



# DESENVOLVIMENTO DE SERVIÇOS CLIMÁTICOS PARA RECURSOS SOLAR E EÓLICO PARA DIVERSAS ESCALAS E PÓSSIVEIS IMPACTOS DE ALTERAÇÕES CLIMÁTICAS

Relatório 2/5 - Revisão Bibliográfica: Sistemas Meteorológicos que Atuam no Brasil e seus Impactos nos Recursos Solar e Eólico

Graziela Luzia

Elaborado por: **Graziela Luzia**

Essa publicação foi realizada por uma equipe formada por consultores independentes sob a coordenação da Cooperação Alemã para o Desenvolvimento Sustentável, por meio do projeto Ampliação dos Serviços Climáticos para Investimentos em Infraestrutura (CSI).

Este projeto foi pactuado no âmbito da Cooperação Alemã para o Desenvolvimento Sustentável, por meio da parceria entre o Ministério do Meio Ambiente do Brasil e a Deutsche Gesellschaft für Internationale Zusammenarbeit GmbH (GIZ), no âmbito da Iniciativa Internacional para o Clima (IKI, sigla em alemão), do Ministério Federal do Meio Ambiente, Proteção da Natureza e Segurança Nuclear (BMU, sigla em alemão).

Participaram desse processo o Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), a Empresa Eletrosul/ Eletrobrás e a Defesa Civil de Santa Catarina.

Todas as opiniões aqui expressas são de inteira responsabilidade dos autores, não refletindo necessariamente a posição da GIZ e do MMA. Este documento não foi submetido à revisão editorial.

#### **EQUIPE TÉCNICA - MMA**

Hugo do Valle Mendes (coordenação)  
Adriana Brito da Silva  
Jaqueline Leal Madruga

#### **EQUIPE TÉCNICA - GIZ**

Ana Carolina Câmara (coordenação)  
Eduarda Silva Rodrigues de Freitas  
Pablo Borges de Amorim

#### **EQUIPE TÉCNICA - EPE**

Angela Livino  
Jeferson Soares  
Gustavo Brandão  
Haydt de Souza

#### **INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS**

André Rodrigues Gonçalves  
Rodrigo Costa

#### **Ministério do Meio Ambiente**

Esplanada dos Ministérios, Bloco B, Brasília/DF, CEP  
70068-901  
Telefone: + 55  
61 2028-1206

#### **Deutsche Gesellschaft für Internationale Zusammenarbeit (GIZ) GmbH**

Sede da GIZ: Bonn e Eschborn  
GIZ Agência Brasília  
SCN Quadra 01 Bloco C Sala 1501  
Ed. Brasília Trade Center - 70.711-902 Brasília/DF  
T + 55-61-2101-2170  
E [giz-brasilien@giz.de](mailto:giz-brasilien@giz.de)  
[www.giz.de/brasil](http://www.giz.de/brasil)

A encargo de:

**Ministério Federal do Ambiente, Proteção da Natureza e Segurança Nuclear (BMU) da Alemanha**

BMU Bonn:

Robert-Schuman-Platz 3  
53175 Bonn, Alemanha  
T +49 (0) 228 99 305-0

Diretora de Projeto:

**Ana Carolina Câmara**

T +55 61 9 99 89 71 71

T +55 61 2101 2098

E [ana-carolina.camara@giz.de](mailto:ana-carolina.camara@giz.de)



## SUMÁRIO

LISTA DE FIGURAS .....	2
LISTA DE TABELAS .....	5
1. INTRODUÇÃO .....	6
2. CONCEITOS GERAIS EM METEOROLOGIA .....	8
2.1 O Sol como fonte de energia.....	9
2.2 Circulação geral atmosférica .....	11
2.3 Tempo e clima .....	13
2.4 Estrutura vertical da atmosfera .....	16
2.5 Escala espacial e temporal em meteorologia .....	18
2.6 Irradiação solar .....	20
2.7 Vento.....	29
3. SISTEMAS METEOROLÓGICOS QUE ATUAM NO BRASIL.....	41
3.1 Zona de Convergência Intertropical do Atlântico .....	41
3.2 Vórtices Ciclônicos de Altos Níveis .....	44
3.3 Distúrbios Ondulatórios de Leste .....	47
3.4 Linhas de Instabilidade.....	50
3.5 Zona de Convergência do Atlântico Sul .....	53
3.6 Ciclones.....	56
3.7 Jatos de Altos Níveis.....	61
3.8 Frentes Frias.....	63
3.9 Jatos de Baixos Níveis .....	65
3.10 Complexos Convectivos de Mesoescala .....	68
3.11 Bloqueios .....	70
4. CLIMAS DO BRASIL .....	72
4.1 Variabilidade Sazonal .....	72
4.2 Variabilidade Intrassazonal .....	76
4.3 Variabilidade Interanual .....	77
5. IMPACTO DOS SISTEMAS METEOROLÓGICOS SOBRE OS RECURSOS SOLAR E EÓLICO.....	78
6. CONSIDERAÇÕES FINAIS.....	84
7. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS .....	86

## LISTA DE FIGURAS

<b>Figura 1.</b> Potência instalada no Brasil.....	6
<b>Figura 2.</b> Relação entre meteorologia e os aspectos energéticos.....	8
<b>Figura 3.</b> Média anual (1980-2008) da temperatura do ar (°C) a 2 metros de altura.....	10
<b>Figura 4.</b> Representação esquemática da circulação geral atmosférica. ....	13
<b>Figura 5.</b> Janelas atmosféricas. As faixas de comprimento de onda da radiação na qual a atmosfera possui alta (baixa) transmissão (absorção) são chamadas de janelas atmosféricas. Na figura se vê destacadas uma janela atmosférica na região do visível e uma na região do rádio. A atmosfera absorve fortemente a radiação gama, raios X e ultravioleta, de modo que não podemos medir estas radiações do solo.....	16
<b>Figura 6.</b> a) Perfil vertical de pressão (hPa), densidade (kg/m <sup>3</sup> ) e livre caminho médio (m); b) Representação das camadas de uma atmosfera típica de latitudes médias.....	17
<b>Figura 7.</b> Escala meteorológica.....	19
<b>Figura 8.</b> Espectro da radiação solar com detalhamento da faixa do espectro visível. ....	20
<b>Figura 9.</b> Variabilidade do fotoperíodo ao longo do ano em função da latitude.....	21
<b>Figura 10.</b> Representação esquemática dos processos radiativos na atmosfera.....	23
<b>Figura 11.</b> Espectro eletromagnético da radiação solar no topo da atmosfera (linha azul) e depois de sofrer atenuação pelos processos radiativos (área verde). Para comparação é apresentada uma curva de emissão de um corpo negro a 6.000 K (linha tracejada), que é equivalente a temperatura do Sol.....	23
<b>Figura 12.</b> Tipos de nuvens.....	24
<b>Figura 13.</b> Parâmetro de tamanho $x$ como função do comprimento de onda ( $\lambda$ ) da radiação incidente e do raio $r$ da partícula.....	26
<b>Figura 14.</b> Distribuição angular da radiação em comprimento de onda no visível (0,5 $\mu\text{m}$ ) espalhada por uma partícula esférica com raio de a) 10 <sup>-4</sup> $\mu\text{m}$ , b) 0,1 $\mu\text{m}$ e c) 1 $\mu\text{m}$ .....	27
<b>Figura 15.</b> Eficiência de espalhamento $K_\lambda$ em função do parâmetro de tamanho $x$ da partícula, plotado em escala logarítmica, para quatro índices de refração com $m_r = 1,5$ e $m_i$ variando de 0 até 1.....	28
<b>Figura 16.</b> Representação esquemática do vento geostrófico.....	31
<b>Figura 17.</b> Representação esquemática do vento gradiente. ....	33
<b>Figura 18.</b> Esquema comparando (a) vento em altos níveis (sem atrito) com (b) ventos na superfície (com atrito).....	33
<b>Figura 19.</b> Circulação ciclônica e anticiclônica em superfície.....	34
<b>Figura 20.</b> correntes de ar associados a ciclones e anticiclones.....	35
<b>Figura 21.</b> Representação esquemática da brisa a) marítima e b) continental..	37

<b>Figura 22.</b> Representação esquemática da brisa a) de vale e b) de montanha.....	39
<b>Figura 23.</b> a) ZCIT vista na imagem de satélite (superior); b) deslocamento sazonal médio da ZCIT (inferior).....	42
<b>Figura 24.</b> Representação esquemática do posicionamento da ZCIT em a) anos secos e b) anos chuvosos no NEB. A circulação dos sistemas de alta pressão (A) de ambos os hemisférios está indicada por setas, também representando os ventos alísios de nordeste no HN e de sudeste no HS.....	44
<b>Figura 25.</b> Linha de instabilidade no canal infravermelho as 21UTC.....	51
<b>Figura 26.</b> ZCAS no canal infravermelho realçada.....	55
<b>Figura 27.</b> Ciclo de vida dos ciclones extratropicais considerando o HS. a) escoamento estacionário, b) perturbação inicial do escoamento, c-d) crescimento da perturbação ciclônica, e) perturbação ciclônica iniciando a oclusão, f) oclusão atinge máxima intensidade, g) ciclone totalmente ocluso e h) decaimento do sistema.....	57
<b>Figura 28.</b> Modelo conceitual do desenvolvimento de um ciclone extratropical no HS. A esquerda, as linhas pretas com setas representam a altura geopotencial em 500 hPa, as linhas pretas com triângulos (semicírculos) preenchidos representam as frentes frias (frentes quentes), as letras A e B em negrito indicam a localização dos centros de alta e baixa em 500 hPa, respectivamente, e a letra B em vermelho a localização do ciclone em superfície. A região hachurada mostra a nebulosidade associada às frentes e com o ciclone. O quadro da direita é um complemento à ideia tridimensional da atmosfera, pois indica o escoamento atmosférico em 300 hPa (linhas pretas com setas), o jato em altos níveis (linha preta mais espessa) e as frentes em superfície. ....	58
<b>Figura 29.</b> Distribuição anual de frequências de ciclogênese.....	60
<b>Figura 30.</b> Posição média e variabilidade do JST (esquerda) e do JP (direita) para o inverno e verão. ....	62
<b>Figura 31.</b> Posicionamento do JP em relação a frente fria.....	63
<b>Figura 32.</b> Posicionamento do JP em relação a ciclogênese.....	63
<b>Figura 33.</b> Modelo de uma superfície frontal fria, com o conjunto típico de nuvens associadas.....	64
<b>Figura 34.</b> Frente fria no canal infravermelho do GOES-16. Fonte: página Climatempo.....	65
<b>Figura 35.</b> Representação esquemática dos JBN.....	68
<b>Figura 36.</b> CCM sobre a região sul.....	69
<b>Figura 37.</b> Diagrama representativo de bloqueio atmosférico. O padrão de bloqueio pode ser do tipo dipolo (superior) ou do tipo ômega (inferior). No hemisfério sul o segundo tipo assume um padrão de “ômega invertido”.....	71
<b>Figura 38.</b> Classificação climática para o Brasil segundo Köppen. ....	73
<b>Figura 39.</b> Médias anuais de precipitação.....	74
<b>Figura 40.</b> Médias anuais de temperatura.....	74

- Figura 41.** a) diagrama esquemático da propagação zonal para leste da OMJ e b) estrutura vertical da célula de circulação zonal associada à OMJ..... 77
- Figura 42.** Distribuição de ocorrência dos sistemas meteorológicos para primavera-verão (superior) e outono-inverno (inferior) ..... 80

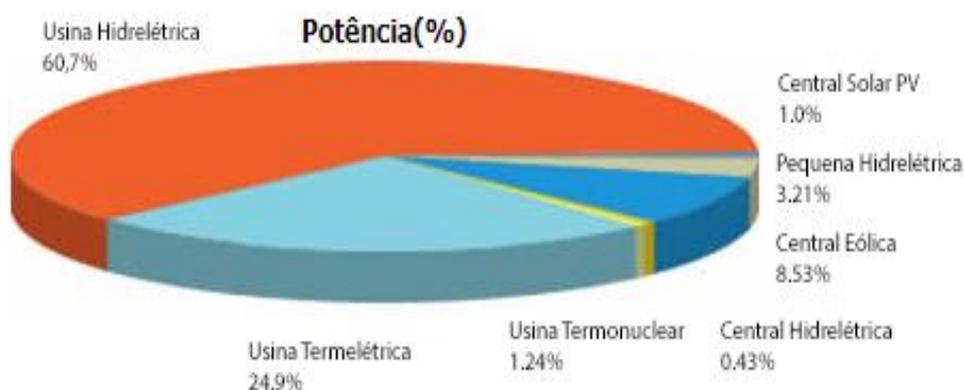
## LISTA DE TABELAS

<b>Tabela 1.</b> Escala de Beaufort .....	40
<b>Tabela 2.</b> Especificações do critério de Bonner (1968) .....	66

## 1. INTRODUÇÃO

A capacidade de geração de energia elétrica do sistema elétrico brasileiro atingiu, em 2018, a marca aproximada de 160 GW e, embora essencialmente de fontes de origem hidrotérmica, a marca foi atingida com a participação das diversas fontes de energia conforme ilustrado na Figura 1 (ANEEL, 2018). Com base na série histórica do consumo de eletricidade no Brasil (EPE, 2016), existe uma previsão de crescimento da demanda na ordem de 200% para os próximos 30 anos. Devido às características de suscetibilidade do recurso hídrico em conjunto com o crescimento da demanda de eletricidade, torna-se necessário diversificar as fontes de energia que compõem a matriz elétrica brasileira, ao mesmo tempo em que se busca aproveitar fontes de recursos que causem baixo impacto ao meio ambiente.

Enquanto as fontes hidrotérmicas são consideradas fontes firmes capazes de garantir o atendimento da demanda de carga típica do sistema, as fontes renováveis como a eólica e a solar são consideradas fontes intermitentes de energia devido à variabilidade temporal elevada associada às condições meteorológicas presentes no local da planta (PEREIRA *et al.*, 2017).



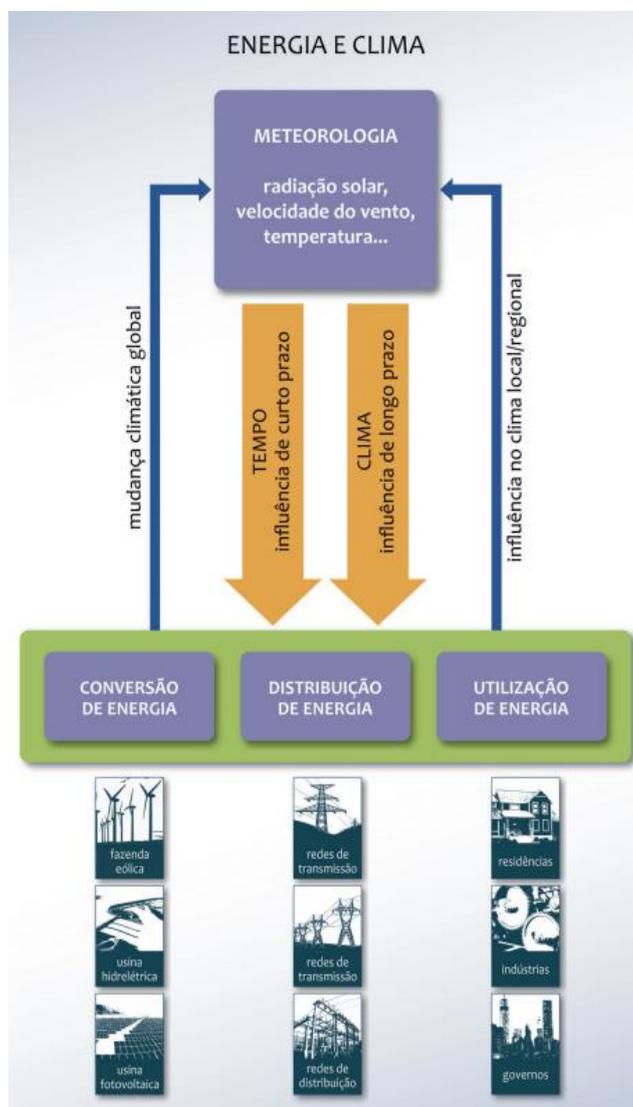
**Figura 1.** Potência instalada no Brasil. Fonte: ANEEL/BIG. Disponível em <<http://www2.aneel.gov.br/aplicacoes/capacidadebrasil/>>. Acesso nov. 2018.

A expansão da participação das fontes de energias renováveis demanda um aprimoramento de métodos científicos para a produção de informações meteorológicas específicas para o planejamento e controle de sistemas de energia, tomando em consideração as condições ambientais características do território brasileiro. A disponibilidade e a variabilidade dos recursos solar e eólico estão fortemente relacionadas às condições de tempo e clima da região, uma vez que sistemas meteorológicos provocam alterações na nebulosidade, nos regimes dos ventos, nas concentrações dos gases e aerossóis, entre outros fatores. O conhecimento da variabilidade climática se faz importante não apenas para o planejamento energético, mas também para estudos de viabilidade econômica e técnica de projetos que visem inserir essas fontes renováveis na matriz elétrica brasileira. Para isso, é preciso levar em conta os impactos climáticos de curto, médio e longo prazo, como os resultantes de variações da cobertura de nuvens, da frequência de ventos com velocidade acima dos valores tolerados nos aerogeradores e de outros fenômenos que podem acarretar perdas nas estruturas de captação/conversão de energia, como tempestades, ocorrência de granizo, etc.

Os aspectos meteorológicos, em suas diferentes escalas de tempo, afetam não apenas na etapa de conversão, mas também de distribuição e em aspectos sociais da utilização de energia. Assim como também é fato bastante conhecido que a forma como utilizamos energia afeta o sistema climático. A Figura 2 representa esquematicamente estas relações entre a meteorologia e os aspectos da conversão, distribuição e utilização de energia em diferentes escalas de tempo e espaço.

Na seção seguinte, é apresentada uma revisão dos conceitos básicos em meteorologia que são fundamentais para a compreensão das demais seções; um panorama dos sistemas meteorológicos que atuam sobre o território brasileiro nas diversas escalas temporais e espaciais é também

apresentado, seguido de uma discussão a respeito dos impactos dos sistemas meteorológicos nos recursos energéticos eólico e solar.



**Figura 2.** Relação entre meteorologia e os aspectos energéticos.  
Fonte: Pereira et al. (2017)

## 2. CONCEITOS GERAIS EM METEOROLOGIA

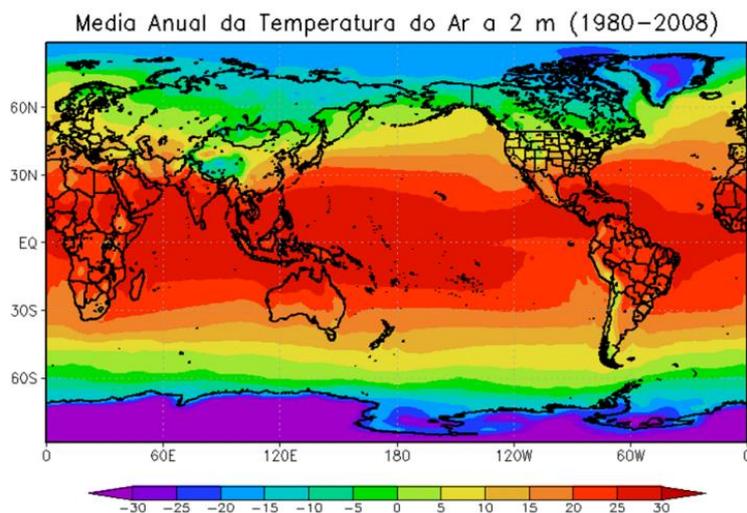
O Brasil possui grande extensão latitudinal, ocupando desde áreas equatoriais até latitudes médias e, por esse motivo, diferentes regimes climáticos são encontrados no país. Nesta seção, são apresentados tópicos de conhecimentos gerais em meteorologia. Também é

introduzida alguma terminologia que será utilizada nas próximas seções e conceitos básicos para o entendimento do tempo e clima vigentes no Brasil e os impactos dos sistemas meteorológicos nos recursos solar e eólico.

## **2.1 O Sol como fonte de energia**

O Sol é a principal fonte de energia do planeta Terra. A energia que chega aquece primeiramente a superfície terrestre e depois, por intermédio de alguns processos físicos entre a superfície e a atmosfera, o ar adjacente também é aquecido. Entretanto, devido à forma quase esférica da Terra, o aquecimento não ocorre de maneira uniforme entre equador e polos. Os raios solares atingem a região tropical quase que perpendicularmente à superfície, enquanto nas regiões mais próximas aos polos a incidência é oblíqua, de tal maneira que a concentração de energia por unidade de área que chega nas proximidades do equador é maior do que a que chega nos polos (Figura 3).

O padrão espacial da temperatura média do ar próxima à superfície, mostrado na Figura 3, não é constante ao longo do ano, pois ocorre uma migração latitudinal das regiões mais quentes em função da inclinação do eixo de rotação da Terra em relação ao seu plano orbital e do movimento de translação do planeta ao redor do Sol. À medida que a Terra realiza o movimento de translação, o seu eixo de inclinação permite que um dos hemisférios fique mais exposto ao Sol, configurando as quatro estações do ano.



**Figura 3.** Média anual (1980-2008) da temperatura do ar ( $^{\circ}\text{C}$ ) a 2 metros de altura. Dados obtidos da reanálise do NCEP/NCAR. Adaptado de Reboita et al. (2012).

Devido a quantidade de nuvens existente na região tropical, nem toda energia recebida do Sol é emitida pela superfície da Terra de volta para o espaço. Uma parte é absorvida pelas nuvens e então reemitida de volta, fazendo com que haja um saldo positivo de energia. Por outro lado, devido à presença de gelo/neve nas regiões polares, graças a uma quantidade chamada albedo (quociente entre o fluxo de radia o solar refletido e o fluxo incidente), que nos polos é de cerca de 0.8, estas regiões emitem mais do que recebem, acarretando um saldo negativo de energia. Este aquecimento diferencial da atmosfera induz a forma o dos ventos que transportam ar quente e úmido da região tropical para os polos e também transportam ar frio e seco dos polos para a região tropical. No oceano, há gera o das correntes marítimas com processo de transferência de calor entre trópicos e polos, similar ao da atmosfera (REBOITA *et al.*, 2012). Essa circula o gerada é um mecanismo do sistema terrestre para redistribuir a energia e manter o equilíbrio térmico da Terra.

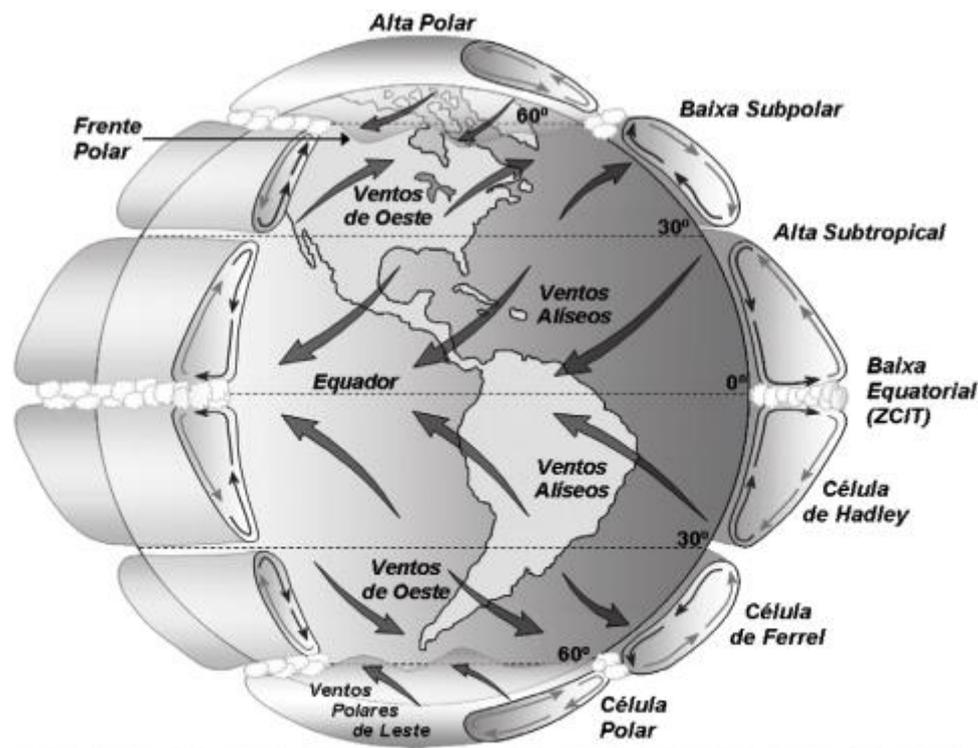
## 2.2 Circulação geral atmosférica

Na região equatorial, o intenso aquecimento solar causa a ascensão do ar que, carregando umidade favorece a formação de muitas nuvens e chuva. Quando o ar sobe e atinge a alta troposfera (~10 km de altura), desloca-se em direção aos polos de ambos os hemisférios. Neste deslocamento, o ar sofre resfriamento e torna-se mais denso, causando em algum ponto a sua subsidência (movimento descendente), normalmente próximo de 20° - 30° de latitude em ambos os hemisférios. Este processo aumenta o peso da coluna atmosférica no local e dá origem a um cinturão de alta pressão em superfície, conhecido como “alta subtropical” (Figura 4). O movimento de subsidência inibe a formação de nuvens e precipitação. É nesta região de alta pressão que se localizam os principais desertos do globo (Saara, Atacama, Kalahari, entre outros) (REBOITA *et al.*, 2012).

O ar que subside, ao atingir a superfície, forma um ramo que se move para os polos e outro que retorna para o equador. Este último faz parte de uma célula de circulação fechada chamada Célula de Hadley. Em função da Terra não ser um referencial em repouso em relação aos movimentos realizados em sua superfície, é preciso uma (pseudo) força inercial para explicar os desvios sofridos por corpos em movimento descrito pela mecânica clássica. Trata-se da força de Coriolis, que faz com que os ventos que estejam se dirigindo ao equador sejam desviados para a esquerda no hemisfério sul (HS) e para a direita no hemisfério norte (HN), dando origem aos ventos alísios de sudeste (no HS) e de nordeste (no HN). Os ventos alísios, ao dirigirem-se para o equador em baixos níveis, convergem dando origem à Zona de Convergência dos Alísios, coincidindo com a região onde ocorre a Zona de Convergência Intertropical e a Zona do Cavado Equatorial (ou Baixa Equatorial), que é também chamado de equador meteorológico.

Uma parte dos ventos que subsidem, próximo de 20° - 30° de latitude, em ambos os hemisférios, se dirige para o polo. Devido a ação da força de Coriolis e os desvios associados em cada hemisfério, surgem os ventos de oeste em superfície nas latitudes médias. Próximo de 60° de latitude, estes ventos convergem com os ventos provenientes do polo em direção ao equador e o local onde ocorre a convergência é conhecido como região da Frente Polar (ou Baixa Subpolar). Esta é uma região de encontro de massas de ar frias e secas de origem polar com massas de ar quente e úmidas de origem tropical/subtropical, que favorece a formação de frentes e ciclones extratropicais (REBOITA *et al.*, 2012). A parte destes ventos que retorna, fechando a circulação em 20° - 30° recebe o nome de Célula de Ferrel e a circulação fechada que se forma dos polos até a região da Frente Polar recebe o nome de Célula Polar.

A Figura 4 representa esquematicamente todas estas faixas latitudinais, porém é importante destacar que se trata de um dentre outros modelos e de uma representação simplificada, considerando o globo como sendo homogêneo (superfície sem diferenças na topografia, cobertura superficial, distribuição continentes/oceanos e sem considerar as variações sazonais dos cinturões de altas e baixas pressões). Uma descrição mais detalhada dos modelos de circulação geral confrontados com aspectos reais das circulações meridionais no globo, pode ser encontrado em Varejão-Silva (2006).



**Figura 4.** Representação esquemática da circulação geral atmosférica.  
Fonte: Martins et al. (2008).

### 2.3 Tempo e clima

O termo “tempo” é utilizado para se referir ao estado momentâneo da atmosfera, enquanto o termo “clima” se refere ao estado médio da atmosfera, que é obtido por meio da média dos eventos de tempo durante um longo período. A Organização Meteorológica Mundial (WMO) define como clima, médias com período de pelo menos 30 anos. Cada região do globo possui características peculiares (fatores climáticos), como latitude, altitude, distância em relação aos corpos d’água e tipo de cobertura da superfície, que acabam influenciando o tempo e conseqüentemente o clima (REBOITA *et al.*, 2012).

**Latitude:** as regiões mais próximas do equador recebem mais energia solar (são mais aquecidas) do que as mais afastadas em função do ângulo de incidência dos raios solares sobre a superfície do planeta.

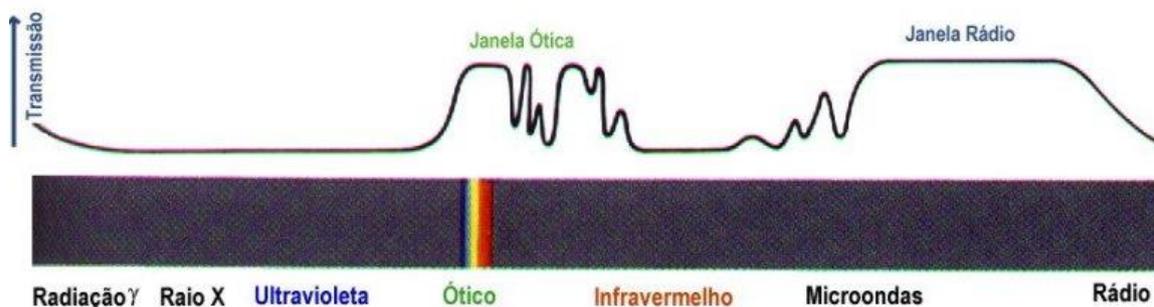
**Altitude:** a temperatura do ar decresce com a altitude até aproximadamente 10 km de altura, onde se localiza a parte superior da troposfera e a uma taxa de cerca de  $-6,5$  °C/km (Seção 2.4). O aquecimento da troposfera não depende exclusivamente da energia proveniente do Sol. De toda energia que chega ao topo da atmosfera, quase 51% é transmitida e então absorvida pela superfície terrestre, 30% é refletida para fora da atmosfera (tanto pela própria superfície, como pelo topo das nuvens e outros elementos que constituem a atmosfera) e 19% é absorvida pela atmosfera (REBOITA *et al.*, 2012). A troposfera é também aquecida a partir da superfície via 3 processos: condução, convecção e transferência radiativa. O ar em contato com a superfície aquece por condução e o ar mais acima se aquece por convecção (o ar mais quente próximo à superfície é menos denso e pode “boiar” sobre o ar mais frio e denso e, com isso, formam-se correntes de convecção em que o ar quente é sistematicamente substituído pelo ar frio e vice-versa). As camadas superiores da troposfera aquecem devido à absorção da radiação que é reemitida pela superfície terrestre. Uma vez que a atmosfera é praticamente transparente à radiação de onda curta proveniente do Sol (Figura 5), mas interage com a radiação de onda longa, também proveniente do Sol e a que é reemitida pela superfície terrestre, os gases dióxido de carbono e vapor d'água promovem o aquecimento da troposfera. Devido ao efeito da gravidade, a densidade da atmosfera diminui com a altura e o aquecimento pelo efeito da radiação absorvida pelos componentes presentes na atmosfera vai diminuindo com a altura também. Isto explica porque em regiões montanhosas costuma fazer mais frio do que regiões mais baixas, em uma mesma latitude.

**Distância dos oceanos:** a capacidade térmica da água é bem maior do que a capacidade térmica da superfície continental. A água necessita quatro vezes mais energia para aquecer do que a terra. Portanto, o tempo necessário para aquecer e resfriar a água é maior do que para a

terra. Assim, a grande capacidade térmica dos corpos d'água diminui as variações de temperatura ao longo do dia nas áreas continentais vizinhas, tanto pela proximidade quanto pela grande quantidade de vapor d'água que é liberada na atmosfera. Maior quantidade de vapor d'água significa maior absorção de radiação infravermelha e as temperaturas do ar não baixam muito. Há também o efeito das correntes oceânicas, que pode ter um efeito moderador sobre um clima frio, como é o caso da corrente do Atlântico Norte, que torna o clima europeu menos frio do que regiões de latitudes mais baixas na América do Norte.

**Tipo de superfície:** como já mencionado, o albedo determina o quanto de radiação que uma superfície é capaz de refletir (e a fração que consegue absorver). Superfícies com maior albedo aquecem menos do que as de menor albedo, a exemplo das calotas polares que refletem aproximadamente 80% da radiação solar incidente. Já superfícies florestadas refletem entre 5 e 20% da energia solar incidente.

**Sistemas predominantes de vento e pressão:** baseado no modelo conceitual de circulação geral da atmosfera (Figura 4), em alguns lugares do globo existe convergência dos ventos em superfície. Nestes locais, em geral, o clima é mais chuvoso, tendo-se em vista que são regiões de formação de frentes e ciclones (baixas subtropicais) ou de convergência dos ventos alísios de sudeste com os de nordeste (Zona de Convergência Intertropical). De maneira oposta, regiões de divergência em superfície, graças aos movimentos subsidentes do ar, têm a formação de nuvens e precipitação inibida, sendo normalmente os lugares mais secos do globo.



**Figura 5.** Janelas atmosféricas. As faixas de comprimento de onda da radiação na qual a atmosfera possui alta (baixa) transmissão (absorção) são chamadas de janelas atmosféricas. Na figura se vê destacadas uma janela atmosférica na região do visível e uma na região do rádio. A atmosfera absorve fortemente a radiação gama, raios X e ultravioleta, de modo que não podemos medir estas radiações do solo. Fonte: Astronomia e Astrofísica UFRGS. Disponível em <[astro.if.ufrgs.br/rad/rad/rad.htm](http://astro.if.ufrgs.br/rad/rad/rad.htm)>. Acesso em fev. 2019.

## 2.4 Estrutura vertical da atmosfera

Assim como a densidade  $\rho$ , a pressão  $p$  decresce aproximadamente exponencialmente com a altura (

**Figura 6**), isto é:

$$p \cong p_0 e^{-(z-z_0)/H} \quad \text{Equação 1}$$

Onde  $p_0$  é a pressão em algum ponto de referência (usualmente nível no mar,  $z_0=0$ ,  $p_0$  médio =  $1013 \times 10^2 \text{Pa}$ ) e  $H$  é a altura de escala. Altura de escala é a distância vertical sobre a qual a pressão atmosférica varia por um fator de  $e$  ( $e=2,718\dots$ ), diminuindo com a altitude. A altura de escala permanece constante para uma determinada temperatura média. Como função apenas de  $T$ , a altura de escala  $H$  próxima à superfície terrestre (onde se pode considerar  $g$  constante) é aproximadamente 29,3

m/K. Nos primeiros 100 km de altitude, H varia mais ou menos entre 7 e 8 km (WALLACE e HOBBS, 2006).

Rearranjando a Equação 1, tem-se que:

$$\ln \frac{p}{p_0} \cong -\frac{z}{H} \quad \text{Equação 2}$$

Que é uma aproximação útil para estimar a altura de níveis de pressão na atmosfera.

A densidade decresce com a altura da mesma maneira que a pressão. Estas variações verticais na pressão e densidade são muito maiores do que as correspondentes variações horizontais e temporais, de maneira que é útil definir uma atmosfera padrão, que representa a estrutura média horizontal e temporal da atmosfera como função da altitude apenas, como se pode ver na

### Figura 6a.

Ao contrário do vapor de água, que se condensa e precipita quando o ar ascende e, por este motivo se concentra dentro dos primeiros km mais inferiores da atmosfera, a concentração da maioria dos gases da atmosfera ( $N_2$ ,  $O_2$ , Ar,  $CO_2$  e outros) tende a ser bem distribuída e independente da altura devido a mistura do fluido por movimentos turbulentos. Acima de aproximadamente 105 km o livre caminho médio, ou seja, a distância em que as moléculas podem se movimentar sem colisões, excede 1 m (WALLACE e HOBBS, 2006). Nestas condições apenas, a concentração de constituintes mais pesados decresce mais rapidamente com a altura do que os mais leves.

A distribuição vertical da temperatura para condições típicas na atmosfera terrestre, apresentada na



**Figura 6b**, fornece uma base para a divisão da atmosfera em camadas.

**Figura 6.** a) Perfil vertical de pressão (hPa), densidade ( $\text{kg/m}^3$ ) e livre caminho médio (m); b) Representação das camadas de uma atmosfera típica de latitudes médias. Adaptado de Wallace & Hobbs (2006)

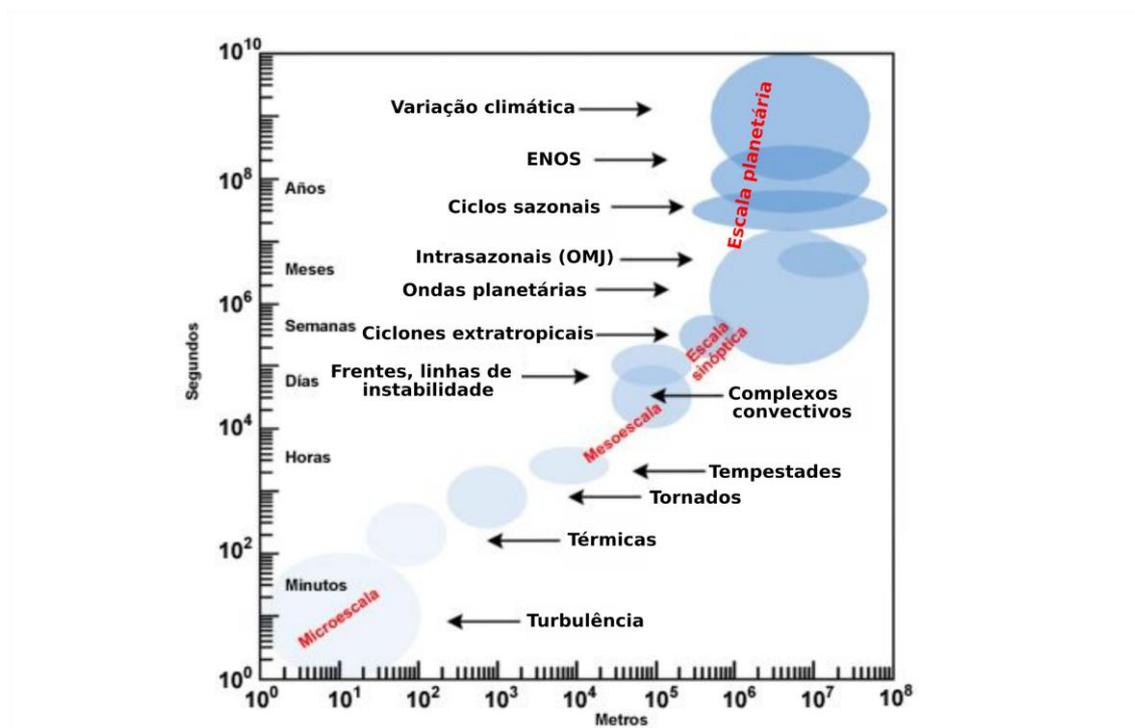
A troposfera caracteriza-se por apresentar uma diminuição da temperatura  $T$  com a altitude  $z$  a uma taxa média de  $6,5^\circ\text{C}/\text{km}$ . Esta taxa é chamada de lapse rate  $\Gamma$ :

$$\Gamma = \frac{\partial T}{\partial z} \approx -6,5 \text{ } ^\circ\text{C km}^{-1} = -0,0065 \text{ } ^\circ\text{C m}^{-1} \quad \text{Equação 3}$$

A troposfera contém aproximadamente 80% da massa de ar da atmosfera toda e é relativamente bem misturada. Todavia, dentro da troposfera, existem finas camadas cujas temperaturas aumentam com a altura (lapse rate negativo). Dentro dessas camadas, chamadas de inversão térmica, se observa que a mistura vertical é fortemente inibida. A característica de “bigorna” do topo de nuvens profundas é devido a esta chamada “estratificação da atmosfera” (WALLACE e HOBBS, 2006) e ocorrem principalmente quando estas nuvens atingem a tropopausa.

## 2.5 Escala espacial e temporal em meteorologia

Na próxima seção serão discutidos vários sistemas e fenômenos meteorológicos que se apresentam nas mais diversas escalas espaciais e ocorrem em diferentes escalas temporais. Por isto se faz necessário classificar os fenômenos e padrões de acordo com sua extensão horizontal e com o tempo de duração típico. Existem algumas classificações para os movimentos atmosféricos que levam em conta a extensão e a duração do evento. Na classificação de Orlanski (1975), foi definido um conjunto de escalas que incluem a micro, a meso e a macroescala. A definição de mesoescala de Orlanski refere-se a fenômenos entre 2 km e 2.000 km. Dessa maneira, escalas menores que 2 km são chamadas de microescala, e escalas maiores que 2.000 km, são chamadas de macroescala. A Figura 7 apresenta a distribuição de alguns fenômenos e sistemas meteorológicos e sua classificação de acordo com a extensão e duração. Na ilustração, a macroescala é dividida entre escala sinótica e escala planetária.



**Figura 7.** Escala meteorológica. Adaptado da página Master/IAG. Disponível em <<http://master.iag.usp.br/pr/ensino/sinotica/aula01/>>. Acesso

em nov. 2018.

Os fenômenos variam no tempo, de segundos a anos, e as alterações que uma variável meteorológica (por exemplo, velocidade do vento ou irradiação solar) pode sofrer ao longo do tempo podem ser:

**Interanuais:** ocorrem em períodos maiores que 1 ano, como por exemplo, associados aos fenômenos de el niño e la niña.

**Anuais:** ocorrem devido a variações na média mensal ou sazonal da variável.

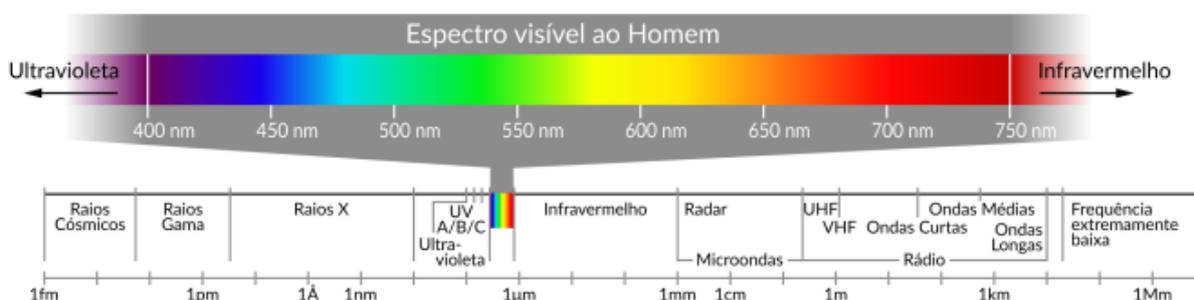
**Sazonais:** se devem as variações na incidência solar decorrentes do movimento de translação ao redor do Sol e do eixo de inclinação da Terra em relação ao plano desta translação.

**Diurnas:** se devem a diferenças de calor na superfície da Terra durante o ciclo diurno da radiação em função do movimento de rotação da Terra em torno do seu próprio eixo.

**De curto tempo:** normalmente ocorrem em períodos da ordem de minutos, ou segundos, como os fluxos turbulentos na camada limite planetária.

## 2.6 Irradiação solar

A energia proveniente do Sol, embora finita, pode ser considerada uma fonte renovável de energia se for levado em conta a escala de tempo da vida no planeta Terra. O Sol é uma estrela de tamanho médio e a energia irradiada por ele é consequência das reações de fusão nuclear



dos átomos de hidrogênio para formar hélio. A taxa de energia emitida pelo Sol é aproximadamente constante há bilhões de anos com uma potência atual da ordem de  $3,86 \times 10^{26}$  W. A temperatura efetiva na superfície do Sol é da ordem de 5.778 K (5.505 °C) (PEREIRA *et al.*, 2017). A energia irradiada pelo Sol cobre uma ampla faixa do espectro eletromagnético, conforme ilustra a Figura 8. Cerca de 81% da energia que chega ao Sistema Terra/Atmosfera está contida em uma faixa de comprimentos de onda que vai do visível ao infravermelho próximo. Essa energia alimenta todos os processos térmicos, dinâmicos e químicos da Terra.

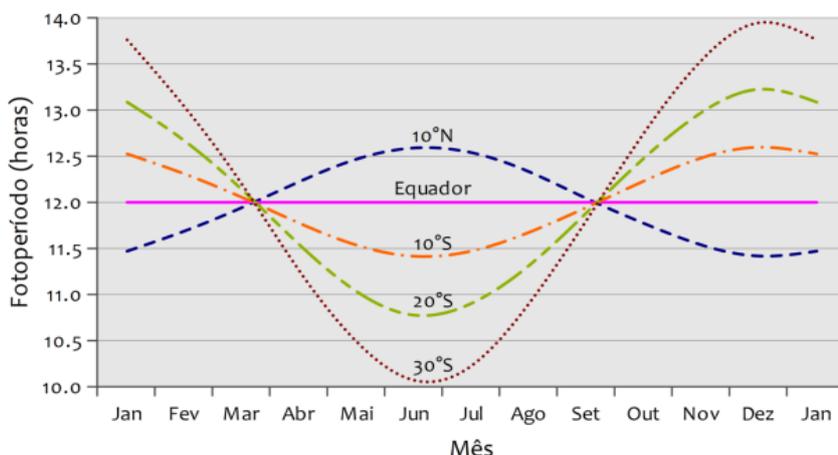
**Figura 8.** Espectro da radiação solar com detalhamento da faixa do espectro visível.

Fonte: Pereira *et al.* (2017).

A disponibilidade do recurso energético solar e sua variabilidade espacial e temporal estão intrinsecamente relacionadas a conceitos astronômicos. O primeiro dos fatores a serem considerados é a posição relativa entre o Sol e a Terra. A Terra orbita o Sol a uma distância média de cerca de 150 milhões de quilômetros, completando um ciclo a cada 365,25 dias solares. Ao longo desse período, a distância varia entre  $1,47 \times 10^8$  km e  $1,52 \times 10^8$  km e, como resultado, o fluxo de radiação solar (irradiância solar) oscila entre  $1.325 \text{ W/m}^2$  e  $1.412 \text{ W/m}^2$ . O valor médio da irradiância solar igual a  $1.366 \text{ W/m}^2$  é definido como constante solar (PEREIRA *et al.*, 2017).

A duração do dia e a quantidade de energia solar incidente em um ponto qualquer da superfície terrestre apresenta variabilidade temporal característica de dois ciclos: o ciclo diurno e o ciclo anual. O ciclo diurno está associado ao tempo em que o hemisfério fica exposto à incidência solar (fotoperíodo), e este é função da latitude e da época do ano. O ciclo anual ocorre como consequência da inclinação do eixo de rotação da Terra em  $23,45^\circ$  em relação ao plano orbital do planeta em

torno do Sol. A Figura 9 mostra como a duração do dia varia ao longo do ano para diferentes latitudes.



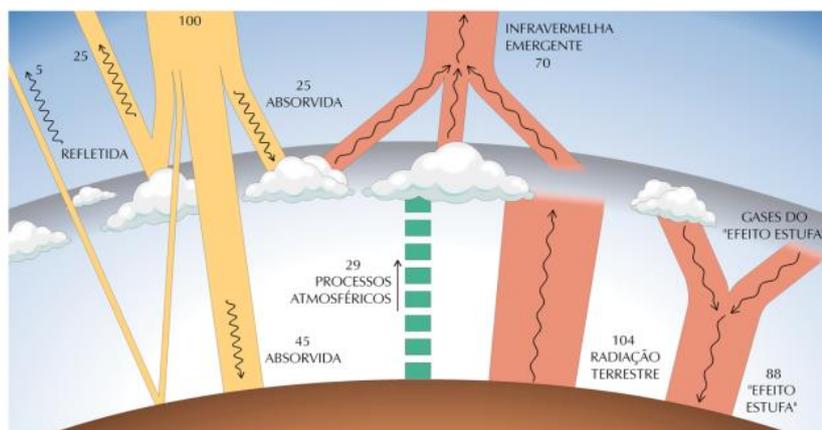
**Figura 9.** Variabilidade do fotoperíodo ao longo do ano em função da latitude.

Fonte: Pereira et al. (2017).

Os fatores astronômicos estabelecem a variabilidade da radiação solar incidente no topo da atmosfera. No entanto, a energia solar incidente na superfície do planeta também sofre a influência dos processos físicos que reduzem a intensidade da radiação ao longo do percurso. A transferência radiativa é o mecanismo pelo qual a atmosfera interage e atenua a intensidade da radiação solar ao longo de seu percurso até incidir na superfície terrestre (PEREIRA *et al.*, 2017). Quando parte da energia eletromagnética emitida pelo Sol é interceptada pela Terra, os diferentes comprimentos de onda da radiação interagem de forma distinta com os diversos constituintes atmosféricos, sofrendo processos de absorção e espalhamento. A atmosfera terrestre é constituída por gases atmosféricos e aerossóis (particulados em suspensão). A fração seca da atmosfera (sem vapor d'água) é formada por 99% de Nitrogênio ( $N_2$ ) e Oxigênio ( $O_2$ ) e 1% de Argônio (Ar), além de outros gases. Os demais constituintes gasosos da atmosfera são os chamados gases-traço ( $CO_2$ ,  $O_3$ , dentre outros), que apesar de baixa concentração na atmosfera,

possuem papel importante nos processos radiativos (WALLACE e HOBBS, 2006).

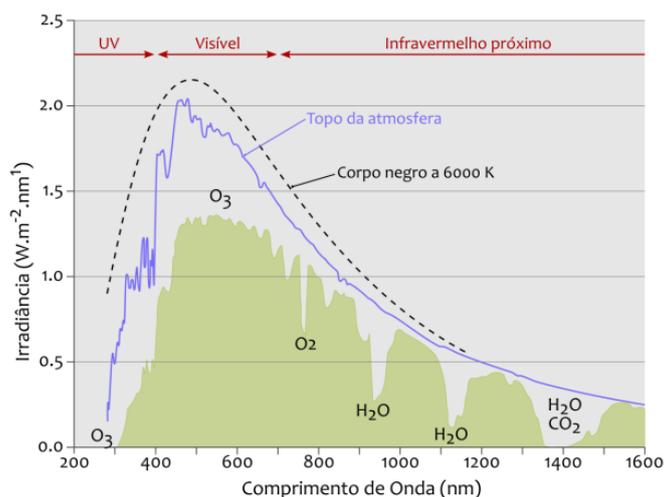
A Figura 10 representa de forma simplificada os principais processos radiativos que acontecem na atmosfera terrestre. Os processos físicos de espalhamento da radiação solar são produzidos por moléculas de gases atmosféricos e particulados em suspensão. Os processos físicos de



absorção ocorrem com moléculas de ozônio ( $O_3$ ), vapor de água, oxigênio ( $O_2$ ) e dióxido de carbono ( $CO_2$ ). Geralmente, os processos físicos atenuam a irradiância solar fazendo com que a irradiância incidente na superfície da Terra atinja seu valor máximo de aproximadamente  $1.000 \text{ W/m}^2$  no meio dia solar (momento do dia em que a radiação solar percorre a menor espessura de atmosfera) em condições de céu claro. Curiosamente, valores de até  $1.400 \text{ W/m}^2$  por períodos curtos de tempo podem ser observados em condições de nebulosidade parcial. Isto decorre do espalhamento pelas bordas de nuvens nas proximidades do local onde se está medindo (PEREIRA *et al.*, 2017). Todavia, em pesquisas realizadas no território brasileiro foram observados valores de irradiância global horizontal (radiação direta mais a radiação difusa) de até  $1.822 \text{ W/m}^2$  (PEREIRA *et al.*, 2017).

**Figura 10.** Representação esquemática dos processos radiativos na atmosfera.  
Fonte: Pereira et al. (2017)

Os processos de absorção e o espalhamento alteram o espectro eletromagnético da radiação solar ao longo de seu percurso ao atravessar a atmosfera terrestre. A Figura 11 ilustra o espectro contínuo de radiação eletromagnética emitido pelo Sol quando este atinge o topo da atmosfera e a superfície terrestre após a atenuação pelos processos radiativos na atmosfera.



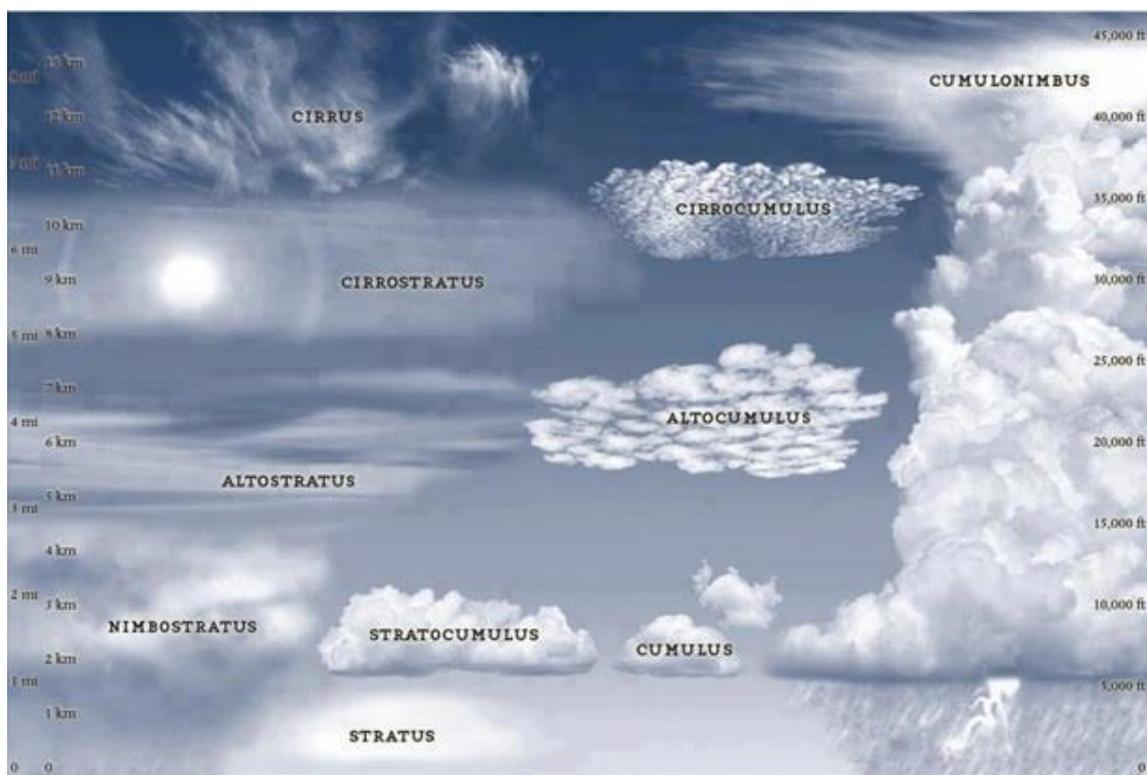
**Figura 11.** Espectro eletromagnético da radiação solar no topo da atmosfera (linha azul) e depois de sofrer atenuação pelos processos radiativos (área verde). Para comparação é apresentada uma curva de emissão de um corpo negro a 6.000 K (linha tracejada), que é equivalente a temperatura do Sol.

Fonte: Pereira et al. (2017).

A atmosfera também mantém em suspensão partículas de aerossóis emitidas por fontes naturais e antrópicas. Aerossóis são definidos como suspensões de partículas líquidas ou sólidas no ar (excluindo-se as gotículas de nuvem e precipitação) que podem participar de vários processos, dependendo de suas características físicas e morfológicas, como o espalhamento da radiação solar.

Todavia, as nuvens são o principal fator modulador da radiação solar que incide na superfície em razão de suas propriedades óticas que produzem um espalhamento eficiente da radiação solar. O espalhamento da radiação por nuvens depende de fatores como espessura ótica, da distribuição de tamanhos das gotículas, do conteúdo e do estado físico da água (PALTRIDGE e PLATT, 1976), características estas que variam de

acordo com o tipo de nuvem. A Figura 12 representa uma classificação simplificada dos tipos de nuvens.



**Figura 12.** Tipos de nuvens. Fonte: Pinney (2011).

Normalmente uma classificação é feita de acordo com a altura a base da nuvem, sendo classificadas do tipo:

Baixas: base até 2 km de altura - constituídas de água líquida. Nuvens baixas a médias verticalmente desenvolvidas podem alcançar altitudes de cerca de 3 km. Exemplo: cumulus (Cu), estratos (St), estratocumulos (Sc) e cumulonibus (Cb).

Médias: base entre 2 e 4 km de altura nos polos, entre 2 a 7 km em latitudes médias, e entre 2 a 8 km no equador - podendo ter conteúdo apenas líquido ou misto. Exemplo: altoestratus (As) e altocúmulos (Ac).

Altas: base acima de 6 km de altura - constituídas predominantemente por gelo. Exemplo: cirrus (Ci), cirrocúmulos (Cc) e cirroestratos (Cs).

Também podem ser classificadas de acordo com o formato, em nuvens cumuliformes (formato mais definido, mais aglomerado, com aparência de “tufo de algodão”), estratiformes (formato indefinido, espalhadas ou camadas que cobrem parte ou a totalidade do céu) e cirriformes (fibrosas, as vezes lembrando “pinceladas”), ou de acordo com o desenvolvimento vertical, em convectivas e não convectivas.

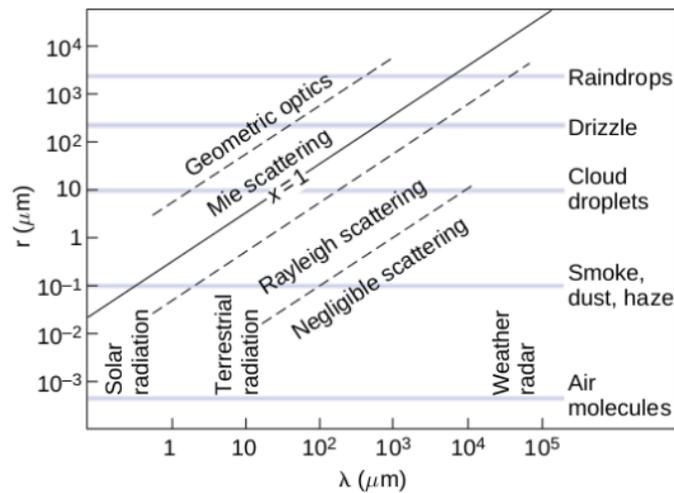
### **Absorção e espalhamento**

O espalhamento e absorção da radiação pelas moléculas de gás e aerossóis contribui para a extinção da radiação solar e terrestre que passa através da atmosfera. Cada uma dessas contribuições é linearmente proporcional a intensidade da radiação naquele ponto na direção do caminho do raio, a concentração local dos gases e/ou das partículas responsáveis pelo espalhamento ou absorção e da eficiência dos espalhadores ou absorvedores. A todo momento, partículas incluindo aerossóis com uma variedade de tamanhos e formatos, bem como gotas nas nuvens e cristais de gelo, interagem com a radiação. Entretanto, é prático considerar o caso de espalhamento para partículas esféricas de raio  $r$ , cuja eficiência de espalhamento, absorção ou extinção pode ser descrito teoricamente, como função do parâmetro adimensional de tamanho e também do índice de refração da partícula.

$$x = \frac{2\pi r}{\lambda} \quad \text{Equação 4}$$

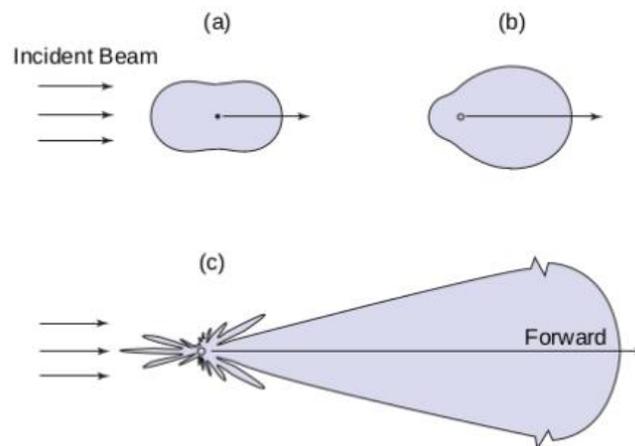
Onde  $x$  é o parâmetro adimensional de tamanho,  $r$  é o raio da partícula e  $\lambda$  é o comprimento de onda da radiação incidente.

A Figura 13 mostra o intervalo de parâmetros de tamanho para vários tipos de partículas na atmosfera e radiação em diversos intervalos de comprimento de onda. Para o espalhamento da radiação na parte visível do espectro,  $x$  varia desde muito menor do que 1 para moléculas de ar, a aproximadamente 1 para neblina e partículas de fumaça, até muito maior que 1 para gotas de chuva.



**Figura 13.** Parâmetro de tamanho  $x$  como função do comprimento de onda ( $\lambda$ ) da radiação incidente e do raio  $r$  da partícula. Fonte: Wallace e Hobbs (2006).

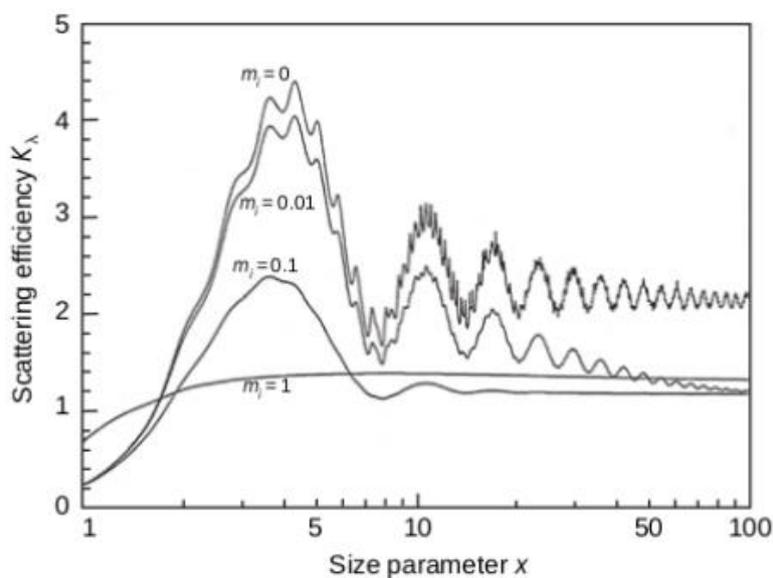
Partículas com  $x$  muito menor que 1 são relativamente ineficientes em espalhar a radiação. Este regime de espalhamento é chamado de Espalhamento Rayleigh e a eficiência de espalhamento é inversamente proporcional a quarta potência do comprimento de onda da radiação incidente. Ou seja, ao dobrar o comprimento de onda, a eficiência de espalhamento é dezesseis vezes menor. O espalhamento é dividido entre espalhamento frontal e retro espalhamento, como ilustrado na Figura 14. Para parâmetros de tamanho da ordem de 1  $\mu\text{m}$  ou maior, o espalhamento da radiação é majoritariamente na direção frontal.



**Figura 14.** Distribuição angular da radiação em comprimento de onda no visível ( $0,5 \mu\text{m}$ ) espalhada por uma partícula esférica com raio de a)  $10^{-4} \mu\text{m}$ , b)  $0,1 \mu\text{m}$  e c)  $1 \mu\text{m}$ .

Fonte: Wallace e Hobbs (2006).

A Figura 15 mostra a eficiência de espalhamento (ou absorção)  $K_\lambda$  em função do parâmetro de tamanho para partículas com índice de refração  $m_r = 1,5$  (relacionado ao coeficiente de espalhamento) e diversos valores de  $m_i$  (relacionado ao coeficiente de absorção). Para partículas com  $x$  maior do que  $0,1$  e menor do que  $50$ , regime conhecido como Espalhamento Mie, a eficiência de espalhamento mostra um comportamento oscilatório. Para valores de parâmetro de tamanho  $x$  maiores que  $50$ , o fenômeno pode ser analisado sob o regime da óptica geométrica, e o comportamento oscilatório é menos pronunciado.



**Figura 15.** Eficiência de espalhamento  $K_\lambda$  em função do parâmetro de tamanho  $x$  da partícula, plotado em escala logarítmica, para quatro índices de refração com  $m_r = 1,5$  e  $m_i$  variando de 0 até 1. Fonte: Wallace e Hobbs (2006).

O espalhamento Rayleigh explica o azul do céu e o avermelhado do pôr do sol. Os raios de luz que observamos no céu são aqueles que sofreram um leve desvio em relação a aqueles que vêm diretamente do sol. Fora da atmosfera terrestre tudo é visto de cor preta em volta da imagem do sol porque no vácuo não observamos espalhamento da luz. É a atmosfera terrestre quem espalha lateralmente a luz solar. Visto que a eficiência do espalhamento depende de  $\lambda^{-4}$ , como o  $\lambda$  (comprimento de onda) do azul é menor do que o do vermelho, ele é mais espalhado que este, chegando aos nossos olhos com maior intensidade. Já no pôr do sol, a camada de ar que fica entre nós e o sol é muito mais espessa. Neste caso o azul é tão espalhado que termina caindo fora de nossa linha de visão, que passa a receber maior intensidade de vermelho.

A maioria do espalhamento Rayleigh é feito por moléculas de gás e ocorre na atmosfera de 2 a 8 km acima do solo, enquanto o espalhamento Mie ocorre nos 4,5 km inferiores da atmosfera, onde se localizam muitas partículas (aerossóis) essencialmente esféricas e com

diâmetros aproximadamente iguais aos do comprimento de onda da energia incidente.

## 2.7 Vento

O vento é uma grandeza vetorial. Como convenção, o sentido do vento indica de onde ele provém (por exemplo, “vento de leste”, vento proveniente do leste em relação ao local em questão). Na subseção 2.2 Circulação geral atmosférica foi apresentado o modelo de circulação geral da atmosfera e apresentado o aquecimento diferencial da superfície do globo como sendo a causa da movimentação das camadas de ar. Apenas cerca de 3 a 5% da radiação que chega à superfície é convertida em energia cinética que promove a movimentação da atmosfera e pode servir como base para a fonte de energia eólica (PINTO, 2013). Desse fluxo global, somente uma fração pode ser teoricamente captada como energia eólica e ainda assim a cerca de dezenas de metros de altura.

Em se tratando da dinâmica dos ventos, são consideradas 5 forças que atuam sobre as parcelas de ar e provocam sua movimentação:

**Força do gradiente de pressão:** ocorre quando existe diferença de pressão de um local para outro. O ar tende a mover-se das áreas de maior pressão para as de menor pressão, causadas pelo aquecimento desigual da superfície.

**Força de Coriolis:** o efeito de Coriolis é uma aceleração aparente que tende a desviar objetos que se movem na superfície da Terra, devido a sua rotação. Sua existência é consequência de observarmos os movimentos do ar a partir de um sistema de coordenadas não-inercial. Se uma pessoa analisa o movimento sobre um referencial fixo que gira junto da Terra, surgem movimentos (ou desvios) causados por forças que

não são descritas pelas leis da Mecânica Clássica de Newton em referencial inercial. Trata-se então de forças aparentes (ou fictícias) que servem para descrever o movimento clássico em sistemas não-inerciais. A força de Coriolis é sempre perpendicular à velocidade do movimento e também ao eixo de rotação da Terra. É também proporcional à magnitude da velocidade do vento e depende da latitude onde ocorre o movimento. No equador a força é nula e aumenta em direção aos polos. No HS (HN), a força de Coriolis desvia para a esquerda (direita) os ventos que estejam se dirigindo ao equador e para a direita (esquerda) os ventos que se dirigem do equador em direção ao polo. Importante salientar que a Força de Coriolis é considerada insignificante para movimentos cuja extensão seja muito pequena em comparação ao raio da Terra. Por exemplo, para a dinâmica de nuvens cúmulos, o efeito pode ser desprezado. Por outro lado, é essencial no entendimento dos fenômenos de escala sinótica.

**Força centrífuga:** é outra componente que complementa a força fictícia resultante usada para descrever o movimento no sistema de referência não-inercial. É uma (pseudo) força que age na mesma direção, porém no sentido contrário à força centrípeta, e depende da massa da parcela de ar, da velocidade angular da Terra e da distância até o eixo de rotação. A força gravitacional é alterada pela força centrífuga, enquanto a força de Coriolis apenas age alterando a direção do movimento.

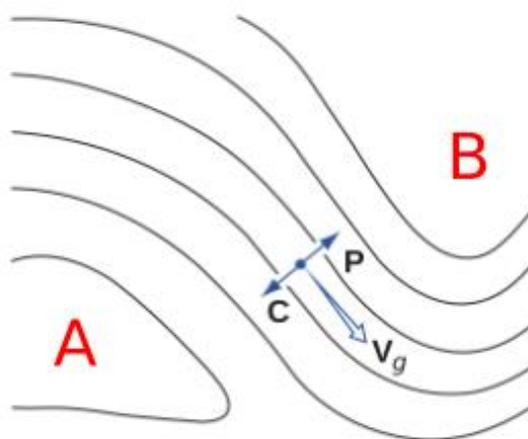
**Força de gravidade:** é a força que atrai todo os corpos, incluindo as massas de ar, em direção ao centro da Terra. É alterada pela força centrífuga (é mais intensa no equador e menos intensa próximo aos polos).

**Forças de atrito:** Surge devido a fricção com a superfície ou com outras parcelas de ar. Na atmosfera livre, acima da camada limite, a força de atrito é muito menor do que a força do gradiente de pressão e do que a

força de Coriolis. Entretanto, dentro da camada limite, a força de atrito é comparável em magnitude aos outros termos da equação horizontal do movimento e precisa ser levada em conta.

### Vento Geostrófico

Quando o vento horizontal sopra ao longo de trajetórias retilíneas, paralelas às linhas isóbaras, resultante de um equilíbrio entre a força do gradiente de pressão (horizontal e perpendicular às linhas isóbaras) e a força de Coriolis, este vento é chamado de vento geostrófico (Figura 16). Esse equilíbrio de forças só é aproximadamente possível em altitudes nas quais o efeito do atrito possa ser desprezado.



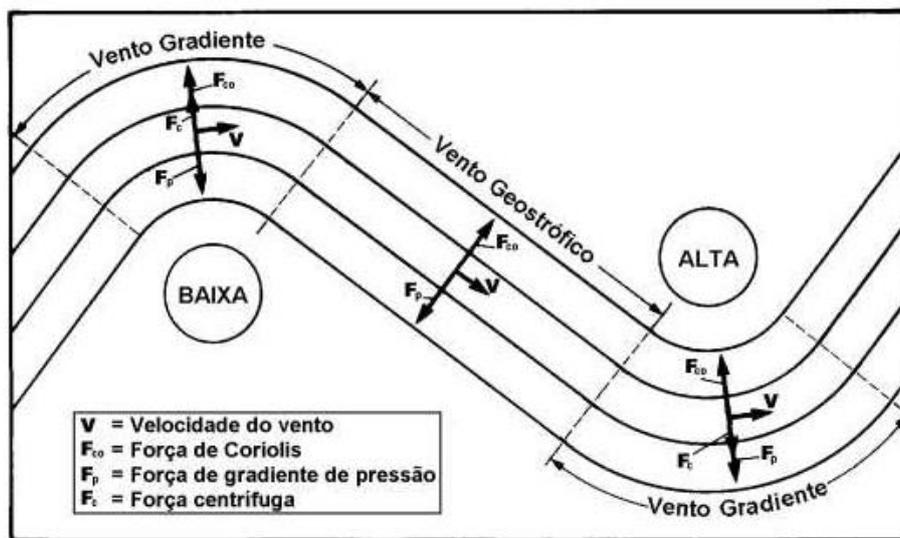
**Figura 16.** Representação esquemática do vento geostrófico. Adaptado de Wallace e Hobbs (2006).

Na atmosfera real, os ventos nunca são puramente geostróficos. Entretanto, a importância do vento geostrófico idealizado está no fato de que ele fornece uma aproximação útil dos ventos superiores reais (entre 500 e 1000 m acima da superfície). Assim, medindo o campo de

pressão em níveis superiores, pode-se determinar a direção e velocidade do vento, pois a direção é paralela às isóbaras e a velocidade só depende do gradiente de pressão.

### **Vento Gradiente**

Quando o vento escoa paralelo às isóbaras, entretanto, em torno de uma trajetória curva, devido ao balanço das forças do gradiente de pressão, de Coriolis e também devido à força centrífuga, este vento recebe o nome de vento gradiente. O balanço entre estas três forças é mostrado na Figura 17, para vento em torno de centros de baixa e de alta pressão. Em ambos os casos, a força centrífuga é dirigida para longe do centro de curvatura das trajetórias e tem módulo igual a  $V^2/R$ , onde  $R$  é o raio local de curvatura. Em torno de centros de baixa pressão, também chamados de ciclones, em que a força do gradiente de pressão é dirigida para centro e a força de Coriolis para fora, o balanço é atingido entre a força do gradiente de pressão e a soma da força de Coriolis com a força centrífuga. O fluxo resultante tem sentido horário no HS e antihorário no HN. Fluxo com esse sentido de rotação é denominado fluxo ciclônico. Em torno de centros de alta pressão, também chamados de anticlones, em que a força de gradiente de pressão é dirigida para fora e a força de Coriolis para o centro, o balanço é atingido entre a força de Coriolis e a soma da força de gradiente de pressão com a força centrífuga. O fluxo resultante tem sentido antihorário no HS e horário no HN.



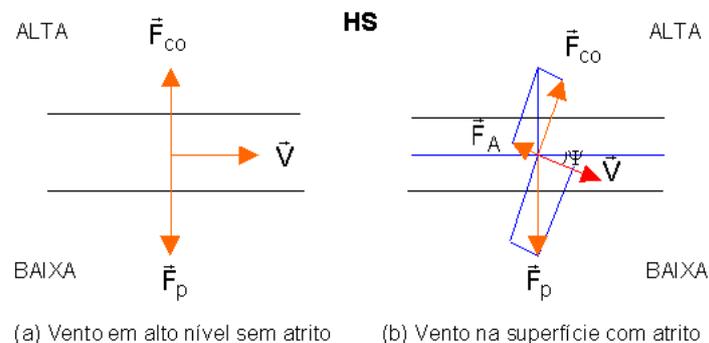
**Figura 17.** Representação esquemática do vento gradiente.

Fonte: página do IF/UFPR. Disponível em:

<<http://fisica.ufpr.br/grimm/aposmeteo/cap7/cap7-5.html>> Acesso em nov.2018.

### Vento na camada de atrito (superfície)

Para ventos que ocorrem próximo à superfície, a força de atrito, relacionada ao terreno e aos movimentos turbulentos, é extremamente importante. A Figura 18 mostra a influência que a força de atrito atua nos ventos em superfície. O atrito é importante apenas nos primeiros quilômetros da atmosfera mais próximos da superfície. Ele atua para frear o movimento do ar. Como a força de Coriolis é proporcional à velocidade do vento, ao diminuir esta velocidade o atrito re

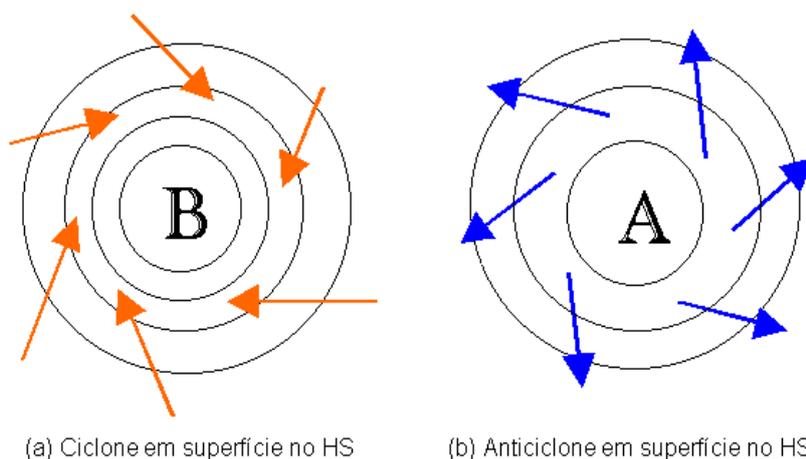


**Figura 18.** Esquema comparando (a) vento em altos níveis (sem atrito) com (b) ventos na superfície (com atrito). Fonte: página de IF/UFPR. Disponível em:

<<http://fisica.ufpr.br/grimm/aposmeteo/cap7/cap7-6.html>>. Acesso nov.2018.

duz a força de Coriolis. Como a força de gradiente de pressão não é afetada pela velocidade do vento, surge um desequilíbrio entre a força de gradiente de pressão e a força de Coriolis, a favor da primeira. Portanto, o ar cruzará as isóbaras em direção à área de menor pressão (Figura 18). O ângulo de cruzamento dependerá da magnitude do atrito: em torno de  $10^\circ$  sobre os oceanos, onde há menos atrito, e até  $45^\circ$  sobre terreno rugoso.

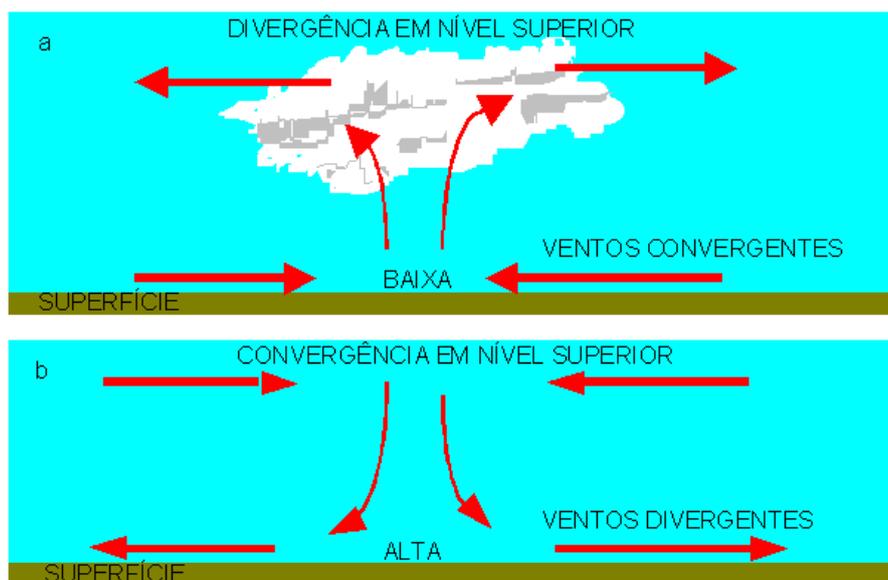
Ao escoar em torno de centros de alta e baixa pressão em superfície, o vento cruzará as isóbaras da alta para a baixa pressão. Num ciclone, no qual a pressão decresce para o centro, o vento sopra em sentido horário (no HS) e para dentro, enquanto num anticiclone o vento sopra em sentido antihorário (no HS) e para fora (Figura 19). No HN os sentidos são contrários aos descritos. Uma consequência dessa circulação com presença da força de atrito é que a circulação em torno de um ciclone gera um fluxo resultante para dentro chamado convergência e, em torno de um anticiclone, a resultante para fora, chamada de divergência (Figura 20).



**Figura 19.** Circulação ciclônica e anticiclônica em superfície.

Fonte: página de IF/UFPR. Disponível em:

<http://fisica.ufpr.br/grimm/aposmeteo/cap7/cap7-6.html>. Acesso dez.2018.



**Figura 20.** correntes de ar associados a ciclones e anticiclones.

Fonte: página de IF/UFPR. Disponível em:

<<http://fisica.ufpr.br/grimm/aposmeteo/cap7/cap7-6.html>>. Acesso dez.2018.

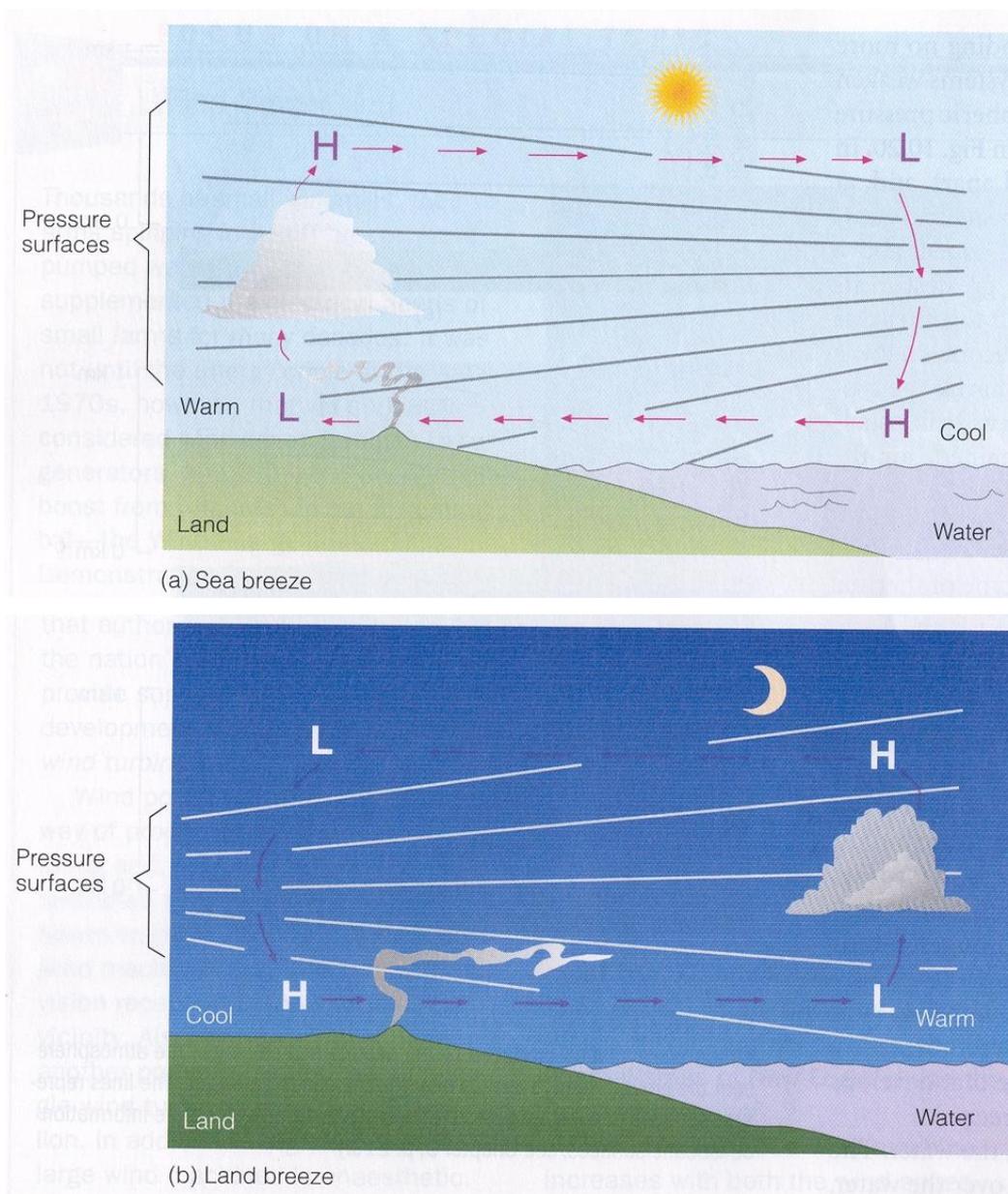
### Circulação local

A circulação local, formada por ventos locais, ocorre na superfície e são de grande importância para a geração eólica. Como exemplo de circulação local, temos as brisas marítima/lacustre e terrestres e as brisas de vale e montanha.

**Brisas marítima e terrestre:** ao longo do dia, corpos d'água e continente são aquecidos de forma desigual devido às suas diferentes capacidades térmicas. Este aquecimento diferenciado promove gradientes de temperatura que geram diferentes fluxos de energia para a atmosfera, causando gradientes de pressão em determinados níveis acima da superfície. Este gradiente de pressão, se suficientemente grande, impulsiona movimentos de ar na atmosfera, gerando divergência e convergência em diferentes pontos, o que faz com que se estabeleça uma célula de circulação. Durante o dia, o aquecimento é maior sobre o continente do que sobre o oceano ou corpo d'água, como grandes

lagos. Neste caso, o ar sobre o continente se aquece e se expande mais rapidamente do que o ar sobre a água, implicando em um gradiente de pressão que é maior sobre o oceano/lago do que sobre o continente e isto produz um fluxo da maior para a menor pressão, chamado de brisa marítima (Figura 21-a).

Durante a noite, o continente perde calor muito mais rapidamente, logo o gradiente é inverso produzindo um fluxo do continente para o oceano/lago, chamado de brisa terrestre (Figura 21-b). O estabelecimento da brisa marítima é caracterizado por aumento na intensidade do vento, mudança na direção, queda de temperatura e aumento de umidade. Em ambos os casos, nuvens convectivas são formadas devido à convergência de umidade e calor em superfície. Quando a linha da costa é irregular, pode haver regiões onde a convergência seja mais intensa devido à curvatura da linha, o que pode explicar a alta ocorrência de precipitação em determinadas regiões durante o verão. As espessuras características das células de brisa são maiores nos trópicos do que nas latitudes médias e, em geral, a brisa terrestre é mais fraca do que a brisa marítima (VAREJÃO-SILVA, 2006). No Nordeste Brasileiro (NEB), onde os ventos alísios são persistentes e intensos durante quase o ano todo, as brisas geralmente contribuem para mudar um pouco a direção do vento. Dependendo da orientação da costa, a velocidade do vento, resultante da superposição alísio-brisa, pode ser maior ou menor do que a velocidade do alísio (VAREJÃO-SILVA, 2006).

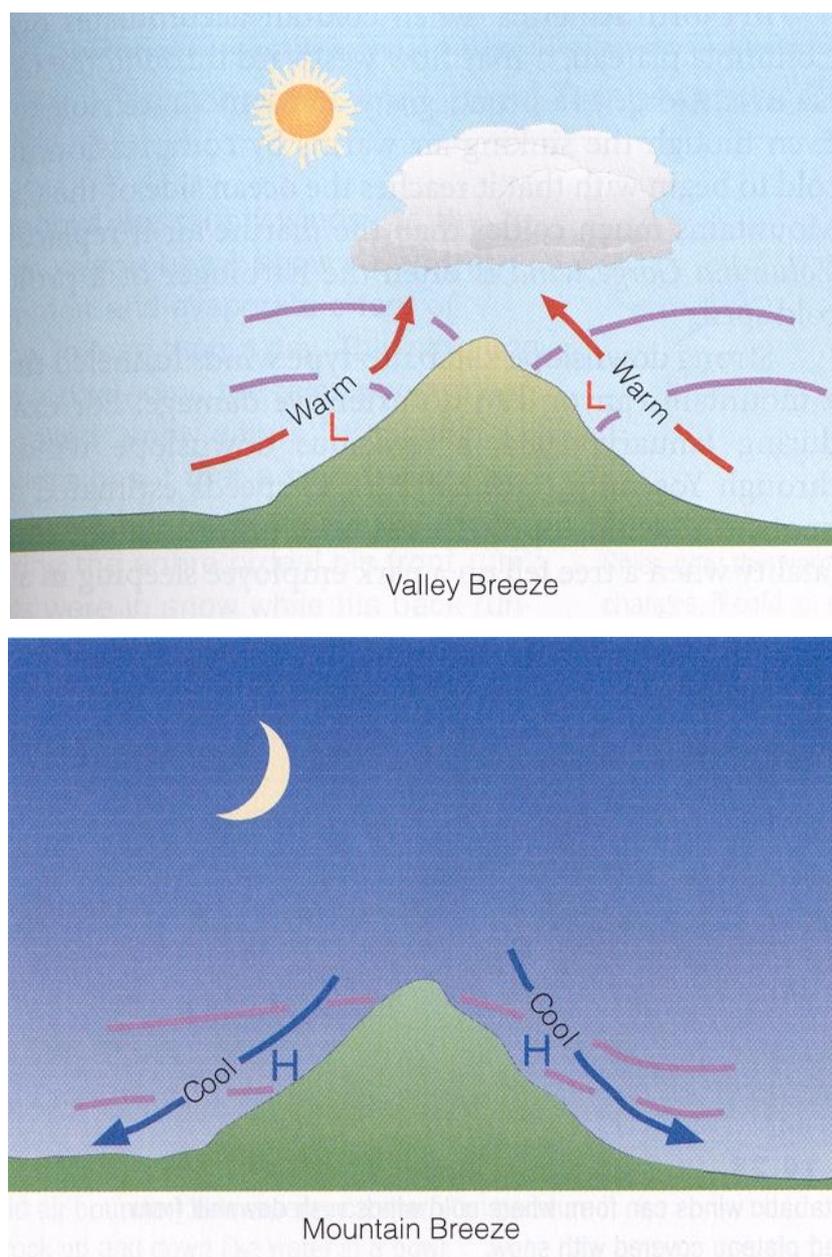


**Figura 21.** Representação esquemática da brisa a) marítima e b) continental.  
 Fonte: página do IAG/USP. <

<http://master.iag.usp.br/pr/ensino/sinotica/aula17/>>. Acesso em nov.2018.

**Brisas de vale e de montanha:** as brisas vale-montanha são componentes de um padrão de vento diurno e local, que se desenvolvem rotineiramente ao longo das encostas de montanhas. De maneira análoga à brisa marítima e terrestre, o aquecimento diferencial é responsável pelos gradientes de pressão que forçam os movimentos. A brisa do vale é o análogo da brisa marítima e a de montanha, da brisa

terrestre. Ar mais quente e menos denso movendo-se na direção das menores para as maiores elevações durante o dia (Figura 22-a) e ar mais frio e mais denso fluindo terreno abaixo durante a noite (Figura 22-b) são, respectivamente, chamados de ventos anabáticos e catabáticos. A formação e intensidade da brisa vale-montanha depende do contraste de temperatura na superfície criado pelo aquecimento durante o dia e resfriamento durante a noite, que são reforçados em dias de céu claro e em solos secos. A orientação da encosta em relação à incidência solar e ao escoamento padrão dominante também afetam a intensidade e a evolução da brisa vale-montanha. Pelo fato de que durante o dia a superfície quente promove movimentos mais convectivos e durante a noite, o resfriamento da superfície promove fluxos mais laminares, o anabático é muito mais "espesso" do que o catabático. Assim, é de se esperar que o catabático tenha um fluxo mais intenso, e de maneira geral isso acontece, apesar de as intensidades típicas não se diferirem muito (MASTER/IAG). O ar frio que desce as encostas e se acumula nos vales pode, sob intenso resfriamento, atingir a saturação e iniciar a condensação. Nesta situação, é comum a formação de orvalho ou de nevoeiro/cerração. Caso a temperatura se torne negativa durante a noite, pode ocorrer a formação de geada. Durante o dia, em contato com as encostas aquecidas, o ar adquire calor e se expande, ascendendo e levando maior umidade do vale para a montanha. Se suficientemente intenso, pode provocar nuvens convectivas acima das montanhas (VAREJÃO-SILVA, 2006). No NEB, por exemplo, o vento Aracati e a "cruviana" são ventos noturnos que sopram vale abaixo, acompanhando o curso dos rios Aracati e São Francisco, respectivamente (VAREJÃO-SILVA, 2006).



**Figura 22.** Representação esquemática da brisa a) de vale e b) de montanha. Fonte: página do IAG/USP. < <http://master.iag.usp.br/pr/ensino/sinotica/aula17/>>. Acesso em nov.2018.

### Escala de vento

Existem diferentes escalas de vento, a mais famosa delas sendo a Escala de Beaufort, que quantifica a intensidade do vento, levando em conta sua magnitude e os efeitos resultantes em terra. A Tabela 1. Escala de Beaufort apresenta a escala de Beaufort, que será útil para a análise dos

impactos causados por sistemas meteorológicos no recurso eólico de acordo com o fenômeno associado.

**Tabela 1.** Escala de Beaufort

<b>Número Beaufort</b>	<b>Velocidade (m/s)</b>	<b>Classificação</b>	<b>Efeito em terra</b>
0	< 1	Calmaria	Fumaça se eleva na vertical
1	1 - 2	Aragem leve	Fumaça se inclina na direção do vento
2	2 - 4	Brisa leve	Folhas das árvores se movem
3	4 - 6	Brisa suave	Pequenos ramos se agitam
4	6 - 9	Brisa moderada	Poeira e pequenos papéis são levantados
5	9 - 11	Brisa fresca	Movimentação de grandes galhos
6	11 - 14	Brisa forte	Dificuldade em manter um guarda-chuva aberto
7	14 - 17	Vento moderado	Árvores se agitam
8	17 - 21	Vento forte	Galhos se quebram. Difícil andar contra o vento
9	21 - 25	Vento muito forte	Danos em árvores. Impossível andar contra
10	25 - 29	Tempestade	Árvores arrancadas. Danos estruturais
11	29 - 33	Tempestade violenta	Danos generalizados em construções
12	>33	Furacão	Efeitos graves em construções

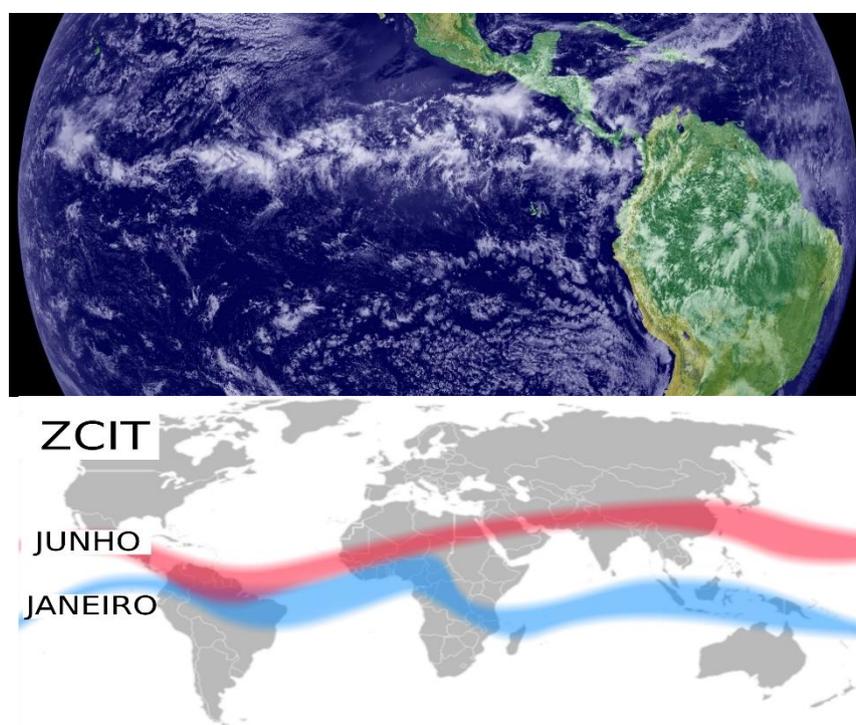
### 3. SISTEMAS METEOROLÓGICOS QUE ATUAM NO BRASIL

Os padrões atmosféricos ou conjuntos de fenômenos atmosféricos organizados sobre determinado local, estacionários ou transientes, são chamados de sistemas meteorológicos e são responsáveis por mudanças nas condições de tempo dos locais onde atuam direta ou indiretamente, isolados ou combinados com outros sistemas. O Brasil possui amplo território e geografia diversificada, propícia ao desenvolvimento e atuação de diferentes sistemas atmosféricos que contribuem para a não-homogeneidade espacial e temporal das condições meteorológicas. Nesta seção, através de revisão da literatura, são apresentados os principais sistemas meteorológicos que atuam no Brasil e os fenômenos atmosféricos associados a sua ocorrência, bem como informações importantes, como região e época do ano preferenciais de ocorrência. Não é, entretanto, objetivo deste trabalho aprofundar a discussão a respeito dos processos de formação dos sistemas, uma vez que alguns são extremamente complexos e outros, ainda não completamente compreendidos, objetos de pesquisa em meteorologia.

#### 3.1 Zona de Convergência Intertropical do Atlântico

A Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) é considerada o sistema mais importante gerador de precipitação sobre a região equatorial dos oceanos Atlântico, Pacífico e Índico, bem como as regiões continentais adjacentes. Através de imagens de satélite (Figura 23-a), este sistema pode ser visualizado como uma banda de nuvens convectivas (de grande desenvolvimento vertical, geralmente com topos bastante frios) que se estende em uma faixa ao longo da região equatorial. A ZCIT apresenta variações ao longo do ano em relação a sua posição (Figura 23-b). Na região do Atlântico Equatorial, ela migra sazonalmente de sua

posição mais ao norte (em torno de  $14^{\circ}$  N) durante os meses de agosto a setembro, para sua posição mais ao sul (em torno de  $2^{\circ}$  S), durante os meses de março a abril (MELO *et al.*, 2009). Essa migração sazonal da ZCIT, associada aos fatores que intensificam ou enfraquecem os ventos alísios de nordeste e sudeste, tem papel importante na determinação da estação chuvosa do NEB. Em anos chuvosos, a ZCIT pode atingir a costa nordestina próximo de  $5^{\circ}$  S, proporcionando elevados valores de precipitação.



**Figura 23.** a) ZCIT vista na imagem de satélite (superior); b) deslocamento sazonal médio da ZCIT (inferior). Fonte: Adaptado da página Nasa/Earth observatory.

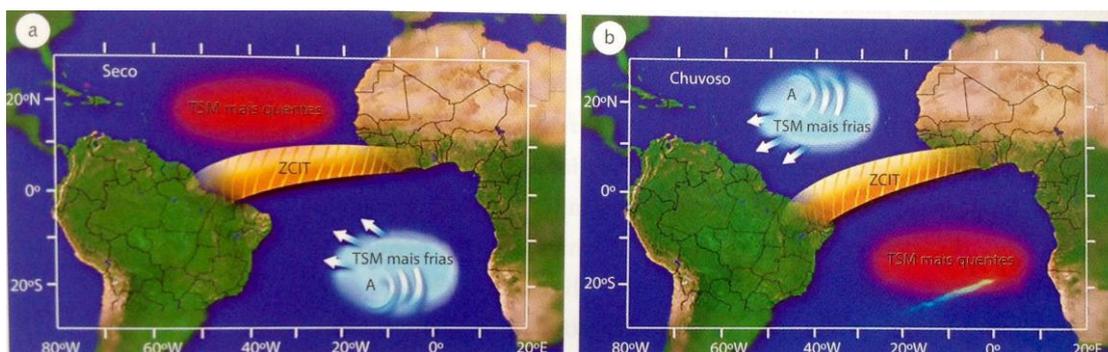
Disponível em <<https://earthobservatory.nasa.gov/images/703/the-intertropical-convergence-zone>>. Acesso em nov.2018.

A configuração da ZCIT é altamente correlacionada com a ocorrência de um conjunto de variáveis meteorológicas sobre a faixa equatorial, embora nem sempre todas ocorram sobre a mesma latitude ao mesmo

tempo. São elas: Zona de Confluência dos Alísios (ZCA), a região do cavado equatorial, as áreas de máxima Temperatura da Superfície do Mar (TSM) e de máxima convergência de massa, e a banda máxima de cobertura de nuvens do tipo convectivas. Diversos autores (SERRA e RATISBONA, 1942; HASTENRATH e HELLER, 1977; MOURA e SHUKLA, 1981; RAO e MARQUES, 1984) demonstraram que a convergência dos ventos e de massa em baixos níveis quando associadas à ZCIT, em especial na região do Atlântico Tropical, favorecem o transporte de umidade e o aumento da convecção sobre o norte da América do Sul, em particular sobre o NEB. Dessa região, os estados do Maranhão (norte e centro), Piauí (norte e centro), Ceará, Rio Grande do Norte e os sertões da Paraíba e de Pernambuco são os estados com maior influência da ZCIT organizada sobre o Atlântico Equatorial, sobretudo com máximos de precipitação nos meses de março e abril, quando este sistema atua de maneira mais regular (MELO *et al.*, 2009).

Com relação a variabilidade interanual da ZCIT, um ano mais chuvoso (seco) que o normal no NEB está ligado ao fato deste sistema deslocar-se para posições mais ao sul (norte) de sua climatologia durante o verão e outono do HS. Uvo (1989) mostrou que a permanência mais longa ou mais curta da ZCIT em sua posição mais ao sul é o fator mais importante na determinação da qualidade da estação chuvosa do norte do NEB. Assim, em anos de seca na região, a ZCIT inicia sua migração para norte em fins de fevereiro ou início de março, enquanto que, em anos chuvosos, essa migração inicia mais para o fim de abril ou início de maio. Durante estações chuvosas deficientes no norte do NEB, quando a ZCIT tende a se posicionar mais ao norte, costumam-se verificar anomalias negativas de TSM no Atlântico Sul. Um dos modos de variabilidade do oceano Atlântico é a anomalia assimétrica em relação ao equador chamada de "dipolo", e caracteriza-se pela Anomalia de Temperatura da Superfície do Mar (ATSM), com sinais opostos entre as porções norte e sul do Atlântico Tropical. Este padrão térmico gera um gradiente

meridional (orientação norte-sul) de temperatura na localidade e exerce influência no deslocamento da ZCIT (MELO, CAVALCANTI, *et al.*, 2009). As ATSMs nos hemisférios norte e sul nem sempre acontecem ao mesmo tempo. Entretanto, quando acontecem, a exemplo das situações ilustradas na **Figura 24** (a e b), intensas anomalias de precipitação ocorrem em todo o NEB. Hastenrath e Heller (1977) mostraram ainda a relação entre estações chuvosas extremamente deficientes ou abundantes no NEB e o deslocamento dos centros da Alta Subtropical do Atlântico Norte (ASAN) e Alta Subtropical do Atlântico Sul (ASAS) em direção ao equador. Neste estudo, os anos de seca (chuva abundante) estariam associados à expansão da ASAS (ASAN) em direção ao equador e a retração da ASAN (ASAS) em direção a latitudes mais altas no Atlântico Norte (Sul).



**Figura 24.** Representação esquemática do posicionamento da ZCIT em a) anos secos e b) anos chuvosos no NEB. A circulação dos sistemas de alta pressão (A) de ambos os hemisférios está indicada por setas, também representando os ventos alísios de nordeste no HN e de sudeste no HS. Fonte: MELO *et al.* (2009).

### 3.2 Vórtices Ciclônicos de Altos Níveis

Os Vórtices Ciclônicos em Altos Níveis (VCAN) são sistemas fechados de circulação ciclônica (centros de baixa pressão no HS), de escala sinótica, que se originam na alta troposfera (aproximadamente 200 hPa) e se estendem até os níveis médios (aproximadamente 500 hPa), dependendo da instabilidade atmosférica (KOUSKY e GAN, 1981).

Segundo Ferreira et al. (2009), eles se desprendem do escoamento atmosférico associado, permanecendo quase estacionários, mas podendo deslocar-se lentamente tanto para leste como para oeste, e ter duração de vários dias. Os VCANs apresentam um centro relativamente frio, convergência de massa, movimentos verticais subsidentes no centro e ascendentes na periferia, e nebulosidade intensa principalmente na direção de seu deslocamento. Podem ser classificados em vórtices do tipo Palmén ou do tipo Palmer. No primeiro tipo, eles se originam em latitudes extratropicais, enquanto que no segundo, se originam nos trópicos.

No Brasil, os VCANs de origem tropical atuam com maior frequência, e isso ocorre entre os meses de dezembro a fevereiro, com um tempo de vida médio de 4 a 11 dias. Os vórtices ciclônicos podem ser classificados também como úmidos ou secos, dependendo da quantidade de nebulosidade associada (LOURENÇO, FERREIRA e GAN, 1996). Os vórtices úmidos são os que atingem os níveis mais baixos da atmosfera e estão associados a muita nebulosidade. Já os vórtices secos, estão confinados na média e alta troposfera, possuindo pouca nebulosidade, além de apresentar os movimentos descendentes e secos no seu centro mais acentuados em comparação aos vórtices úmidos.

O sistema apresenta efeitos sobre a precipitação do Norte e Nordeste do Brasil, principalmente quando os VCANs se originam sobre o continente. Quando o sistema ocorre, parte do NEB experimenta nebulosidade e precipitação (na periferia do sistema), e parte apresenta céu claro em função dos movimentos subsidentes no centro do VCAN, condição que impede a formação de nuvens. Responsáveis por chuvas e ventos fortes, os vórtices também podem impedir o deslocamento de sistemas frontais para o litoral do nordeste, contribuindo para a permanência dos mesmos sobre a região Sudeste, onde causam precipitações persistentes.

Os mecanismos de formação dos VCANs são bastante complexos e não é objetivo deste trabalho detalhar todo o processo. Diversas classificações e a descrição dos processos atmosféricos envolvidos na formação de cada tipo de VCAN podem ser encontrados na literatura (KOUSKY e GAN, 1981; RAMÍREZ, FERREIRA e KAYANO, 1998). Menezes (2003) classificou como sendo quatro os principais modelos de formação dos VCANs: o modelo I, proposto por Kousky e Gan (1981); o modelo II, proposto por Ramírez et al. (1998); e modelos III e IV, propostos por Paixão e Gandu (2000). No modelo I, os autores sugerem que a formação do vórtice está associada à Alta da Bolívia (AB) e um cavado sobre o Oceano Atlântico Sul, localizado no sentido de propagação das frentes que penetram nessa região, concluindo que o processo de formação do vórtice estaria relacionado com a propagação de energia de onda no sentido sudoeste (SW) - nordeste (NE). No modelo II, os autores afirmam que a geração do VCAN é devido a um sistema de circulação anticiclônica sobre o Atlântico Tropical Sul, a ASAS, associada à Zona de Convergência do Atlântico Sul intensa. A intensificação e amplificação da ASAS em seu setor sudeste, através de processos termodinâmicos, origina o vórtice. O modelo III descreve a formação do VCAN com início devido à intensificação da convecção na África que faz surgir um par de anticiclones em altos níveis. Os autores sugerem que este par de anticiclones induz um aprofundamento do cavado a oeste do mesmo e a sudoeste da Bifurcação Inter-hemisférica (BI), local preferencial de formação de VCANs. Já o modelo IV, descreve a formação como consequência do desacoplamento em altos níveis de um cavado vindo da região sudoeste do Saara. Nesse caso, o VCAN é localizado próximo a linha do Equador ainda acoplado ao escoamento da África.

Diversos trabalhos analisaram o comportamento mensal, sazonal e interanual dos VCANs, a maioria concordando com a conclusão de que o verão é o trimestre com maior frequência de VCANs e eles ocorrem principalmente no mês de janeiro (KOUSKY e GAN, 1981; GAN, 1982;

VALVERDE RAMÍREZ, 1996; VALVERDE RAMÍREZ, KAYANO e FERREIRA, 1999; VALVERDE RAMÍREZ, FERREIRA e CAMPOS VELHO, 2002; SILVA, 2007). Valverde Ramirez et al. (1999), analisando também a estrutura vertical e o ciclo de vida dos VCANs, concluíram que no estudo em questão, de 176 casos, a maior parte deles (84 casos) ficaram confinados entre 200 hPa e 300 hPa, enquanto uma segunda parte (77 casos), foram observados entre 200 hPa e 500 hPa, e apenas uma minoria (15 casos) se estendeu até 700 hPa e que o tempo de vida do VCAN está positivamente correlacionado a sua extensão vertical. Neste mesmo estudo, os autores analisaram a variabilidade interanual dos vórtices e não encontraram relação clara entre a variação da ocorrência do sistema e episódios de El Niño/La Niña, porém, apontaram evidências de haver uma relação destes com a estrutura vertical dos VCANs, tendo os anos de El Niño apresentado os VCANs de maior extensão vertical (atingindo 500 hPa) e os anos de La Niña, os casos confinados apenas em altos níveis (200 hPa e 300 hPa).

### **3.3 Distúrbios Ondulatórios de Leste**

As ondas de leste ou Distúrbios Ondulatórios de Leste (DOL) são ondas que se propagam desde a África até o Atlântico Tropical, com atividade máxima no inverno do hemisfério sul. Essas perturbações modulam a convecção no oeste da África e quando atravessam o Oceano Atlântico, podem evoluir para tempestades tropicais e se transformar em furacões (MACHADO *et al.*, 2009). As ondas de leste foram descobertas por Dunn (1940), que notou um deslocamento de leste para oeste das isóbaras em cartas de pressão de cada 24 h na região do Caribe. Riehl (1954) definiu as ondas de leste como sendo alterações nos campos de vento e pressão em superfície e estando as duas variáveis em fase. Através de um modelo idealizado ele mostrou que, nessa região, os

campos de pressão deslocam-se para oeste junto da corrente do estado básico e que estas ondas apresentam velocidade de fase de  $6^\circ/\text{dia}$ , período de 3 a 4 dias e comprimento horizontal entre 2.000 e 3.000 km. Diferentes trabalhos mostraram que essas ondas são consequência de instabilidades no Jato Africano, correspondentes aos cisalhamentos horizontal e vertical do vento. Entretanto, Hall et al. (2006) revisando vários estudos da estrutura das ondas de leste, concluíram que apenas instabilidade não é suficiente para explicar a iniciação e a intermitência das ondas, e que uma perturbação inicial de amplitude finita seria necessária para explicar o fenômeno. Diferentemente dos distúrbios de latitudes médias com a teoria quasi-geostrófica, não existe ainda uma teoria consagrada que explique os processos físicos de formação e desenvolvimento desses distúrbios nos trópicos (COSTA, 2006).

Na região do Sahel, praticamente todos os eventos de chuva são associados às ondas de leste. Na costa do NEB, no entanto, essas ondas não têm o mesmo impacto direto. Entretanto, estes sistemas, em associação com outros sistemas locais, são capazes de modular a convecção em grande parte dos eventos de mesoescala provenientes do oceano (MACHADO *et al.*, 2009). Yamazaki (1975) estudando a dinâmica das perturbações da região tropical do Atlântico Sul e da costa brasileira, percebeu na faixa entre  $5^\circ \text{ S}$  e  $10^\circ \text{ S}$ , linhas de nuvens bem definidas, cujas ondas associadas apresentaram velocidade média de propagação de 10 m/s, comprimento de onda de aproximadamente 4.000 km e período de 4 dias, e concluiu que a elevada precipitação na região estaria associada a estes distúrbios oscilatórios. Yamazaki e Rao (1977) detectaram linhas de nebulosidades inclinadas e bem definidas no Atlântico Sul, e ressaltaram que os aglomerados de nebulosidade se propagam de leste para oeste, de  $10^\circ \text{ E}$  até aproximadamente  $40^\circ \text{ W}$ . Os autores observaram a existência desse mesmo padrão de nebulosidade em vários invernos, sugerindo que a estação chuvosa no litoral do NEB é modulada pelos DOL. Ramos (1975), observou que o efeito vale-

montanha, cuja influência na precipitação do interior do NEB é significativa, quando associado a sistemas que se propagam de leste para oeste, produz convergência necessária para gerar convecção. Utilizando imagens de satélite, Mota (1997) observou que os sistemas de nebulosidade que se formaram na região centro-oriental do Atlântico Sul, apresentavam-se na forma de nuvens baixas que se intensificavam em sua trajetória para oeste. Segundo o autor, a interação com as circulações locais aumenta a convergência nos baixos níveis, o que pode causar fortes chuvas, em especial na faixa litorânea leste e norte do NEB, além de favorecer uma explosão de nebulosidade quando essas ondas se aproximavam da interface oceano-continente. Esses resultados apontam para um possível acoplamento, dependendo do horário, entre os DOL e a brisa marítima ou a brisa terrestre, aumentando a convergência nos baixos níveis na costa e levando à formação de convecção profunda, o que geraria ou intensificaria linhas de instabilidade costeiras. Sobre a propagação destes sistemas, Kayano (1979) utilizou dados de sondagens de 1968 a 1976 das estações de Belém e Manaus e observou variações quase periódicas nos campos de vento e umidade, com período de 3 a 5 dias, concordando com o modelo idealizado por Riehl (1954). Este resultado apontou evidências da existência de ondas de leste na Amazônia. Barbosa et al. (2006) propuseram um modelo conceitual para a formação de perturbações convectivas na costa N-NE do Brasil. Neste modelo, a formação de nuvens, uma vez iniciada por fatores locais (aquecimento e/ou brisa), pode ser intensificada por alguma forçante de escala sinótica (ZCIT, DOL, etc). Neste caso, a perturbação convectiva ganhará grande extensão horizontal e irá se propagar para dentro do continente, atingindo o interior da Amazônia.

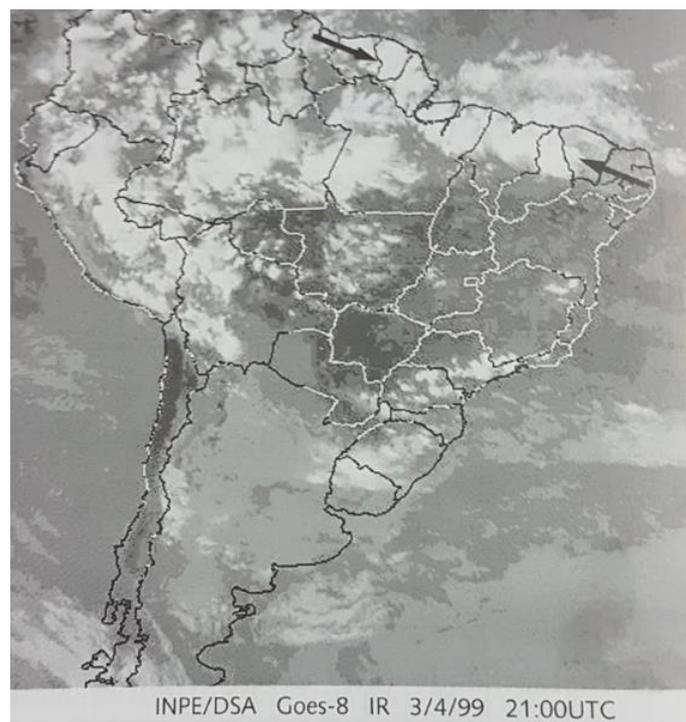
Chan (1990) investigou as características, estrutura e variação sazonal dos DOL sobre o Oceano Atlântico equatorial sul, na vizinhança das regiões N e NE do Brasil. Os sistemas apresentaram periodicidade de 5 a

6 dias, com maiores amplitudes nos trimestres de março, abril e maio (MAM) e junho, julho e agosto (JJA). As fases também se propagaram de forma mais organizada nestes períodos, porém com características distintas. Em JJA, foram encontradas ondas mais longas (em torno de 6.200 km) e maiores velocidades de fase (12 m/s), enquanto MAM apresentou ondas mais curtas (4.800 km) e mais lentas (em torno de 11 m/s). Em dezembro, janeiro e fevereiro (DJF), os distúrbios parecem ocorrer mais frequentemente sobre o oceano.

### **3.4 Linhas de Instabilidade**

Linhas de Instabilidade (LI) são bandas de nuvens causadoras de chuva, organizadas em forma de linha. Também podem ser definidas como uma banda de nebulosidade aparentemente contínua e organizada (HUSCHKE, 1959) ou como uma linha de cumulonimbus que se forma ao longo da borda de uma ampla região de movimento ascendente (HAMILTON e ARCHBOLD, 1945), tipicamente tropical. Podem ter milhares de quilômetros de comprimento na direção transversal à sua propagação e atingir em torno de 17 km de altura, penetrando na tropopausa e então rapidamente decrescendo até em torno de 13 km, onde forma a bigorna. Consistem de uma região convectiva e uma região estratiforme. A região convectiva fica à frente da tempestade e geralmente é estreita, caracterizada por fortes correntes de ar ascendentes, raios e chuva forte. As correntes descendentes ocorrem posteriormente a tempestade e com a queda de hidrometeoros (chuva, granizo) levam para baixo o ar frio que foi resfriado por evaporação. Quando as correntes descendentes atingem a superfície (terra ou oceano), elas se espalham horizontalmente e forçam ventos muito fortes, conhecido como frente de rajada. A frente de rajada lidera a linha de instabilidade e pode ser, na maior parte dos casos, sentida bem antes da chegada da região de convecção (SILVA DIAS, 1987).

Seu desenvolvimento está associado a circulações de mesoescala, como circulação vale-montanha, circulação pré-frontal (ao longo de uma frente fria devido ao intenso contraste térmico que ocorre nessa região) e circulação de brisa. As LIs desenvolvem-se frequentemente na costa N-NE da América do Sul e podem propagar-se para o interior do continente, causando elevados valores de precipitação. Vários estudos (KOUSKY, 1980; CAVALCANTI, 1982; CAVALCANTI e KOUSKY, 1982; COHEN, 1989; COHEN, SILVA DIAS e NOBRE, 1989; GRECO *et al.*, 1990; COHEN, SILVA DIAS e NOBRE, 1995) associaram estes sistemas à circulação de brisa marítima. Como o desenvolvimento das LIs tem uma escala temporal associada à variação diurna (aquecimento terrestre e brisa marítima), a máxima atividade convectiva pode ser observada nas imagens de satélite no final da tarde (21:00 UTC), a exemplo da Figura 25.



**Figura 25.** Linha de instabilidade no canal infravermelho às 21 UTC. Fonte: adaptado de Machado *et al.* (2009).

Segundo Kousky (1980), quando o escoamento médio em 850 hPa é perpendicular à costa atlântica, a convecção associada à brisa marítima consegue penetrar continente adentro, alcançando a Bacia

Amazônica. Do contrário, quando o escoamento é paralelo, a LI não consegue se propagar e se dissipa na costa. Cohen et al. (1989) analisaram as Lis que se formaram na costa N-NE da América do Sul, da Guiana até o estado do Maranhão, e classificaram as mesmas em três categorias, todas associadas à brisa marítima junta à costa: a) Linhas de Instabilidade Costeira (LIC), cuja propagação horizontal alcança 170 km; b) LI com propagação do tipo 1 (LIP1), com deslocamento horizontal entre 170 e 400 km e; c) LIP2, com deslocamento horizontal a partir de 400 km. Garstang et al. (1994) classificou o ciclo de vida das Lis como tendo 6 etapas: 1) *gênese costeira*, quando as primeiras células de tempestades se formam à tarde devido a brisa marítima e a zona de convergência formada ao longo da costa nordeste da América do Sul; 2) *intensificação*, durante o final da tarde e começo da noite, quando as células convectivas continuam se aglomerando em células maiores já apresentando bigornas, normalmente orientadas de NW-SE, em um padrão quase que paralelo a linha litorânea do NEB; 3) *maturação*, quando o sistema atinge o máximo comprimento e largura, podendo alcançar os 3.000 km e 170 km, respectivamente; 4) *enfraquecimento*, quando os aglomerados diminuem de tamanho, algumas vezes fazendo o sistema experimentar uma redução na velocidade de propagação; 5) *regeneração*, que acontece concomitantemente ao enfraquecimento, quando algumas células se regeneram enquanto o sistema se propaga, principalmente durante o dia, quando volta a haver aquecimento. Durante a regeneração, alguns aglomerados se intensificam e provocam novas tempestades e; 6) *dissipação*, quando o sistema vai se tornando mais irregular após o enfraquecimento e, finalmente, desaparece.

Cohen et al (1989) analisou a climatologia das Lis que ocorreram entre 1979 e 1986 e concluiu que os sistemas podem ocorrer durante todo o ano, com maior frequência entre os meses de abril e agosto. A velocidade média de propagação das LIP1 e LIP2 foi de 12 e 16 m/s, respectivamente, e o ciclo de vida médio para as LIC, LIP1 e LIP2 foi de 9,

12 e 16 horas, respectivamente. A média de comprimento foi de 1.400 km. Estes resultados concordam em parte com uma climatologia realizada posteriormente por Santos Neto (2004), que analisou 2.785 casos de LIs entre 1979 e 2002 e encontrou um comprimento médio de 1.340 km, tempo de vida médio em torno de 10,3 horas para as LIC e de 20,4 horas para as LIP e velocidade média de propagação de 15,44 m/s. A respeito da variabilidade sazonal, Cavalcanti (1982) analisou a ocorrência de LIs associadas à circulação de brisa entre 1975 e 1980 e observou uma variação sazonal na posição do sistema. Nos invernos e primaveras, seu desenvolvimento ocorre mais a oeste, ao longo da costa e norte do equador, enquanto que nos verões e outonos, ocorre mais a leste, ao longo da costa e sul do equador, fato que a autora associa à variação sazonal da posição da ZCIT, sugerindo influência de fatores de grande escala, como convergência em baixos níveis relacionados à ZCIT, que intensificariam a circulação de brisa marítima. Cohen et al. (2009), analisando informações dos boletins Climanálise de 1979 a 2002, encontraram maior frequência de LIs junto à costa N-NE brasileira durante os anos de La Niña e que durante os anos de El Niño, os sistemas costumam se formar entre o litoral da Venezuela e do Amapá, sendo um pouco mais ao norte da localização média de formação.

### **3.5 Zona de Convergência do Atlântico Sul**

A Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) pode ser identificada, na composição de imagens de satélite (Figura 26), como uma banda de nebulosidade de orientação NW-SE, estendendo-se desde o sul da região amazônica até a região central do Atlântico Sul (KOUSKY, 1988), ou ainda em padrões de distribuição de radiação de onda longa (CARVALHO, SILVA DIAS e NOBRE, 1989). Krishnamurty et al. (1973), analisando o fluxo médio nos trópicos, mostrou a existência de três grandes cavados sobre

os oceanos no HS próximo a regiões de convecção intensa. Yassunary (1977), com o auxílio de imagens de satélite, foi um dos primeiros a mostrar a existência de três bandas persistentes de nebulosidade no verão do HS com inclinação NW-SE, as quais hoje são chamadas de Zona de Convergência do Pacífico Sul (ZCPS), ZCAS e Zona de Convergência do Índico (ZCI).

O estudo observacional feito por Kodama (1992a) mostrou diversas características comuns entre essas três regiões, a qual o autor chamou, de forma geral, de Zonas de Convergência Subtropical (ZCS). Essas características comuns seriam : (i) estendem-se para leste (em direção ao polo), nos subtrópicos, a partir de regiões tropicais específicas de intensa atividade convectiva; (ii) formam-se ao longo de jatos subtropicais em altos níveis e a leste de cavados semi-estacionários; (iii) são zonas de convergência de umidade; (iv) estão localizadas na fronteira de massas de ar tropical úmida, em regiões de forte gradiente de umidade em baixos níveis, com geração de instabilidade convectiva. Os mecanismos que originam e mantêm a ZCAS não estão ainda totalmente definidos, porém, estudos observacionais e numéricos indicam que esse sistema sofre influências tanto de fatores locais quanto remotos. Em um estudo observacional das ZCS, Kodama (1992b) mostrou que essas zonas aparecem somente quando duas condições de grande escala são satisfeitas: (i) o escoamento de ar quente e úmido, em baixos níveis, em direção às altas latitudes; e (ii) um jato subtropical (JST) em altos níveis fluindo em latitudes subtropicais. O escoamento em baixos níveis intensifica a convergência de umidade e a frontogênese, em combinação com o JST. Em baixos níveis a convecção também contribui na intensificação da Baixa na região do Chaco, que fortalece a convergência de ar úmido sobre a região. Quanto ao efeito local



**Figura 26.** ZCAS no canal infravermelho realçada. Fonte: página CPTEC/INPE

dos Andes sobre a ZCAS, Figueroa et al (1995) mostraram, utilizando um modelo de circulação global, que o posicionamento adequado desse sistema depende da inclusão da topografia nas simulações. Entretanto, um aspecto a se notar é que simulações que excluem o efeito da topografia também conseguem reproduzir um padrão de divergência (convergência) alongada em altos (baixos) níveis, com orientação NW-SW, semelhante à da ZCAS (FIGUEROA, SATYAMURTY e SILVA DIAS, 1995; GANDU e GEISLER, 1991; KALNAY, MO e PAEGLE, 1986). Dessa maneira, os autores concluem que os Andes não têm um papel preponderante na gênese da ZCAS, mas que, aparentemente, ao intensificarem o escoamento em baixos níveis, auxiliam na alimentação da convergência com o ar úmido da região amazônica. Sobre efeitos remotos, Casarim e

Kousky (1986) mostraram que a organização da convecção na região da ZCPS implicava numa posterior intensificação da ZCAS, sugerindo um mecanismo de propagação do tipo oscilação de 30-60 dias. Chaves e Nobre (2004) estudaram a relação entre a temperatura da superfície do mar e a ZCAS. Para isso, utilizaram um modelo de circulação geral da atmosfera e um modelo de circulação geral oceânico. Eles concluíram que anomalias quentes de TSM no Atlântico Sul tendem a intensificar e deslocar para norte a ZCAS, enquanto que anomalias frias tendem a enfraquecê-la. Concluíram também, que uma ZCAS mais intensa, tende a enfraquecer a anomalia positiva original devido a sua maior cobertura de nuvens, em um chamado processo de *feedback* negativo.

Uma das principais consequências da atuação da ZCAS é a ocorrência dos altos índices pluviométricos, principalmente no final da primavera e nos meses de verão, nas regiões afetadas (GRIMM, 2011). De acordo com Quadro (1994) possui uma persistência de 4 ou mais dias.

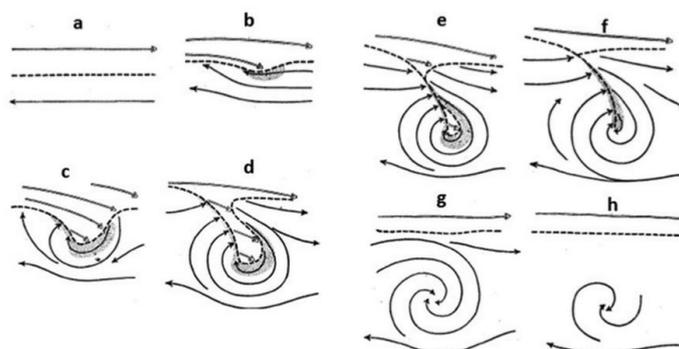
### **3.6 Ciclones**

Os ciclones são regiões de baixa pressão atmosférica as quais apresentam rotação ciclônica no HS e anticiclônica no HN. A formação e o desenvolvimento desses sistemas na atmosfera são denominados de ciclogênese, enquanto que a sua dissipação é chamada de ciclólise. Os ciclones possuem uma grande importância na meteorologia, pois atuam no transporte de calor, umidade e quantidade de movimento, além de apresentarem grandes mudanças no tempo onde atuam, como ventos fortes e intensa precipitação.

Os ciclones são classificados em três tipos, podendo ser: ciclones extratropicais, tropicais ou subtropicais. Os ciclones extratropicais também podem ser chamados de ciclones de latitudes médias ou de ciclones frontais, e apresentam diâmetro que pode variar de 1.500 a 5.000 km e tempo de vida médio de 3 dias. Os ciclones tropicais também são

sistemas de baixa pressão, porém não-frontal, com núcleo quente que se desenvolvem sobre os oceanos tropicais ou subtropicais e possuem circulação em superfície bem organizada (GRAY, 1968). Eles são menores que os extratropicais, (diâmetro entre 500 – 1.000 km) porém mais intensos, simétricos e duradouros. Outra diferença é em relação a localização dos ventos mais intensos: enquanto nos ciclones extratropicais os ventos mais intensos ocorrem perto da tropopausa, nos ciclones tropicais eles ocorrem nos baixos níveis da troposfera. Já os ciclones subtropicais, são centros de baixa pressão que apresentam núcleo quente em baixos níveis da atmosfera, como os ciclones tropicais, e frio em altos níveis, como os ciclones extratropicais (HART, 2003).

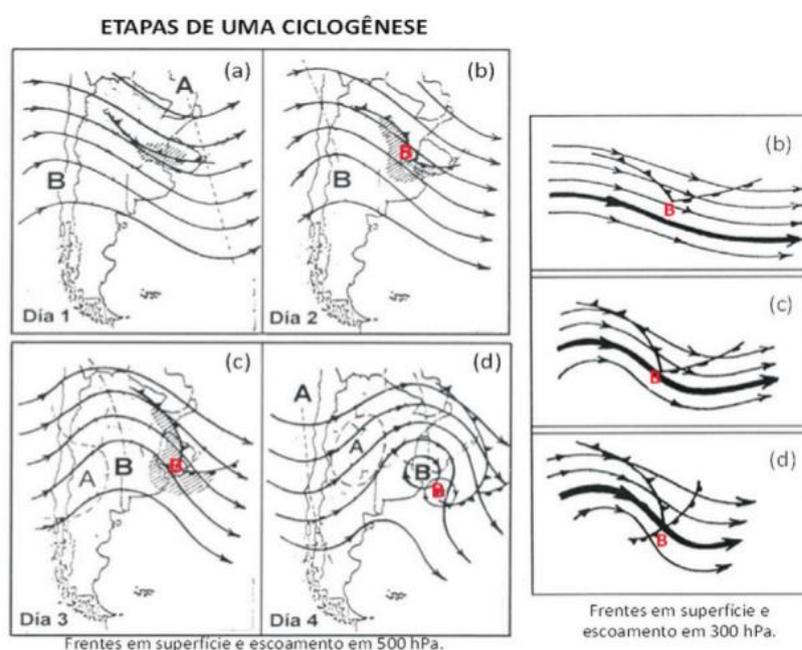
O primeiro modelo conceitual de ciclones extratropicais foi proposto por Bjerknes (1919), e em seguida aperfeiçoado por Bjerknes e Solberg (1922). Neles, os autores associaram a formação dos ciclones extratropicais à presença de gradientes horizontais de temperatura em superfície, gerando assim as frentes fria e quente, e o aprofundamento do ciclone ocorrendo com a rotação da frente fria em torno do centro de baixa pressão até que a mesma alcance a frente quente, que tem menor velocidade de deslocamento do que a frente fria, gerando assim a frente oclusa. Na Figura 27, Reboita et al., (2017) mostram, para o HS, o processo de ciclogênese de acordo com o proposto por Bjerknes (1919).



**Figura 27.** Ciclo de vida dos ciclones extratropicais considerando o HS. a) escoamento estacionário, b) perturbação inicial do escoamento, c-d) crescimento da perturbação ciclônica, e) perturbação ciclônica iniciando a oclusão, f) oclusão atinge máxima intensidade, g) ciclone totalmente ocluído e h) decaimento do sistema. FONTE: Reboita et al. (2017)

Com o passar dos anos, os modelos conceituais do ciclo de vida dos ciclones extratropicais foram sendo aprimorados, a exemplo do estudo apresentado por Reboita et al. (2017), onde os autores discutem o ciclo de vida de um ciclone extratropical na América do Sul. A

**Figura 28** mostra a evolução do ciclo de vida de um ciclone em superfície na América do Sul e sua interação com uma onda no escoamento de oeste em 500 hPa (painel da esquerda). São apresentados o



escoamento em 300 hPa e as frentes em superfície (painel da direita). Isso permite identificar a localização do ciclone em relação aos jatos em altos níveis.

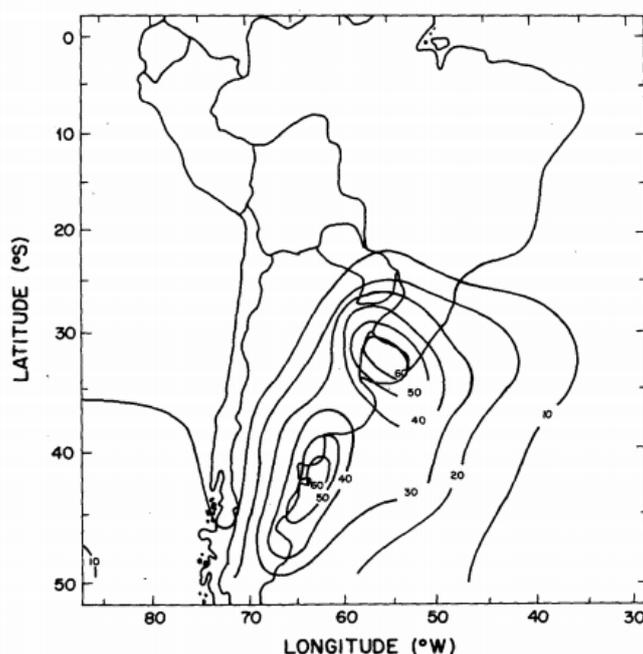
**Figura 28.** Modelo conceitual do desenvolvimento de um ciclone extratropical no HS. A esquerda, as linhas pretas com setas representam a altura geopotencial em 500 hPa, as linhas pretas com triângulos (semicírculos) preenchidos representam as frentes frias (frentes quentes), as letras A e B em negrito indicam a localização dos centros de alta e baixa em 500 hPa, respectivamente, e a letra B em vermelho a localização do ciclone em superfície. A região hachurada mostra a nebulosidade associada às frentes e com o ciclone. O quadro da direita é um complemento à ideia tridimensional da atmosfera, pois indica o escoamento atmosférico em 300 hPa (linhas pretas com setas), o jato em altos níveis (linha preta mais espessa) e as frentes em superfície. Fonte: Reboita et al. (2017)

A formação dos ciclones tropicais não resulta da existência de diferenças horizontais de temperatura em superfície como a mencionada anteriormente nos ciclones extratropicais e, sim, da combinação da presença de anomalias ciclônicas em superfície e da liberação de calor latente proveniente da evaporação dos oceanos tropicais (PALMÉN, 1956). Existem algumas condições que são necessárias (porém nem sempre suficientes) para a formação dos ciclones tropicais no globo: temperatura da superfície do mar maior que 26,5 °C, valores elevados de umidade relativa em ~700 hPa, instabilidade condicional, distúrbio ciclônico em baixos níveis, fraco cisalhamento vertical do vento horizontal e local de formação distante do equador, normalmente, em cerca de 5° a 6°. Por esses motivos, quando um ciclone tropical atinge a superfície continental sua fonte de energia, em geral, cessa e o sistema enfraquece, podendo dissipar ou se transformar em um ciclone extratropical, dependendo das condições sinóticas. Ele também pode se dissipar tocando águas mais frias, perdendo assim a capacidade de sustentar a convecção profunda, ou pelo surgimento de cisalhamento vertical do vento, podendo assim desorganizar o sistema, pois acaba por transportar o calor e umidade para longe do local do distúrbio. Esta é a maneira mais comum para a formação de um sistema, mas existem outros meios menos comuns para a formação de um ciclone tropical: um ciclone extratropical pode estar sobre águas suficientemente quentes e imerso em uma região com alta disponibilidade de calor e umidade, tendo todas as condições para se transformar em um ciclone tropical. No Brasil, há somente registro do Furacão Catarina, ocorrido em março de 2004.

Os ciclones subtropicais se formam a partir de uma anomalia ciclônica em baixos níveis causada por baroclinia e/ou instabilidade devido ao aquecimento em baixos níveis e advecção horizontal de ar quente sob uma região de divergência a leste de cavados e VCANs, em níveis

médios e altos. Esses ciclones se dissipam, em geral, quando o bloqueio atmosférico se dissipa também, não contribuindo mais para os ventos fracos em médios e altos níveis e pelo enfraquecimento da divergência da corrente abaixo de cavados e VCANs em níveis médios e altos. Se dissipam ainda, quando passam por águas frias, dessa forma os fluxos de superfície para a atmosfera podem enfraquecer, contribuindo de forma negativa para esses ciclones.

A costa leste da América do Sul é uma região favorável a ocorrência de ciclogênese, e a formação e intensificação dos ciclones apresentam variações sazonais e espaciais bem marcantes (GAN e SELUCHI, 2009). Gan e Rao (1991) e Sinclair (1996) estudaram a climatologia dos ciclones na América do Sul e chegaram em conclusões parecidas sobre os centros de máxima ocorrência ao longo do ano: um próximo ao Uruguai e outro próximo ao Golfo de San Matias, na Argentina (Figura 29), sendo o máximo de ocorrências no Uruguai durante o inverno e em San Matias no verão. Com relação a frequência temporal, o máximo de ocorrências de ciclogênese na América do Sul acontece em maio e o mínimo, em dezembro, com um máximo de frequência nos meses de inverno e um mínimo nos meses de verão. Gan e Rao (1991) também destacaram um



aumento na frequência de ocorrência de ciclogênese durante a fase negativa do fenômeno ENOS (El Niño – Oscilação Sul).

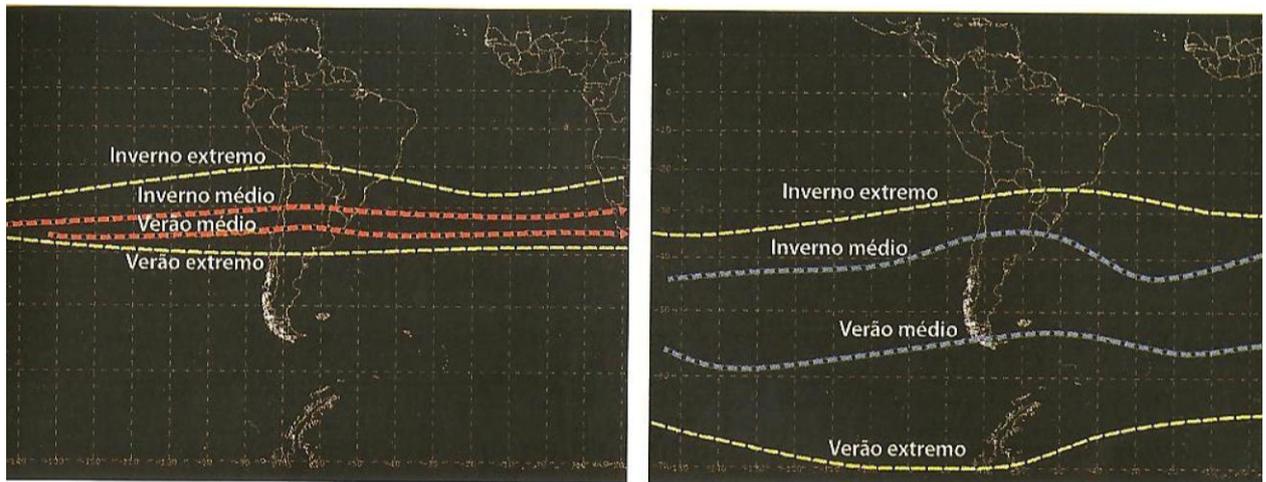
**Figura 29.** Distribuição anual de frequências de ciclogênese.  
Fonte: Gan e Rao (1991)

### 3.7 Jatos de Altos Níveis

Segundo a Organização Meteorológica Mundial (OMM, 1992), a corrente de jato (ou jato de altos níveis), é definida como uma corrente de ar próximo à tropopausa em um estreito conduto em cujo eixo se encontram velocidades máximas do vento e máximo cisalhamento horizontal e vertical. Os jatos de altos níveis são divididos em dois tipos: o Jato Subtropical (JST) que se situa em latitudes mais baixas, portanto em temperaturas mais elevadas; e o Jato Polar (JP), que pode ser dividido em outros dois: o ramo Norte do Jato Polar (JPN) relacionado aos sistemas frontais e ciclogênese em superfície em latitudes médias; e o ramo Sul do Jato Polar (JPS) situado já na estratosfera próximo aos círculos do Ártico e da Antártida. O JST possui sua posição relativamente constante ao longo de uma determinada estação do ano, por outro lado o JP sofre variações dia a dia sobre uma ampla faixa de latitudes médias e subtropicais. A corrente de jato normalmente localiza-se entre 9.000 e 13.000 m de altitude e, segundo Escobar (2009), possui milhares de quilômetros de comprimento, centenas de quilômetros de largura e vários quilômetros de espessura. A velocidade do vento ao longo do eixo principal é no mínimo de 140 km/h, podendo superar os 300 km/h.

Na Figura 30 é possível observar a variabilidade do JST e do JP durante os períodos de inverno e verão. As linhas tracejadas amarelas indicam as posições extremas de cada jato para cada um dos períodos, enquanto que as linhas vermelhas e azuis representam os valores médios nos períodos para o JST e o JP, respectivamente. É possível observar que o JST tem sua posição média oscilando entre aproximadamente 30° S e 35° S, ao passo que o JP possui uma variabilidade maior. Durante o período de

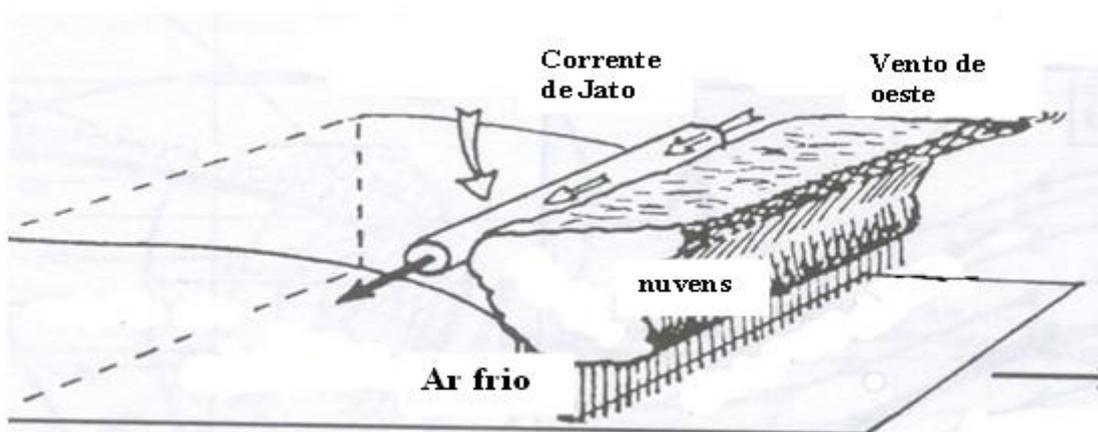
inverno, o JP acompanha os sistemas frontais, por esse motivo, a sua posição extrema alcança parte do sudeste do Brasil. Durante o verão ele fica restrito a altas latitudes.



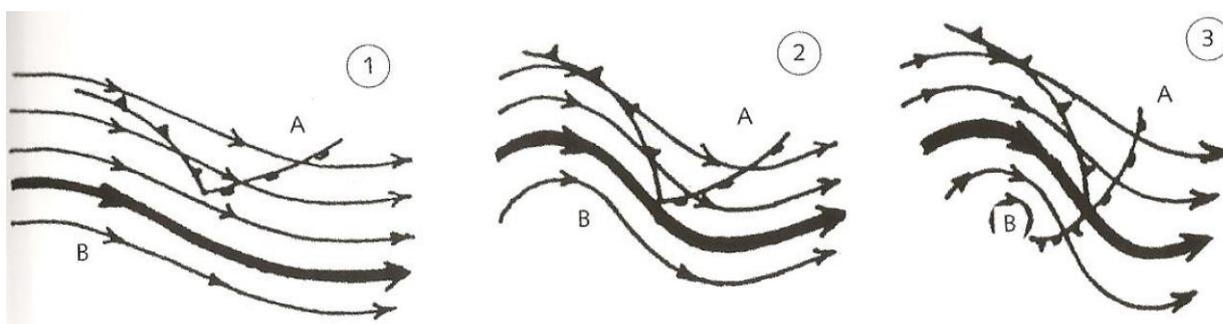
**Figura 30.** Posição média e variabilidade do JST (esquerda) e do JP (direita) para o inverno e verão. FONTE: Escobar (2009).

De acordo com Escobar (2009) o JP exerce um papel fundamental no prognóstico do tempo, uma vez que quando o JP se desloca para norte, seus movimentos são seguidos em superfície pelos sistemas de alta e baixa pressão e pelos sistemas frontais. Isso significa que, ao se obter um prognóstico do deslocamento do JP, pode-se também realizar o prognóstico de avanços e recuos de frentes em superfície. A Figura 31 mostra a posição do JP em relação à frente fria. Nota-se que o ar frio se desloca de sul para norte. Por cima do ar frio observam-se as nuvens e a precipitação relacionadas a frente fria. O conduto do JP encontra-se na retaguarda das nuvens e por cima do sistema frontal, dando suporte ao sistema. Essa relação também pode ser vista durante o processo de ciclogênese, conforme é mostrado na Figura 32. Na figura da esquerda é visto o JP contornando o cavado que se aproxima das frentes em superfície. Em seguida, na figura central, uma típica dianteira de cavado com seu correspondente JP associado. Junto a isso, a baixa pressão de

superfície continua a desenvolver-se com seus 2 ramos. Na figura da direita, é observado em altitude e dentro do cavado a baixa fechada, que leva em frente a baixa na superfície em oclusão.



**Figura 31.** Posicionamento do JP em relação a frente fria. FONTE: Escobar (2009).



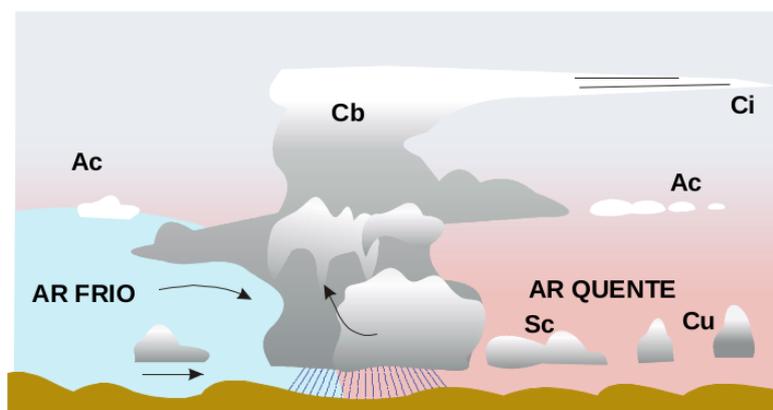
**Figura 32.** Posicionamento do JP em relação a ciclogênese. Fonte: Escobar (2009).

### 3.8 Frentes Frias

As frentes frias são sistemas meteorológicos que são vistos durante o ano todo, e que afetam diretamente o tempo das regiões por onde elas passam. De acordo com Satyamurty (2005), uma frente é uma zona de fronteira entre uma massa de ar quente e uma massa de ar frio. Dá-se o nome de frente fria, quando a massa de ar frio avança na direção da

massa do ar quente, e se a massa de ar quente avança na direção da massa do ar frio, a frente é designada frente quente.

Em uma frente fria, o ar frio desloca o ar quente na superfície, que sofre ascensão e origina nuvens com grande desenvolvimento vertical e conseqüentemente ocasiona precipitação adiante da frente, conforme é possível observar na Figura 33. As frentes frias podem se deslocar rapidamente ou lentamente, e as que se deslocam mais rápido são mais inclinadas do que as mais lentas, isto é, maior o ângulo entre a superfície frontal e a superfície da terra (VIANELLO, 1991).



**Figura 33.** Modelo de uma superfície frontal fria, com o conjunto típico de nuvens associadas. FONTE: Varejão-Silva (2002)

Antes da chegada de uma frente fria é notada uma sensível redução na pressão, aumento da temperatura e intensificação dos ventos. Durante a passagem de uma frente fria, são observadas características, tais como: mudança da direção do vento, presença de nuvens e precipitação, variações no conteúdo de umidade, decréscimo da temperatura, aumento da pressão atmosférica, forte cisalhamento vertical e horizontal (PETTERSEN, 1956). Após a passagem da frente, a pressão sobe rapidamente, a temperatura cai e o vento muda de direção, normalmente de norte ou nordeste para de sul ou de sudoeste no HS (FEDOROVA, 1999).

No inverno, as massas de ar frio penetram sobre o continente na retaguarda das frentes frias, podendo causar geadas fortes ao sul de 30° S e moderada no restante do Rio Grande do Sul e estados de Santa Catarina, Paraná, Mato Grosso do Sul, São Paulo e sul de Minas Gerais, às vezes, com prejuízos para a agricultura (MARENGO *et al.*, 1997). Na estação do verão, a entrada de ar frio não provoca quedas tão bruscas na temperatura, no entanto, organiza atividade convectiva e chuva em áreas onde normalmente há pouca precipitação (GARREAUD, 2000). As frentes frias ocorrem durante o ano todo entre 25° S e 30° S, porém, são mais numerosas nos meses de maio a outubro. São mais raras ao norte de 20° S nos meses de verão. A Figura 34 mostra uma frente fria avançando sobre o Sudeste e Centro Sul do país, vista no canal infravermelho do satélite.



**Figura 34.** Frente fria no canal infravermelho do GOES-16. Fonte: página Climatempo. Disponível em <https://www.climatempo.com.br/noticia/2018/08/25/frente-fria-provocagranizo-e-ventania-no-centro-sul-do-br-4956>. Acesso em nov. 2018.

### 3.9 Jatos de Baixos Níveis

Os Jatos de Baixos Níveis (JBN) são vistos em várias regiões do globo. Eles são fortes fluxos meridionais que são observados na baixa atmosfera ao longo de cadeias montanhosas. Estes ventos ocorrem a leste de uma topografia elevada e são associados a movimentos de grande escala que cobrem extensas áreas, como as Montanhas Rochosas dos Estados Unidos e os Andes na América do Sul (MARENGO, AMBRIZZI e SOARES, 2009). De acordo com o conceito introduzido por Means (1952), os JBNs são fenômenos que se desenvolvem no período da noite e estão diretamente associados aos processos dinâmicos e termodinâmicos que ocorrem na Camada Limite Planetária (CLP). Estes fenômenos são classificados de acordo com critérios que levam em conta a intensidade e o cisalhamento vertical do vento, conforme descritos na Tabela 2 (BONNER, 1968). Tais critérios foram sendo modificados ao longo do tempo de acordo com as características de cada região.

**Tabela 2.** Especificações do critério de Bonner (1968)

<b>Crítérios</b>	<b>Vento Máximo (m/s)</b>	<b>Cisalhamento vertical (m/s)</b>
1	12	6
2	16	8
3	20	10

Na América do Sul, o JBN faz parte do sistema de monção da América do Sul, transportando umidade dos ventos alísios que, ao passar pela região amazônica podem adquirir maior umidade em decorrência da evapotranspiração na região da floresta. Esses ventos são desviados pelos Andes em direção a bacia Paraná-Prata, afetando

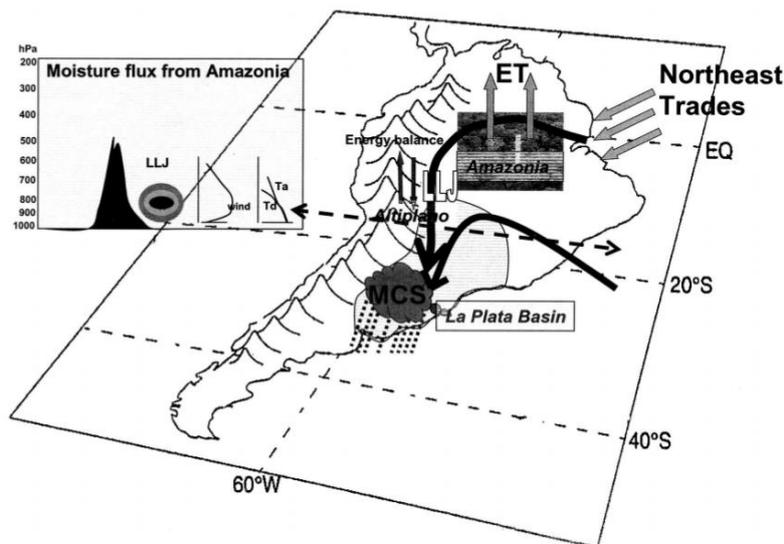
diretamente o tempo e clima na região ao leste dos Andes (MARENGO, AMBRIZZI e SOARES, 2009). Na saída do JBN, em função do transporte de umidade para a região, são observadas condições de tempo severo associadas a grandes nuvens convectivas, podendo ocasionar fortes tempestades.

Marengo et al. (2004) mostraram que existe um ciclo anual deste sistema, sendo ele mais intenso no período de verão. Nessa época do ano, o JBN tem uma maior influência dos ventos alísios, que entram no continente com mais força, carregando a umidade da Amazônia na direção sudeste. Como a ASAS nessa época do ano está mais afastada do continente, ela apresenta um fluxo mais fraco. No período de inverno, os ventos alísios são enfraquecidos e, como a ASAS está mais próxima do continente e mais intensa, o JBN é dominado pela umidade que vem do oceano através do fluxo de noroeste da ASAS. A Figura 35 mostra um modelo conceitual do JBN da América do Sul, na qual mostra o fluxo vindo da Amazônia para o período de verão, e o fluxo vindo da ASAS no período de inverno, ambos servindo como uma esteira transportadora de umidade para a região da Bacia do Prata.

O ciclo diurno do JBN além de ser muito importante, também é difícil de ser avaliado, uma vez que são realizadas apenas duas sondagens por dia a leste dos Andes. Marengo et al. (2002), utilizando apenas duas observações, notaram que os ventos mais fortes acontecem por volta de 11 UTC, com o máximo entre 1.600 até 2.000 m de altitude, aproximadamente. Os autores acreditam que a máxima intensidade deve acontecer no período entre as observações (~22 e 11 UTC).

O JBN pode variar conforme a alternância de períodos secos e úmidos durante o verão, principalmente no Sudeste da América do Sul. Em períodos onde a ZCAS é mais (menos) intensa, as chuvas se concentram mais (menos) na sua área de atuação, enquanto que,

consequentemente, na região Sul do Brasil, Uruguai e norte da Argentina ocorrem menos (mais) episódios de chuva. Essa variabilidade pode ser explicada por padrões de grande escala no nível intrassazonal, que podem interferir na posição de ambos os sistemas, embora a intensidade deles dependa de fatores locais e da umidade proveniente da Amazônia (MARENGO, AMBRIZZI e SOARES, 2009).

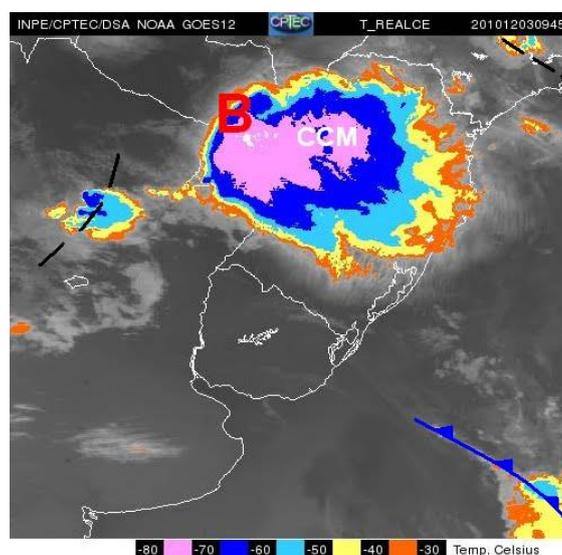


**Figura 35.** Representação esquemática dos JBN. Fonte: Marengo et al (2004)

### 3.10 Complexos Convectivos de Mesoescala

Os Complexos Convectivos de Mesoescala, comumente chamados de CCMs são um tipo de Sistema Convectivo de Mesoescala. Estes sistemas normalmente estão associados a chuvas torrenciais, rajadas violentas de vento, granizo, descargas elétricas atmosféricas e, eventualmente, tornados. Os critérios originais de classificação de CCMs definidos por Maddox (1980), levam em conta o tamanho do sistema, a sua forma e o tempo de vida. Os CCMs são normalmente identificados através de imagens de satélite no canal infravermelho (Figura 36), onde deve apresentar uma cobertura de nuvens com temperaturas inferiores a  $-32^{\circ}\text{C}$  e com área de  $100.000\text{ km}^2$ , sendo que a região mais interna da nuvem

deve apresentar temperaturas menores que  $-52^{\circ}\text{C}$  com área de 50.000  $\text{km}^2$ . Em relação ao formato, deve ser circular, apresentando uma excentricidade (eixo menor/eixo maior) maior que 0,7. O tempo de vida de um CCM é caracterizado quando as condições de tamanho ocorrem por mais de 6 horas. No Brasil esses sistemas nascem inicialmente no Paraguai e Argentina, e quase sempre atingindo com mais força o oeste do Rio Grande do Sul, Santa Catarina e Paraná, alcançando também o sul e sudoeste do Mato Grosso do Sul.



**Figura 36.** CCM sobre a região sul. Fonte: CPTEC/INPE.

Os CCMs se formam no final da tarde e início da noite, quando em condições favoráveis à convecção, as primeiras células convectivas se desenvolvem. Nessa fase os efeitos como topografia e fontes de calor locais exercem um papel preponderante. No período da noite, esses sistemas tendem a crescer, alimentados pelo fluxo de calor e umidade trazidos da região amazônica, uma vez que nesse horário, a atmosfera em baixos níveis encontra-se mais estável, favorecendo então esse transporte. O estágio maduro ocorre durante a madrugada, coincidindo com o horário de máxima intensidade do JBN (SILVA DIAS, ROZANTE e MACHADO, 2009). Nessa etapa, os elementos para a convecção intensa continuam a se formar. Nesse período as tempestades severas ainda

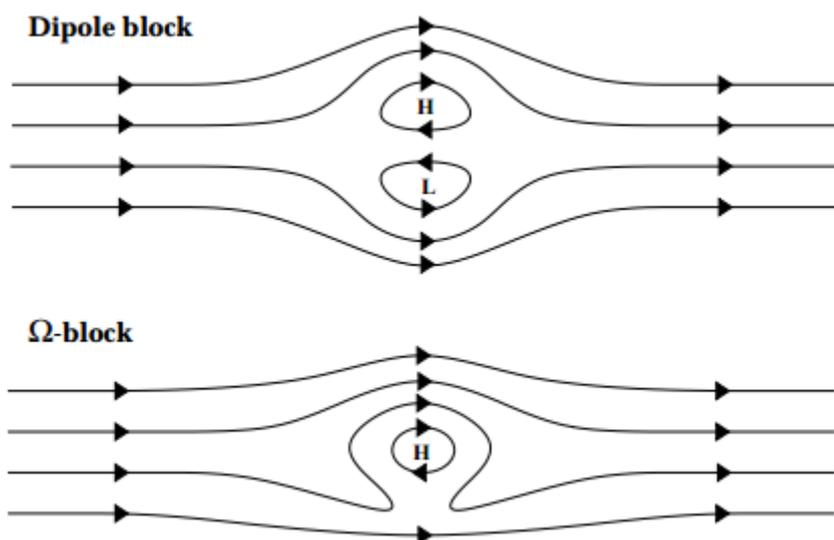
podem ocorrer, porém a principal condição de tempo passa a ser de fortes chuvas localizadas. O estágio de dissipação ocorre no período da manhã (por volta de 12 UTC), quando os fluxos de calor e umidade são reduzidos em decorrência dos processos turbulentos que atuam para desacelerar o JBN, interrompendo o principal combustível para a ocorrência dos CCMs. A circulação local do tipo vale-montanha também ajuda durante o processo de dissipação. Nesse horário os ventos sopram do vale para os Andes, favorecendo uma região de divergência no vale.

Velasco e Fritsch (1987) realizaram o primeiro estudo sobre CCMs na América do Sul. Os autores encontraram resultados similares aos vistos para a América do Norte, exceto sobre o tamanho dos sistemas. Os CCMs encontrados na América do Sul são, em média, 60% maiores do que os estudados por Maddox. Se observou também um deslocamento mais zonal (orientação oeste-leste) na primavera e início de outono, e mais meridional nos meses de verão. Sabe-se que os JBNs sofrem influência quando se está em períodos secos ou úmidos de verão no Sudeste da América do Sul. Da mesma forma, os CCMs também sofrem. Em períodos secos, onde o JBN está mais intenso, os CCMs também estarão. E em períodos úmidos, quando o JBN estiver menos intenso, menos combustível os CCMs terão para se desenvolver.

### **3.11 Bloqueios**

De acordo com Marques (1996), citando o artigo pioneiro de Rex (1950), a circulação em latitudes médias tende a ser caracterizada por um escoamento zonal de oeste. Na presença de uma situação de bloqueio, este escoamento torna-se preferencialmente meridional, normalmente associado a uma bifurcação em dois ramos (Figura 37) do jato subtropical pela formação de um anticiclone quase estacionário em latitudes mais altas do que aquelas onde tipicamente se localiza o

cinturão subtropical de altas pressões (em torno de 30°). Rex (1950) definiu uma situação de bloqueio como sendo um conjunto de características ocorrendo no nível de 500 hPa, sendo elas: a) a corrente básica é quebrada em dois ramos; b) cada ramo da corrente deve transportar uma considerável quantidade de massa; c) o sistema de duplo-jato deve se estender por pelo menos 45° de longitude; d) uma transição do escoamento de zonal para meridional deve ser observado próximo à quebra do escoamento e e) o padrão deve persistir com reconhecida continuidade por pelo menos 10 dias. Ao longo dos anos, várias definições de bloqueios foram propostas, mas uma comumente utilizada é a partir da metodologia objetiva de Tibaldi e Molteni (1990) derivada de Lejenas (1984). Segundo estes autores, uma situação de bloqueio é definida pela determinação de dois gradientes de altura geopotencial em 500 hPa. Cada um destes gradientes refere-se a diferenças na altura



**Figura 37.** Diagrama representativo de bloqueio atmosférico. O padrão de bloqueio pode ser do tipo dipolo (superior) ou do tipo ômega (inferior). No hemisfério sul o segundo tipo assume um padrão de “ômega invertido”. Fonte: Blog Meteorologia Sinótica. Disponível em <http://meteosinotica.blogspot.com/2015/05/bloqueios.html>. Acesso em dez. 2018.

geopotencial entre duas latitudes de referência, sendo um mais ao sul e outro mais ao norte, e uma determinada faixa longitude é considerada

bloqueada se, em um dado momento, estes dois gradientes satisfizerem condições pré-estabelecidas. A importância de se estudar a presença dos bloqueios advém do fato destes permanecerem estacionários por vários dias ocasionando ondas de frio/calor e períodos de estiagens, afetando de forma significativa as características da variabilidade climática sobre as regiões onde se apresentem. Devido ao caráter meridional do escoamento, os sistemas transientes, como frentes frias por exemplo, são desviados da sua trajetória original, podendo permanecer estacionário por vários dias ou deslocar-se na periferia do anticiclone. Os bloqueios apresentam deslocamento bastante lentos, podendo permanecer estacionado em uma posição ou retroceder (movimento de leste).

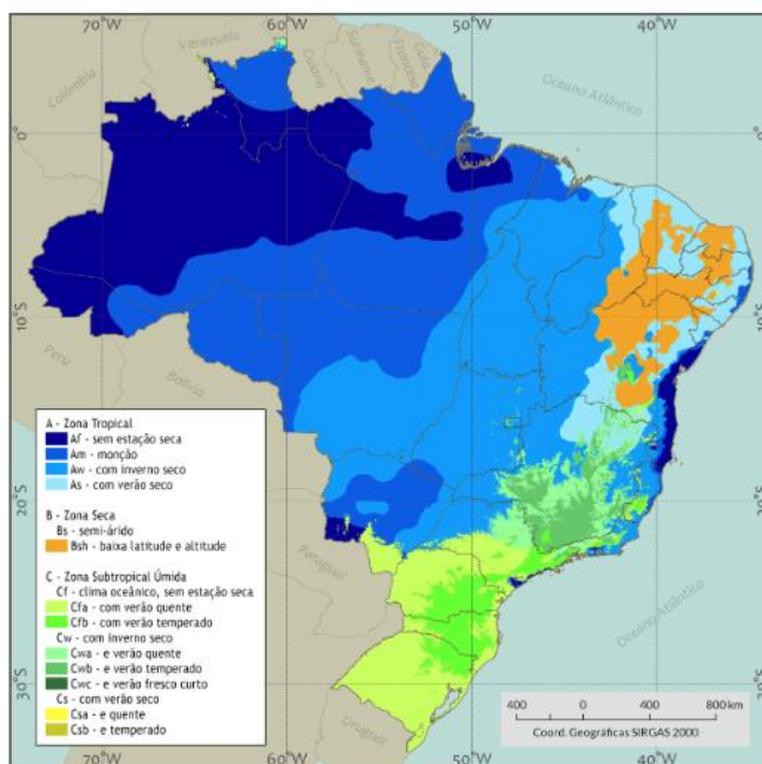
Na América do Sul existe uma região preferencial de ocorrência de bloqueios, a sudeste do continente (MARQUES, 1996). A frequência de bloqueios nesta região é maior nos meses de inverno e primavera. Além da bifurcação dos ventos, também são características dos bloqueios um centro seco, geralmente com chuvas nas regiões de contorno, e céu claro sobre as altas pressões, possibilitando dias mais quentes e noites mais frias, principalmente durante o Inverno.

## **4. CLIMAS DO BRASIL**

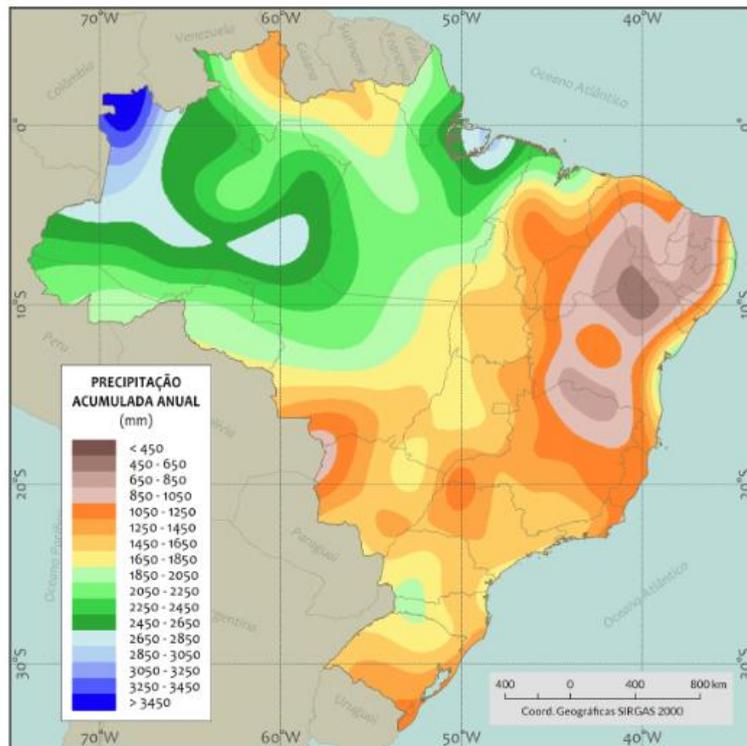
### **4.1 Variabilidade Sazonal**

O Brasil, por ser um país de grande extensão territorial, possui diferenciados regimes de precipitação e temperatura. De norte a sul encontra-se uma grande variedade de climas com distintas características regionais. No norte do país verifica-se um clima equatorial chuvoso, praticamente sem estação seca. No Nordeste a estação chuvosa, com baixos índices pluviométricos, restringe-se a poucos meses, caracterizando um clima semiárido. As Regiões Sudeste e Centro-Oeste

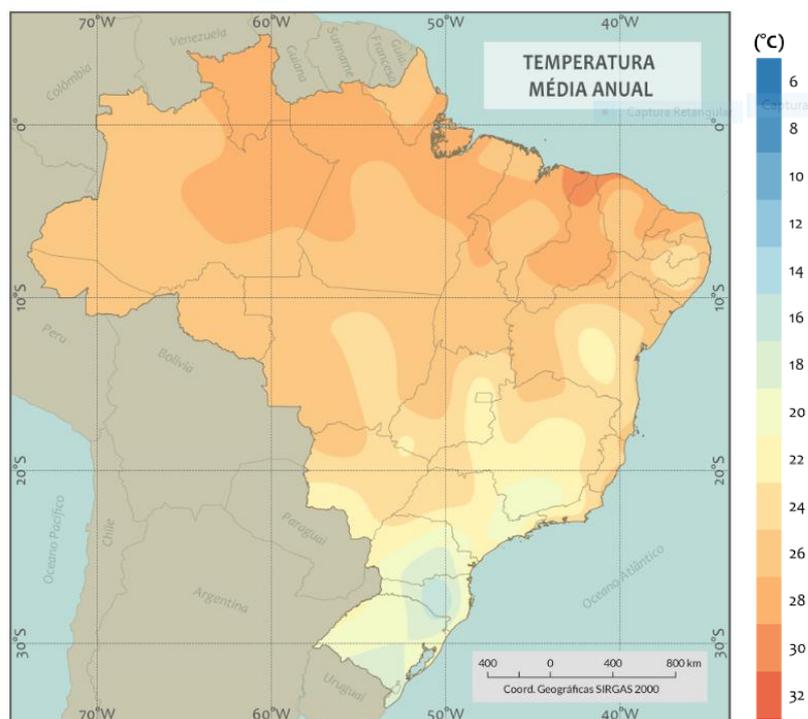
sofrem influência tanto de sistemas tropicais como de latitudes médias, com estação seca bem definida no inverno e estação chuvosa de verão com chuvas convectivas. O sul do Brasil, devido à sua localização latitudinal, sofre mais influência dos sistemas de latitudes médias, onde os sistemas frontais são os principais causadores de chuvas durante o ano. Com relação às temperaturas, observa-se nas Regiões Norte e Nordeste temperaturas elevadas, com pouca variabilidade durante o ano, caracterizando o clima quente nestas regiões. Nas médias latitudes a variação da temperatura no decorrer do ano é muito importante na definição do clima. No período de inverno há maior penetração de massas de ar frio de altas latitudes, o que contribui para a predominância de baixas temperaturas. A Figura 38 apresenta os climas característicos no território brasileiro segundo a classificação de Köppen (VIANELLO e ALVES, 2013).



**Figura 38.** Classificação climática para o Brasil segundo Köppen.  
Fonte: adaptado de Pereira et al. (2017)



**Figura 39.** Médias anuais de precipitação.  
Fonte: adaptado de Pereira et al. (2017)



**Figura 40.** Médias anuais de temperatura.  
Fonte: adaptado de Pereira et al. (2017)

A Região Norte possui uma homogeneidade espacial e sazonal da temperatura, o que não acontece em relação à precipitação. Esta é a região com maior total pluviométrico anual, sendo mais notável no litoral do Amapá, na foz do rio Amazonas e no setor oeste da região, onde em algumas localidades a precipitação ultrapassa os 3.000 mm.

A região Nordeste, levando-se em conta o regime de chuvas, apresenta uma alta variedade climática, podendo-se verificar desde o clima semiárido no interior da região, com precipitação acumulada inferior a 500 mm/ano, até o clima chuvoso, observado principalmente na costa leste da região, com precipitação acumulada anual superior a 1.500 mm. Assim como a região Norte, grande parte do NE também possui uma homogeneidade sazonal e espacial da temperatura. Somente no sul da Bahia é verificada uma maior variabilidade sazonal da temperatura, em função da penetração das massas relativamente frias nos meses de inverno.

A distribuição anual das chuvas sobre o Sul do Brasil se faz de forma bastante uniforme. Ao longo de quase todo seu território a média anual da precipitação varia desde um pouco acima de 1.000 até 2.000 mm. Somente algumas áreas encontram-se fora desse limite pluviométrico. Os maiores valores de precipitação encontram-se no litoral do Paraná, o oeste de Santa Catarina e a área em torno de São Francisco de Paula, no Rio Grande do Sul. Valores mais baixos concentram-se no sul do RS. Conclui-se que o relevo, por suas características gerais suaves, não exerce grande influência na distribuição pluviométrica. A temperatura, por sua vez, exerce um papel no mesmo sentido da precipitação, reforçando a uniformização climática no sul do país. No entanto, essa é a região do Brasil com maior variabilidade térmica no decorrer do ano.

O Sudeste e o Centro-Oeste, devido às suas localizações latitudinais, caracterizam-se por serem regiões de transição entre os climas quentes de latitudes baixas e os climas do tipo temperado das latitudes médias.

O sul das regiões Sudeste e Centro-Oeste é afetado pela maioria dos sistemas sinóticos que atingem o sul do país, com algumas diferenças em termos de intensidade e sazonalidade do sistema. Nas regiões serranas, localizadas na parte leste do Sudeste, são registrados os extremos mínimos de temperatura durante o inverno do HS, enquanto que as temperaturas mais elevadas são observadas no estado de Mato Grosso, na região Central do Brasil. Essa região é caracterizada pela presença de intensa atividade convectiva nos meses de maior aquecimento radiativo.

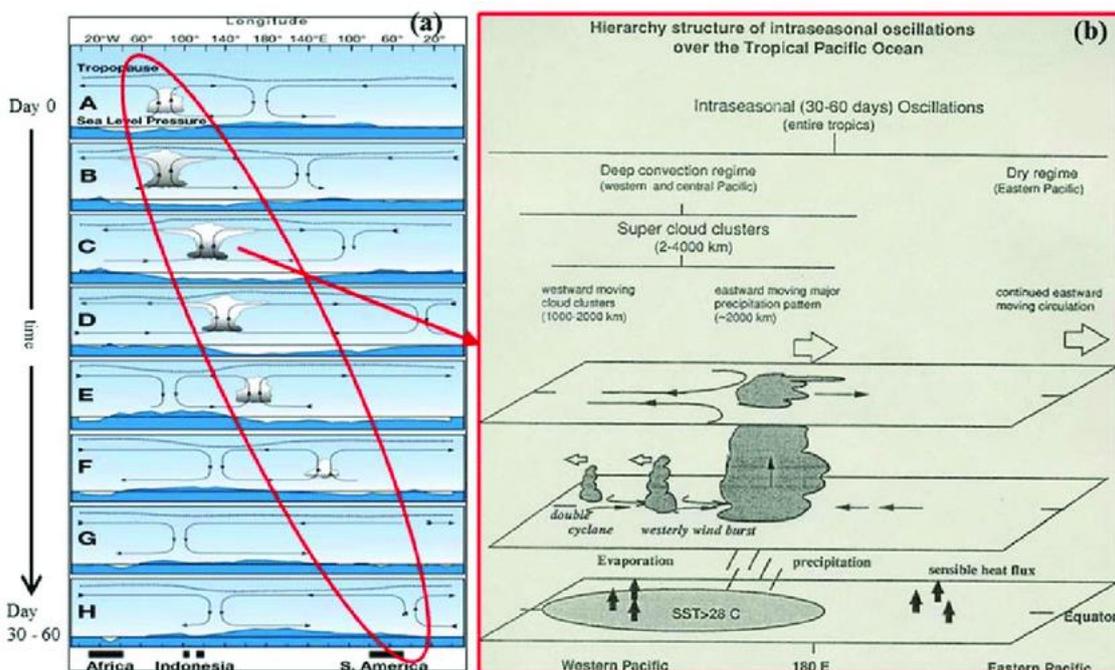
Em geral a precipitação distribui-se uniformemente nessas regiões, com a precipitação média anual acumulada variando em torno de 1.000 a 1.200 mm. Os máximos são registrados no litoral da região Sudeste, enquanto que no norte de Minas Gerais verifica-se uma relativa escassez de chuvas ao longo do ano. Na região Centro-Oeste, a maioria da precipitação é restrita aos meses de verão, enquanto no inverno a região experimenta sua estação seca, que favorece a ocorrência de queimadas e, conseqüentemente o aumento de aerossóis que impactam na geração de energia solar.

#### **4.2 Variabilidade Intrassazonal**

A Oscilação Madden-Julian (OMJ) caracteriza-se por uma célula de circulação zonal no plano equatorial, que se propaga para leste em um período de 30 a 60 dias (Figura 41). A OMJ é o modo equatorial mais importante na escala intrassazonal, com impactos nas anomalias de precipitação nos trópicos e subtropicais (KAYANO, JONES e SILVA DIAS, 2009).

A OMJ possui importantes modulações em eventos de precipitação extrema na América do Sul, como a intensidade da ZCAS, por exemplo. Em fases da OMJ caracterizadas por supressão da convecção sobre a Indonésia e aumento da convecção sobre o Pacífico Central, observa-

se um aumento do percentil de 95% da precipitação diária sobre o Norte e Nordeste do Brasil. Por outro lado, padrões opostos são observados durante o aumento da convecção sobre a Indonésia e supressão da convecção sobre o Pacífico Central (KAYANO, JONES e SILVA DIAS, 2009).



**Figura 41.** a) diagrama esquemático da propagação zonal para leste da OMJ e b) estrutura vertical da célula de circulação zonal associada à OMJ. Fonte: Yamanaka (2017).

### 4.3 Variabilidade Interanual

A variabilidade interanual do clima no Brasil apresenta contribuições significativas para a variância da precipitação em várias regiões e, embora essa contribuição seja menor do que a da variabilidade sinótica e intrassazonal, representa um importante modulador dessa variabilidade de mais alta frequência. A importância da variabilidade interanual está relacionada ao seu impacto na estação chuvosa das várias regiões do Brasil (GRIMM, 2009).

A maior fonte de variabilidade climática interanual é o fenômeno El-Niño-Oscilação Sul (ENOS), que é uma oscilação acoplada oceano-atmosfera que produz alterações a cada 3-4 anos na TSM, na pressão, no vento e

na convecção tropical principalmente do Pacífico, mas com reflexos em muitos lugares, incluindo o Brasil. As fases dessa oscilação são denominadas El-Niño e La-Niña. Durante episódios de El-Niño, a TSM do Pacífico Equatorial Leste e Central fica mais quente que o normal, aumentando a convecção nessas regiões, enquanto se esfria no Pacífico Oeste e nos subtropicais ao norte e ao sul, diminuindo a convecção e a precipitação. Nos trópicos, anomalia positiva da TSM aumenta o fluxo de calor e umidade para a atmosfera, diminuindo a pressão na superfície e aumentando a convergência em baixos níveis.

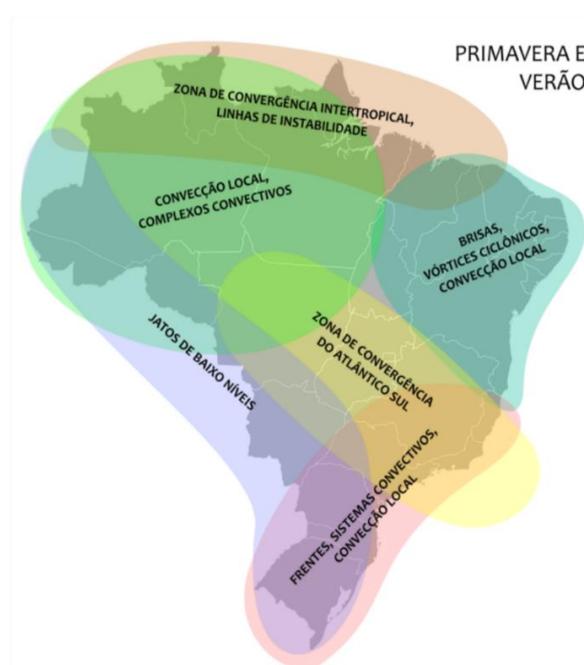
ENOS é a principal fonte de variabilidade interanual do clima no Brasil. Este modo produz anomalias positivas (negativas) de precipitação durante o La-Niña (El-Niño) no N/NEB e anomalias negativas (positivas) ao sul de 20° S, sobre o Sul do Brasil.

## **5. IMPACTO DOS SISTEMAS METEOROLÓGICOS SOBRE OS RECURSOS SOLAR E EÓLICO**

Em se tratando de recursos energéticos renováveis, o Brasil apresenta alto potencial de captação de recursos solar e eólico devido a sua extensão continental e características climáticas. Entretanto, o aproveitamento destas fontes de energia está sujeito à influência das condições meteorológicas, que podem apresentar grande variação ao longo de curtos intervalos de tempo. Dada a variabilidade temporal e espacial de ocorrência dos sistemas meteorológicos em todo o território brasileiro e a variedade de fenômenos meteorológicos relacionados, é extremamente complexo sintetizar todas estas informações com os impactos diretos e indiretos causados sobre os recursos energéticos. No entanto, esta seção apresenta uma compilação dos sistemas meteorológicos apresentados na Seção 3, porém, agrupando-os visualmente por área onde atuam e divididos em dois semestres do ano, primavera-verão e outono-inverno, para o hemisfério sul. A Figura 42 apresenta os principais sistemas

meteorológicos que atuam no Brasil e suas regiões de atuação em função das estações do ano.

Considerando-se que os principais fatores meteorológicos causadores de impacto nos recursos energéticos em questão são, respectivamente, nebulosidade e ventos com velocidade inadequada para a captação nos aerogeradores, esta análise limitou-se somente a estes dois aspectos. Obviamente, existem outros fatores que produzem efeitos sobre os recursos e estes também devem ser estudados e analisados mais detalhadamente. Entretanto, este trabalho focou nos aspectos meteorológicos que produzem os impactos mais relevantes e que podem ser associados, em uma primeira análise, aos sistemas meteorológicos que atuam no Brasil. Importante salientar que *impacto*, neste trabalho, refere-se a condições em que os sistemas de captação de energia sofrem redução em sua eficiência ou simplesmente deixam de funcionar para evitar danos. Sistemas relacionados a condições de céu claro ou cobertura de nuvens, ou fenômenos que provoquem ventos acima da velocidade de corte dos aerogeradores são, portanto, focos desta análise. Os tópicos agrupados por sistemas meteorológicos apresentam ícones que se referem a impactos no “recurso solar”, no “recurso eólico” ou ambos.





**Figura 42.** Distribuição de ocorrência dos sistemas meteorológicos para primavera-verão (superior) e outono-inverno (inferior). Fonte: adaptado de Pereira et al. (2017)

### Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) ☀

- Determina a estação chuvosa no norte do NEB. Pode provocar elevados valores de precipitação na região; nuvens convectivas com grande desenvolvimento vertical, convergência dos ventos em baixos níveis com transporte de umidade.
- Mais frequentes no norte e centro do MA, norte e centro do PI, CE, RN e sertões da PB e PE.
- Máximos de precipitação nos meses de março e abril.
- Provável impacto na velocidade horizontal do vento na região de forte convecção (movimentos verticais): precisa ser verificado com dados observados.

### Vórtices Ciclônicos de Altos Níveis (VCANs)

- Duração de vários dias, com tempo de vida variando de 4 a 11 dias.
- Nebulosidade intensa, precipitação e ventos fortes (até ~20-25 m/s) na periferia do sistema (se vórtices úmidos) e condição de céu claro no interior do sistema (principalmente se vórtices secos).
- Ocorrem com maior frequência entre os meses de dezembro a fevereiro.
- Podem impedir o deslocamento de sistemas frontais para o litoral sul do NEB, contribuindo para a permanência dos mesmos sobre o sudeste, onde causam chuvas persistentes.

### Distúrbios Ondulatórios de Leste (DOLs)

- Atividade máxima nos meses de JJA.
- Período de 4 dias (em média), comprimento de onda de ~ 4.000 km e velocidade de propagação de ~10 m/s (36 km/h).
- Em associação com sistemas locais (brisas marítimas e de montanha, por exemplo) produz elevados totais de precipitação, com aglomerados de nebulosidade; explosão de nebulosidade quando o sistema atinge a interface oceano/continente; variações periódicas do vento (orientação e magnitude) com período de 3 dias na região de Belém e Manaus.
- Ocorrem na faixa litorânea no NEB (quando associados às brisas marítimas) e interior do NEB (quando associados às brisas de montanha).

### Linhas de Instabilidade (LIs)

- Bandas de nuvens organizadas em forma de linha (até 170 km de largura e 3.000 km de comprimento).

- Região convectiva (estreita), onde ocorrem tempestades e intensos ventos ascendentes; região estratiforme, com chuvas, granizo, ventos descendentes empurrando rajadas para a frente do sistema
- Podem ocorrer no S e SE (associados a sistemas frontais), mas mais frequente no N e NE (associados às brisas).
- Máxima atividade no final da tarde/começo da noite na costa, e então vai se propagando para dentro do continente com velocidade entre 40 e 55 km/h.
- Ciclo de vida com duração de 10h (LIC) e entre 12 e 16h (LIPs).
- Entre junho a novembro, ao longo do litoral do N e NE do Brasil, posiciona-se mais ao oeste (acima do equador) e entre dez a maio, posiciona-se mais a leste (abaixo do equador).
- Maior frequência em anos de La Niña.

#### Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS)

- Forma uma banda de nebulosidade desde o sul da Amazônia até a região central do Atlântico Sul (orientação NW-SE).
- Produz altos índices de precipitação; frequentemente associado a eventos extremos de precipitação, com desastres naturais no SE.
- Ocorrem no final da primavera e meses do verão, com persistência de 4 dias ou mais.
- Provável impacto negativo devido a mudanças na direção do vento precisa ser verificado com dados observados.

#### Jatos de Baixos Níveis (JBN)

- Condições de tempo severo associadas a grandes nuvens convectivas e fortes tempestades (ventos acima de 25 m/s).

- Mais frequentes e intensos durante o verão.
- Relação com ZCAS: em verões chuvosos no SE, menos episódios de chuva no S.
- Baixos Níveis referem-se a uma altura de ~850 hPa. Possíveis alterações na direção e intensidade do vento em superfície, precisam ser verificados com dados observados.

#### Complexos Convectivos de Mesoescala (CCMs)



- Chuvas torrenciais, rajadas violentas, granizo; Tempestades na fase de formação e desenvolvimento e fortes chuvas localizadas na fase madura.
- Mais frequentes no oeste do RS, SC e PR. As vezes ocorrem no S e SW do MS, associados ao JBN.
- Formam-se no final da tarde / início da noite e dissipam-se pela manhã.
- Pouco deslocamento; mais zonal nos meses de setembro a dezembro e mais meridional nos meses de março a agosto.

#### Frentes Frias



- Ocorrem durante todo o ano entre 25 ° S e 30° S, porém mais frequentes nos meses de maio a outubro; raras acima de 20° S nos meses de verão.
- Antes da chegada da frente observa-se aumento da temperatura, queda da pressão e intensificação dos ventos; durante a passagem da frente, observa-se mudança na direção dos ventos, presença de nuvens e precipitação, forte cisalhamento vertical e horizontal do vento; após a passagem da frente, observa-se mudança da direção do vento (normalmente de N ou NE passa a ser de S ou SW no HS).

Podem causar fortes geadas ao sul de 30° S e moderadas no restante da região sul e nos estados de SP, sul do MS e sul de MG.

Ciclones  

- Causam ventos fortes e intensa precipitação.
- Comprimento de onda de 1.500 a 5.000 km e tempo de vida médio de 3 dias.
- Ciclogênese ocorre com maior frequência no Uruguai e na Argentina, com influência no tempo no sul do Brasil.
- O máximo de ocorrências de ciclogênese na América do Sul acontece em maio e o mínimo em dezembro, com um máximo de frequência nos meses de inverno e um mínimo nos meses de verão.

## 6. CONSIDERAÇÕES FINAIS

Este trabalho buscou apresentar uma grande compilação dos principais sistemas meteorológicos que atuam no território brasileiro nas mais diversas escalas temporais e espaciais e os fenômenos meteorológicos associados. Dada a grande extensão geográfica, acompanhada de um relevo e vegetação diversificados, as diferentes regiões do Brasil são constantemente afetadas pelos diversos padrões meteorológicos, sejam eles estacionários no continente ou transientes, que percorrem parte ou a totalidade do globo. Estes sistemas provocam mudanças significativas nas condições de tempo das regiões onde atuam e estas mudanças podem provocar impactos (positivos ou negativos) intermitentes nos recursos solar e eólico. Estes impactos são caracterizados por mudanças bruscas na direção e velocidade do vento, muitas vezes com fenômenos que envolvem ventos com velocidade acima da velocidade de corte dos aerogeradores, e eventos que envolvem formação de densa

nebulosidade, associadas a atividades convectivas, ou mudanças na concentração de gases e aerossóis, associados à presença ou não de precipitação no local. Em função da complexidade do tema, quantificar estes impactos é tarefa bastante complicada. Entretanto, um esforço em sintetizar as informações relacionadas aos impactos de cada um dos principais sistemas meteorológicos nos recursos energéticos foi feito. Um maior detalhamento com dados observados pode ser realizado em trabalhos futuros.

## 7. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ANEEL. **Banco de Informações de Geração**. Agência Nacional de Energia Elétrica. [S.l.]. 2018.

BARBOSA, R. L.; OYAMA, M. D.; MACHADO, L. A. Climatologia das perturbações convectivas iniciadas na costa norte do Brasil. **Rev. Bras. Meteor.**, v. 21, n. 1, p. 107-117, 2006.

BJERKNES, J. On the structure of moving cyclones. **Geofysiske Publikasjoner**, v. 1, n. 2, p. 1-8, 1919.

BJERKNES, J.; SOLBERG, H. Life cycle of cyclones and the polar front theory of atmospheric circulation. **Geofysiske Publikasjoner**, v. 3, p. 3-18, 1922.

BONNER, W. D. Climatology of the low level jet. **Mon. Wea. Rev.**, v. 96, n. 12, p. 833-850, 1968.

CARVALHO, A. M. G.; SILVA DIAS, P. L.; NOBRE, C. A. **Upper tropospheric vorticity and OLR structure over tropical South America**. Third International Conference in Southern Hemisphere. Buenos Aires: [s.n.]. 1989.

CASARIN, D. P.; KOUSKY, V. E. Anomalias de precipitação no sul do Brasil e variações da circulação atmosférica. **Rev. Bras. Meteo.**, v. 1, p. 83-90, 1986.

CAVALCANTI, I. F. A. **Um estudo sobre interações entre sistemas de circulação de escala sinótica e circulações locais**. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - INPE. São José dos Campos. 1982.

CAVALCANTI, I. F. A.; KOUSKY, V. E. **Influências da circulação de escala sinótica na circulação da brisa marítima da costa N-NE da América do Sul**. Anais do II CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA. Pelotas: SBMET. 1982.

CHAN, C. S. **Análise de distúrbios ondulatórios de leste sobre o Oceano Atlântico Tropical Sul**. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - INPE. São José dos Campos. 1990.

CHAVES, R. R.; NOBRE, P. Interactions between sea surface temperature over the South Atlantic Ocean and the South Atlantic Convergence Zone. **Geophys. Res. Lett.**, v. 31, p. 1-4, 2004.

COHEN, J. C. P. **Um estudo observacional de linhas de instabilidade na Amazônia**. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - INPE. São José dos Campos. 1989.

COHEN, J. C. P. et al. Linhas de Instabilidade na costa N-NE da América do Sul. In: CAVALCANTI, I. F. D. A., et al. **Tempo e Clima no Brasil**. São Paulo: Oficina de Textos, 2009. p. 75-93.

COHEN, J. C. P.; SILVA DIAS, M. A. F.; NOBRE, C. A. Aspectos climatológicos das linhas de instabilidade na Amazônia. **Climanálise**, v. 4, n. 11, p. 34-40, 1989.

COHEN, J. C. P.; SILVA DIAS, M. A. F.; NOBRE, C. A. Environmental conditions associated with Amazonian squall lines: a case study. **Monthly Weather Review**, v. 123, n. 11, p. 3163-3174, 1995.

COSTA, R. S. **Avaliação do desempenho do modelo de Mesoscala MM5 na simulação de eventos de precipitação extrema no estado de Alagoas**. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - UFRJ. Rio de Janeiro. 2006.

DUNN, G. E. Cyclogenesis in the tropical Atlantic. **Bull. Amer. Meteor. Soc.**, v. 21, p. 215-229, 1940.

EPE. **Demanda de energia 2050. Nota técnica DEA 13/15**. Empresa de Pesquisa Energética / Ministério de Minas e Energia. [S.l.]. 2016.

ESCOBAR, G. Jatos de altos níveis. In: CAVALCANTI, I. F. D. A., et al. **Tempo e Clima no Brasil**. São Paulo: Oficina de Textos, 2009. p. 25-41.

FEDOROVA, N. **Meteorologia sinótica**. Pelotas: UFPEL, v. 1, 1999.

FERREIRA, N. J.; RAMIREZ, M. A.; GAN, M. A. Vórtices Ciclônicos de Altos Níveis que atuam na vizinhança do Nordeste do Brasil. In: CAVALCANTI, I. F. D. A., et al. **Tempo e Clima no Brasil**. São Paulo: Oficina de Textos, 2009. p. 43-60.

FIGUEROA, S. N.; SATYAMURTY, P.; SILVA DIAS, P. L. Simulations of the summer circulation over the South American region with an Eta coordinate model. **J. Atmos. Sci**, v. 52, p. 1573-1584, 1995.

GAN, M. A. **Um estudo observacional sobre as baixas frias da alta troposfera nas latitudes subtropicais do Atlântico Sul e Leste do Brasil**. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - INPE. São José dos Campos. 1982.

GAN, M. A.; RAO, V. B. Surface cyclogenesis over South America. **Monthly Weather Review**, v. 119, p. 1293-1303, 1991.

GAN, M. A.; SELUCHI, M. E. Ciclones e Ciclogênese. In: CAVALCANTI, I. F. D. A., et al. **Tempo e Clima no Brasil**. São Paulo: Oficina de Textos, 2009. p. 111-125.

GANDU, A. W.; GEISLER, J. E. A primitive equations model study of the effect of topography on the summer circulation over tropical South America. **J. Atmos. Sci**, v. 48, p. 1822-1836, 1991.

GARREAUD, R. D. Cold air incursions over subtropical South America: mean structure and dynamics. **Monthly Weather Review**, v. 128, n. 7, p. 2544-2559, 2000.

GARSTANG, M. et al. Amazon coastal squall lines, part I: Structure and kinematics. **Monthly Weather Review**, v. 112, p. 608-622, 1994.

GRAY, W. M. Global view of the origin of tropical disturbances and storms. **Monthly Weather Review**, v. 96, p. 669-700, 1968.

GRECO, S. et al. Rainfall and surface kinematic conditions over central Amazonia ABLE 2B. **Jour. Geophys. Res.**, v. 95, n. 10, p. 17001-17014, 1990.

GRIMM, A. M. Variabilidade Interanual do Clima no Brasil. In: CAVALCANTI, I. F. D. A., et al. **Tempo e Clima no Brasil**. São José dos Campos: Oficina de Textos, 2009. p. 345-374.

GRIMM, A. M. Interannual climate variability in South America: impacts on seasonal precipitation, extreme events and possible effects of climate change. **Stochastic Environmental Research and Risk Assessment**, v. 25, n. 4, p. 537-554, 2011.

HALL, N.; KILADIS, G.; THORNCROFT, C. Three-dimensional structure and dynamics of the African easterly waves, Part II: Dynamical models. **J. Atmos. Sci.**, v. 63, p. 2231-2245, 2006.

HAMILTON, R. A.; ARCHBOLD, J. W. Meteorology of Nigeria and adjacent territory. **Quart. J. R. Meteorol. Soc.**, v. 71, p. 231-262, 1945.

HART, R. E. A cyclone phase space derived from thermal wind and thermal asymmetry. **Monthly Weather Review**, v. 131, p. 585-616, 2003.

HASTENRATH, S.; HELLER, L. Dynamics of climatic hazards in Northeast Brazil. **Quart. J. Royal Meteor. Soc.**, v. 103, n. 435, p. 77-92, 1977.

HUSCHKE, R. E. Glossary of Meteorology. **American Meteorological Society**, v. 86, n. 369, p. 431, 1959.

KALNAY, E.; MO, K. C.; PAEGLE, J. Large-amplitude, short-scale stationary Rossby waves in the Southern Hemisphere: Observations and mechanistic experiments to determine their origin. **J. Atmos. Sci.**, v. 43, p. 252-275, 1986.

KAYANO, M. T. **Um estudo climatológico e sinótico utilizando dados de radiossondagem (1968-1976) de Manaus e Belém**. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - INPE. São José dos Campos. 1979.

KAYANO, M. T.; JONES, C.; SILVA DIAS, P. L. Variabilidade Intrasazonal. In: CAVALCANTI, I. F. D. A., et al. **Tempo e Clima no Brasil**. São José dos Campos: Oficina de Textos, 2009. p. 337-351.

KODAMA, Y. Large-Scale Common Features of Subtropical Precipitation Zones (the Baiu Frontal Zone, the SPCZ, and the SACZ). Part I: Characteristics of Subtropical Frontal Zones. **J. Meteor. Soc. Japan**, v. 70, p. 813-836, 1992a.

KODAMA, Y. Large-Scale Common Features of Subtropical Precipitation Zones (the Baiu Frontal Zone, the SPCZ, and the SACZ). Part II: Conditions of the

circulations for generating the STCZs. **J. Meteor. Soc. Japan**, v. 71, p. 581-610, 1992b.

KOUSKY, V. E. Diurnal rainfall variation on Northeast Brazil. **Monthly Weather Review**, v. 108, p. 488-498, 1980.

KOUSKY, V. E. Pentad outgoing longwave radiation climatology for the South American sector. **Rev. Bras. Meteor.**, v. 3, p. 217-231, 1988.

KOUSKY, V. E.; GAN, M. A. Upper tropospheric cyclonic vortices in the tropical South Atlantic. **Tellus**, v. 33, n. 6, p. 538-551, 1981.

KRISHNAMURTI, T. N. et al. Tropical east-west circulation during the Northern winter. **J. Atmos. Sc.**, v. 30, p. 780-787, 1973.

LEJENAS, H. Characteristics of Southern Hemisphere blockings as determined from a long time series of observational data.. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 110, p. 967-979, 1984.

LOURENÇO, M. C. M.; FERREIRA, N. J.; GAN, M. A. **Vórtices ciclônicos em altos níveis de origem subtropical**. Climanálise Especial, 10 anos. CPTEC/INPE. Cachoeira Paulista. 1996.

MACHADO, L. A. T. et al. Distúrbios Ondulatórios de Leste. In: CAVALCANTI, I. F. D. A., et al. **Tempo e Clima no Brasil**. São Paulo: Oficina de Textos, 2009. p. 61-74.

MADDOX, R. A. Mesoscale convective complex. **Bull. Amer. Meteor. Soc.**, v. 61, p. 1374-1387, 1980.

MARENGO, J. A. . S. W. R.; SAULO, C.; NICOLINI, M. Climatology of the Low-Level Jet East of the Andes as Derived from the NCEP-NCAR Reanalyses: Characteristics and Temporal Variability. **J. Climate**, v. 17, p. 2261-2280, 2004.

MARENGO, J. A.; AMBRIZZI, T.; SOARES, W. R. Jato de baixos níveis ao longo dos Andes. In: CAVALCANTI, I. F. D. A., et al. **Tempo e Clima no Brasil**. São Paulo: Oficina de Textos, 2009. p. 169-180.

MARENGO, J. A.; DOUGLAS, M. W.; SILVA DIAS, P. L. The South American low-level jet east of the Andes during the 1999 LBA-TRMM and LBA-WET AMC campaign. **J. Geophys. Res.**, v. 107, 2002.

MARENGO, J. et al. Cold surges in tropical and extratropical South America: The strong event in June 1994. **Monthly Weather Review**, v. 125, n. 11, p. 2759-2786, 1997.

MARQUES, R. F. C. **Bloqueios Atmosféricos no Hemisfério Sul**. Tese (Doutorado em Meteorologia) - INPE. São José dos Campos. 1996.

MARTINS, F. R.; GUARNIERI, R. A.; PEREIRA, E. B. O aproveitamento da energia eólica. **Rev. Bras. Ensino de Física**, v. 30, n. 1, 2008.

MASTER/IAG. MASTER Ensino. Disponível em: <<http://master.iag.usp.br/pr/ensino/sinotica/aula17/>>. Acesso em: Nov. 2018.

MEANS, L. L. On thunderstorm forecasting in the central United States. **Mon. Wea. Rev.**, v. 80, p. 165–189, 1952.

MELO, A. B. C. et al. Zona de Convergência Intertropical do Atlântico. In: CAVALCANTI, I. F. D. A., et al. **Tempo e Clima no Brasil**. São Paulo: Oficina de Textos, 2009. p. 25-41.

MENEZES, D. C. **Estudos dos casos de vórtices ciclônicos em altos níveis e a influência destes na precipitação observada sobre a cidade de Maceió no período de dezembro de 2001 a janeiro de 2002**. Monografia (Graduação em Meteorologia) - UFAL. Maceió. 2003.

MOTA, G. V. **Estudo observacional de distúrbios ondulatórios de leste no Nordeste Brasileiro**. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - USP. São Paulo. 1997.

MOURA, A. D.; SHUKLA, J. On the dynamics of droughts in Northeast Brazil: observations, theory, and numerical experiments with a general circulation model. **J. Atmos. Sci.**, v. 38, n. 12, p. 2653-2675, 1981.

OMM. **Proceedings of the International Workshop on Network Design Practices**. ORGANIZAÇÃO METEOROLÓGICA MUNDIAL. Coblenza: [s.n.]. 1992.

ORLANSKI, I. A rational subdivision of scales for atmospheric processes. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 56, n. 5, p. 527-530, 1975.

PAIXÃO, E. B.; GANDU, A. W. **Caracterização do vórtice ciclônico de ar superior no nordeste brasileiro**. Anais do XI Congresso Brasileiro de Meteorologia. Rio de Janeiro: [s.n.]. 2000. p. 860-865.

PALMÉN, E. **Formation and development of tropical cyclones**. Proc. Tropical Cyclone Symp. Brisbane: [s.n.]. 1956. p. 213-231.

PALTRIDGE, G. W.; PLATT, C. M. R. **Radiative processes in meteorology and climatology**. 6. ed. Amsterdam: Elsevier, 1976.

PEREIRA, E. B. et al. **Atlas Brasileiro de Energia Solar**. 2ª edição. ed. São José dos Campos: LABREN/CCST/INPE, 2017.

PETTERSEN, S. **Weather analysis and forecasting**. Nova Iorque: McGraw-Hill, 1956.

PINNEY, G. P. **The Cloud Collector's Handbook**. [S.l.]: Chronicle Books, 2011.

PINTO, M. **Fundamentos de energia eólica**. [S.l.]: LTC – Livros técnicos e Científicos, 2013.

QUADRO, M. F. L. **Estudo de episódios de Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) sobre a América do Sul.** Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – INPE. São José dos Campos, São Paulo. 1994.

RAMÍREZ, M. C. V.; FERREIRA, M. J.; KAYANO, M. T. **Padrões climáticos dos vórtices ciclônicos em altos níveis no nordeste do Brasil, parte II: aspectos sinóticos.** Anais do X Congresso brasileiro de meteorologia e VIII Congresso da Federação Latino-Americana e Ibérica de Sociedades de Meteorologia. Brasília: [s.n.]. 1998.

RAMOS, R. . P. . L. Precipitations characteristics in the northeast Brazil dry region. **Journal of Geophysical Research**, v. 80, n. 12, p. 1665-1677, 1975.

RAO, V. B.; MARQUES, V. S. Water vapor characteristics over Northeast Brazil during two contrasting years. **J. Climate Appl. Meteor.**, v. 23, n. 6, p. 440-444, 1984.

REBOITA, M. S. et al. Entendendo o tempo e clima no Brasil. **Terra e Didática**, v. 8, n. 1, p. 34-50, 2012.

REBOITA, M. S. et al. Ciclones em Superfície nas Latitudes Austrais: Parte I - Revisão Bibliográfica.. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 32, n. 2, p. 171-186, 2017.

REX, D. F. Blocking Action in the Middle Troposphere and its Effect upon Regional Climate. **Tellus**, v. 2, p. 196–211, 1950.

RIEHL, H. Tropical meteorology. **Quartely J. of Royal Meteorol. Soc.**, v. 81, n. 347, p. 132, 1954.

SANTOS NETO, L. A. **Análise observacional das linhas de instabilidade formadas na costa norte-nordeste da América do Sul.** Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação em Meteorologia) - UFPA. Belém. 2004.

SATYAMURTY, P. **Rudimentos de meteorologia dinâmica.** São José dos Campos: INPE, 2005.

SERRA, A. L.; RATISBONA, L. R. **As massas de ar da América do Sul.** Ministério da Agricultura. Rio de Janeiro. 1942.

SILVA DIAS, M. A. F. Sistemas de mesoescala e previsão de tempo a curto prazo. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 2, p. 133-150, 1987.

SILVA DIAS, M. A. F.; ROZANTE, J. R.; MACHADO, L. A. T. Complexos Convectivos de Mesoescala na América do Sul. In: AAA **Tempo e Clima no Brasil.** São José dos Campos: Oficina de Textos, 2009. p. 181-194.

SILVA, L. A. **A influência do vórtice ciclônico de altos níveis (VCAN) sobre a precipitação do nordeste do Brasil (NEB) e as características associadas.** Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - INPE. São José dos Campos. 2007.

SINCLAIR, M. R. Reply to comments on "Climatology of cyclogenesis for the Southern Hemisphere". **Monthly Weather Review**, v. 124, p. 2615-2618, 1996.

TIBALDI, S.; MOLTENI, F. On the operational predictability of blocking. **Tellus**, v. 42A, p. 343–365, 1990.

UVO, C. B. **A Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) e sua relação com a precipitação na região norte do Nordeste Brasileiro**. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - INPE. São José dos Campos. 1989.

VALVERDE RAMÍREZ, M. C. **Padrões climáticos dos vórtices ciclônicos em altos níveis no Nordeste do Brasil**. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - INPE. São José dos Campos. 1996.

VALVERDE RAMÍREZ, M. C.; FERREIRA, N. J.; CAMPOS VELHO, H. F. **Estudo da quantificação da precipitação sobre a região leste do estado de São Paulo: sistemas sinópticos associados e comparações com a previsão do modelo ETA**. Anais do CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA. Foz do Iguaçu: SBMET. 2002.

VALVERDE RAMÍREZ, M. C.; KAYANO, M. T.; FERREIRA, N. J. Statistical analysis of upper tropospheric vortices in the vicinity of northeast Brazil during the 1980-1989. **Atmosfera**, v. 12, n. 2, p. 75-88, 1999.

VAREJÃO-SILVA, M. A. **Meteorologia e Climatologia**. Brasília: INMET, 2002.

VAREJÃO-SILVA, M. A. **Meteorologia Básica**. Recife: INPE, 2006. Disponível em: <[http://www.icat.ufal.br/laboratorio/clima/data/uploads/pdf/METEOROLOGIA\\_E\\_CLIMATOLOGIA\\_VD2\\_Mar\\_2006.pdf](http://www.icat.ufal.br/laboratorio/clima/data/uploads/pdf/METEOROLOGIA_E_CLIMATOLOGIA_VD2_Mar_2006.pdf)>. Acesso em: Nov. 2018.

VELASCO, I.; FRITSCH, J. M. Meso-scale convective complex in the Americas. **J. Geophys. Res.**, v. 92, p. 9591-9613, 1987.

VIANELLO, R. L. **Meteorologia básica e aplicações**. Viçosa: UFV, 1991.

VIANELLO, R. L.; ALVES, A. R. **Meteorologia Básica e Aplicações Brasileiras**. São Paulo: Editora Nobel, 2013.

WALLACE, J. M.; HOBBS, P. V. **Atmospheric science: an introductory survey**. [S.l.]: Elsevier Academic Press, 2006.

YAMANAKA, M. D. **Theoretical Meteorology in the Tropics**. Sri Lanka Journal of Meteorology. Colombo. 2017.

YAMAZAKI, Y. **Estudos teóricos e sinóticos dos distúrbios tropicais**. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - INPE. São José dos Campos. 1975.

YAMAZAKI, Y.; RAO, V. B. Tropical cloudiness over South Atlantic Ocean. **J. Meteor. Soc. Japan**, v. 55, n. 2, p. 205-207, 1977.

YASSUNARY, T. Stationary waves in the Southern Hemisphere mid-latitude zonal revealed from average brightness charts. **Journal of Meteorological Society of Japan**, v. 55, p. 274-285, 1977.