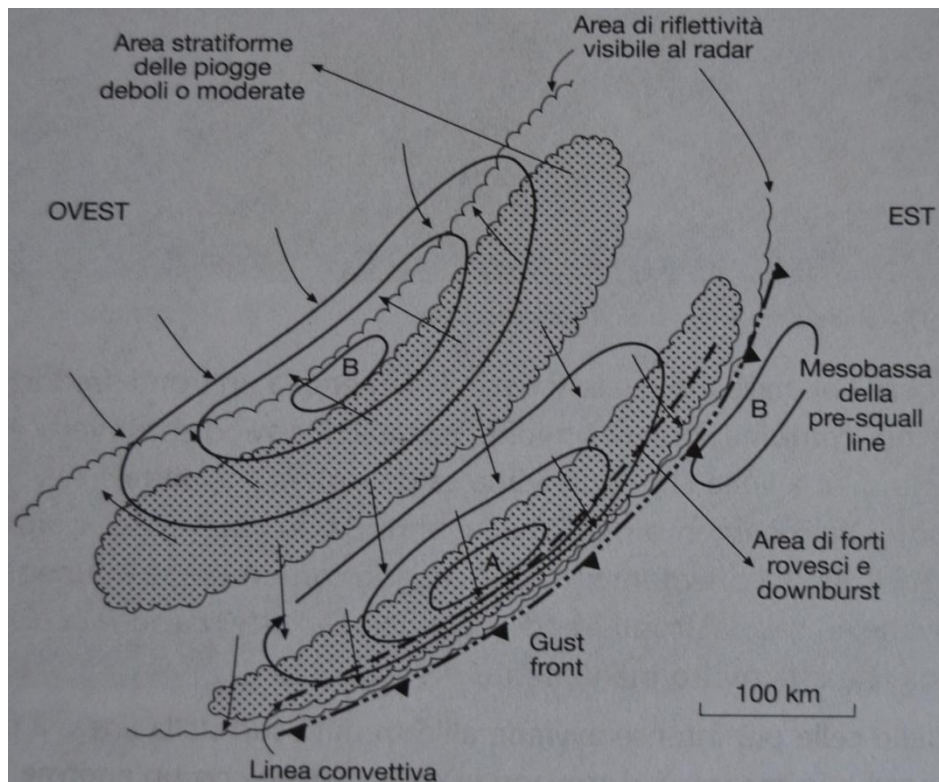


Figura 10. Schema di una tipica squall line (cortesia di Formentini et al. 2009).

Si notano in Fig. 10 le differenti aree di pressione. La prima è una piccola mesobassa (che anticipa l'arrivo della vera e propria linea). La seconda è associata a pressione più alta (A, mesoalta) ed è situata subito dopo l'arrivo del primo gust front, denotando un'area di precipitazione intensa. La terza (B, mesobassa) è nella parte posteriore della linea di gruppo, la zona dove le precipitazioni sono oramai deboli e irrompono le correnti post-frontali. Dal satellite, però, la squall appare come un unico ammasso di cumulonembi tutti in fila.

È interessante notare che, durante il suo moto, l'aria calda tende a salire velocemente dalla zona anteriore del sistema a quella retrostante (cioè dalla mesoalta alla mesobassa): la condensazione dell'aria umida più calda fa sì che gli updraft siano inclinati verso il retro. Quest'ultimo fenomeno implica una corrente aerea che dalla media troposfera si muove obliquamente verso il basso fino a raggiungere il suolo, conosciuta come Rear Inflow Jet (RIJ): essa sarà tanto più intensa quanto più è rilevante la differenza termica tra aria fredda al suolo e aria calda in forte ascesa.

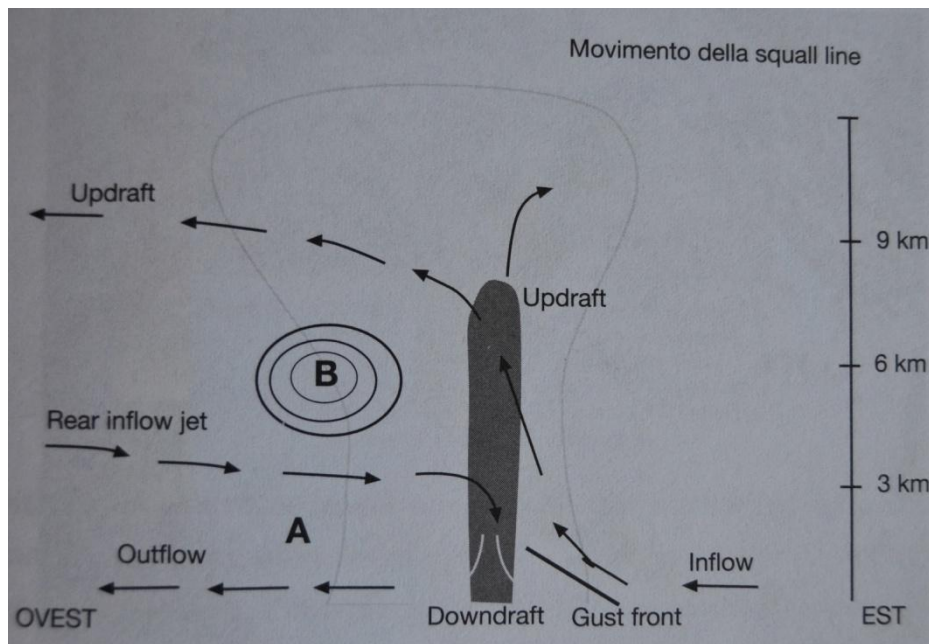


Figura 11. Schema di un Rear Inflow Jet (cortesia di Formentini et al. 2009).

Dalla Fig. 11 si nota come il RIJ impatti sulla regione retrostante l'updraft e scenda giù velocemente, provocando un downdraft. Ciò accade sia perché l'aria in discesa si raffredda sia perché l'updraft è generalmente molto più forte del RIJ. Alla fine della struttura rimangono le correnti di outflow, generalmente molto più fresche e secche rispetto all'aria antecedente il sistema.

La linea di groppo è sempre seguita da un repentino aumento della pressione, visibilità in aumento e consistente calo termico (tipiche condizioni postfrontali fredde).

Dal punto di vista termodinamico, il range delle condizioni di sviluppo di una possibile squall line sono a) Convective Available Potential Energy (CAPE) di 1500-3000 J Kg⁻¹ e b) Lifted Index (LI) tra -2 e -8°C.

Un esempio di squall line in Lombardia è mostrato in Fig. 12.



Figura 12. Squall line fotografata il 2 maggio 2013: si notano le numerose incudini tutte in fila. Questo grosso sistema multicellulare comprendeva un'area che andava dalla zona Laghi al basso Pavese (foto di D. Santini)

3.2.3 Sistemi convettivi alla mesoscala (MCS)

Come si evince dal nome, il MCS è un sistema costituito da diverse celle ravvicinate (o anche unite) tra loro, ciascuna in diversi stadi evolutivi (Zipser 1982). Essi hanno numero di Rossby prossimo a 1, generalmente occupano aree di circa 20-50 km² e possono persistere per diverse ore in talune zone, con conseguenti possibili alluvioni lampo: una buona quantità di queste ultime in Italia sono dovute agli MCS, formazioni temporalesche abbastanza frequenti nella stagione tardo estiva-autunnale.

Un MCS può essere:

- a) Lineare: è la classica mesolinea temporalesca di tipo frontale.
- b) Circolare: è un cluster di celle temporalesche generate normalmente da gocce fredde in quota in assenza di un sistema frontale vero e proprio (es. Fig. 13).

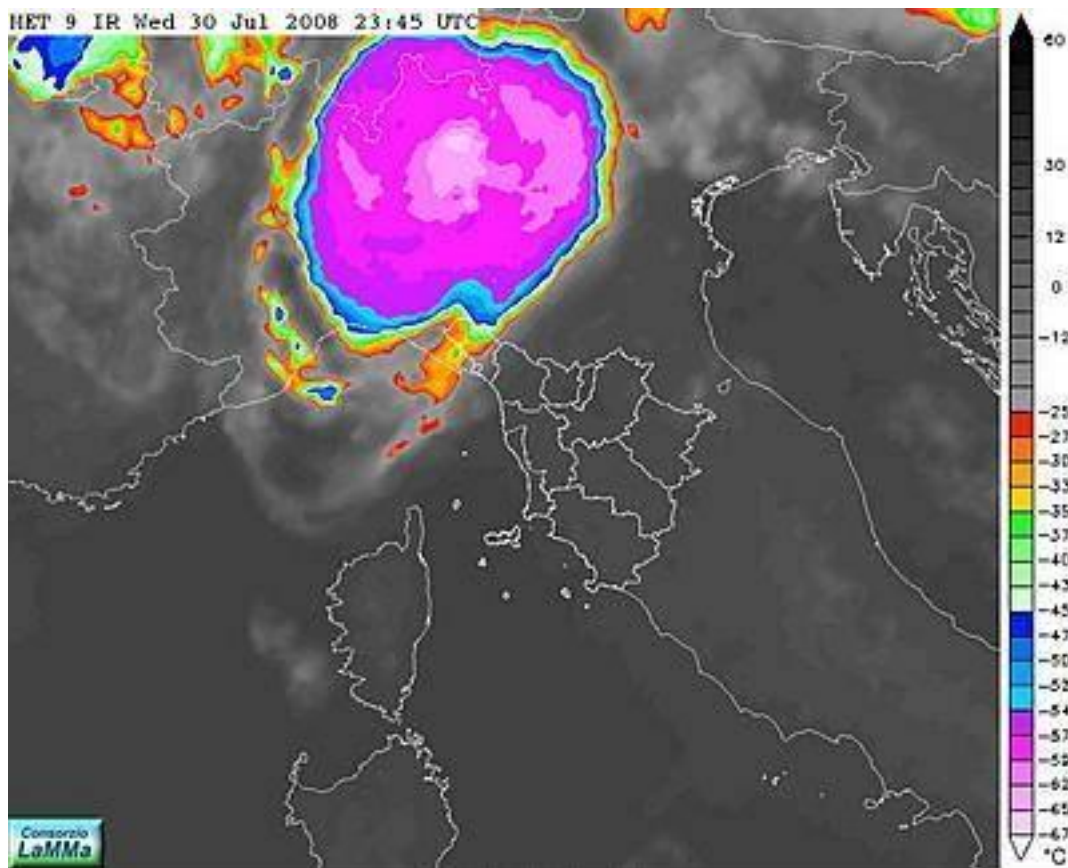


Figura 13. MCS su Lombardia, Emilia e Trentino il 30 luglio 2008 (Canale infrarosso del Meteosat 9). (cortesia del sito www.tornadoseeker.com)

3.2.4 Mesoscale Convective Complex (MCC)

È costituito dall'unione di più MCS, dovuto a un'area vastissima di instabilità (dal satellite appaiono come enormi dischi di centinaia di km²) (Maddox 1980). Si formano grazie a intensi cut-off in quota con rapido raffreddamento alle quote superiori. Al termine del processo nasce così un nuovo vortice di bassa pressione, completamente autonomo nei suoi moti e nella sua attività. Gli MCC si possono riconoscere dal satellite (es Fig. 14) per la loro eccentricità, ovvero la loro forma il più delle volte è ellittica con rapporto semiasse minore/maggiore intorno a 0.6-0.8. Chiaramente, essendo fenomeni più ampi e intensi degli MCS, possono stazionare molte ore su una determinata zona (soprattutto se sono a lenta evoluzione) e scaricare rilevanti quantità di pioggia, con elevato rischio di eventi alluvionali.

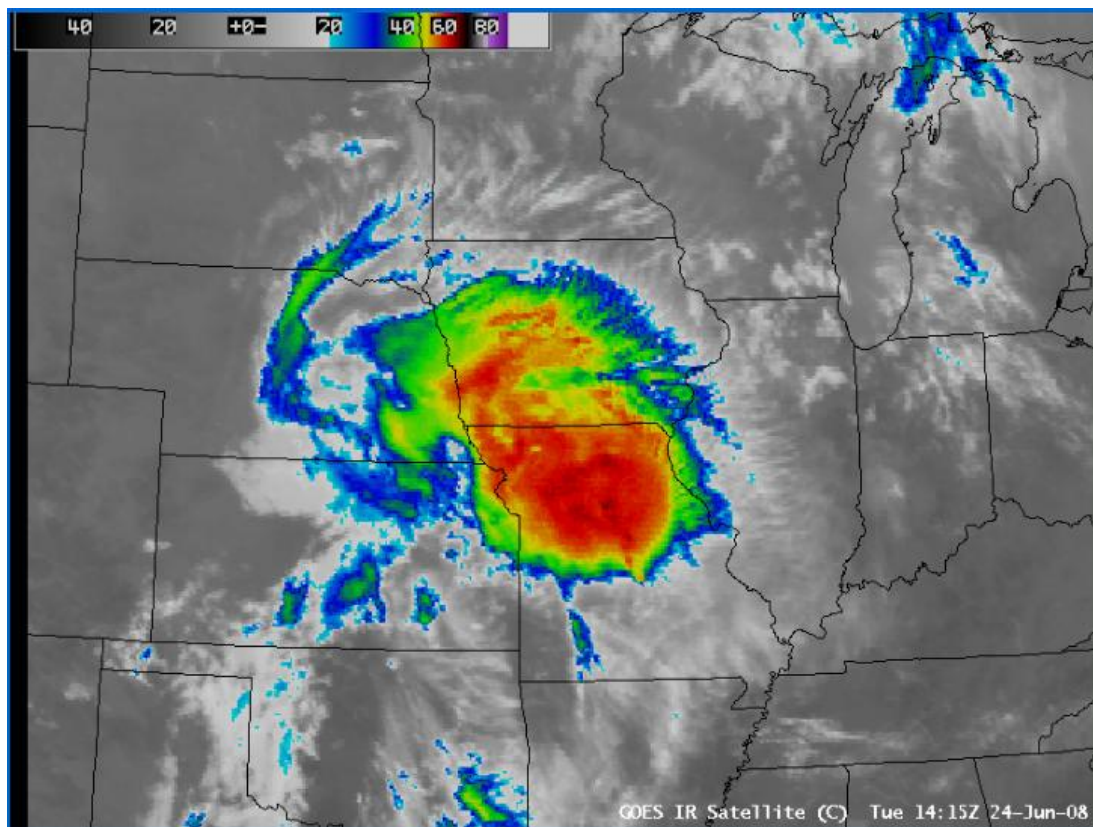


Figura 14. MCC osservato il 24 giugno 2008 su quattro stati americani: Nebraska, Iowa, Kansas e Missouri. L'immagine è stata registrata col sistema AWIPS (GOES-12 10.7 μm , IR channel). (cortesia dello Space Science and Engineering Center, SSEC, <http://cimss.ssec.wisc.edu>)

3.3 SUPERCELLA

È il tipo di temporale più pericoloso e dalle manifestazioni più intense al suolo. Esso ha diverse caratteristiche peculiari che lo rendono differente dalle celle "classiche" e che devono sussistere contemporaneamente affinché si formi questa tipologia di temporale:

- a) Nei giorni precedenti la formazione della supercella una notevole quantità di energia viene immagazzinata nei bassi strati a causa del perdurare di condizioni di inversione di temperatura. Tale energia cresce fino a costituire un serbatoio "esplosivo" per la convezione rapida e intensa.

- b) Una forzante dinamica alla mesoscala rende disponibile un'avvezione che convoglia aria più fredda che si incunea al di sotto dell'aria calda dei bassi strati. Un esempio è l'aria proveniente dalle Montagne Rocciose che si incunea al di sotto dell'aria calda e umida delle Grandi Pianure degli Stati Uniti alimentata dalle correnti provenienti dal Golfo del Messico.
- c) La supercella ha una rotazione in senso antiorario nell'emisfero Boreale e orario in quello Australe, poiché all'interno è presente un mesociclone, il quale non è altro che un ciclone alla mesoscala (dimensioni 1-20 km). Qualsiasi altra tipologia di temporale non presenta una rotazione propria attorno a un asse.
- d) A differenza delle normali celle, le correnti discendenti non divergono verso l'esterno come outflow, ma sono richiamate all'interno della cella stessa, proprio a causa del mesociclone, portando alla formazione della wall cloud, la caratteristica nube a muro al di sotto della quale è piuttosto probabile la formazione di fenomeni vorticosi. In realtà esistono supercelle che non danno luogo a wall cloud, poiché in taluni casi l'aria nei bassi strati è troppo secca e non riesce a condensare sotto la base temporalesca.
- e) L'updraft della supercella è normalmente inclinato rispetto alla verticale per cui difficilmente interferisce con il downdraft. Questa caratteristica porta a una maggiore durata del sistema perché il downdraft fatica a estendersi sotto l'updraft tagliandolo alla base come nei normali temporali a cella singola. Questo fenomeno da solo rende ragione di molta della pericolosità delle supercelle.

La supercella è quindi un'enorme cella temporalesca caratterizzata da un esteso vortice (mesociclone) e da un singolo updraft rotante inclinato rispetto alla verticale. I moti ascendenti al suo interno superano il limite della tropopausa, da cui deriva la forma a cupola della sommità della nube convettiva.

Gli elementi più importanti di una supercella classica (CS) sono due:

- a) Forward Flank Downdraft (FFD): è la regione che comprende i downdraft e al di sotto della quale ci sono le precipitazioni e forti raffiche di vento dovute proprio alla discesa dell'aria fredda verso il suolo.

- b) Rear Flank Downdraft (RFD): è la regione di aria più secca che scende dietro al mesociclone e quindi dell'eventuale wall cloud. Si nota subito perché al di sopra di essa vi è una porzione di cielo a ridotta copertura nuvolosa chiamata "clear slot". In questo settore c'è una luminosità maggiore proprio perché le nubi hanno una base più alta; infatti l'aria più secca condenserà a una quota superiore.

Una delle peculiarità della supercella è, come scritto poc'anzi, il fatto di contenere un ciclone alla mesoscala e quindi in esso è possibile distinguere:

- a) Uno pseudo fronte caldo (pseudo warm front): è la linea di separazione tra l'inflow (l'area dove la supercella risucchia aria dall'ambiente) e il FFD.

- b) Uno pseudo fronte freddo (pseudo cold front): è la linea di separazione tra inflow e RFD. È caratterizzato dall'avanzamento dell'outflow verso l'inflow.

In taluni casi è possibile la formazione di un mesociclone occluso, dove l'aria del RFD ha avvolto totalmente la circolazione calda e umida negli strati più bassi e di fatto ha interrotto l'inflow.

Un osservatore che vede arrivare il sistema descritto in Fig. 15 noterà le seguenti caratteristiche: un'enorme incudine con annessi mammatus (ma anche knuckle), una grossa shelf cloud che anticipa l'area delle precipitazioni, eventuali bande grandinogene più o meno forti, una wall cloud (che può generare tornado) e infine la flanking line, ovvero una linea di cumuli congesti tutti uniti che sono via via più alti finché non si annettono alla

supercella stessa (attenzione però che la flanking non è una peculiarità della supercella, poiché essa può essere presente anche in sistemi multicellulari).

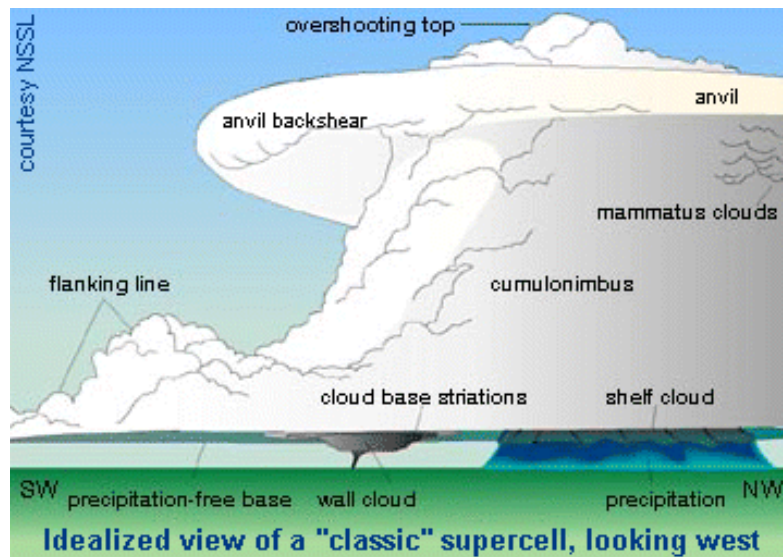


Figura 15. Schema di una supercella di tipo classico (fonte National Severe Storms Laboratory, NSSL)

Tipologie di supercelle: oltre alla supercella "classica" descritta fin qui, esistono altri tre tipi di supercella che hanno ovviamente le stesse caratteristiche di quelle classiche, ma con piccole distinzioni.

- a) Low Precipitation Supercell (LP): sono supercelle che generano, come indica il termine, poche precipitazioni, poiché si formano dalla condensazione di aria non molto umida nei bassi strati. Ciò non toglie che esse siano comunque in grado di dare luogo a idrometeore, ma spesso e volentieri sotto forma di virga, proprio perché l'acqua non riesce a raggiungere il suolo ed evapora.
- b) High Precipitation Supercell (HP): sono in assoluto le supercelle dalle manifestazioni più intense, poiché, oltre a eventuale forti downburst, tornado e grandine, danno luogo a precipitazioni di estrema intensità, proprio perché i contrasti termici e igrometrici tra masse d'aria in quota e al suolo sono molto rilevanti. Esse

nascondono anche un altro pericoloso fenomeno: nella loro linea avanzante, le HP possono formare una forma “a fagiolo” che costituisce il Forward Flank Notch (FFN), cioè l’area a elevato rischio tornado “incastrata” nell’area di maggiori precipitazioni. Ciò comporta il fatto che un tornado può comparire all’improvviso durante il nubifragio e non essere avvertito con 1-2 chilometri di anticipo come in altri casi. Un esempio è mostrato in Fig. 16.



Figura 16. HP supercell fotografata dallo stormchaser Jimmy Deguara (fonte www.australiansevereweather.com).

- c) Low Topped Supercell (mini supercella): è la tipologia più frequente in Italia e anche la meno intensa, sebbene rimanga in tutto e per tutto una supercella, quindi più intensa di qualsiasi altra forma temporalesca. A differenza delle altre tipologie, possono svilupparsi anche con CAPE modesti (1000 J Kg^{-1}) e LI abbastanza alti (0-4°C). Le correnti ascendenti non sono forti come le normali supercelle e perciò possono anche non formare overshooting top, ma ciò non toglie che, essendo

dotate di autorotazione, possano dare luogo a fenomeni vorticosi (un esempio è la LT di Zelo Buon Persico (LO) del 7 aprile 2004, che formò un tornado EF2).

4 LE NUBI ACCESSORIE

Col termine “nube accessoria” s’intende una particolare formazione nuvolosa posta alla base di un temporale e che appartiene strettamente ad esso e alla sua evoluzione. Le nubi accessorie, quindi, non esistono come nubi isolate, ma prendono luogo esclusivamente da un cumulonembo. È importante sottolineare che esse possono essere viste da diverse angolature e perciò classificate diversamente da più osservatori, anche perché possono evolvere nel tempo. Poiché in meteorologia non dovrebbe esistere soggettività, ci sono caratteristiche che rendono univoche le nubi accessorie, sebbene possano essere viste e catalogate quasi esclusivamente con il “nowcasting”, ovvero l’attenta osservazione del temporale al suolo (in pratica non sono rilevate dai radar o dai satelliti).

4.1 LOWERING

Il lowering (abbassamento) è una formazione nuvolosa attaccata alla base temporalesca, generalmente con un diametro di 0.5-3 km, che individua la regione dove c’è l’updraft principale del temporale. Il lowering risucchia aria dal lato caldo (inflow) e da quello freddo (outflow) e quest’ultima, richiamata dall’updraft, è più fresca rispetto alla base del temporale e quindi condenserà a una quota inferiore, determinando appunto l’abbassamento (proprio perché la saturazione è raggiunta a quote inferiori).

Generalmente i lowering sono facili da riconoscere, ma si possono confondere con un’altra nube accessoria, la wall cloud. La comparsa dei primi necessita due condizioni particolari: il risucchio di una parte dell’outflow dovuto a un potente updraft e intensi rovesci di pioggia atti a umidificare l’aria nei bassi strati, rendendola così più facilmente saturabile alle quote più basse (i temporali più deboli o quelli formati con aria secca, infatti, difficilmente danno luogo a lowering).

Sebbene non siano leggi assolute, è possibile anche fare una suddivisione dei lowering, utilizzando regole che un occhio attento riesce ad applicare:

- a) Lowering irregolare: non presenta alcuna forma geometrica precisa e indica che le masse di aria calda (inflow) e fredda (ouflow) si stanno mescolando in maniera casuale.
- b) Lowering frammentati: indicano un debole updraft e scarso mescolamento tra inflow e outflow. Un esempio è mostrato in Fig. 17.
- c) Lowering circolare: indica che l'aria umida ha avvolto l'updraft e quindi dà luogo a una rotazione (maggiore è la forma a protuberanza e più alto è il rischio di un eventuale tornado)
- d) Lowering molto bassi e particolarmente grandi: il mescolamento tra masse d'aria è notevole e ben organizzato e, se la forma è rotondeggiante, essa rappresenta un campanello d'allarme, perché la tramutazione in wall cloud e successivo tornado è assai alta.

È interessante notare come solo gli ultimi due casi siano pericolosi, mentre i primi due non destano motivi di preoccupazione. Sebbene un lowering non sia necessariamente sinonimo di temporale intenso o tornado, è bene monitorare attentamente la sua evoluzione. Un altro modo per capire se un lowering possa o addirittura stia per dar luogo a un fenomeno vorticoso è la seguente: se l'osservatore si trova sotto la base del lowering e soffia vento di outflow (con annessa formazione di fracti) non c'è rischio di tornado, poiché l'ouflow è decisamente predominante rispetto all'inflow e quindi non formano una rotazione vicendevole; se però l'aria alla base del lowering è ferma e in particolare si notano i fracti salire in maniera roteante il rischio di fenomeno vorticoso è assai alto.



Figura 17. Lowering di tipo frammentato, con annessa fractogenesi il 5 maggio 2012 (foto D. Santini).

4.2 INFLOW TAIL

È una nube accessoria a forma di coda che si estende verso il basso ed è fortemente inclinata a causa delle differenti velocità dei venti alle diverse quote. Questa è una situazione potenzialmente pericolosa, poiché denota un inflow molto organizzato e un updraft concentrato, che può dar luogo a fenomeni vorticosi. Non è difficile immaginare la somiglianza tra inflow tail e tornado (spesso per enfatizzare i fenomeni i mass media “confondono” più o meno volontariamente i due fenomeni, es. Fig. 18), sebbene la rotazione intrinseca dell’inflow tail non coinvolga il suolo. Tuttavia, che non è detto che qualsiasi inflow tail possa degenerare in un tornado: essa denota di fatto un updraft forte e localizzato, che non è necessariamente sintomo di rotazione intrinseca del cumulonembo (infatti gli inflow tail possono formarsi anche negli ordinary thunderstorm, sebbene non siano però grossi e organizzati come nelle supercelle).



Figura 18. Inflow tail del 5 maggio 2012 “confusa” da alcuni siti meteo non troppo affidabili come tornado. In realtà successivamente si verificò un cenno di rotazione (funnel cloud), ma quest’ultima non ha interessato il suolo, perciò non si può parlare di tornado. (foto D. Santini)

4.3 WALL CLOUD

La wall cloud (un esempio è mostrato in Fig. 19) è un grosso, persistente e isolato abbassamento, posto successivamente all’area delle precipitazioni e comprendente forti moti ascensionali di updraft, per cui al di sotto di essa non sono presenti rovesci. Essa nasce spesso come “degenerazione” di un lowering ed è facilmente riconoscibile dallo scalino tra la base della wall cloud e quella del temporale. Quest’ultimo è particolarmente netto perché la corrente di aria fredda discendente viene richiamata all’interno del temporale stesso grazie al movimento rotatorio del temporale e condensa proprio in presenza dello scalino stesso, perciò a differenza del lowering, la wall cloud è dotata di contorni più netti oltre che di moto rotazionale. Una parte dell’aria fredda in discesa si

scalda al suolo e, risalendo, si avvolge a spirale attorno all'updraft. Poiché l'aria fredda ha un punto di rugiada inferiore rispetto a quella calda, l'aria fredda "infiltrata" condenserà a una quota tanto minore quanto il flusso in downdraft è maggiore. Da ciò si deduce che la wall cloud può anche arrivare a toccare il suolo (l'unica tra le nubi accessorie) e si forma proprio sotto la struttura del mesociclone; da ciò si evince l'importante conseguenza che condizione necessaria e sufficiente affinché si formi una wall cloud è che il temporale da cui proviene sia una supercella. Questa è l'unica nube accessoria che segnala un temporale potenzialmente violento, poiché nei normali sistemi cellulari non si forma (non c'è autorotazione).



Figura 19. Grossa wall cloud fotografata il 5 maggio 2012 (foto D. Santini).

Il diametro di una wall cloud varia tra 1 e 8 km ed essa solitamente dura una decina di minuti. Non tutte le wall cloud, però, danno luogo a un tornado, sebbene sia la nube accessoria che lo produce con maggiore frequenza. In genere la wall cloud nasce come "degenerazione" di un lowering, e nel suo ciclo evolutivo (circa 5-10 minuti) si sfalda in grossi fracti, dovuti al calo dell'intensità dell'updraft. Se però la wall cloud persiste nel suo

stadio di maturità a lungo (almeno 15 minuti), allora la probabilità che dia luogo a fenomeni vorticosi è alta, poiché segnala la presenza di un potente e costante updraft rotatorio. Inoltre, altri due segnali di possibile tornado imminente sono la rotazione (più o meno evidente) della wall e la nascita e il rapido risucchio di fracti dal suolo verso la nube accessoria. Sebbene potenzialmente i tornado si possano formare da qualsiasi temporale, tutti quelli catalogati come “violenti” (EF4, EF5) nonché la stragrande maggioranza degli altri provengono da wall cloud e quindi da supercelle: essa, perciò, è la nube accessoria più “allarmante”, poiché indica sia un movimento rotatorio intrinseco del sistema, sia l’area di maggior rischio di fenomeni vorticosi.

In taluni casi c’è un passaggio intermedio tra lowering e wall cloud chiamato “pedestal cloud” (un esempio è mostrato in Fig. 20): da un punto di vista scientifico non è considerata una vera e propria nube accessoria, sebbene alcuni studiosi pensino di renderla tale (Browning 1977, fu il primo a studiarla e a darle questo nome). È estremamente rara e può essere considerata uno stadio pre wall cloud, nonostante possa nascere ed evolversi per conto suo.

La sua formazione è molto simile alla wall ed è dovuta al risucchio di aria più fredda e umida (dovuta al downdraft) da parte di un vicino updraft. Per i motivi termodinamici citati, la condensazione avviene a quote più basse e quindi si nota lo scalino, anche se meno evidente e meno pronunciato rispetto alla wall.

La pedestal ha una forma laminare e liscia (non si notano grosse turbolenze, né fracti) perché l'aria viene innalzata "forzatamente" e risucchiata tramite un moto ordinato. Una possibile distinzione tra la pedestal e la wall è che la prima è più staccata dalla base del cumulonembo, mentre la seconda è un tutt’uno con essa. La pedestal, infatti, è vista come un “imbuto al contrario”, dove la parte più bassa e vicina al suolo è larga e sopra di essa c’è una specie di “tubo” collegato alla base del cumulonembo. Successivamente, il “tubo” si può allargare fino a diventare un enorme gradino dalle sembianze della wall cloud.



Figura 20. Pedestal cloud che anticiperà la formazione della wall cloud vera e propria il 5 maggio 2012 (foto D. Santini).

In alcuni casi, inoltre, sulla base posteriore della wall cloud vi è un prolungamento a mo' di coda chiamato per l'appunto "tail cloud" (Fig. 21): essa indica l'aria fredda che si appresta a entrare nel mesociclone, sintomo di evidente rotazione. La tail è un ulteriore segnale di potenziale tornado sotto la wall, poiché compare nei mesocicloni maturi, persistenti e ben organizzati. Qui, però, può nascere confusione con un altro fenomeno chiamato fantasiosamente "beaver's tail" (coda di castoro) (Fig. 22): essa è una banda di nubi basse attaccata alla base del temporale, che nasce dal risucchio delle correnti caldo umide (inflow). Tail cloud e beaver's tail, pur condividendo parte del nome, hanno origini e significati completamente diversi. Infatti la prima è sempre attaccata alla wall ed è un segnale di potenziali eventi vorticosi, mentre la seconda è dovuta alla condensazione dell'inflow, se l'aria nei bassi strati è più secca di quella aspirata e non è collegata all'eventuale formazione imminente di un tornado.



Figura 21. Wall cloud con fractogenesi e annessa tail cloud il 24 agosto 2013 (foto D. Santini)



Figura 22. Esempio di beaver's tail (cortesia di www.stormeffects.com).

4.4 SHELF CLOUD

La shelf cloud è la nube accessoria più comune: proprio come dice il nome, ha la forma di una grosso cuneo (o mensola) e si forma sempre sul bordo avanzante del temporale, di fatto precedendo l'area delle precipitazioni. Si origina dalla spinta orizzontale del downdraft, la quale fa condensare all'improvviso l'aria nei bassi strati: per questo motivo, la shelf cloud ha spesso contorni netti e una forma a disco.

Questa nube accessoria non è associata a un moto rotatorio e si può formare in qualsiasi tipologia di temporale, ma esiste un indizio che ci può dire se siamo in presenza di shelf che appartiene a una supercella o a un semplice cumulonembo: se sono presenti striature, molto probabilmente siamo nel primo caso ed esse sono dovute alla repentina variazione igrometrica di uno stato dapprima stabile e poi sollevato forzatamente e piegato dalle correnti convergenti davanti alla colonna avanzante dell'updraft. Quest'ultimo caso è sintomo di rotazione intrinseca e viene chiamato "disco supercellulare" (Fig. 23).



Figura 23. Disco supercellulare fotografato dallo stormchaser Mike Hollingshead (cortesia del sito www.extremeinstability.com).

Il lato inferiore della shelf (quello a contatto con l'area dei rovesci) può essere molto turbolento e ivi possono comparire formazioni spettacolari chiamate "whale's mouth" (bocca di balena; esempio in Fig. 24) che indicano un'area estremamente instabile per via della continua e violenta interazione tra flussi di aria termodinamicamente molto diversi. Questo tipo di nubi è favorito da un alto quantitativo di umidità nei bassi strati e al di sotto di esse non sono presenti precipitazioni, proprio perché prevalgono le correnti ascensionali che anticipano di poco l'area delle precipitazioni.



Figura 24. Notevole produzione di whale's mouth dietro al bordo della shelf cloud (cortesia del sito www.thefabweb.com).

Sebbene alcune shelf possano sembrare minacciose (es. Fig. 25), questa tipologia di nube accessoria non indica necessariamente l'intensità di un temporale, poiché si può formare in qualsiasi tipo di cumulonembo e, al tempo stesso, esistono alcune supercelle che non danno luogo a essa. Ciò è dovuto al fatto che alcune supercelle hanno updraft talmente vigorosi che aspirano verso l'alto anche l'aria fredda nei bassi strati (che in una situazione

normale avrebbe contribuito alla formazione dell'outflow al suolo), vanificando così la condensazione dell'aria antecedente le precipitazioni e quindi della shelf stessa.



Figura 25. Shelf cloud con annessa fractogenesi che quasi tocca il suolo il 30 agosto 2012 (foto D. Santini).

Formentini et al. (2009) forniscono un interessante elenco delle principali differenze tra wall e shelf.

- a) La wall cloud si forma a SO rispetto all'area delle precipitazioni e al di sotto della rain free base. La shelf cloud si forma sul bordo avanzante del temporale, cioè a E o NE rispetto alle precipitazioni. Per cui la shelf cloud compare prima delle precipitazioni principali e la wall cloud dopo le stesse (ciò se l'osservatore si trova nella traiettoria dell'eventuale tornado).

- b) La parte di wall cloud lontana dall'area delle precipitazioni è inclinata verso l'alto; la parte di shelf cloud lontana dall'area delle precipitazioni è inclinata verso il basso (tuttavia tale inclinazione non è sempre evidente).
- c) La wall cloud indica la zona dell'inflow; la shelf cloud indica la zona dell'outflow.
- d) La wall cloud può ruotare, la shelf cloud non ruota mai.
- e) La wall cloud mantiene la sua posizione rispetto all'area delle precipitazioni; la shelf cloud, se osservata per più minuti, tenderà ad allontanarsi dall'area delle precipitazioni.
- f) L'eventuale tail cloud associata alla wall cloud tende a puntare verso il basso; l'eventuale tail cloud associata alla shelf cloud è orizzontale e si trova alla stessa altezza della rain free base, la quale a sua volta è più alta della wall cloud.

4.5 ROLL CLOUD

La roll cloud è una formazione nuvolosa di forma tubolare, lunga, orizzontale e completamente staccata dalla base del cumulonembo (l'unica tra le nubi accessorie ad avere questa caratteristica). Essa nasce per il contrasto tra le correnti di inflow del temporale (che entrano e condensano nella parte alta della roll) e outflow (parte bassa) e ha origine lungo il gust front: a differenza della shelf, la condensazione delle diverse masse d'aria avviene al di sotto della base temporalesca sotto forma di "spirale" e, una volta arrivata a saturazione, la nube permane nella sua forma a rullo anche per parecchi minuti e prosegue con moto proprio, rotolando intorno al proprio asse orizzontale (non è raro trovare roll cloud a notevole distanza dal temporale). Questa nube accessoria è di per sé innocua, non dà origine a fenomeni vorticosi e può essere presente in qualsiasi manifestazione temporalesca (quindi non è un segnale affidabile d'intensità del temporale).

Un esempio significativo di roll cloud è mostrato in Fig. 26.



Figura 26. Roll cloud dissociata dal temporale che l'ha generata (cortesia del sito www.marcobonatti.it)

5 CONCLUSIONI

L'elaborato ha cercato di approfondire un argomento poco conosciuto: le nubi accessorie dei temporali. Scarsissima è la bibliografia, soprattutto in lingua italiana: l'unica opera, infatti, molto approfondita a riguardo è quella di Formentini et al. (2009). Numerosi studi a riguardo sono stati effettuati da ricercatori americani: interessanti approfondimenti si possono trovare sui siti dell'Università dell'Oklahoma e del Colorado, con spiegazioni adeguate sia a un pubblico di scienziati, sia a persone curiose che vogliono scoprire la struttura di un temporale.

Il contributo principale della tesi è quindi legato a un approfondimento della struttura e delle caratteristiche fisiche delle nubi accessorie, inclusa la loro formazione e suggerimenti per riconoscerle.

Un contributo originale è rappresentato dalle foto dell'autore al fine di mostrare visivamente il fenomeno di cui si parla, anche se in talune occasioni sono stati utilizzati scatti di stormchaser americani (es. Hollingshead and Nguyen 2008), i quali inseguono temporali estremi per mestiere e quindi hanno un notevole numero d'immagini molto belle e didattiche.

6 BIBLIOGRAFIA

- Browning, K. A., 1977: The structure and mechanism of hailstorms. *Meteor. Monogr.*, **38**, 1-39.
- Byers, H. R., and R. R. Braham, 1948: Thunderstorm structure and circulation. *J. Meteor.*, **5**, 71–86.
- Doswell, C. A, III, and E. N. Rasmussen, 1994: The effect of neglecting the virtual temperature correction on CAPE calculations. *Wea. Forecasting*, **2**, 625-629.
- Formentini, G., A. Gobbi, A. Griffa, e P. Randi, 2009: *Temporali e tornado*. Alpha Test, 384 pp.
- Giuliaci, M., A. Giuliaci, e P. Corazzon, 2010: *Manuale di meteorologia*. Alpha Test, 763 pp.
- Hollingshead, M., and E. Nguyen 2008: *Adventures in tornado alley: The storm chasers*. Thames & Hudson, 192 pp.
- Maddox, R. A., 1980: Mesoscale convective complexes. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **61**, 1374-1387.
- Zipser, E. J., 1982: Use of a conceptual model of the life cycle of mesoscale convective systems to improve very-short-range forecasts. In: *Nowcasting*, K. Browning, Ed., Academic Press, 191-221.

Siti internet

<http://www.theweatherprediction.com/> “WEATHER PREDICTION EDUCATION AND RESOURCES” sito educativo a cura di J. Haby

www.fenomenitemporaleschi.it sito educativo a cura di A. Gobbi con contributo di F. Stel dell'U.M.FVG

<http://www.isac.cnr.it/dinamica/davolio/tmp/Didattica/02-termodinamica1.pdf> articolo accademico a cura di S. Davolio

http://www.meteor.iastate.edu/classes/mt301/Sp2013/equations_exam1.pdf lista di
costanti termodinamiche

<http://glossary.ametsoc.org> glossario tecnico a cura dell'AMS (American Meteorological
Society)

7 DEFINIZIONI

CAPE (CONVECTIVE AVAILABLE PONTENTIAL ENERGY): è un indice che evidenzia l'energia totale di galleggiamento acquistata da una massa d'aria finché arrivi in libera convezione durante l'ascesa, ovvero resti più calda dell'ambiente circostante. I temporali si formano per mezzo dei moti convettivi dell'atmosfera e, quando una massa d'aria è instabile, la particella che sale verso l'alto riceve una spinta dovuta dalla differenza di pressione tra l'aria spostata e l'aria ambiente a maggior quota: maggiore è la spinta, maggiore è la possibilità di fenomeni temporaleschi.

È un indice che misura l'energia disponibile nel Level of Free Convection (LFC, cioè il livello dove la temperatura del volumetto d'aria in ascesa supera quella dell'aria circostante).

Attualmente si adoperava questa definizione di CAPE:

$$CAPE = g \int_{z_{LFC}}^{z_{EL}} \left(\frac{T_{vp} - T_{ve}}{T_{ve}} \right) dz,$$

dove T_{vp} è la temperatura virtuale della particella mentre T_{ve} quella dell'ambiente; gli estremi di integrazione sono z_{LFC} il livello di libera convezione e z_{EL} l'altezza del livello di equilibrio.

Questa legge fu introdotta dall'Air Weather Service americano nel 1961 e perfezionata da Doswell and Rasmussen (1994), che sostituirono la temperatura reale con quella virtuale.

Nella seguente tabella si evidenziano i valori tipici di CAPE (in $J Kg^{-1}$) e la corrispondente probabilità di temporali.

< 500	Assenza di temporali o bassissima probabilità di loro formazione
500-1000	Possibilità di sviluppo di celle isolate
1000-2000	Moderata instabilità, possibile formazione di multicella
2000-3000	Elevata instabilità, formazione di temporali violenti e locali supercelle
>3000	Elevatissima instabilità, fenomeni violenti estesi, possibilità di supercelle HP

CONDENSAZIONE: è la transizione di fase da fase aeriforme a fase liquida di una sostanza che può avvenire in diversi modi.

a) Tramite compressione in una isoterma (temperatura costante), applicando la legge di Boyle-Mariotte dei gas perfetti $pV=nRT$.

b) Tramite raffreddamento da fonte esterna: se sottraggo calore raffreddando l'aria circostante alla mia sostanza, quest'ultima condensa, perdendo anch'essa parte del suo calore intrinseco.

c) Tramite trasformazione adiabatica. In termodinamica quest'ultima è una trasformazione irreversibile e non quasi statica, nel corso della quale un sistema non scambia calore con l'ambiente. Il calore scambiato globale è 0 ($Q_{tot}=0$) ma non è detto che lo sia il calore istantaneo scambiato ($dQ=0$). Una trasformazione adiabatica diventa reversibile (idealmente) quando il calore ammette allora differenziale esatto, pertanto $CdT+dW=0$

CONVEZIONE: è un tipo di trasporto di energia e materia presente nei fluidi (liquidi e gas) che dà origine al moto convettivo, ovvero un moto caratterizzato da un livello di miscelazione che dipende da due regimi classificabili tramite il numero di Reynolds (Re): quest'ultimo è un numero adimensionale usato in fluidodinamica e indica il rapporto tra le forze d'inerzia e le forze viscosse. $Re = (\rho v d) / \mu$ dove ρ rappresenta la densità media del fluido, v è la velocità media, d è una lunghezza tipica (ad esempio per un tubo si utilizza la lunghezza) e μ la viscosità dinamica. Il numero di Reynolds è un valore che dipende dalla geometria del corpo investito dal flusso, dalla natura di quest'ultimo e dai valori termodinamici dell'ambiente (pressione e temperatura), mentre il numero di Reynolds critico è quello che sancisce il passaggio tra i due regimi (sebbene possa esistere una zona intermedia definita "regime di transizione").

I due regimi sopra citati sono:

a) Laminare. Il moto del fluido avviene tramite lo scorrimento di strati (infinitesimi) adiacenti senza che essi si mescolino: è governato dalle forze viscosse, le molecole seguono un moto ordinato (prevale nettamente una direzione, dipendente dalla geometria del sistema).

b) Turbolento. In questo caso le forze viscosi non sono sufficienti a contrastare le forze di inerzia del fluido in considerazione, per cui il moto delle molecole è estremamente caotico e imprevedibile e non segue traiettorie ordinate come nel caso di regime laminare (perché non prevale una direzione particolare).

CUT-OFF: è un fenomeno a scala sinottica durante il quale si isola una saccatura depressionaria dalla principale area di bassa pressione, più vasta ed estesa. Nell'atmosfera sono presenti i westerlies, venti occidentali che permettono gli scambi termici tra calore in eccesso all'equatore (dovuto alla maggiore intensità dei raggi solari) e in difetto ai poli. Man mano che il contrasto termico tra alte e basse latitudini si fa maggiore, i westerlies iniziano a oscillare in prossimità dei meridiani, generando le onde di Rossby. Queste ultime diventano via via più ampie finché si rompono nella parte terminale (cut-off), generando vortici di aria calda (anticloni di blocco) e altri, a latitudini più basse, di aria fredda (gocce fredde).

FORZA DI CORIOLIS: è una forza apparente che un corpo subisce quando si osserva il suo moto da un sistema di riferimento che sia in moto circolare rispetto a un sistema di riferimento inerziale. Per corpi di piccole dimensioni o estremamente lenti è del tutto trascurabile, mentre ha effetti enormi su scala globale, poiché è alla base di tutti i sistemi ciclonici e anticiclonici dell'atmosfera.

Da un punto di vista matematico la forza di Coriolis assume la seguente forma (è una grandezza vettoriale) $F_c = -2 m \omega \times v$, dove m è la massa dell'oggetto considerato che si muove con velocità v rispetto al sistema di riferimento rotante (non inerziale), mentre la 'X' indica il prodotto vettoriale tra i termini. Se si esplicita l'angolo formato dall'asse di rotazione del sistema di riferimento rotante con la direzione della velocità dell'oggetto, è possibile scrivere la forza di Coriolis da un punto di vista scalare come $F_c = 2 m \omega v |\sin \phi|$. Gli effetti di quest'ultima nell'atmosfera sono i seguenti: una semplificazione della realtà porta a dire che le masse d'aria si scaldano all'equatore, diventano meno dense e salgono di quota, raffreddandosi. Poiché l'aria rarefatta genera un attrito non sufficiente da mantenere l'aria "risalita" in co-rotazione con la terra, l'aria raffreddata tenderà a

muoversi verso latitudini superiori subendo però la forza di Coriolis. Infatti i flussi di aria non sono perpendicolari all'equatore, bensì inclinati, e danno origine agli alisei, venti costanti che nell'emisfero Boreale soffiano da nord-est verso sud-ovest (e viceversa in quello Australe). Secondo la legge di Buys Ballot, sempre nell'emisfero Nord, un sistema di bassa pressione ruota in senso antiorario mentre uno di alta pressione in senso orario.

FORZA DI GALLEGGIAMENTO: è la forza che riceve un generico corpo immerso in un fluido dal basso verso l'alto (secondo la legge di Archimede). In meteorologia si applica a un volumetto d'aria che riceve una spinta dal basso e si indica con la seguente legge:

$$F_B = g \left(\frac{\rho_0 - \rho}{\rho} \right) \approx g \left(\frac{T - T_0}{T_0} \right)$$

dove F_B è la forza di galleggiamento, g quella di gravità (9.81 m s^{-2}), p_0 e T_0 indicano rispettivamente pressione e temperatura dell'ambiente circostante, mentre p e T quelle del volumetto d'aria considerato.

È importante sottolineare che la seconda è proprio un'uguaglianza solo nel caso di gas perfetti in aria secca, mentre in aria umida è necessario sostituire T con T_v (temperatura virtuale).

LIFTED INDEX: è un indice che misura l'instabilità dell'aria della media troposfera, in particolare verso i 5400-5600 metri.

La sua formula è:

$$LI = T_{\text{amb500}} - T_{p500}$$

T_{amb500} è la temperatura ambiente a 500 hPa, mentre T_{p500} è la temperatura della particella a 500 hPa: entrambi i termini dell'equazione si riferiscono alla quota di circa 5400-5600 metri e per questo è un indice di media troposfera.

Da notare che un LI positivo indica che la temperatura dell'ambiente circostante la particella è superiore a quella della particella medesima e quindi è un indice di stabilità atmosferica.

Nella seguente tabella si evidenziano i valori tipici di LI (in °C) e la corrispondente probabilità di temporali.

> 2	Assenza di temporali
Da 0 a 2	Possibilità di sviluppo di celle isolate
Da -2 a 0	Possibilità concreta di genesi temporalesca, anche multicella
Da -4 a -2	Alta probabilità di fenomeni temporaleschi, localmente violenti
< -4	Elevata instabilità atmosferica con temporali sparsi e possibili supercelle

NUMERO DI ROSSBY: è un numero adimensionale e descrive il rapporto tra l'accelerazione inerziale di un corpo e l'accelerazione di Coriolis originata dalla rotazione terrestre. È definito come $Ro = V / (\omega L)$ dove V è la velocità dello spostamento del soggetto in questione (ad esempio un MCS), L è la sua dimensione caratteristica (lunghezza, raggio, ecc...) e $\omega = 2 \Omega \sin \phi$ è la frequenza di Coriolis (con Ω velocità angolare della rotazione terrestre e ϕ angolo di latitudine terrestre). È importante evidenziare che quando Ro è grande (>4-5) allora la frequenza di Coriolis -e quindi gli effetti della rotazione terrestre- sono trascurabili. Quando $Ro \sim 1$ non è possibile trascurare questi ultimi e perciò si deve considerare il vento geostrofico.

PROCESSO DI FORMAZIONE DI GOCCE D'ACQUA: il vapore presente in atmosfera (liberato ad es. dall'idrosfera) viene trasportato verso l'alto dalle correnti aeree ascendenti. Durante la salita il volumetto d'aria si raffredda per espansione adiabatica e a un certo punto raggiunge la saturazione. A questo punto parrebbe naturale che un ulteriore raffreddamento determini l'unione delle molecole e di conseguenza la formazione di gocce. In realtà il processo non è così semplice e spontaneo, perché le gocce tendono a dissolversi per evaporazione, soprattutto se sono di piccole dimensioni. In una nube, una goccia è formata all'incirca da $5 \cdot 10^{11}$ molecole di acqua, fatto non spiegabile con urti casuali tra le stesse, perché in tal caso -se la concentrazione di vapore fosse già al triplo della saturazione- una goccia avrebbe una probabilità certa di formarsi in 1 m^3 solo dopo mille anni, valore ovviamente assurdo. Bisogna notare che l'equazione di Clausius-Clapeyron vale per il vapore di una massa d'aria a contatto con una superficie di acqua. Nel caso di una nube il vapore saturo è in equilibrio con le gocce della nube e perciò la

pressione di vapore saturo E deve essere maggiore (a parità di temperatura) rispetto al caso di Clausius-Clapeyron. Da ciò deriva il fenomeno della “sovrasaturazione”, cioè il vapore presente nel volumetto d’aria deve essere varie volte superiore rispetto al punto di saturazione. Teoricamente si può arrivare anche a UR=500%, ma in realtà solo pochissime gocce riescono a nascere con questo processo.

Definendo “aerosol” come l’insieme delle particelle solide o liquide in sospensione nei bassi strati dell’atmosfera per cause naturali o antropiche, il processo di formazione di goccioline dovuto a condensazione del vapore sui nuclei igroscopici è chiamato nucleazione eterogenea ed è di gran lunga più presente in atmosfera rispetto a quella omogenea (cioè dovuta alla sola sovrasaturazione). È nata così una nube, le cui goccioline sono stabili fintantoché la quantità di acqua che evapora dalla goccia è pari a quella che si condensa sulla sua superficie. Se invece questa situazione viene meno, sono presenti le situazioni di decadimento o di evaporazione. Nelle goccioline “reali” la presenza di soluto consente di raggiungere l’equilibrio a tensioni di vapore inferiori rispetto al caso di acqua pura ed è per questo che -statisticamente- la stragrande maggioranza delle gocce si formano per condensazione attorno a nuclei igroscopici con UR molto prossima a 100% (al massimo 102-103%) e solo una minima parte di esse raggiunge elevati valori di sovrasaturazione. La curva di Köhler (Fig. 27) fornisce il rapporto tra la tensione di vapore saturo rispetto a una goccia contenente soluto E_s e tensione di vapore saturo E (rispetto al caso ideale di superficie piana di acqua pura) in funzione del raggio di curvatura della goccia stessa.

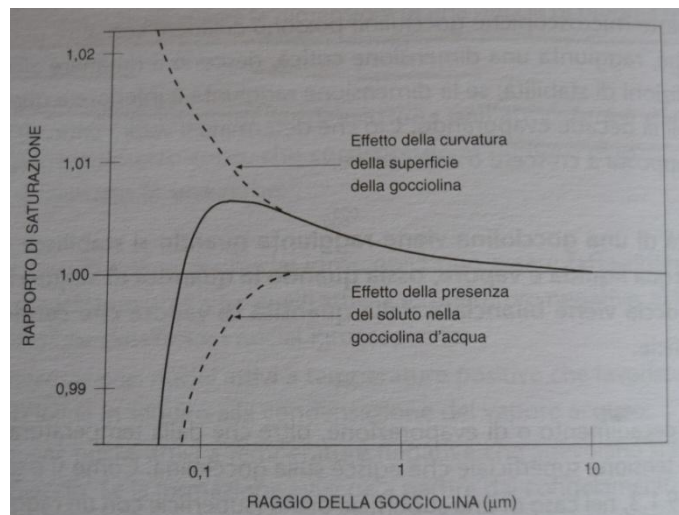


Figura 27. Curva di Köhler (Giuliaci et al. 2010).

SOPRAFFUSIONE: processo secondo cui un liquido si raffredda a temperature inferiori rispetto al suo punto di congelamento senza che effettivamente congeli, cioè ci sia il passaggio di stato da liquido a solido.

Nel caso dell'acqua in nube la sopraffusione esiste a causa del processo di Bergeron-Findeisen e della velocità dell'updraft. In una nube fredda (con temperature negative) nella zona compresa tra 0 e -10°C il fenomeno della sopraffusione è quello predominante rispetto al brinamento, mentre a temperature ulteriormente inferiori la nube è composta quasi solo da cristalli di ghiaccio.

STABILITÀ DELL'ATMOSFERA: la stabilità esprime l'attitudine dell'atmosfera a favorire o impedire lo sviluppo e il mantenimento di moti verticali liberi. In particolare, se essa tende a sopprimerli si parla di atmosfera in equilibrio stabile, altrimenti -se li enfatizza- di equilibrio instabile. Nel primo caso una particella d'aria che riceve una spinta dal basso, raffreddandosi mediamente di 1°C ogni 100 metri, diventa via via più fredda e densa dell'ambiente circostante ed è costretta a tornare al livello iniziale: si parla in questo caso di stato subadiabatico. Se si indicano z_2 e z_1 le quote a cui si trovano due determinate particelle si ha:

$\theta = T_2 + 10 \cdot z_2$; $\theta_1 = T_1 + 10 \cdot z_1$; poiché $\theta_2 > \theta_1$ per quanto citato sopra si può scrivere $\theta_2 - \theta_1 > 0$ e $\Delta\theta/\Delta z > 0$; successivamente si ricava $T_2 - T_1 + 10 \cdot (z_2 - z_1) > 0$ e di conseguenza $(T_2 - T_1)/(z_2 - z_1) > -10$. Il primo termine indica il gradiente termico verticale $a = \Delta T/\Delta z$ mentre il secondo il gradiente termico verticale per aria secca ad (-10 K km^{-1}) .

Nella seguente tabella si indica il criterio di stabilità dell'atmosfera in aria secca:

$\Delta\theta/\Delta z > 0$	$a > a_d$	Atmosfera in equilibrio stabile
$\Delta\theta/\Delta z = 0$	$a = a_d$	Atmosfera neutra
$\Delta\theta/\Delta z < 0$	$a < a_d$	Atmosfera in equilibrio instabile

STRATOSFERA: è la zona di atmosfera che si trova tra troposfera e mesosfera. È il secondo dei cinque strati cui è composta l'atmosfera terrestre. La stratosfera ha un gradiente termico verticale positivo e molto piccolo. Infatti, la temperatura aumenta con la quota, a differenza della troposfera. L'aumento della temperatura con la quota è causato dalla dissociazione delle molecole di ozono presenti nella stratosfera, riassumibile nella formula $O_3 + h\nu \rightarrow O_2 + O$ valida per $0.2 < \lambda < 0.3 \mu\text{m}$; quando i raggi UV del sole arrivano nella stratosfera, trovano una gran quantità di molecole di ozono, le quali si dissociano e producono calore. Quest'ultimo è più presente in alta stratosfera, perché i raggi solari incontrano dapprima una gran quantità di molecole di O_3 , mentre negli strati più bassi il loro numero è inferiore.

Questo andamento termico inibisce la condensazione del vapore acqueo e perciò un cumulonembo in forte sviluppo verticale, anziché proseguire nella stratosfera, si ferma alla tropopausa e forma la caratteristica incudine (sebbene in casi di forti updraft possa formare l'overshooting top).

UMIDITÀ RELATIVA: esprime in forma percentuale la vicinanza alla saturazione di una massa d'aria umida in determinate condizioni di temperatura e pressione. È definita come $U = q/Q [\%]$.

Essa non esprime la quantità di vapore acqueo presente in un volume di acqua, ma soltanto lo stato di saturazione (quello in cui il vapore non è più solo in stato aeriforme ma anche liquido).

UMIDITÀ SPECIFICA: indica il rapporto tra la quantità di vapore m_v di uno specifico volume d'aria e la massa totale di aria umida m_v+m_d

$$q = \frac{m_v}{m} = \frac{m_v}{m_v + m_d}$$

In condizioni di saturazione si indica $Q = 622 p_{vap} / (p_{atm}-p_{vap})$ e l'unità di misura in ambo i casi è $g\ kg^{-1}$. È utile evidenziare che Q (così come p_{vap}) cresce esponenzialmente con la temperatura, come evidenziato dalla Fig. 28.

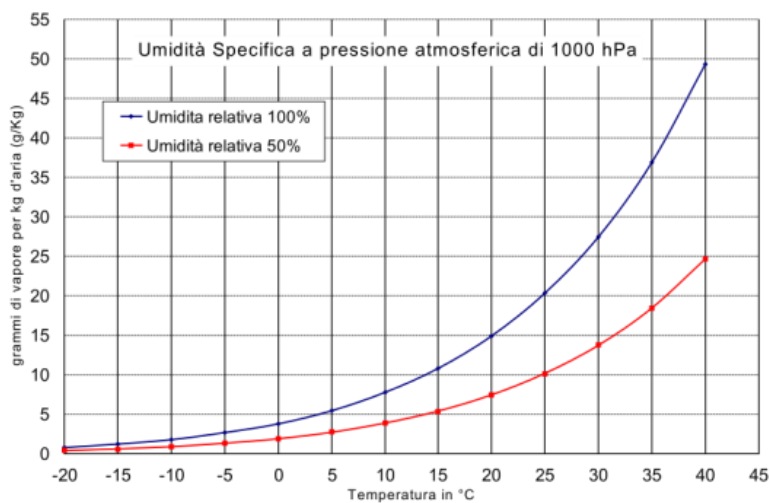


Figura 28. Umidià specifica a 1000 hPa. (cortesia Wikipedia)

TEMPERATURA VIRTUALE: è la temperatura necessaria affinché una particella di aria secca abbia la stessa densità e la stessa pressione totale di una particella di aria umida.

Poiché il vapore acqueo è meno denso dell'aria secca, l'aria umida non satura galleggia meglio dell'aria secca. Pertanto, per eguagliare le due densità, occorre aumentare la temperatura dell'aria secca: per questo motivo la temperatura virtuale è sempre maggiore di quella reale.

Ci sono due formule per la temperatura virtuale: la prima e più specifica è

$$T_v = \frac{T}{1 - \frac{\epsilon}{p}(1 - \epsilon)}$$

dove T è la temperatura reale in K, e/p è un rapporto adimensionale che indica il rapporto tra pressione di vapore saturo e quello dell'aria, $\epsilon = M_w/M_d$ è il rapporto tra peso molecolare dell'aria umida e di quella secca e nel caso atmosferico è approssimabile a 0.622. Poiché $e/p = w/(w + \epsilon)$ con w rapporto di mescolamento (unità adimensionale che indica l'abbondanza di una determinata componente in un gas), se si sostituisce questo nell'espressione di cui sopra, si può scrivere

$$T_v \approx T + \frac{w}{6}$$

la quale non è altro che la seconda formula che descrive la temperatura virtuale: è però approssimata, poiché non tiene conto degli ordini superiori al secondo dell'espansione di w nel caso atmosferico (circa 10^{-3}).

8 Glossario

AWIPS	Advanced Weather Interactive Processing System
CAPE	Convective Available Potential Energy
CS	Classic Supercell
FFD	Forward Flank Downdraft
FFN	Forward Flank Notch
GOES	Geostationary Operational Environmental Satellite
HP	High Precipitation Supercell
LFC	Level of Free Convection
LI	Lifted Index
LP	Low Precipitation Supercell
MCC	Mesoscale Convective Complex
MCS	Mesoscale Convective System
NOAA	National Oceanic and Atmospheric Administration
RIJ	Rear Inflow Jet
SSEC	Space Science and Engineering Center

9 RINGRAZIAMENTI

Ringrazio il Prof. Vincenzo Levizzani, mio Relatore, per la sua disponibilità e per il fatto che mi abbia consentito di scegliere liberamente l'argomento da approfondire nella tesi.

Desidero inoltre ringraziare i Professori della Laurea Triennale, i quali hanno ampliato notevolmente le mie conoscenze in ambito fisico e matematico.

Infine ringrazio tutte le persone che hanno creduto in me e in particolare i miei familiari che mi hanno sostenuto sia psicologicamente sia economicamente in un percorso lungo e molto impegnativo.