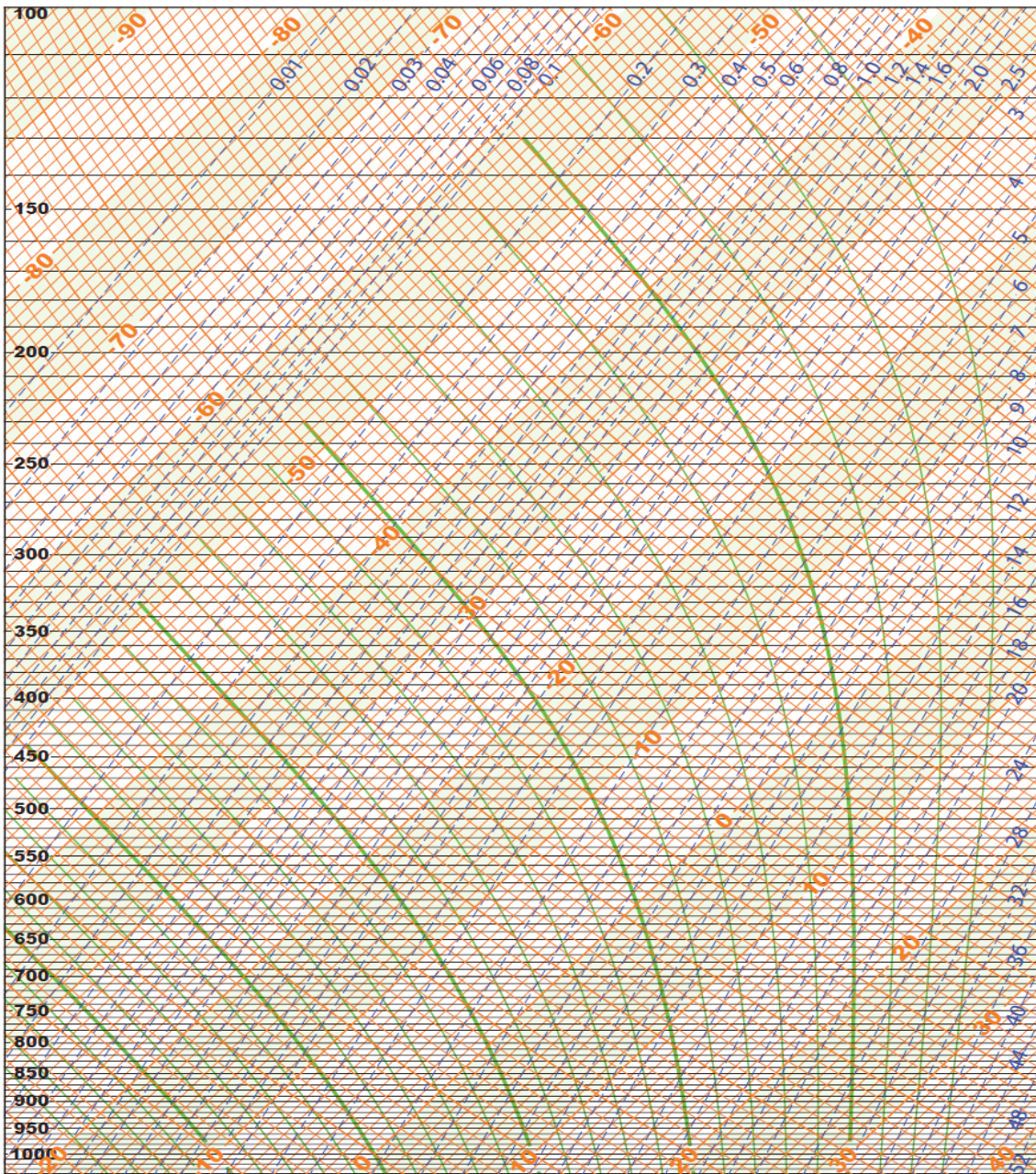


## **Análise de estabilidade**

### **O diagrama Skew T Log p**

- Método da parcela;
- Isóbaras, isotermas, isolinhas de razão de mistura de saturação;
- Adiabática seca: indica a taxa de variação de temperatura numa parcela de ar seco subindo ou descendo adiabaticamente, isto é, sem perda ou ganho de calor pela parcela;
- Adiabática saturada: representa a taxa de variação de temperatura numa parcela de ar saturado subindo pseudo-adiabaticamente, no qual se assume que todo o vapor condensado é imediatamente precipitado à medida que a parcela sobe e que o correspondente calor latente de condensação fica para a parcela, diminuindo a taxa de resfriamento quando comparada ao processo seco;
- Quantidades meteorológicas:
  - Razão de mistura e razão de mistura de saturação;
  - Umidade relativa;
  - Pressão de vapor e pressão de vapor de saturação;
  - Temperatura do bulbo úmido e temperatura potencial do bulbo úmido;

- Temperatura equivalente e temperatura potencial equivalente;
- Temperatura virtual;
- Nível de condensação convectiva;
- Nível de condensação por levantamento;
- Nível de convecção livre;
- Nível de equilíbrio e nível máximo da parcela.



*Figura 1*

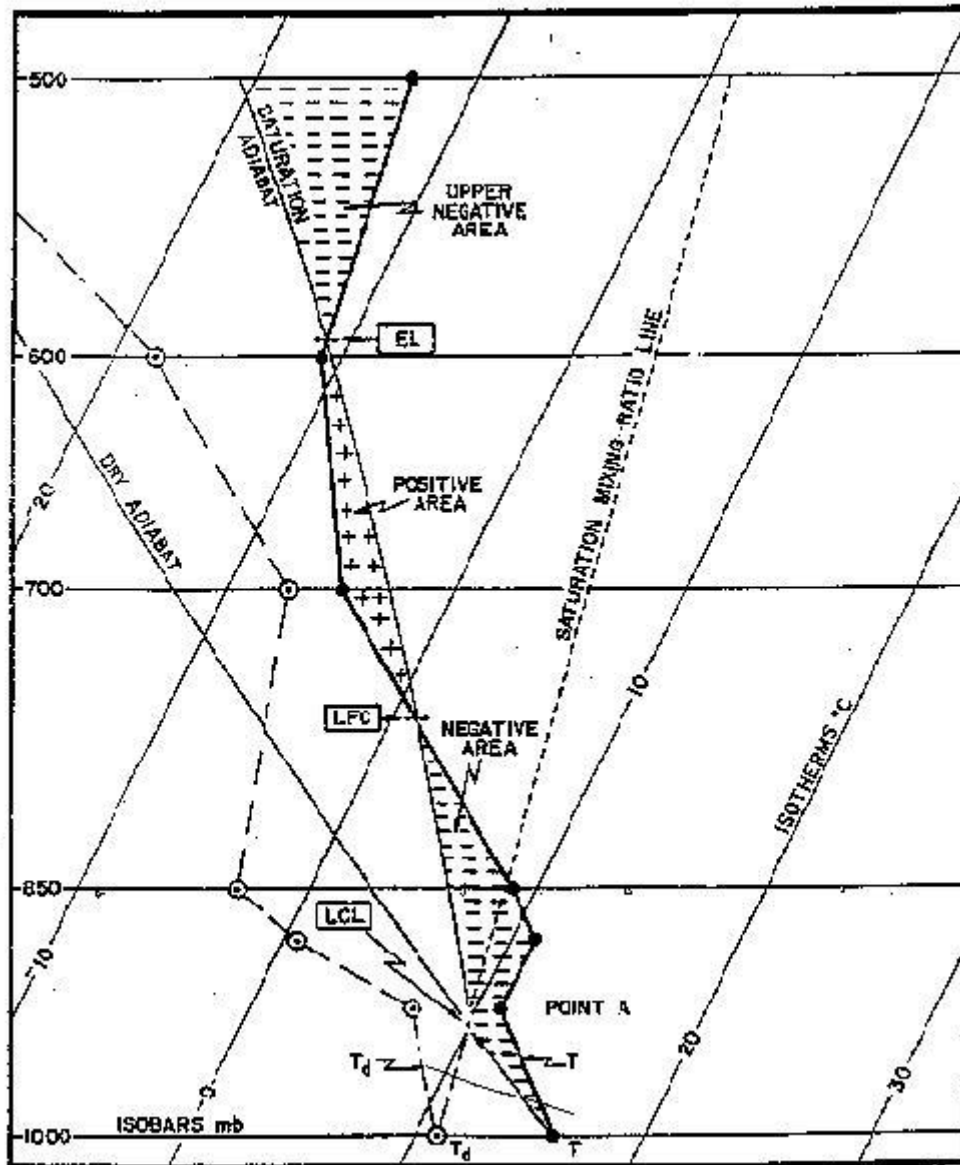


Figura 2

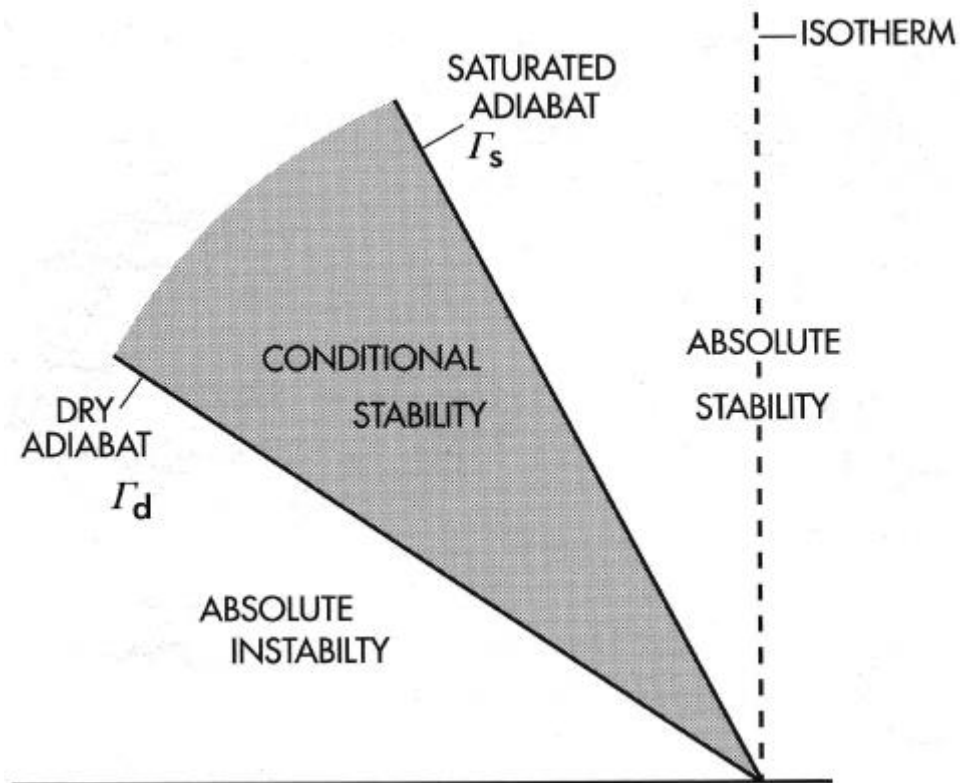
### Determinação de estabilidade

A estabilidade é determinada pela comparação da inclinação da curva de temperatura virtual com:

- i. As adiabáticas secas se a parcela não estiver saturada e

ii. As adiabáticas saturadas se a parcela estiver saturada.

- Na prática, a própria temperatura é usada ao invés de temperatura virtual, o que é bastante razoável exceto em regiões com grandes gradientes de umidade.



*Figura 3*



tende a retorná-la, e portanto essas camadas são estáveis para qualquer deslocamento para baixo.

- Instabilidade convectiva (ou potencial): se a temperatura potencial equivalente diminuir com a altura, existe propensão para instabilidades convectivas, ou seja, para um brusco decréscimo de umidade com a altura (podendo indicar camadas secas sobre camadas úmidas) na presença de levantamento forçado, a chance de ocorrer tempestades severas é grande.

### **Índices de Instabilidade**

Estimativas convenientes a partir de sondagens que podem servir como um bom indicativo para a ocorrência de instabilidades na atmosfera. Em geral, expressões simples de fácil cálculo, considerando diferenças entre variáveis em níveis arbitrários. Não devem ser vistos isoladamente; sua correta interpretação deve levar em conta considerações sinóticas e outros dados, pois caso contrário podem levar a conclusões errôneas.

#### Índice K:

- É uma medida do potencial de tempestades baseado na taxa vertical de variação de temperatura, no conteúdo de umidade na baixa troposfera e na extensão vertical da camada úmida;
- A estimativa do lapse rate é dada pela diferença entre as temperaturas em 850 e 500 hPa;
- O conteúdo de umidade é avaliado pelo ponto de orvalho em 850 hPa;

- A extensão vertical é dada pela depressão na temperatura do ponto de orvalho em 700 hPa;

$$K = [T(850) - T(500)] + Td(850) - Dd(700)$$

- A inclusão da depressão do ponto de orvalho em 700 hPa melhora a estimativa no caso de convecção não severa;
- Este índice é muito usado para avaliar chuvas fortes, pois a presença de camadas úmidas em 850 e 700 hPa implica em bastante água precipitável;
- Quanto mais positivo este índice, maior será a chance de tempestades; lembre-se que os valores de K variam conforme a estação do ano e localizações, mas de uma forma genérica:

< 15	0 %
15 a 20	20 %
21 a 25	20 a 40 %
26 a 30	40 a 60 %
31 a 35	60 a 80 %
36 a 40	80 a 90 %
> 40	perto de 100 %

#### Índice de Showalter:

- Um dos primeiros desenvolvidos, dado em função de apenas 3 parâmetros: a temperatura do ar e do ponto de orvalho em 850hPa e da temperatura do ar em 500hPa;
- Não deve ser usado em regiões montanhosas;
- Após a determinação do NCL a partir de 850h Pa, deve-se seguir uma adiábica saturada e estimar a temperatura atingida em 500hPa;

o índice é dado pela subtração dessa temperatura da temperatura efetivamente observada em 500hPa;

- Quanto mais negativo este índice, maior será o empuxo experimentado pela parcela, e maior chance de ocorrência de tempestades;
- Valores numéricos:

(+1,+3)	algumas tempestades
(-2,+1)	boa chance de trovoadas
(-6,-3)	tempestades severas
< -6	possibilidade de tornado

**obs:** se os valores de temperatura e umidade em 850hPa não forem representativos das condições na camada limite, é preciso enriquecer a análise para não cometer erros: por exemplo, se a camada de ar úmido for até um pouco abaixo dos 850hPa, o Showalter indicará uma estabilidade maior do que o real.

#### Índice levantado:

- Devido às limitações do Showalter, o qual não inclui estimativas do ciclo diurno, foi criado o índice levantado;
- Considera a camada inferior de aproximadamente 100 hPa de espessura, na qual é considerada a previsão de temperatura e também é estimada a razão de mistura média;
- A partir daí determina-se o NCL e segue-se a adiabática saturada até 500 hPa, tendo atingido uma certa temperatura; o índice é dado pela



subtração dessa temperatura da temperatura efetivamente observada em 500hPa, como no Showalter;

- Em geral, são menores do que o Showalter.

#### Melhor índice levantado:

- Análogo ao anterior, mas ao invés de apenas uma estimativa como a descrita acima, utiliza-se duas ou mais na camada desde a superfície até 1600 metros, sendo escolhido o mais instável de todos como representativo;

#### Índice levantado modelado:

- Análogo ao índice levantado;
- Baseia-se em parâmetros derivados de análises ou previsões de modelos numéricos.

#### Índice Totals:

- Dado pela soma de outros dois índices convectivos: o *Vertical Totals* e o *Cross Totals*;
- Vertical Totals: expressa o lapse rate entre duas superfícies, em geral 850 e 500 hPa, sendo que usualmente desenvolvimentos convectivos têm este índice maior do que 26.

$$VT = T(850) - T(500)$$

- Cross Totals: combinação do teor de umidade nos baixos níveis com as temperaturas superiores; usualmente, valores maiores do que 18 indicam (mas não garantem) desenvolvimentos convectivos.

$$CT = Td(850) - T(500)$$

- Assim:

$$Totals = [T(850)+Td(850)] - 2T(500)$$

- É aconselhável checar valores críticos para este índice conforme a região de interesse; de modo geral, o valor crítico é 44. Deve-se ter cuidado ao utilizá-lo, pois é possível que haja grande influência do lapse rate e não tanto do teor de umidade na camada, podendo levar a inferências errôneas.

### Índice SWEAT:

- O *Severe Weather Threat Index* é bastante elaborado, pois é computado a partir de 5 termos:
  - Umidade nos baixos níveis, pelo ponto de orvalho em 850hPa;
  - Instabilidade, através do Totals;
  - Jato de baixos níveis, pelo vento em 850 hPa;
  - Jato de altos níveis, pelo vento em 500 hPa;
  - Advecção quente, entre 850 e 500 hPa;
- É especificamente utilizado para tempestades de ordinárias a severas.

$$SWEAT = 12Td(850) + 20(TT - 49) + 2V(850) + V(500) + 125(S + 0.2)$$

Onde:

- TT é o valor do índice Totals;
- S é função da diferença de direção entre o vento de 500 e o de 850 hPa;

- Os termos negativos são setados para zero e valores acima de 250 são considerados indicativos de condições significativas.

### Índice SPOT:

- Avaliado estatisticamente a partir de dados climatológicos obtidos antes da ocorrência de tempestades.

$$SPOT=(T-60)+(Td-55)+100(30-p)+f(v)$$

Onde:

- T e Td são respectivamente a temperatura de superfície e do ponto de orvalho de superfície (em Fahrenheit);
  - p é a pressão reduzida ao nível do mar, em polegadas;
  - f(v) é função da velocidade do vento na superfície.
- No Brasil, pobre climatologia de ocorrência de tempestades afeta o uso do índice.

### Índice dinâmico:

- Conceitualmente análogo ao índice levantado;
- Considera a camada inferior de 100 hPa de espessura para estimar o nível de condensação convectiva (ao invés de NCL); a partir daí, segue a saturada até 500 hPa e avalia a diferença entre essa temperatura e a efetivamente observada;
- Valores negativos indicam instabilidade condicional enquanto que positivos indicam ambiente estável;

- Note que a condição para a instabilidade é alta temperatura de superfície de modo que a parcela se eleve adiabaticamente seca pelo menos até o nível de condensação convectiva antes de interceptar a curva de T para que forte convecção tome lugar.

#### Índice de energia:

- Considera a integral em área no diagrama Skew T Log p desde a superfície até o nível de equilíbrio (aproximadamente 400 hPa) em camadas discretas;
- Valores positivos (negativos) da soma das áreas são associados a condições instáveis (estáveis).

#### Índice de Fawbush-Miller:

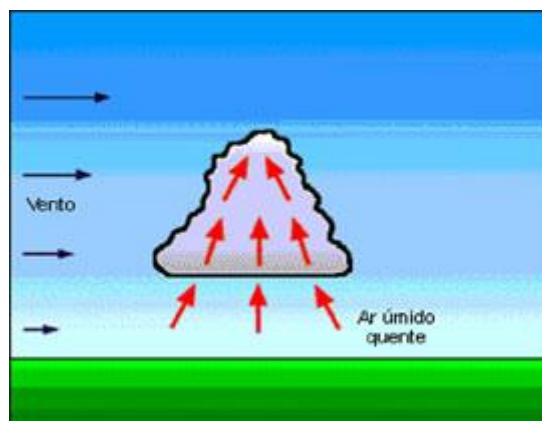
- Envolve considerações sobre uma camada úmida de superfície, definida por um limite superior dado por valores de UR menores do que 65%;
- Para esta, avalia-se a temperatura do bulbo úmido e segue-se pela adiabática saturada até 500 hPa, determinando uma temperatura; a subtração desta da temperatura efetivamente observada é o valor do índice, sendo que valores positivos se referem à estabilidade e negativos, à instabilidade;
- Os valores numéricos deste índice são bastante próximos ao Showalter; o presente índice funciona melhor que o Showalter no caso de camadas úmidas mais rasas.

## Tempestades

- Os Cumulonimbus comuns em tempestades apresentam um ciclo de vida bem definido que duram de 45 minutos a 1 hora;
- Podem ser classificados em estágios de evolução: a fase Inicial, a fase Madura e a fase de Dissipação, como comentado a seguir:

### Fase Inicial

As correntes ascendentes caracterizam o sistema. São alimentadas por convergência de vapor na camada limite numa região onde ar quente e úmido convergem em superfície.

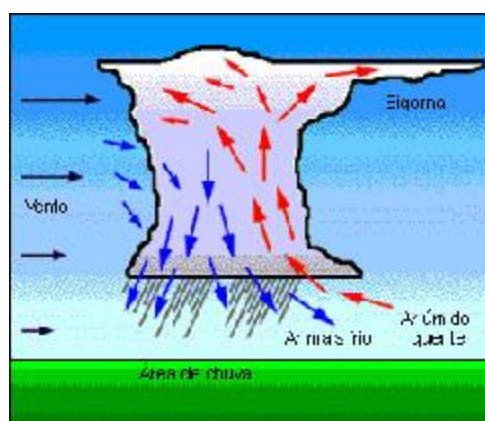


*Figura 5*

### Fase Madura

A fusão de vários elementos num sistema convectivo caracteriza a transição para o estágio maduro. O processo de fusão está associado com o encontro de correntes descendentes induzidas por frentes de rajadas da adjacência das nuvens. A precipitação ocorre uma vez que a nuvem passa além do nível de congelamento. Após um certo período, a acumulação de precipitação na nuvem é muito grande para a corrente de ar ascendente suportar.

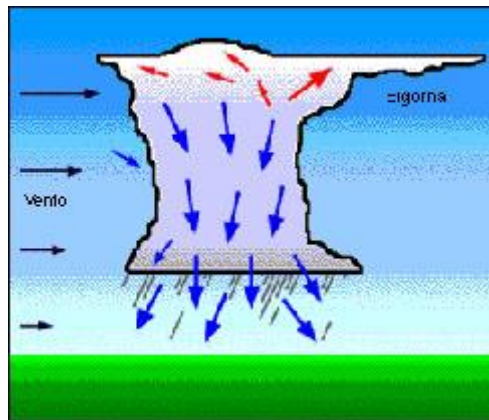
A precipitação caindo causa um arrastamento no ar, iniciando uma corrente de ar descendente. A criação da corrente de ar descendente é ajudada pelo influxo do ar frio e seco rodeando a nuvem, um processo chamado *entranhamento*. Este processo intensifica a corrente de ar descendente, porque o ar acumulado é frio e seco e sendo assim, mais pesado. Até o encontro com a superfície, as correntes descendentes se espalham horizontalmente onde podem erguer o ar quente e úmido para junto do sistema. Na interface entre a corrente descendente fria e densa, e o ar quente e úmido forma-se a frente de rajada. O abaixamento da pressão nos níveis médios como resultado do aquecimento pela liberação de calor latente e o fluxo de ar divergente resulta numa força de gradiente de pressão direcionada para cima que ajuda a sugar ar quente e úmido erguido pela frente de rajada até a altura do nível de convecção livre. A velocidade de propagação da frente de rajada aumenta à medida que a profundidade do fluxo de ar de saída aumenta e a temperatura do mesmo diminui. O sistema ótimo é aquele em que a velocidade da frente de rajada é próxima à velocidade da tempestade em si.



*Figura 6*

## Fase de Dissipação

Quando a frente de rajada se distancia do sistema, o ar erguido não entra mais na corrente ascendente, deixando de alimentar o sistema que começa a dissipar. É caracterizado por correntes descendentes nas porções inferiores. A intensidade da chuva diminui, remanescendo chuva leve de caráter estratiforme.



*Figura 7*

## **Parâmetros para previsão de tempestades**

### Temperatura

- A estrutura térmica da atmosfera deve ser condicionalmente instável;
- Sua magnitude é importante, pois define a capacidade do ar em armazenar e transportar umidade;
- Os casos extremos ocorrem quando o ar tem uma inversão do tipo subsidência, característica frequentemente associada ao cisalhamento vertical do vento.

### Umidade

- Deve haver grande disponibilidade, em geral causada pela invasão de uma massa úmida nos níveis baixos;

- As tempestades mais severas apresentam camadas secas em níveis médios sobre a camada úmida inferior ou mesmo a barlavento desta, de modo a provocar instabilidade convectiva.

### Vento

- Ventos fortes em níveis médios são necessários, exceto em regiões tropicais onde o jato de baixos níveis é suficiente;
- Em geral, a intersecção de jatos de baixos e altos níveis com um ângulo próximo de 90 graus determina uma região propícia para ocorrências de complexos convectivos.

### Levantamento do Ar

- Eventos extremos com granizo e ventos intensos estão relacionados a mecanismos de levantamento de ar potencialmente instável próximo à superfície, o qual pode ser gerado por:
  - Frente fria;
  - Linha de instabilidade pré-frontal;
  - Frente quente;
  - Frente fria em altitude;
  - Pseudo frente ou frente de rajada formada pela ação conjunta das correntes descendentes de um aglomerado de tempestades ou complexo convectivo de mesoescala;
  - Intersecção de duas linhas de atividade, como uma linha de instabilidade e uma frente quente.

### Nível de Congelamento

- A altura em que a temperatura do bulbo úmido atinge 0°C é muito bem correlacionada com o grau de severidade da tempestade:



- Se for abaixo de 1500 m ou acima de 3500 m, a ocorrência de granizo e ventos fortes é muito baixa;
- Se for cerca de 2500 m acima da superfície, há grandes chances de ventanias e granizo.

*Tabela 1:* Sumário dos parâmetros chave para atividade de tempestades.

<b>Ordem</b>	<b>Parâmetro</b>	<b>Fraca</b>	<b>Moderada</b>	<b>Forte</b>
<b>1</b>	vorticidade em 500hPa	advecção de vorticidade > ou = 0	advecção de vorticidade < 0	advecção de vorticidade << 0
<b>2</b>	estabilidade Showalter Totals	-2 50	-3 a -5 50 a 55	< -6 > 55
<b>3</b>	níveis médios jato cisalhamento horizontal	35 kt 15kt/150km	35 a 50 kt 15 a 30 kt/150km	> 50 kt > 30 kt/150km
<b>4</b>	níveis altos jato cisalhamento horizontal	55 kts 15kt/150km	55 a 85 kt 15 a 30 kt/150km	> 85 kt > 30kt/150km
<b>5</b>	jato de baixos níveis	20 kt	25 a 34 kt	> 35 kt
<b>6</b>	umidade em baixos níveis	8 g/kg	8 a 12 g/kg	> 12 g/kg
<b>7</b>	máxima temperatura em 850hPa	a sotavento do máximo de umidade na superfície	sobre o máximo de umidade na superfície	a barlavento do máximo de umidade na superfície
<b>8</b>	ar seco em 700hPa	T-Td < 6°C vento fraco	T-Td > 6°C vento > 15kt	T-Td > 6°C vento > 25 kt
<b>9</b>	tendência da pressão 12hrs		-1 a -5 hPa	< -5 hPa
<b>10</b>	tendência do geopotencial 500hPa	-30m/12hrs	-30 a -60 m/12hrs	< -60 m/12hrs
<b>11</b>	altura onde Tw=0°C	> 3500 m < 1500 m	1500 a 2100 m 2700 a 3500 m	2100 a 2700 m
<b>12</b>	pressão reduzida ao NMM	> 1010 hPa	1010 a 1005 hPa	< 1005 hPa
<b>13</b>	Td na superfície	< 15°C	15 a 19°C	> 20°C

## Processos físicos e CAPE

A Tempestade é sustentada pelo empuxo proveniente das correntes ascendentes. À medida que calor latente é liberado com a condensação do vapor, há formação gotículas, que congelam quando super-resfriadas ocorrendo deposição de vapor nos cristais de gelo. O empuxo é determinado pela diferença de temperatura da corrente ascendente e do ambiente multiplicado pela aceleração da gravidade, é uma medida local da aceleração da corrente ascendente, e é regulado pela estabilidade do ambiente e da turbulência entre a corrente ascendente e o meio seco. A magnitude real da força da corrente ascendente é determinada pela integral do empuxo que a corrente sofre à medida que sobe da base da nuvem até uma determinada altura na atmosfera. O empuxo integrado na atmosfera é chamado Energia Potencial Convectiva Disponível (Convective Available Potential Energy) ou CAPE. No geral, quanto maior é o CAPE, maior é a força das correntes ascendentes da tempestade.

$$CAPE = \int_{NCE}^{NPE} g \left( \frac{T_p - T_A}{T_A} \right) dz$$

Onde:

*NPE*: Nível de Perda de Empuxo (próximo à tropopausa);

*NCE*: Nível de Convecção Espontânea;

$T_p$ : Temperatura da parcela;

$T_A$ : Temperatura do ambiente;

$g$ : aceleração da gravidade.

O índice CAPE fornece uma medida da máxima energia cinética possível que uma parcela estaticamente instável pode adquirir, assumindo que a parcela ascende sem mistura com o ambiente e se ajusta instantaneamente à pressão do ambiente.

Segundo Silva Dias, M.A.F. (1987) as tempestades mais severas em termos de produção de ventanias e granizo ocorrem em condições de grande cisalhamento vertical do vento. Quando o cisalhamento do vento é forte, a tempestade é mais intensa, organizada e persistente. O cisalhamento vertical do vento provoca uma inclinação da corrente ascendente, e a precipitação pode então ocorrer no ar claro debaixo da corrente ascendente, especialmente na média troposfera dando origem às correntes descendentes. Se o Cumulonimbus se mover com uma velocidade que está entre a velocidade do vento nos níveis baixos, médios e altos, as correntes verticais serão então alimentadas por correntes de ar potencialmente quente nos baixos níveis, e potencialmente frio nos níveis médios e altos.

## **Referências**

The Skew T, Log p diagram - National Weather Service Training Center.

Análise de Estabilidade - Introdução ao uso de modelos diagnósticos para previsão do tempo - Curso de Extensão Universitária - DCA/IAG/USP, 1986.

Sites:

<http://www.sundogpublishing.com/AtmosThermo/Resources/SkewT.html>