

Ricardo Augusto Calheiros de Miranda

Lucio de Souza

Volume 2

Climatologia Geográfica





Fundação

CECIERJ

Consórcio **cederj**

Centro de Educação Superior a Distância do Estado do Rio de Janeiro

Climatologia Geográfica

Volume 2

Ricardo Augusto Calheiros de Miranda

Lucio de Souza



**GOVERNO DO
Rio de Janeiro**

**SECRETARIA DE
CIÊNCIA E TECNOLOGIA**

**UNIVERSIDADE
ABERTA DO BRASIL**

Ministério da
Educação

GOVERNO FEDERAL
BRASIL
PAÍS RICO É PAÍS SEM POBREZA

Apoio:



FAPERJ

Fundação Carlos Chagas Filho de Amparo
à Pesquisa do Estado do Rio de Janeiro

Fundação Cecierj / Consórcio Cederj

Rua da Ajuda, 5 – Centro – Rio de Janeiro, RJ – CEP 20040-000

Tel.: (21) 2333-1112 Fax: (21) 2333-1116

Presidente

Carlos Eduardo Bielschowsky

Vice-presidente

Masako Oya Masuda

Coordenação do Curso de Geografia

UERJ – Glaucio José Marafon

Material Didático

ELABORAÇÃO DE CONTEÚDO

Lucio de Souza

Ricardo Augusto Calheiros de Miranda

COORDENAÇÃO DE

DESENVOLVIMENTO INSTRUCIONAL

Cristine Costa Barreto

SUPERVISÃO DE

DESENVOLVIMENTO INSTRUCIONAL

Flávia Busnardo

DESENVOLVIMENTO INSTRUCIONAL

E REVISÃO

Marisa Duarte

Paulo Alves

Heitor Soares de Farias

AVALIAÇÃO DO MATERIAL DIDÁTICO

Thais de Siervi

Departamento de Produção

EDITOR

Fábio Rapello Alencar

COORDENAÇÃO DE

REVISÃO

Cristina Freixinho

REVISÃO TIPOGRÁFICA

Beatriz Fontes

Carolina Godoi

Cristina Freixinho

Elaine Bayma

Theleyenayce Ribeiro

COORDENAÇÃO DE

PRODUÇÃO

Bianca Giacomelli

DIRETOR DE ARTE

Alexandre d'Oliveira

PROGRAMAÇÃO VISUAL

Alexandre d'Oliveira

Sanny Reis

Patrícia Seabra

ILUSTRAÇÃO

Fernando Romeiro

CAPA

Fernando Romeiro

PRODUÇÃO GRÁFICA

Verônica Paranhos

Copyright © 2012, Fundação Cecierj / Consórcio Cederj

uma parte deste material poderá ser reproduzida, transmitida e gravada, por qualquer meio físico, mecânico, por fotocópia e outros, sem a prévia autorização, por escrito, da Fundação.

M672C

Miranda, Ricardo Augusto Calheiros de.

Climatologia geográfica. v. 2. / Ricardo Augusto Calheiros de Miranda, Lucio de Souza. – Rio de Janeiro: Fundação Cecierj, 2013.

240 p.; 19 x 26,5 cm.

ISBN: 978-85-7648-941-2

1. Geografia. 2. Clima. 3. Atmosfera. I. Souza, Lucio de. II. Título.

CDD: 551

Governo do Estado do Rio de Janeiro

Governador
Luiz Fernando de Souza Pezão

Secretário de Estado de Ciência e Tecnologia
Alexandre Vieira

Universidades Consorciadas

CEFET/RJ - CENTRO FEDERAL DE EDUCAÇÃO
TECNOLÓGICA CELSO SUCKOW DA FONSECA
Diretor-geral: Carlos Henrique Figueiredo Alves

IFF - INSTITUTO FEDERAL DE EDUCAÇÃO,
CIÊNCIA E TECNOLOGIA FLUMINENSE
Reitor: Luiz Augusto Caldas Pereira

UENF - UNIVERSIDADE ESTADUAL DO
NORTE FLUMINENSE DARCY RIBEIRO
Reitor: Silvério de Paiva Freitas

UERJ - UNIVERSIDADE DO ESTADO DO
RIO DE JANEIRO
Reitor: Ricardo Vieiralves de Castro

UFF - UNIVERSIDADE FEDERAL FLUMINENSE
Reitor: Roberto de Souza Salles

UFRJ - UNIVERSIDADE FEDERAL DO
RIO DE JANEIRO
Reitor: Carlos Levi

UFRRJ - UNIVERSIDADE FEDERAL RURAL
DO RIO DE JANEIRO
Reitora: Ana Maria Dantas Soares

UNIRIO - UNIVERSIDADE FEDERAL DO
ESTADO DO RIO DE JANEIRO
Reitor: Luiz Pedro San Gil Jutuca

Aula 8	– Circulação geral da atmosfera	7
	Ricardo Augusto Calheiros de Miranda e Lucio de Souza	
Aula 9	– Massas de ar e frentes	31
	Ricardo Augusto Calheiros de Miranda e Lucio de Souza	
Aula 10	– Precipitações atmosféricas	59
	Ricardo Augusto Calheiros de Miranda e Lucio de Souza	
Aula 11	– Evaporação e evapotranspiração	97
	Ricardo Augusto Calheiros de Miranda e Lucio de Souza	
Aula 12	– Classificação climática	131
	Ricardo Augusto Calheiros de Miranda e Lucio de Souza	
Aula 13	– Fenômenos atmosféricos	167
	Ricardo Augusto Calheiros de Miranda e Lucio de Souza	
Aula 14	– Monitoramento meteorológico	201
	Ricardo Augusto Calheiros de Miranda e Lucio de Souza	
Referências		233

Aula 8

Circulação geral da atmosfera

*Ricardo Augusto Calheiros de Miranda
Lucio de Souza*

Meta da aula

Apresentar as bases conceituais sobre a circulação geral da atmosfera.

Objetivos

Esperamos que, ao final desta aula, você seja capaz de:

1. identificar o sistema de circulação geral da atmosfera;
2. reconhecer os efeitos da circulação geral da atmosfera no Brasil.

INTRODUÇÃO

Nesta aula, conheceremos um padrão geral para o escoamento do ar na atmosfera ao redor de nosso planeta. Esse escoamento é conhecido em meteorologia como “circulação geral da atmosfera”, que determina as regiões onde predominam condições de tempo estáveis (poucas nuvens, ventos calmos) e instáveis (muita nebulosidade, ventos moderados a fortes, chuvas). Essa visão geral é importante, pois consolida os conceitos das aulas anteriores em uma única visão mais geral das condições de tempo e clima. Mesmo com suas variantes, é possível determinar com base na circulação geral da atmosfera onde temos predomínio de calor e céu claro, e frio com chuva predominante.

Circulação geral da atmosfera – CGA

A circulação geral da atmosfera refere-se ao escoamento médio global do fluxo de ar, ou seja, o caminho médio que o ar percorre ao circundar nosso planeta em um longo período de tempo (anos), permitindo que as variações causadas pelos sistemas de tempo possam ser removidas (uma frente fria mais intensa, por exemplo), mas por outro lado, contemplando as variações sazonais e mensais das variáveis meteorológicas. Os fatores que mais influenciam a CGA são:

- aquecimento diferencial da superfície da Terra;
- movimento de rotação da Terra;
- topografia;
- movimentos associados à dinâmica da atmosfera e dos oceanos.

Inicialmente, foi proposto um modelo contendo uma única célula, com a premissa de que a Terra era aquecida somente no equador, onde o ar aquecido era transportado aos níveis mais altos da atmosfera e de lá transportado para os polos, onde, por

resfriamento máximo, eram forçados a descender, gerando os primeiros ventos alísios, desde o polo ao equador. Esse modelo ficou conhecido como “célula de Hadley” de circulação.

Essa divergência polar e o posterior transporte ao equador deram origem à teoria dos primeiros ventos alísios de nordeste, no hemisfério Norte, e de sudeste, no hemisfério Sul. Também nesse modelo, a Terra era coberta uniformemente de água e não se consideravam os efeitos de rotação do nosso planeta, muito menos as consequências sazonais, associadas ao movimento de translação da Terra.

A **Figura 8.1** ilustra o modelo de circulação de uma única célula, apresentando as consequências do movimento proposto, bem como a célula de convecção, ou seja, movimento ascendente, associado a ela:

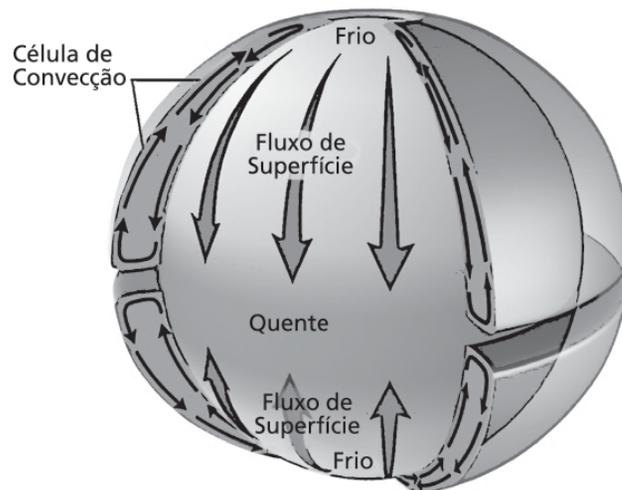


Figura 8.1: Modelo de uma célula.

Fonte: Programa Comet de treinamento em meteorologia.

Obviamente, o modelo proposto com apenas uma célula de circulação tinha limitações importantes e, com o passar do tempo, foi repensado e adaptado a um escopo conceitual mais realista. É importante considerar que esse modelo foi proposto em 1735 por George Hadley, fato este que destaca a contribuição deste cientista para o estudo dos movimentos na atmosfera.

Com o início do monitoramento meteorológico em torno de 1850, as informações coletadas mostravam que o modelo proposto de uma célula tinha falhas importantes. No entanto, um conceito extremamente importante foi confirmado: a existência de uma célula de circulação com movimentos horizontais convergentes e verticais ascendentes na região da linha do equador, onde a abundância de calor e umidade no ar confirmava esse padrão. O ajuste teve início exatamente no processo de retorno desse ar, que ora quente e úmido era forçado a ascender no equador, resfriando nas camadas mais elevadas da atmosfera e divergindo em direção aos polos. O processo de retorno foi detectado com informações meteorológicas, reportando a um cinturão de altas pressões atmosféricas em torno dos paralelos de 30° de latitude. Esse cinturão de altas pressões era marcado por movimentos verticais descendentes e divergência do fluxo ou escoamento (entenda-se como vento) ao tocar a superfície da Terra. Ficava assim provada a existência da primeira célula de um modelo de circulação geral em que os movimentos ascendentes ocorriam na região equatorial e os movimentos descendentes na região subtropical, notadamente em torno dos cinturões de 30° de latitude sul e norte. Essa célula manteve o nome de célula de Hadley e foi a primeira a compor o modelo de 3 células que é utilizado até hoje em meteorologia.

As duas células que complementam esse modelo são as células de Ferrel e a polar. Entre 1850 e 1861, William Ferrel propôs um regime de circulação representativo das latitudes médias, em que resumidamente tínhamos aquele ar que ora divergia nos paralelos de 30°, escoando pela superfície até os paralelos de 60°, onde se chocava com o ar mais frio, vindo da região polar, instabilizando-se, convergindo e ascendendo novamente nesses paralelos até as camadas mais elevadas da atmosfera. Esses cinturões de pressão, por suas características físicas, convergência em superfície com movimentos ascendentes, determinaram os cinturões de baixas subpolares presentes nos dois hemisférios, em torno dos paralelos de 60°. Então, a célula de Ferrel localiza-se entre as altas subtropicais em 30° de latitude e as baixas subpolares de 60° de latitude.

O complemento do modelo de três células dá-se pela presença de uma circulação entre os polos e os paralelos de 60° . Essa circulação é denominada de altas polares e tem sua estrutura física formada por aquele ar que ascende em 60° ; após atingir os níveis mais altos da troposfera e sofrer resfriamento, diverge em relação aos polos. Nessa região na alta troposfera, atinge seu limite máximo de resfriamento, tornando-se extremamente denso e assumindo movimentos verticais descendentes para a superfície. Ao atingir a superfície, entra em processo de divergência, escoando para as latitudes menores e aquecendo ligeiramente até encontrar o paralelo de 60° , onde fecha o ciclo da célula polar.

O modelo de circulação de três células está ilustrado na **Figura 8.2**, onde podemos perceber a localização destas e os movimentos associados a cada célula e em cada paralelo, tanto em superfície quanto em altitude. A direção dos ventos é alterada pela força de Coriolis, como já discutido nesta aula. Esse modelo foi proposto por Tor Bergeron no início dos anos de 1920. Ainda na **Figura 8.2**, estamos considerando a Terra como uma esfera uniforme composta somente de água.

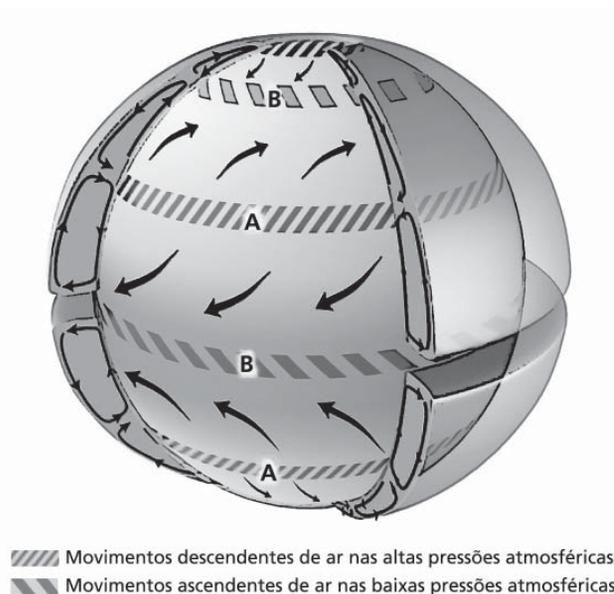


Figura 8.2: Modelo de circulação geral da atmosfera de três células com a Terra composta somente por oceanos.

Na **Figura 8.3**, temos um planeta mais realista, composto de oceanos e continentes, e a representação das três células fica mais clara:



Figura 8.3: Modelo de circulação geral da atmosfera de três células e a Terra composta de oceanos e continentes.

Observando atentamente a **Figura 8.3**, podemos identificar o cinturão de baixas pressões atmosféricas na região do equador e o cinturão subtropical de altas pressões atmosféricas, imediatamente acima para o hemisfério Norte e abaixo para o hemisfério Sul. O cinturão das altas subtropicais está localizado no centro de divergência do ar na superfície. Obviamente, essa figura ilustra melhor o caso do hemisfério Norte, mas é importante lembrarmos que existe uma réplica desse movimento no hemisfério Sul.

Visando auxiliar a compreensão da estrutura física dos movimentos na vertical, apresentamos um esquema onde a visualização desses movimentos é fornecido em termos da velocidade vertical do fluido, que em meteorologia chamamos de ω (ômega), fornecida em Pa/s (lê-se Pascal por segundo), através da **Figura 8.4**. Esse termo " ω " é muito utilizado nas ciências atmosféricas em geral, pois mostra como o ar escoar na vertical dentro da troposfera,

relacionando a variação na pressão atmosférica, medida na vertical com o tempo. Na verdade, se lembrarmos da relação entre pressão e altura, ilustrada na Aula 6, perceberemos que relacionar a pressão com a altura implica em fornecimento direto de variação dessa mesma altura com o tempo. A relação de " ω " com os movimentos verticais é muito útil, pois determina NAQUELE DADO TEMPO como está o comportamento do escoamento do ar na vertical e, a partir daí, podemos determinar regiões onde temos estabilidade ou instabilidade e as condições de tempo associadas a cada uma delas. Os modelos conceituais estão sujeitos à variação diária e não necessariamente os cinturões de alta subtropicais estão posicionados nos paralelos de 30°, variando dia a dia e estação do ano a estação do ano, em função das condições de tempo.

Além disso, a **Figura 8.4** ilustra as diferenças mais marcantes no escoamento vertical que ocorre na troposfera. Essa figura foi construída através de medições realizadas entre 1968 e 1995. Note a diferença entre os meses de verão (ilustrado em "a") e o inverno (ilustrado em "b") no hemisfério Sul. Entre o equador e o paralelo de 30°S temos, no verão (**Figura 8.4a**), um comportamento tipicamente instável, em que os movimentos ascendentes predominam sobre toda essa região. E o que temos no verão de nosso hemisfério: abundância de calor e umidade no ar, provocando instabilidade, ou seja, movimentos ascendentes (observe os tons em azul na **Figura 8.4a** para o hemisfério Sul). Já no inverno (**Figura 8.4b**), temos um efeito muito interessante, em que os movimentos verticais perdem intensidade e são "deslocados" mais para o equador e o hemisfério Norte, predominando no hemisfério Sul os movimentos descendentes marcados em cor amarela na **Figura 8.4b**. Isso ocorre porque, no nosso inverno, o sol ilumina mais o hemisfério Norte (verão nesse hemisfério) e ocorre que é no Norte onde temos a abundância de calor e umidade, gerando instabilidade (observe os tons entre o cinza claro e o mais escuro) **Figura 8.4b**. Já sabemos que, na atmosfera, especialmente no equador, tudo que converge em superfície e ascende à alta troposfera resfria e encontra um

limite, passando a divergir em direção às latitudes mais elevadas e que, no limite do resfriamento, o ar se torna mais denso (pesado) e inicia o processo de descenso na troposfera. Assim, temos uma grande área dominada por movimentos descendentes, demarcada aproximadamente entre os paralelos de 15° e 35°S, área essa onde a alta subtropical do Atlântico Sul costuma predominar durante esses meses. Por consequência, temos dias de inverno com atmosfera estável, pouca nebulosidade, ventos calmos, altas pressões atmosféricas e nevoeiros nessa época.

Observe também na **Figura 8.4** a simetria em relação às outras células (Ferrel e polar) e sua variação sazonal ao longo do ano. Em termos médios, podemos dizer que os movimentos verticais ascendentes necessitam de duas condições básicas: calor e umidade. Isso geralmente demarca as regiões onde temos as baixas pressões atmosféricas, céu com muita nebulosidade, ventos mais intensos, movimentos convergentes na superfície e ascendentes na vertical.

Sucintamente, as baixas pressões demarcam regiões de tempo instável e por vezes severo. Já as altas pressões se associam a pouca nebulosidade e tempo estável (você lembra da carta sinótica apresentada na Aula 6? auxilia muito na compreensão). E mais: o hemisfério instável geralmente é o hemisfério mais quente, ou seja, o verão demarca a estação chuvosa na maioria das áreas dos dois hemisférios de nosso planeta. Exceções existem, mas não serão abordadas nesta aula uma vez que estão fora do contexto apresentado. Você pode identificar as variações no posicionamento das 3 células (Hadley, Ferrel e polar) durante o ano na **Figura 8.4**?

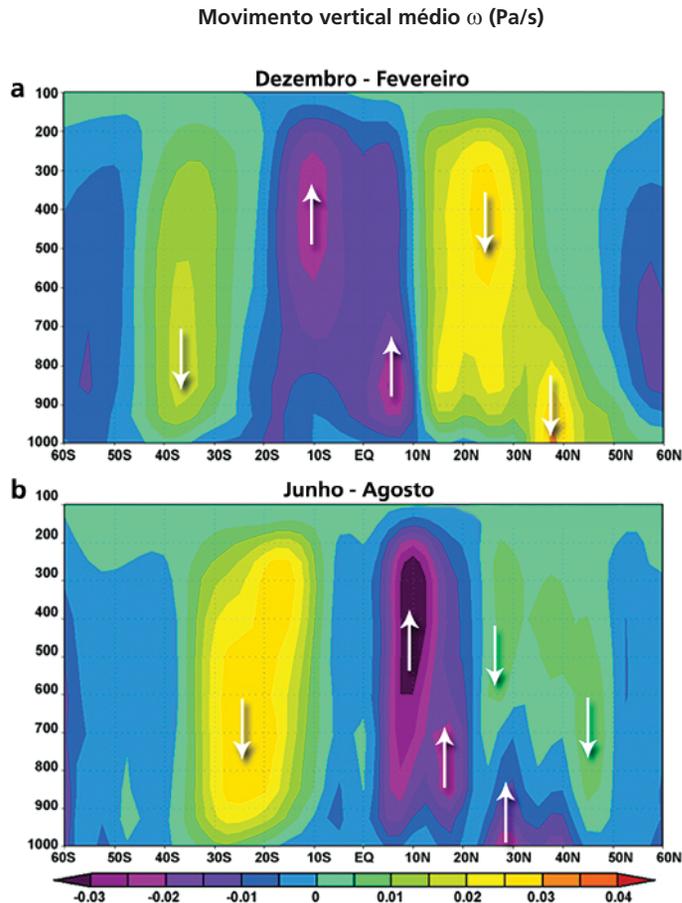


Figura 8.4: Movimento vertical médio, integrado entre 1968-1995, em ω (Pa/s).

Finalmente, apresentamos as células de circulação geral de atmosfera e seu posicionamento médio, ilustrados na **Figura 8.5**. Nela podemos identificar, a partir do equador, a célula de Hadley com seus movimentos ascendentes nas baixas pressões equatoriais, bem como seu ramo descendente, no cinturão de altas polares; a célula de Ferrel originada no ramo descendente de Hadley e transportado pelos ventos oestes de superfície até o paralelo demarcador das baixas subpolares; e finalmente a célula polar entre o cinturão de baixas subpolares e o polo propriamente dito. Observe atentamente a **Figura 8.5** e veja como o ar se desloca em superfície e em altitude, formando as três células.

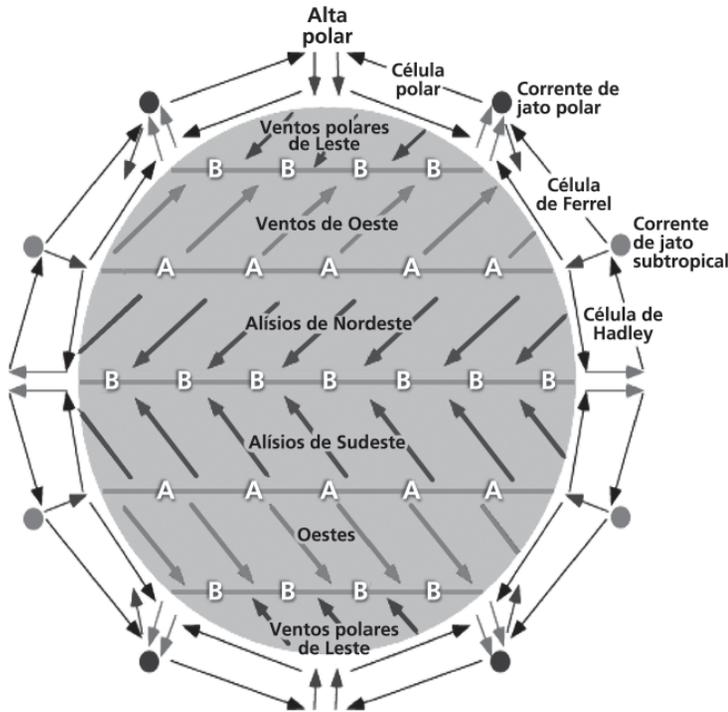


Figura 8.5: Esquema do modelo de circulação geral da atmosfera de três células.

Em um formato mais suavizado, podemos replicar o conteúdo da **Figura 8.5** na **Figura 8.6**, onde os vetores (setas) indicam o escoamento do ar atmosférico em superfície e em altitude, espelhando os centros de altas e de baixas pressões atmosféricas, expondo também o nome dado a cada centro de pressão atmosférica. Podemos, então, notar, com o auxílio da **Figura 8.6**, que no cinturão de baixas equatoriais temos a chamada “zona de convergência intertropical dos alísios – ZCIT”, onde fica demarcada uma extensa área em todo o planeta dominada por tempo instável, nuvens de tempestade e condições frequentes extremas de tempo em algumas horas do dia. A ZCIT é demarcada pelos alísios de nordeste e de sudeste. Após, temos o cinturão das altas subpolares, ou anticlones subtropicais, demarcando regiões de tempo estável e predominantemente com poucas nuvens. Nas bordas dessas altas subtropicais, temos os ventos de oeste, ou somente os oestes, que transportam o ar até o cinturão de baixas pressões atmosféricas

em torno de 60° , demarcando as baixas subpolares. Seguindo em direção ao polo, temos as altas polares, demarcadas pelos ventos de leste, ou somente pelos lestes, frios e intensos, fechando o esquema de circulação geral da atmosfera.

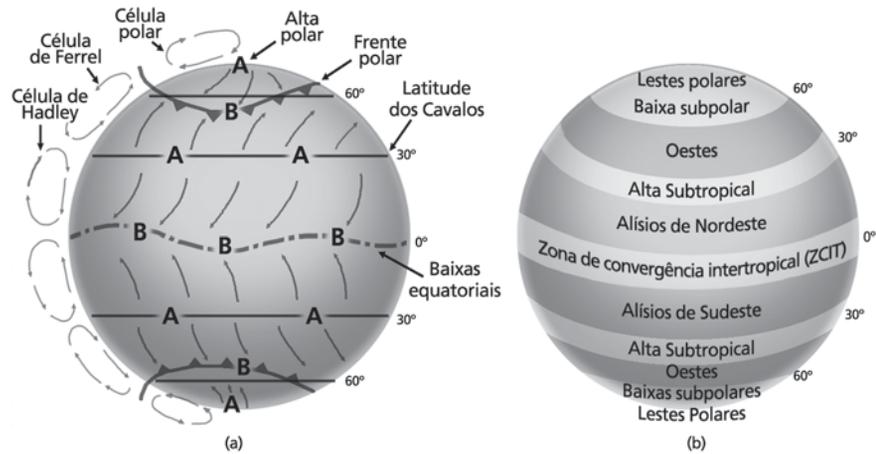


Figura 8.6: Esquema suavizado do modelo de circulação geral da atmosfera de três células (a) e nomenclatura dos sistemas de pressão atmosférica (b).



Latitude dos Cavalos: assim ficou conhecida a região que contempla o paralelo em torno de 30° a norte e sul. Isso por que, durante a expansão marítima europeia, os cavalos embarcados foram sacrificados naquela região, pois acreditava-se que, devido ao peso deles, as naus perdiam velocidade. Na verdade, nessas regiões predominam os ventos calmos.

A circulação geral da atmosfera, conforme mencionado anteriormente, é resultante de fatores como a inclinação do eixo do planeta Terra em relação ao norte verdadeiro, ao movimento de translação da Terra em torno do sol, ao movimento de rotação da Terra e, finalmente, ao aquecimento diferenciado que a superfície terrestre recebe todos os dias do ano. A Terra está em equilíbrio

radiativo em escala planetária, mas esse equilíbrio não é observado em cada latitude da Terra. Dessa forma, o aquecimento diferenciado em termos de energia solar contribui no sentido de “dar movimento” à camada de ar que envolve a Terra. A forma diferenciada de aquecimento da terra pode ser observada na **Figura 8.7**, onde temos, por faixa de latitude, um cenário geral dos ganhos e perdas de energia. Assim podemos demarcar as áreas mais quentes (e instáveis), bem como as áreas mais frias (e estáveis) por paralelo do planeta Terra.

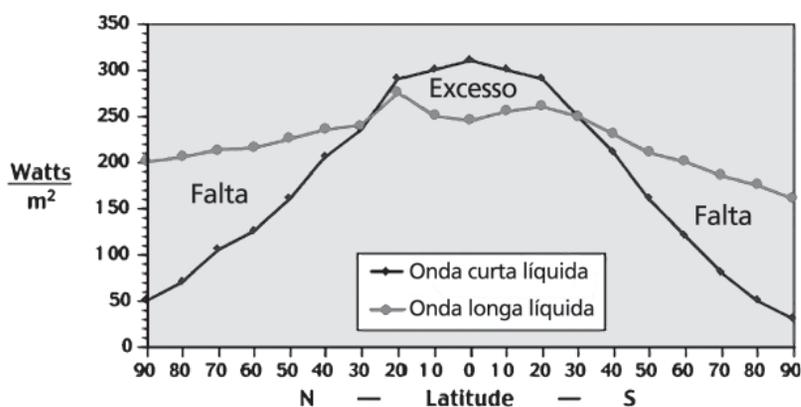


Figura 8.7: Gráfico energético da Terra por latitude. Ondas curtas provêm do Sol, ondas longas provêm da Terra e de espalhamento na atmosfera.

Podemos visualizar o efeito desse aquecimento em uma panela com água aquecendo em um fogão, por exemplo. À medida que a temperatura da água aumenta, essa água inicia a mudança de fase, gerando vapor de água. Esse vapor mais quente tende a subir e podemos ver isso em uma panela com água fervente. De forma simplificada, isso é o que ocorre na atmosfera nas regiões onde há excesso de ganho de energia de onda curta, por exemplo, como nas faixas mais próximas ao equador (**Figura 8.7**), dominadas por baixas pressões atmosféricas.

Por outro lado, para visualizarmos o escoamento do ar nas latitudes médias e nos cinturões polares, devemos lembrar o formato das geladeiras antigas, onde o congelador era sempre localizado na parte de cima para que o ar mais frio (denso, mais pesado)

dali pudesse descer, auxiliando a refrigeração nas partes mais baixas do eletrodoméstico. Essa circulação representa um sistema de altas pressões onde o regime estável (movimentos descendentes) predomina. Outra coisa a ser destacada é que nem sempre um cinturão de baixas pressões é quente e um cinturão de altas pressões é frio (observe a **Figura 8.6**). O que sempre vale é o movimento convergente na horizontal e ascendente na vertical para as baixas pressões; e o movimento divergente na horizontal e descendente na vertical para os cinturões de alta pressão atmosférica.



Atende ao Objetivo 1

1. Considerando a posição dos ciclones e anticiclones no hemisfério Sul, discorra sobre a direção predominante do vento e, por consequência, sobre a direção predominante do escoamento do ar, reportando onde esse escoamento gera sistemas de altas e de baixas pressões atmosféricas. Qual a condição de tempo geralmente associada a uma alta e a uma baixa pressão atmosférica?

Resposta Comentada

A partir do equador, temos a zona de convergência intertropical (ZCIT) dos alísios, sendo esses de sudeste no hemisfério Sul e de nordeste no hemisfério Norte. O ponto de encontro desses ventos gera a ZCIT, uma área onde predominam baixas pressões atmosféricas, tempo instável e, por vezes, tempestades severas. Migrando em direção ao sul, após a presença dos alísios de sudeste, temos os cinturões de altas pressões atmosféricas, geralmente próximos ao paralelo de 30°S. Como nas altas pressões, o vento tem de divergir em superfície, um ramo contribui para os alísios de sudeste e outro ramo diverge em direção ao paralelo de 60°S, com direção predominante de noroeste, comumente chamado de “os oestes”. Nesse paralelo de 60, esse ar mais quente encontra com o ar polar, vindo da região polar, gerando convergência na superfície e predomínio de baixas pressões (baixas subpolares em 60°). Por fim, os ventos que provêm da região polar sopram predominantemente de leste e são chamados de lestes polares, pois têm no polo sua origem por existência das altas polares.

Como nas altas pressões, o vento diverge em superfície e tem movimento descendente na vertical, as condições médias de tempo são de céu com pouca nebulosidade e ventos fracos a moderados, indicando estabilidade atmosférica. Nas baixas pressões, o fenômeno inverte-se, convergindo fluxo de ar em superfície, gerando movimentos verticais ascendentes, tempo instável, sujeito à formação de nuvens e tempo predominante nublado, com chuvas que podem ser fortes em muitas ocasiões.

Efeitos da circulação geral da atmosfera no Brasil

O Brasil é um país continental, tropical, abençoado por Deus e bonito por natureza. Mas toda beleza tem suas complexidades. Apesar de não termos registros frequentes de furacões em nosso país (somente o furacão Catarina em março de 2004 na região Sul do Brasil), nem frequência elevada de tornados (ocorrem em áreas isoladas da região Sul do Brasil, mas com pouca frequência), temos registrados inúmeros eventos meteorológicos extremos. Especialmente no Rio de Janeiro, tivemos dois eventos marcantes,

um na Região Metropolitana, onde o morro do Bumba, na cidade de Niterói, veio abaixo após evento de chuva forte, e outro na Região Serrana do Rio de Janeiro, onde parte das cidades foi destruída impiedosamente por uma chuva forte, causando a maior tragédia de cunho meteorológico de nosso Brasil.

Um país desse tamanho sugere condições de tempo diferentes e assim temos registrado ao longo dos anos. Região Amazônica, predominantemente quente e úmida. Centro-Oeste, com estação seca e chuvosa bem determinada. Região Sul, com verões quentes e invernos frios, onde até neve se registra nas cidades em maior altitude. Com essa variedade, definir condição média de tempo e de clima torna-se tarefa árdua para os cientistas e meteorologistas que têm essa missão. Para simplificar a apresentação dessas condições vamos resumir os efeitos da CGA em nosso país através da avaliação do padrão geral da CGA no inverno e no verão (**Figuras 8.8 e 8.9**).

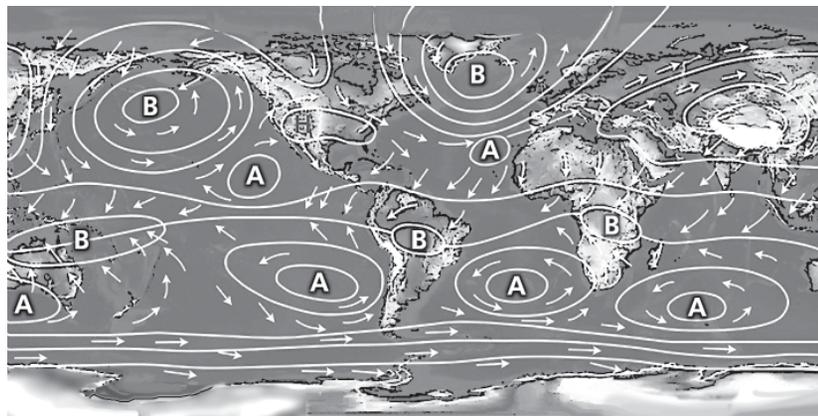


Figura 8.8: Padrão médio dos sistemas de pressão atmosférica em janeiro, observados no planeta.

Observando a **Figura 8.8**, ao prestarmos atenção na América do Sul, podemos verificar que o continente é ladeado por dois sistemas de alta pressão atmosférica (representados pela letra H de "high"), um no oceano Atlântico e outro no oceano Pacífico. Essas "altas" são bem definidas e frequentemente chamadas de anticlones. Portanto, as altas do Atlântico e do Pacífico são dois

sistemas permanentes que ladeiam nosso continente. Como temos a cordilheira dos Andes próximo ao lado oeste da América do Sul, o sistema de pressão mais relevante para o Brasil é a alta do Atlântico.

Com isso, vemos que em janeiro (**Figura 8.8**) esse anticiclone predomina na área central do oceano. Em janeiro, há um forte aquecimento de nosso verão, especialmente no continente, o que gera uma baixa pressão atmosférica na região equatorial do continente sul-americano (representado pela letra L de “low”). Esse padrão de verão é marcante porque determina a posição do anticiclone e a existência de uma baixa no continente, em resposta ao aquecimento do ar continental nessa época do ano. Assim, no continente, um ar quente tende a se elevar para os níveis mais altos da atmosfera, confirmando a existência dessa baixa.

Por outro lado, nos meses de inverno, representados pelo mês de julho (**Figura 8.9**), não podemos identificar o sistema de baixas pressões no continente. Isso pode ser explicado por conta de um menor aquecimento nesse hemisfério (inverno), incapaz de induzir uma circulação instável típica de verão. Quanto ao anticiclone, podemos observar que esse sistema praticamente predomina em todo o Atlântico Sul, implicando condições de tempo mais estáveis, inibidoras da formação de nuvens, demarcando nossa estação seca.

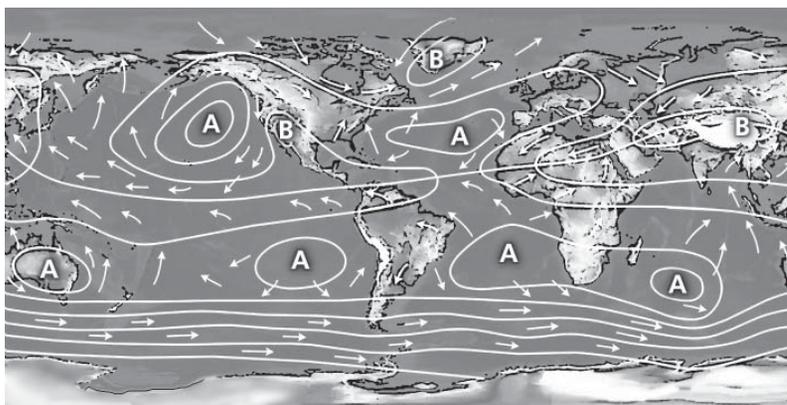
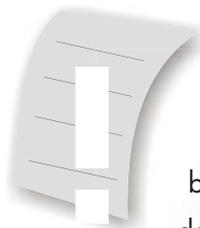


Figura 8.9: Padrão médio dos sistemas de pressão atmosférica em julho, observados no planeta.

Em síntese, podemos escrever:

- No verão, temos um anticiclone no oceano, bem demarcado e, no continente, baixas pressões, devido ao forte aquecimento típico dessa época do ano. Com isso, temos tempo instável no continente durante o verão, favorecendo a ocorrência de grandes taxas de precipitação, o que demarca a estação chuvosa na maior parte do Brasil.
- No inverno, temos a intensificação do anticiclone do Atlântico Sul, predominando uma condição de tempo mais estável inibidora da formação de nuvens e, por consequência, demarcador a de nossa estação seca, válida na maior parte do Brasil.

Ainda nas **Figuras 8.8** e **8.9**, as setas brancas demarcam os ventos em superfície, ou seja, o escoamento do ar em superfície ao longo dos sistemas de pressão. Vemos na América do Sul um claro giro no sentido anti-horário em torno dos sistemas de alta pressão. Veja que, no hemisfério Norte, os ventos giram no sentido contrário, por atuação da força de coriolis, discutida anteriormente.



Lembre-se da diferença na circulação entre os dois hemisférios e repare que, nos sistemas de baixa pressão atmosférica, o giro dos ventos dá-se no sentido horário no hemisfério Sul e anti-horário no hemisfério Norte.

Existem relações diretas entre o posicionamento dos sistemas de pressão atmosférica e sua influência direta nas condições de tempo e clima em todo o mundo. Assim, através do posicionamento desses sistemas, podemos ter uma boa noção do clima das regiões de nosso Brasil também.

É importante notarmos que, no verão, a condição de oferta de calor e umidade reporta-nos à instabilidade atmosférica. No inverno, com o resfriamento mais intenso, temos dias mais secos e com menos nuvens, conseqüentemente mais estáveis. Daí a razão de invernos secos e verões chuvosos na maior parte do Brasil.



Atende ao Objetivo 2

2. Observando atentamente as **Figuras 8.8** e **8.9**, como poderíamos caracterizar o predomínio das condições de tempo e de clima no Brasil de forma sucinta?

Resposta Comentada

As **Figuras 8.8 e 8.9** mostra-nos claramente que, ao largo do oceano Atlântico, temos o predomínio de uma condição de altas pressões atmosféricas. Isso remonta a uma condição de tempo de pouca nebulosidade, ventos calmos a fracos e tempo quente e estável. Podemos observar, especialmente no verão, a formação de uma área de baixas pressões sobre o continente sul-americano. Isso ocorre pelo forte aquecimento predominante dos meses de verão, gerando assim condição mais instável nessa região onde predominam as chuvas típicas da região da Amazônia brasileira. Sucintamente, temos uma alta na faixa leste e uma baixa equatorial, variando sazonalmente, como os sistemas de pressão predominantes em nosso país. Com isso, é fácil identificar a razão de uma condição mais tropical na faixa amazônica (chuva no final do dia) e uma condição mais homogênea no lado leste de nosso país, onde as frentes frias são os principais agentes causadores de mudança nas condições predominantes de altas pressões dessa área do Brasil.

CONCLUSÃO

Vimos que a CGA pode nos auxiliar muito no conhecimento das condições climáticas de uma determinada região. Até mesmo condições de tempo, segundo cada estação do ano, pode-se imaginar a partir do bom conhecimento da CGA.

Atividade Final

Atende aos Objetivos 1 e 2

Ao monitorarmos a pressão atmosférica no Rio de Janeiro, identificamos um padrão como ilustrado na **Figura 8.10**, combinado com a temperatura média na mesma cidade, no perfil das normais climatológicas registradas (1961-1990). A **Figura 8.11** ilustra a quantidade de chuva média mensal nas mesmas normais climatológicas para a mesma cidade do Rio de Janeiro. Os dados são provenientes do Instituto Nacional de Meteorologia – Inmet.

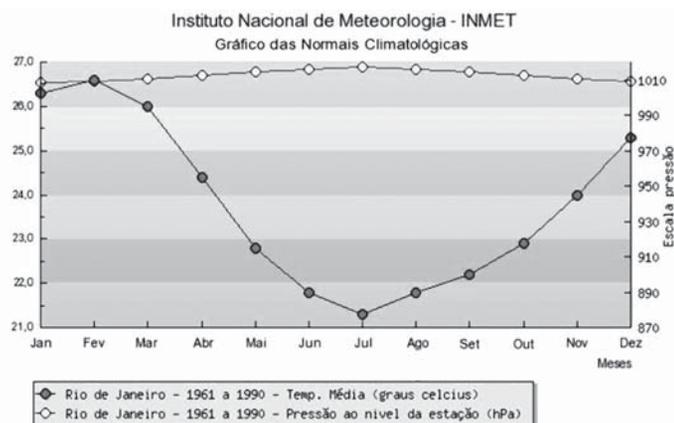


Figura 8.10 – Normais climatológicas (1961-1990) para temperatura média, pressão atmosférica e precipitação no Rio de Janeiro.

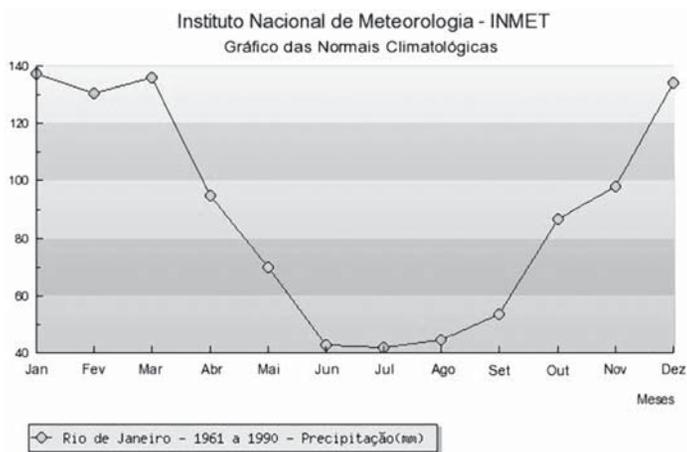


Figura 8.11 – Normais climatológicas (1961-1990) para temperatura média, pressão atmosférica e precipitação no o Rio de Janeiro.

Qual seria a relação entre o aumento da pressão atmosférica nos meses de inverno e o decréscimo de temperatura e da quantidade de chuva na mesma época? Por que não observamos este comportamento nos meses mais quentes?

Resposta Comentada

A pressão atmosférica experimenta um aumento médio no inverno por conta do resfriamento da superfície da Terra ser maior nessa época. Com isso, uma superfície fria favorece ao predomínio de movimentos descendentes de ar, gerando altas pressões atmosféricas, inibindo a formação de nuvens e, por consequência, implicando em médias de chuva menores que nos meses anteriores. Esse fato observa-se muito no inverno do Brasil, onde os dias de sol são frequentes no Sudeste e no Centro-Oeste. Esse aumento de pressão pôde ser observado pelo aumento da área de predomínio das altas pressões (**Figura 8.9**), gerando essa condição de tempo. Nos meses de verão, temos um forte aquecimento diurno, que contribui para uma maior taxa de evaporação na superfície da Terra, gerando uma maior oferta de umidade. Ora, se temos calor e umidade, temos um perfil instável em nossa região, favorecendo à formação de chuvas, gerando taxas de precipitação bem maiores que aquelas do inverno, por predomínio de baixas pressões atmosféricas, especialmente no continente. Ou seja: temos um inverno estável com predomínio de sol e um verão instável com chuvas frequentes no Rio de Janeiro.

RESUMO

1. O resultado médio da pressão integrada ao longo do ano em uma determinada região determina o padrão de circulação atmosférica daquela região. Por esse padrão, também temos uma boa aproximação das condições reinantes de tempo e clima naquele ponto.

2. Os diferentes cinturões de pressão atmosférica também são gerados pelo aquecimento não uniforme que a superfície da Terra recebe dia a dia. Temos excesso de energia nas regiões próximas ao equador e uma perda progressiva dessa energia ao passo que caminhamos em direção aos polos.

3. Em geral, o ar escoia das altas para as baixas pressões atmosféricas. Altas pressões possuem tempo predominante estável, com poucas nuvens e ventos fracos a moderados. Nas baixas pressões, temos condição instável e favorecimento à formação de nuvens e chuva, além de ventos que podem ser fortes nesses cinturões de pressão.

4. No Brasil, temos um inverno seco, com temperaturas mais amenas na maior parte do país. Já no verão, o forte aquecimento diurno provoca uma maior evaporação, aumentando a oferta de umidade no ar. O binômio calor e umidade forma a base da gênese das nuvens e das chuvas, daí um verão mais chuvoso e quente.

Informação sobre a próxima aula

Na próxima aula, estudaremos como as variações de pressão contribuem para a formação de frentes e para o deslocamento das massas de ar.

Aula 9

Massas de ar e frentes

*Ricardo Augusto Calheiros de Miranda
Lucio de Souza*

Meta da aula

Apresentar os desdobramentos de circulação da atmosfera pela compreensão de formação e deslocamento das massas de ar.

Objetivos

Esperamos que, ao final desta aula, você seja capaz de:

1. identificar o processo de formação das massas de ar;
2. classificar as massas de ar que atuam no Brasil;
3. reconhecer os tipos de frentes e sua atuação em nosso país.

INTRODUÇÃO

Massas de ar e frentes são dois dos mais importantes assuntos ligados à meteorologia e à climatologia. É através dos deslocamentos das massas de ar (regiões de temperatura relativamente uniforme), por meio das frentes (regiões que delimitam duas massas de ar diferentes) que temos a distribuição de calor e frio por todo o planeta. A média dos deslocamentos das massas de ar define climatologicamente a frequência das frentes frias e os meses mais quentes e frios do ano. É através dessa frequência que sabemos, por exemplo, que nos meses de junho e julho, temos massas de ar polar no Rio de Janeiro, onde as temperaturas podem baixar dos 10°C na região metropolitana e atingir valores próximos a 0°C nas serras (frequentemente temperaturas negativas são registradas nas partes mais altas da Região Serrana do Rio de Janeiro). Também por meio destas sabemos que é raro registrarmos temperaturas nessa ordem de grandeza nos meses de verão, porque nesses meses é extremamente raro termos incursão de ar polar nessa região. Com base nessas informações iniciais, vamos entender o funcionamento das massas de ar e seu deslocamento no planeta por meio de frentes.

Como funcionam as massas de ar

As massas de ar são fenômenos que provocam mudanças nas condições de tempo, especialmente de temperatura, trazendo frio ou calor por um curto ou longo período de tempo em uma determinada região, dependendo das condições climáticas. É assim que nós, cidadãos comuns, sentimos a presença de uma massa de ar. Mas em meteorologia, a definição de massa de ar é usada especificamente para determinar uma grande porção de ar que cobre milhares de quilômetros da superfície terrestre na atmosfera de uma determinada região.

Ampliando esse conceito, podemos escrever que as massas de ar são grandes porções da atmosfera que apresentam características similares de temperatura, umidade e pressão, determinadas pela região de origem da massa de ar. A formação de uma massa de ar requer duas condições básicas: grandes superfícies planas e homogeneidade quanto às características meteorológicas. Dessa forma, elas são formadas sobre os oceanos, mares e planícies continentais, e quase sempre são originadas nos lugares onde as circulações são mais lentas e as condições atmosféricas mais uniformes, como nas regiões das altas pressões subtropicais e polares. Também, regiões de baixas pressões atmosféricas são capazes de gerar massas de ar, como a região equatorial brasileira, onde normalmente temos massas de ar quentes e úmidas. Resumindo, as massas podem ser quentes, frias, polares, secas e úmidas. A **Figura 9.1** ilustra duas massas de ar que normalmente predominam sobre o continente brasileiro.

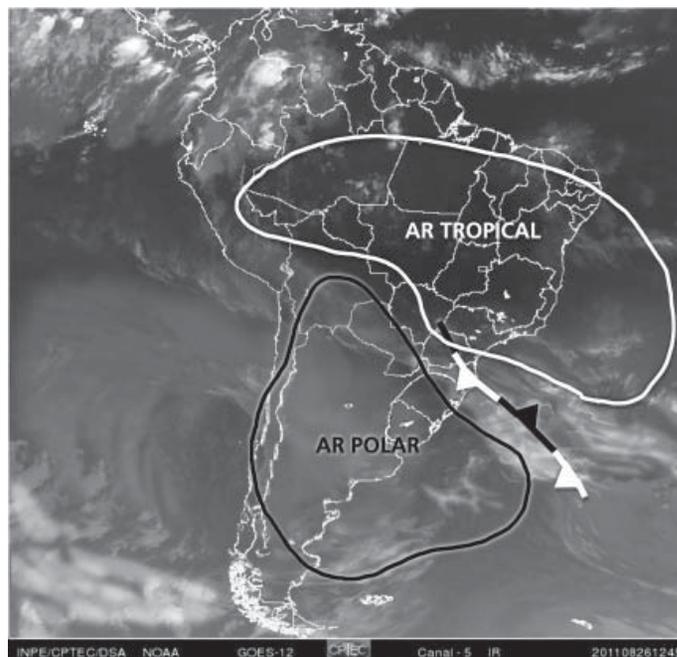


Figura 9.1: Exemplos de massas de ar atuando no Brasil.

Fonte: CPTEC-INPE (<http://satellite.cptec.inpe.br/home/>).

Essa massa de ar estende-se horizontalmente por 500 km a 5.000 km e verticalmente desde 500 m a 20 km, com distribuição vertical de temperatura e de umidade quase uniforme, apresentando pouca variação. Isso significa que, se escolhermos uma determinada altitude no interior dessa massa de ar, a temperatura do ar apresenta um valor em graus centígrados próximo ao de outros pontos à mesma altitude. A mesma situação ocorre com relação à umidade do ar.

Em 1929, Bergeron, da escola da Noruega, definiu massa de ar como sendo uma porção de ar na atmosfera cujas propriedades físicas são mais ou menos uniformes na horizontal com mudanças bruscas em suas bordas.

Para que uma massa de ar seja formada, a porção de ar da atmosfera deve estar em contato prolongado com a região que ocupa, e a superfície dessa região deve ter características homogêneas. Exemplos de regiões vastas com características homogêneas em toda a sua extensão são oceanos, grandes florestas, extensos desertos, extensas superfícies de gelo. Essa quantidade de ar permanecerá em repouso sobre essa área, adquirindo as características da mesma e, após um limite de repouso (desequilíbrio), será forçada a se deslocar para outras áreas.

Para que o contato do ar com a superfície torne-se efetivamente mais prolongado, é necessário que haja o encontro de duas massas de ar na região, uma mais fria que a outra, podendo, muitas vezes, ser um anticiclone (área de alta pressão atmosférica). Como visto na Aula 6, regiões de predomínio de anticiclones possuem movimentos na vertical descendentes, inibindo a formação de nuvens e movimentos na horizontal mais homogêneos, gerando ventos de fracos a moderados. Nas bordas desse anticiclone, existe o encontro com ciclones (zonas de baixas pressões atmosféricas e de características exatamente opostas àquelas dos anticiclones), propiciando o encontro entre duas massas. O equilíbrio permanecerá até que uma delas esfrie ou aqueça demais e, a partir desse momento, se deslocará sobre a outra, provocando turbulência e movimentos intensos na atmosfera.

É essa turbulência que faz a mistura do ar, bem como a distribuição espacial de suas propriedades físicas. Se não existisse o vento, mesmo fraco, a espessura da camada atmosférica e a formação da massa de ar diminuiriam. Por outro lado, se a velocidade do vento fosse alta, haveria turbulência forte, atingindo uma camada atmosférica muito mais espessa e dificultando a formação da massa de ar.

Na circulação geral da atmosfera, ocorre um aquecimento solar diferenciado entre o Equador e os polos. Esta circulação transfere calor da região equatorial para os polos onde é formada a massa de ar frio, que se desloca para a Região Subtropical onde encontra um ar mais quente. A **Figura 9.2** ilustra um resumo das massas de ar e suas características em escala global.

Classificação das massas de ar

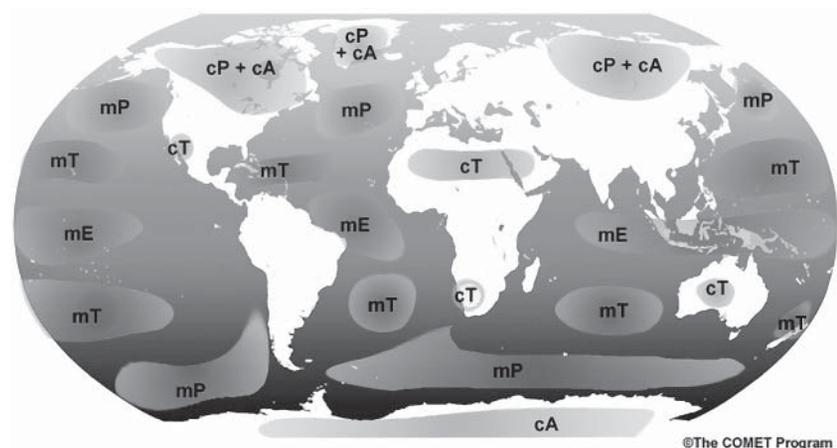


Figura 9.2: Classificação das massas de ar.

Fonte: Programa de educação a distância Comet (www.meted.ucar.edu).

Sucintamente, podemos observar na **Figura 9.2** que as massas de ar em azul são de características mais frias (geralmente designadas pelas letras "P" de polares e "A" de antárticas ou árticas), enquanto que as avermelhadas são mais quentes. Analogamente, existe a diferença básica entre massas continentais (letra "c")

e marítimas (letra “m”), além das massas equatoriais (letra “E”), polares (“P”) e tropicais (“T”).

Observando somente a América do Sul na **Figura 9.2**, identificamos que no lado do oceano Atlântico temos as massas tropical marítima (mT) e equatorial marítima (mE) e no oceano Pacífico as massas mE e mT aparecem mais afastadas do continente. Ao Sul, temos as massas polares (mP) e ao Norte, altura do caribe, uma massa marítima quente (mT).



Atende ao Objetivo 1

1. Frequentemente, assistimos na TV, lemos nos jornais, nos portais de internet, escutamos nas rádios que a condição de tempo na região Centro-Oeste do Brasil varia muito. Desde as enchentes, normalmente no verão, até aos períodos extremamente secos, no inverno. Observando as **Figuras 9.1** e **9.2**, como podemos explicar tanta diferença em uma única região?

Resposta Comentada

A região Centro-Oeste do Brasil está predominantemente localizada no planalto central, bem afastada dos oceanos, quase que no centro geográfico do Brasil. Esse fator geográfico tem uma parcela importante no clima da região e a expõe a grandes variações, ao longo das estações do ano (sazonais). Podemos pensar que no verão, o sol ilumina mais o hemisfério Sul, fazendo com que as taxas de evaporação sobre os oceanos sejam aumentadas, implicando também em uma área maior de influência das massas de ar de origem marítima. Com isso, o aporte de umidade para o continente é substancialmente elevado. Ora, calor e umidade formam são as condições básicas de tempo instável, cujo desdobramento são as chuvas de origem convectiva, típicas de verão. Ainda durante o verão de nosso hemisfério, as taxas de evaporação na região amazônica também são maiores (maior calor, mais umidade evaporada), formando um cenário que oferta umidade tanto por mar, quanto por continente. E, em se pensando em verão, volta a história de calor + umidade = tempo instável e chuvas.

Durante o inverno, a premissa mais simples é que o aquecimento da superfície no hemisfério Sul é muito menor, se comparado ao verão. Logo, as taxas de evaporação irão diminuir substancialmente e, conseqüentemente as chuvas desaparecem em grande parte da região Centro-Oeste. Então as massas marítimas têm sua atuação mais localizada nas regiões costeiras e, sem a oferta de ar quente e úmido da Amazônia (inverno = menos calor), a condição primária de chuva fica modificada. Sem umidade, sem chuvas, tempo e clima mais secos.

Portanto, o ar tropical é mais úmido no verão e mais seco durante o inverno.

Classificação das massas de ar

Região de origem

Para adquirir suas propriedades uniformes, uma massa de ar precisa permanecer vários dias sobre uma grande região cuja superfície também tem características bastante uniformes. Esta região é chamada região de origem de massa de ar.

Classificação na América do Sul

As massas de ar classificam-se de acordo com as regiões e as latitudes de onde adquirem suas propriedades básicas. Elas são:

- *Massa de Ar Antártico (PA)*: tem sua origem na região Antártica, coberta de gelo e neve, e geralmente com alta pressão de movimento anticiclônico (movimento dos ventos contrários os ponteiros dos relógios no hemisfério Sul). É uma massa de ar fria, seca e estável. Atinge Argentina, Chile, Paraguai, Peru, Bolívia, Uruguai e grande parte do Brasil, com temperaturas baixas no outono, no inverno e no início de primavera.
- *Ar Polar Antártico Continental (PC)*: tem sua origem na região continental subantártica. É um ar frio e úmido que vem pela Argentina, pelo Paraguai e pela Bolívia, atingindo grande parte do Brasil, até a Amazônia. Esse ar atinge uma área muito grande, pois penetra em um corredor entre o planalto central e a Cordilheira dos Andes, provocando o fenômeno da friagem na faixa oeste da Amazônia brasileira, nos meses de inverno do hemisfério Sul. Ilustramos na **Figura 9.3** uma carta de tempo, contendo a demarcação de uma massa de ar polar.

Temperatura mínima - 11/07/2008

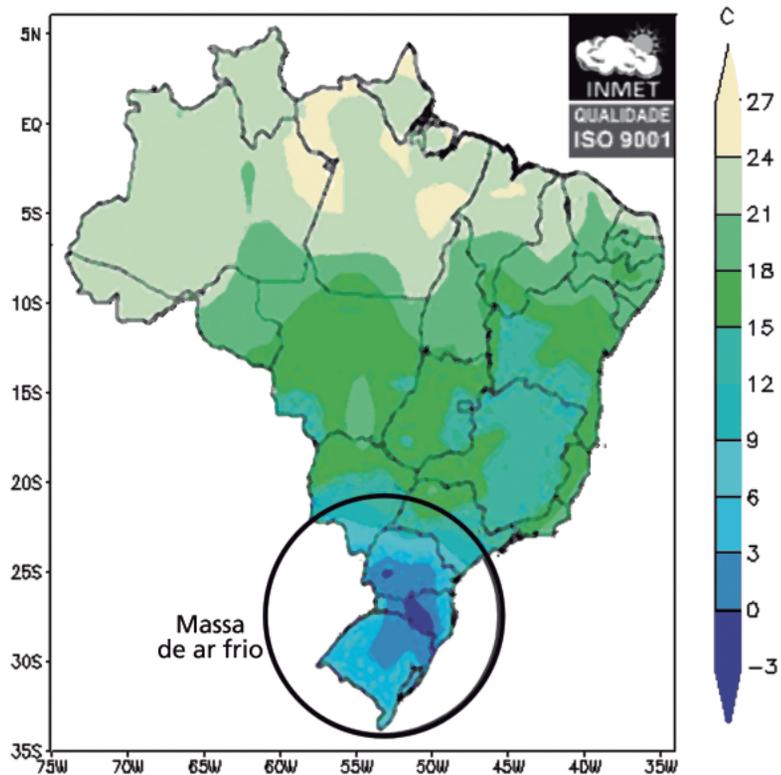


Figura 9.3: Reprodução/INMET – Exemplo de uma massa de ar polar continental.

Fonte: <http://www.inmet.gov.br/portal/index.php?r=clima/mapasCondicoesRegistradas>

- *Ar Polar Antártico Marítimo (PM)*: tem sua origem na região continental subantártica. É um ar frio e úmido, por conta de sua origem oceânica. Como tem característica polar, é mais atuante no final do outono e no inverno.
- *Ar Tropical Continental (TC)*: tem sua origem na Região Subtropical, por vezes, com centros de altas pressões. É um ar quente e seco, predominante no centro do Brasil, na Argentina e no Paraguai. Essa massa de ar sofre grande influência sazonal, podendo ser também classificada como quente e úmida nos meses de verão do hemisfério sul. Ilustramos o exemplo de calor e tempo seco na

Figura 9.4.

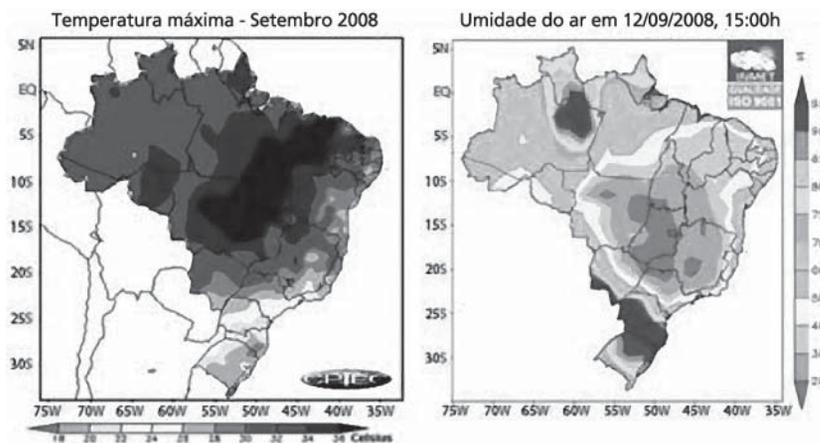


Figura 9.4: Reprodução/INMET – Exemplo da massa de ar tropical continental quente e seca pode ser observado nos mapas do CPTEC de temperatura média máxima, em setembro de 2008, e de umidade relativa do ar, em 12/09/2008. O domínio do ar quente e seco no centro do Brasil mostra ser bem evidente, com valores de temperaturas do ar elevadas, bem como valores de umidade do ar abaixo dos 20% neste dia.

Fonte: <http://www.inmet.gov.br/portal/index.php?r=clima/mapasCondicoesRegistradas>

- *Ar Tropical Atlântico (TM):* tem sua origem nos anticiclones subtropicais, sobre os oceanos. É um ar quente e úmido com origem no oceano Atlântico tropical, com predomínio sobre a parte leste do Brasil, durante quase todo o ano.
- *Ar Equatorial (E):* Quente e úmido, predomina na Amazônia, na região Nordeste e nos oceanos equatoriais. É mais intenso nos meses de verão onde o aporte de umidade aumenta significativamente por conta do maior aquecimento diurno.

Podemos descrever as massas de ar e suas variações, observando o conteúdo da **Figura 9.5**, em que as massas de ar são localizadas tanto no período de inverno, quanto no verão. As estações de outono e primavera são sempre consideradas como transição e trazem consigo características das duas estações, sempre mudando de calor para frio ou de frio para calor.

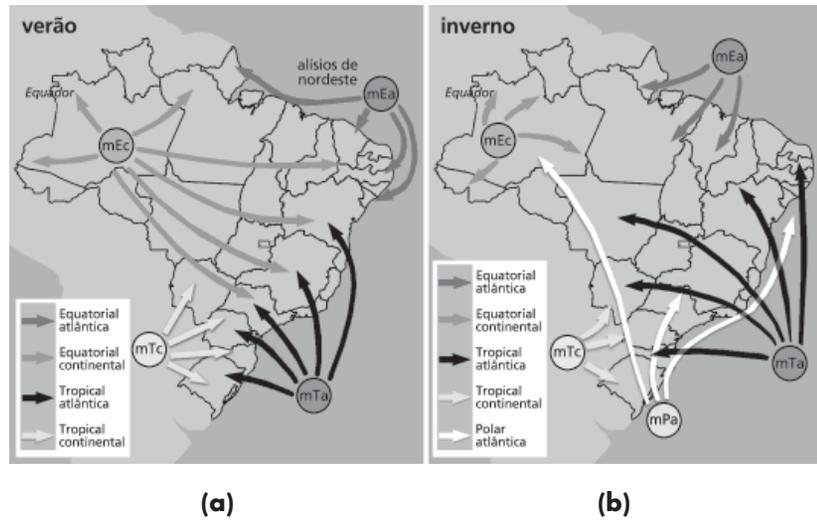


Figura 9.5: Massas de ar que atuam no Brasil durante o verão (a) e o inverno (b).

A massa de ar equatorial continental (mEc) é seca no inverno e úmida no verão, mas sempre é quente. Já a massa de ar equatorial atlântica (mEa) é sempre quente e úmida. A massa de ar tropical continental (mTc) também é fortemente alterada pela sazonalidade, sendo bem fria no inverno e mais quente no verão, implicando em um maior aporte de umidade nos meses de verão nas áreas de atuação dessa massa de ar. A massa tropical atlântica (mTa) pode ser considerada uniforme durante o ano, mas a área de atuação dela considera a extensão e a intensidade do anticiclone do Atlântico sul. A massa polar atlântica (mPa) é característica dos meses de inverno.



Atende ao Objetivo 2

2. Como podemos explicar, através da dinâmica das massas de ar, as temperaturas extremas no Rio de Janeiro no inverno e no verão?

Resposta Comentada

Durante o inverno, temos a atuação das massas polares no Sudeste do Brasil, com alta frequência. Essa presença de ar polar em nossa região derruba as temperaturas para patamares inferiores aos 5°C nas serras do Rio de Janeiro e baixa dos 10°C na cidade. Portanto, é a atuação das massas polares de inverno a responsável pela queda acentuada de temperatura em alguns dias do inverno. Normalmente, essas massas polares são além de frias, muito secas e diminuem a quantidade de chuva em todo Rio de Janeiro.

Já no verão, temos a presença de ar quente e úmido, proveniente do oceano por ação da massa tropical atlântica, além do aporte de ar mais quente e não menos úmido, proveniente da região amazônica por atuação da massa equatorial continental. Esse cenário implica em temperaturas muito elevadas (superior aos 40°C), além de uma condição de tempo muito instável e sujeito às chuvas em forma de pancadas torrenciais, porque é nessa época do ano que o binômio calor – umidade predomina no Rio de Janeiro.

Frentes

A interseção ou separação entre duas massas de ar sempre é feita por uma *frente*. Frente pode ser definida como a *região limitadora de duas massas de ar diferentes*. As frentes podem ser classificadas como quentes, frias, estacionárias e oclusas, e é essa discussão que iniciaremos a partir desse ponto.

O encontro da massa de ar polar e da massa de ar subtropical – uma mais fria que a outra – forma a frente fria. Esse encontro, geralmente, ocorre próximo ao paralelo de 60° (Sul e Norte) onde o ar polar encontra o ar mais quente proveniente dos anticiclones, gerando uma área de baixas pressões e tempo extremamente instável. A **Figura 9.6** ilustra essa região (marcada com triângulos na cor azul, representativos de frentes frias em mapas de tempo). Destacamos também a zona de baixas pressões atmosféricas na faixa equatorial, uma fonte permanente de calor e umidade, região de origem de frentes quentes.

Essas duas regiões delimitadas na **Figura 9.6** mostram as origens mais comuns de frentes frias (paralelos de 60°) e frentes quentes (zona equatorial e tropical) que atuam em ambos os hemisférios. É importante notar o termo “origem mais comum”, pois nada impede que uma frente fria de origem polar atinja o Brasil. Por outro lado, nada impede que uma frente quente, originada ao sul do trópico (Santa Catarina, por exemplo) atinja também o sul do Brasil. Essas variações ocorrem e dependem da estação do ano para que sua frequência de ocorrência seja alterada.

Portanto, nem toda frente fria é de origem no paralelo de 60°, mas a maioria sim. Nem toda frente quente é equatorial-tropical, mas a grande maioria sim.

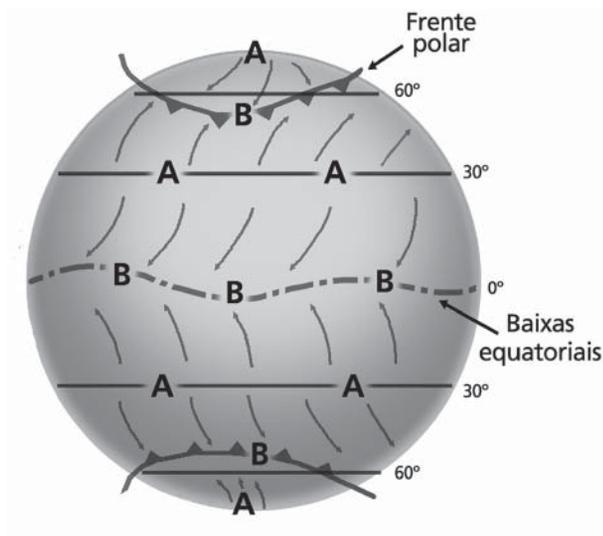


Figura 9.6: Região favorável à formação de frentes frias nos hemisférios Norte e Sul, nos paralelos de 60°.

Generalizando, frentes frias podem ser sentidas por uma mudança brusca nas condições de tempo, geralmente queda na temperatura e chuvas. Para que ocorra uma frente fria, primeiro é preciso que haja a massa de ar frio. Portanto, a *frente fria* demarca a região de troca de um ar mais quente por um ar mais frio.

Por outro lado, a *frente quente* é aquela que demarca a região de troca de um ar mais frio por um ar mais quente.

A *frente estacionária* ocorre quando coexistem as frentes quentes e frias e essa coexistência as impedem de se deslocarem, além de impedir a troca de ar entre elas.

A *frente oclusa* configura-se também quando existe encontro de ar quente e frio, mas esse encontro dá-se pela ultrapassagem de uma frente fria sobre uma frente quente (isso mesmo!) e, no momento em que as duas frentes alinham-se, temos a formação de uma oclusão, ou frente oclusa. Fica mais fácil entender com o seguinte exemplo: temos uma frente fria atuando na região Sul do Brasil e evoluindo para o Sudeste do país. Ao chegar no Sudeste, depara-se com uma massa de ar mais quente (frente quente) que a "impede" de continuar progredindo. Quando as duas ondas alinham-se, temos

a oclusão. Nessas condições, a frente fria não atinge plenamente a região sudeste.

Frente fria

Conforme a definição anterior, a frente fria é uma área onde a troca de ar mais quente está sendo realizada por ar mais frio. A frente fria em si é somente essa área de atuação. Comumente, escutamos na imprensa que “a atuação de uma frente fria mantém as temperaturas baixas e muita chuva sobre uma determinada área”. Isso representa um conceito errado sob a premissa de definição de frente. Uma vez ocorrendo a troca de ar, não há mais a atuação da frente fria nessa área. O que ocorre é que toda frente fria traz consigo um ar mais frio (ou mesmo uma massa de ar polar, especialmente no inverno) e é esse ar mais frio que mantém o céu com nebulosidade e as temperaturas baixas. A **Figura 9.7** ilustra a troca de ar ocorrida na frente fria.

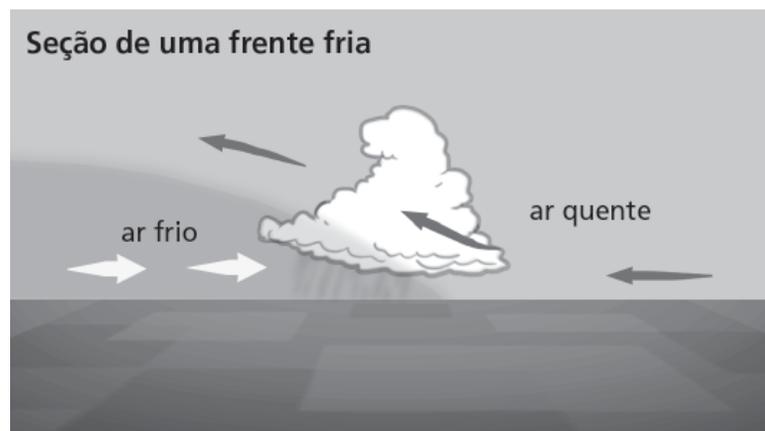


Figura 9.7: Esquema gráfico de uma frente fria.

Fonte: https://www.meted.ucar.edu/search/search_results.php?hq=site%3Ameted.ucar.edu&cx=012446052473863902991%3Ar8nkgwzzsc&cof=FORID%3A11&q=air+masses+and+fronts



O programa Comet promove a educação a distância em meteorologia. O site do Comet é www.meted.ucar.edu. Neste site, é possível assistir a um pequeno filme que esquematiza a aproximação de uma frente fria. Basta acessar o link https://www.meted.ucar.edu/search/search_results.php?hq=site%3Ameted.ucar.edu&cx=012446052473863902991%3Ar8nkgnwzzsc&cof=FORID%3A11&q=air+masses+and+fronts. Ao clicar na imagem você precisará fazer um cadastro rápido e ter acesso ao filme.

Outra definição de frente fria pode ser a de “uma cunha de ar frio, mais denso, penetrando em uma área que contém ar mais quente, menos denso.” Fisicamente, essa definição remonta à física clássica onde o ar mais denso (pesado) tende a ocupar a parte de baixo de um ambiente, enquanto que o ar quente, mais leve, tende a subir nesse ambiente.

Frente quente

Analogamente à definição de frente fria, a frente quente remonta ao caso da troca de um ar mais frio por um ar mais quente. Esse tipo de frente não é muito conhecido da população em geral, mas sua importância é grande porque em alguns eventos os estados de tempo associados às frentes quentes remontam a condições severas, por vezes extremas.

Geralmente, o deslocamento de uma frente quente é mais lento do que uma frente fria e, como se trata de ar quente, esse ar não remonta a uma cunha de ar e sim, a uma rampa de ar quente que empurra o ar frio e passa a predominar em uma determinada área.

A **Figura 9.8** ilustra a entrada de uma frente quente.

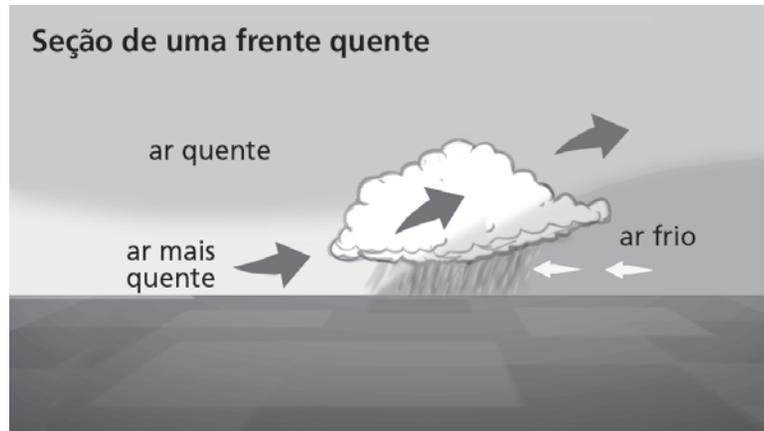


Figura 9.8: Esquema gráfico de uma frente quente.

Durante a chegada de uma frente quente, geralmente, temos chuva estratiforme do tipo contínua. Porém se a região em questão está com ar frio e a frente quente está muito quente, o choque das massas de ar produzirá um grau de forte instabilidade atmosférica, gerando assim uma condição de tempo severa, por vezes extrema.



Chuva estratiforme do tipo contínua é aquela chuva fina, que por vezes pode ser moderada, mas nunca forte. Geralmente, essa chuva dura por mais de 24 horas, podendo inclusive persistir por vários dias seguidos. É a famosa “chuvinha chata” no dito popular.

Frente estacionária

A frente estacionária ocorre quando uma massa de ar interrompe seu deslocamento, por não ter intensidade suficiente para continuar progredindo, não implicando em troca de massas

de ar. Esse tipo de frente sugere que durante esse encontro de massas de ar, a área fica exposta a intensas taxas de precipitação, muitas vezes em forma de tempestades severas ou não, que estarão sempre localizadas na área de encontro das duas massas de ar. Nas vizinhanças dessa área, onde as duas massas encontram-se, o gatilho para tempestades severas também é disparado (choque das massas de ar) e as tempestades também ocorrem nessas vizinhanças. A **Figura 9.9** ilustra a frente estacionária.

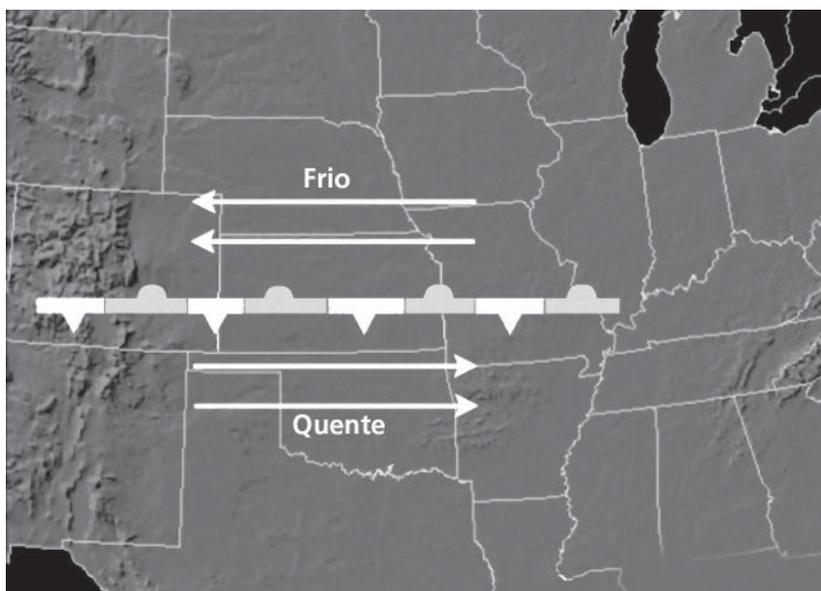


Figura 9.9: Esquema gráfico da frente estacionária.
Fonte: Programa Comet.

Se observarmos a **Figura 9.9**, vemos uma mistura de símbolos onde os triângulos azuis representam a frente fria e as meias-circunferências representam a frente quente. Com isso, temos o choque permanente de duas massas de ar e forte grau de instabilidade, remontando a condições que podem ser severas em alguns casos.

Frente oclusa

Conforme definido anteriormente, a frente oclusa ou oclusão ocorre quando uma frente, seja ela quente ou fria, encontra uma condição que a impede de progredir sobre uma determinada área. Assim a frente oclusa também é marcada pelo encontro de ar quente e frio e forte grau de instabilidade, gerando condições de chuva que por vezes, podem ser fortes. A grande característica da frente oclusa é que ela demarca uma área onde há uma barreira à progressão de outra frente (fria ou quente). Por isso, a oclusão reporta a uma condição favorável ao término da frente em progressão, estabilizando a condição atmosférica em questão. A **Figura 9.10a** auxilia na compreensão do que é uma frente oclusa.

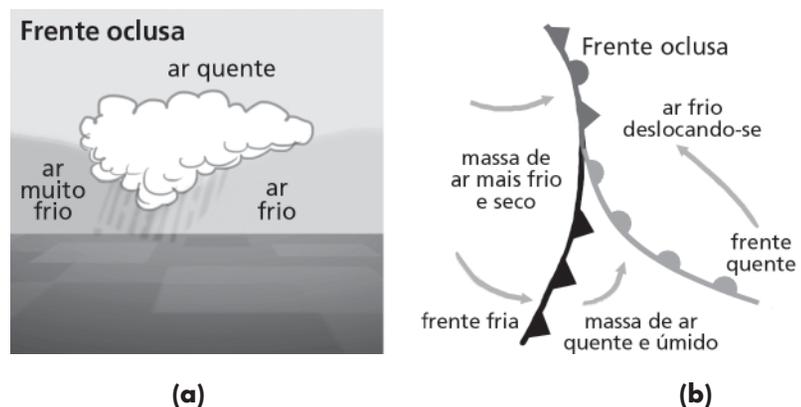


Figura 9.10: Esquema de uma frente oclusa.

Ao observarmos a **Figura 10b**, podemos ver que a representação esquemática de uma frente oclusa remonta a um intenso contato entre ar quente e ar frio. Essas massas de ar existirão em alguma área próxima à frente oclusa porque sem essas massas, sem as frentes demarcadas, não existiria a oclusão. Uma das regiões será demarcada pela inibição da progressão ou da frente fria, ou da frente quente. Essa é a região da frente oclusa.

Podemos imaginar qual dos tipos de frentes descritos nesta aula são mais comuns no Brasil. A resposta óbvia é a frente fria. Mas essa não é a verdade. Toda frente, seja ela quente ou fria, desloca-se ao longo das latitudes, mas esse deslocamento tem um limite. O limite de deslocamento dessa frente ocorre quando a mesma encontra um ambiente desfavorável que impede sua progressão. Nesse ambiente desfavorável, ocorre a oclusão da frente. Portanto toda frente tem uma região onde oclui, ou seja, para de progredir. Dessa forma, as frentes oclusas têm frequência maior que as frentes frias porque as oclusões ocorrem tanto em frentes frias, quanto em frentes quentes.

A **Figura 9.11** ilustra um grande resumo das frentes mostrando como o deslocamento do ar se dá durante a passagem de qualquer tipo de frente. Podemos por simplificação entender que se a frente é fria, o ar é denso, pesado e se desloca pela superfície forçando o ar mais quente a subir. Por outro lado, se a frente é quente o ar mais quente empurra o ar mais frio, se deslocando sobre ele. Nas zonas de encontro das massas de ar temos as condições mais instáveis, sujeitas a chuvas, por vezes severas, além de vendavais, granizo, trovoadas.

Outro destaque na **Figura 9.11** é a tendência do ar quente sempre ser forçado a subir, o que tem sentido físico, uma vez que se está mais quente, se torna mais leve e menos denso, instável. A interseção entre duas massas marca a frente que também é chamada de superfície frontal.

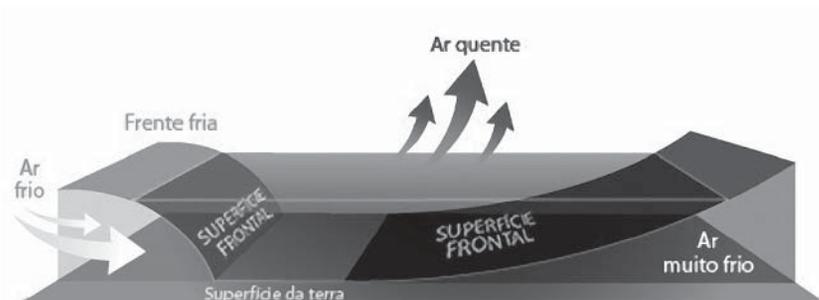


Figura 9.11: Esquema gráfico das frentes, ilustrando o movimento do ar frio, quente e das superfícies frontais.

Devido à circulação geral da atmosfera, as massas de ar se deslocam dinamicamente de suas regiões de origem, conservando suas propriedades físicas adquiridas da região. Em seu deslocamento e trajeto, elas causam mudanças significativas no tempo nas regiões e localidades que atingem (veja **Quadro 9.1**). Durante esse deslocamento elas perdem gradativamente suas características iniciais e adquirem um pouco das características da região em que passam. É por isso que uma massa polar associada a uma frente fria é capaz de produzir temperaturas negativas (abaixo de 0°C) em várias cidades da região Sul do Brasil, mas no Sudeste essas temperaturas somente ocorrem nos pontos mais elevados das serras dessa região. Imaginem se as massas de ar mantivessem suas características intactas ao se deslocarem em nosso planeta!

Quadro 9.1: Resumo das condições gerais de tempo associadas às massas de ar

Massa de ar	Fria	Quente
Condições atmosféricas	Instável	Estável
Tipos de nuvens	<i>Cumulus</i> Cúmulo-nimbo	<i>Estratus</i> Estrato-cúmulo
Fenômeno e chuva	Trovoadas/ chuva pancadas	Contínua
Tipos de ventos	Fortes com rajadas	Moderados constantes
Temperatura	Declínio	Elevação



Atende ao Objetivo 3

3. Observe atentamente a carta sinótica, ou mapa com as condições de tempo, geradas no Centro de Previsão do Tempo e Estudos Climáticos do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais – CPTEC/INPE. Nela estão plotados os valores de pressão atmosférica, temperatura do ar, umidade relativa do ar e ventos, todos em superfície, válidas para o dia 2 de outubro de 2012, às 12:00Z (hora média de Greenwich) ou 09:00 hora de Brasília. Podemos identificar dois centros de altas pressões atmosféricas (marcados com a letra “A”), um no oceano Atlântico e outro no oceano Pacífico. Podemos também observar certo predomínio de baixas pressões atmosféricas (marcadas com a letra “B”) no centro do continente sul-americano. No extremo sul do continente, temos demarcadas as “frentes” que atuam nesse dia.

Sucintamente, informe quais são as frentes e o que elas representam em termos de troca de massa de ar para aquela região destacada (extremo sul da América do Sul).



Figura 9.12: Carta sinótica de 2 de outubro de 2012.

Fonte: CPTEC/INPE; <http://eventos.cptec.inpe.br/xvii-cbmet/previsao-de-tempo/>

Resposta Comentada

Temos três frentes: frente fria, demarcada em triângulos azuis, frente quente, demarcada em semicírculos vermelhos e a frente oclusa, demarcada por triângulos e semicírculos em cor rosa, praticamente próximo ao centro de baixa pressão demarcado pela letra "B". A frente fria demarca a região onde há troca de ar quente por ar mais frio. A frente quente demarca a região onde se troca o ar mais frio pelo ar mais quente. A zona de oclusão ou frente oclusa demonstra a área onde as duas frentes encontraram-se e perderam intensidade sem que haja troca de ar frio e quente.

Não estando na questão, mas de fácil percepção, podemos perceber que o ar tende a "girar" em toda essa zona frontal. Perceba que a troca quente por frio "induz" um giro no sentido horário e é esse o giro que demarca os ciclones no hemisfério sul. Toda frente fria precisa de um ciclone, capaz de "munir" de intensidade a frente para que ela possa progredir rumo às latitudes menores. Caso esse ciclone perca a intensidade, como já podemos observar no setor "rosa", temos a oclusão e nessa região, não temos mais movimento de ar. Com o passar dos dias esse fato (oclusão) ocorrerá em toda zona frontal, "eliminando" os ramos frio e quente, cessando a mudança de tempo.

CONCLUSÃO

Uma frente é o agente delimitador entre duas massas de ar diferentes. Massa de ar é uma porção grande de ar (milhares de quilômetros quadrados) cujas características meteorológicas são aproximadamente uniformes, especialmente a temperatura e a umidade relativa do ar. Geralmente, a massa de ar tem características associadas ao local onde se forma. Com isso, o deslocamento dessas massas de ar, através das frentes (quentes ou frias), é o elemento físico responsável pela distribuição de calor e frio ao largo das latitudes de nosso planeta. A frente fria representa a troca de um ar mais quente por um ar mais frio. A frente quente representa a troca de um ar mais frio por um ar mais quente. Ambas as frentes possuem massa de ar associada. Geralmente, as massas de ar frio e, por consequência, as frentes frias, deslocam-se desde as latitudes mais elevadas para as latitudes menores. Por outro lado, as frentes quentes têm um caminho preferencial de paralelos de baixa latitude para os paralelos de latitude maior. As massas frias originam-se próximas ao polo, enquanto as massas quentes originam-se mais próximas ao equador. Essas regras aproximadas possuem suas exceções, conforme vimos no decorrer da aula.

Atividade Final

Atende aos Objetivos 1, 2 e 3

Observe atentamente a figura a seguir sobre o posicionamento das massas de ar e das frentes na América do Norte. Com base no que foi discutido nesta aula, informe as áreas onde DEVEM predominar as frentes frias e as áreas onde DEVEM predominar as frentes quentes. Discuta como a variação sazonal altera esse padrão, especialmente no período de inverno e de verão. Como podemos fazer uma analogia dessa condição para a América do Sul?

continente. Abaixo temos ar frio, oceânico e continental, mas esse ar frio é menos frio que o ártico. Temos então duas zonas de frentes frias, uma ártica e outra mais subtropical. No caso das frentes quentes, essas são de características tropicais onde o oceano mais aquecido e o continente mais aquecido demarcam essas áreas, mais ao sul dos EUA.

Sazonalmente, esperamos um predomínio de frentes frias no inverno e um predomínio de frentes mais quentes no verão. Isso ocorre por conta do intenso resfriamento de inverno e aquecimento de verão, alterando esse padrão médio ilustrado.

No caso da América do Sul, a situação é similar. Temos as áreas de massas antárticas, próximas ao polo Sul e as zonas frontais, nas proximidades do paralelo de 60°S. Com isso, essas duas regiões demarcam áreas predominantes de gênese de frentes frias em nosso hemisfério. Analogamente ao pensarmos nas latitudes menores, pensamos em mais calor e uma condição mais próxima à formação de frentes quentes, especialmente próximas ao Equador e na faixa tropical do hemisfério. No aspecto sazonal, o mesmo padrão observa-se com mais frentes frias de inverno e ondas mais quentes de verão.

RESUMO

Vimos como se formam e deslocam-se as massas de ar. Entendemos que sua região de origem funciona como se fosse uma documentação da massa de ar. Essa pode ser marítima, continental, equatorial, tropical ou polar. A massa de ar tem milhares de quilômetros de extensão e nasce em regiões onde o ar repousa por mais tempo, adquirindo características dessa região.

Essas massas de ar deslocam-se através das frentes e distribuem calor e frio ao largo do planeta. As frentes são frias (troca de ar quente por frio), quentes (troca de ar frio por quente), oclusas (mistura de ar quente e frio com parada no deslocamento das massas) e estacionárias (quando repousam sobre uma determinada área sem troca de massas de ar).

No Brasil, as frentes frias e oclusas são as mais frequentes, uma vez que a oclusão marca o final do deslocamento da frente, determinando sua extinção. A frequência dessas frentes em uma determinada região é um estudo essencial para se caracterizar o clima dessa região.

Informação sobre a próxima aula

Na próxima aula, você vai conhecer as bases conceituais sobre a precipitação pluviométrica. Você tem medo de chuva?

Aula 10

Precipitações atmosféricas

*Ricardo Augusto Calheiros de Miranda
Lucio de Souza*

Meta da aula

Apresentar as bases conceituais sobre os elementos climáticos:
precipitação pluviométrica.

Objetivos

Esperamos que, ao final desta aula, você seja capaz de:

1. descrever o ciclo hidrológico e a componente precipitação pluviométrica;
2. explicar o processo de formação da precipitação pluviométrica;
3. distinguir os diferentes tipos de precipitação pluviométrica;
4. identificar os principais métodos de monitoramento meteorológico e de estimativa das precipitações.

INTRODUÇÃO

“Você que tem medo de chuva, você não é nem de papel ou muito menos feito de açúcar...” A letra da música cantada pelo grupo Falamansa faz uma brincadeira, mas todos nós sabemos que a chuva tem colocado medo em muita gente. Como você tem acompanhado nos meios de comunicação, as chuvas são assunto todo verão e, por isso, os elementos climáticos têm recebido especial atenção em estudos de áreas das ciências aplicadas, pois influem de forma direta e indireta sobre o comportamento da vida na Terra. A partir daqui, vamos tratar a chuva pelo termo precipitação pluviométrica, que se aplica a qualquer tipo de água, oriunda da atmosfera, que se precipita sobre a superfície terrestre, na forma líquida ou sólida – seja água, granizo ou neve. Neblina, orvalho e geada, embora tratados por alguns autores como um tipo de precipitação, na verdade, são diferentes formas de deposição de água atmosférica sobre uma superfície exposta. Assim sendo, não serão, nesta aula, tratados com um tipo de precipitação.

Dentre as diferentes variáveis climáticas, a precipitação pluviométrica destaca-se, pois serve de subsídio para diversos setores da sociedade e é de vital importância para a manutenção do equilíbrio do meio ambiente.

Assim, a precipitação pluviométrica, tema a ser tratado nesta aula, é considerada como a principal forma de suprimento hídrico para a Terra e, por isso, é utilizada, direta ou indiretamente, em processos de tomada de decisão, devido a sua dependência espaço-temporal.

No Brasil e na maioria dos países de clima tropical, a principal forma de precipitação de água da atmosfera é a precipitação pluviométrica, isto é, a chuva. Nesta aula, os termos precipitação pluviométrica e chuva serão utilizados como sinônimos, pelo fato de as outras formas de queda de água raramente ocorrerem.

Ciclo hidrológico

A quantidade total de água existente na Terra, nas suas três fases: sólida, líquida e gasosa, tem-se mantido constante desde o aparecimento do homem. A água está distribuída em três reservatórios principais: os oceanos, os continentes e a atmosfera, entre os quais existe uma circulação contínua, a qual denominamos ciclo hidrológico.

Esse ciclo de circulação global da água entre a superfície terrestre e a atmosfera é de importância vital para a vida na Terra. É impulsionado fundamentalmente pela energia emitida pelo sol e associado à força da gravidade e à rotação terrestre.

De acordo com esse sistema, parte da água existente no planeta (2/3 de sua superfície) e nos seres vivos é gradativamente transferida sob a forma de vapor para a atmosfera, de onde é subsequentemente condensada, retornando à superfície terrestre em estado sólido (neve, granizo) ou líquido (chuva).

O intercâmbio entre as circulações da superfície terrestre e da atmosfera ocorre em dois sentidos:

- superfície-atmosfera, onde o fluxo de água ocorre fundamentalmente na forma de evaporação das águas oceânicas e pela **evapotranspiração continental**;
- atmosfera-superfície, onde a transferência ocorre em qualquer estado físico, sendo mais significativas, em termos globais, as precipitações pluviométricas (chuva), a neve ou o granizo (**Figura 10.1**).

Evapotranspiração continental

É definida pelo conjunto de processos, físicos (evaporação) e fisiológicos (transpiração), responsável pela transformação em vapor atmosférico da água precipitada na superfície terrestre.

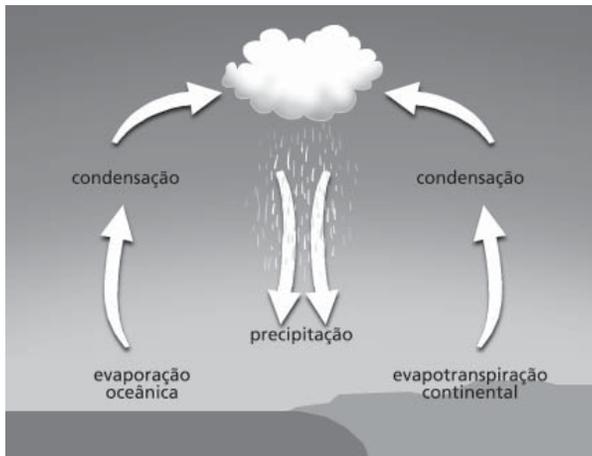


Figura 10.1: Fluxograma do ciclo hidrológico.

Assim sendo, a precipitação pluviométrica transforma-se no principal mecanismo natural de restabelecimento dos recursos hídricos da superfície terrestre.

Processo de formação da precipitação pluviométrica

Para haver a ocorrência de chuvas, é necessário que, além da condensação do vapor de água retido na atmosfera, o ar circunvizinho à superfície da Terra eleve-se sem perder ou ganhar energia (adiabaticamente) até altitudes elevadas e, gradativamente, se resfrie até atingir seu ponto de saturação. Sob tais circunstâncias, parte do vapor evaporado e/ou evapotranspirado é condensado e, subsequentemente, precipitado na forma de pequenas gotículas de diferentes diâmetros.

Você sabia que a altitude influencia na temperatura do ar? Quanto mais alto estivermos em relação ao nível do mar, a temperatura ambiente será mais fria, em uma proporção de aproximadamente 0,65 °C para cada 100 metros. Assim sendo, se uma parcela de ar de 1 kg e umidade relativa (UR) de 30%, contendo 5 g de vapor, sobe na atmosfera, a partir do nível do mar, sem ganhar ou perder calor, sua temperatura cai "adiabaticamente".

Portanto, para que ocorra a precipitação, o ar úmido extraído da superfície terrestre precisa subir. E mais: para que ocorra a precipitação pluviométrica, é necessário que essas gotículas formadas no interior das nuvens ganhem peso e volume para vencer essa força ascendente.

Esse paradoxo é muito útil para explicar a razão pela qual surgem os núcleos de condensação, que são moléculas ou partículas de poeira ou aerossóis que facilitam o agrupamento das pequenas gotículas, formando as nuvens.



Você sabe do que são formadas as nuvens?



Fonte: <http://www.sxc.hu/photo/1381389>

As nuvens são um conjunto visível de partículas diminutas de gelo ou água em seu estado líquido, ou ainda de ambos ao mesmo tempo (mistas), que se encontra em suspensão na atmosfera, após ter se condensado ou liquefeito em virtude de fenômenos atmosféricos.

O processo de condensação por si só não é capaz de promover a precipitação, pois são formadas gotas muito pequenas (diâmetro de 100 micra (μ)), denominadas elementos de nuvem, que permanecem em suspensão, sustentadas pela força de flutuação térmica.

Para que essas gotas se precipitem, é necessário que tenham um peso superior às forças que as mantêm em suspensão, ou seja, que tenham uma velocidade de queda superior às componentes verticais do movimento de ascensão do ar circunvizinho à superfície terrestre. Ou seja, que se formem a partir dos elementos de nuvens, através do fenômeno da **coalescência**. Essas nuvens são inteiramente compostas de gotículas de água líquida e precisam conter gotículas com diâmetros entre 0,5 e 2 mm, com um máximo de 5,5 mm, acima do qual elas se rompem em gotas menores, pela resistência do ar, antes de atingirem suas velocidades limitantes de queda (**Tabela 10.1**).

Coalescência

É o processo de fusão entre gotículas que irão formar as chuvas, pois, após muitas fusões, as gotículas tornam-se muito grandes e começam a precipitar.

Tabela 10.1: Diâmetro e características de diferentes tipos de precipitação

Pluviométrica		
Tipo de precipitação	Diâmetro médio das gotas (mm)	Velocidade de queda (m/s)
Chuva fraca	0,4	2,0
Chuva forte	5,5	5,5
Tempestade	3,0 a 5,0	8,0

Fonte: Garcez (1975, citado por TUCCI, 1997).

Assim sendo, o desencadeamento de uma chuva é ligado ao aumento do volume e do diâmetro das gotículas, mantidas em suspensão na atmosfera, no interior de uma nuvem.

Tipos de precipitação

A atmosfera pode ser considerada como um vasto reservatório e um sistema de transporte e de distribuição de vapor de água. Todas as transformações aí realizadas são à custa da energia emitida pelo sol.

Na atmosfera, a formação das precipitações está associada à ascensão das massas de ar, que podem ser devidas aos seguintes fatores: convecção térmica, relevo e ação das massas de ar ou ciclônicas.

– *Precipitações ciclônicas ou frontais*

Estão associadas ao movimento de massas de ar de regiões de alta pressão para regiões de baixa pressão. Essas diferenças de pressão são causadas por aquecimento desigual da superfície terrestre.

A precipitação ciclônica pode ser classificada como frontal ou não frontal. Qualquer centro de baixa de pressão que se forme sobre a superfície terrestre pode produzir precipitação não frontal, com o ar sendo elevado devido a uma convergência horizontal dos ventos em áreas de baixa pressão (**Figura 10.2a**). No entanto, a precipitação frontal resulta da ascensão do ar quente sobre o ar frio na zona de contato entre duas massas de ar de características diferentes (**Figura 10.2b**).

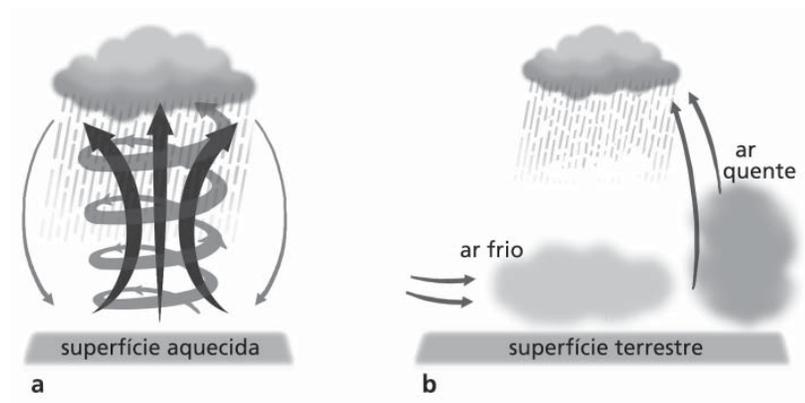


Figura 10.2: Representação do processo de formação de chuvas não frontais (a) e frontais (b).

Se a massa de ar se move de tal forma que o ar frio é substituído por ar mais quente, a faixa de encontro entre as duas massas de ar é conhecida como frente quente. Se, por outro lado, o ar quente é substituído por ar frio, a frente é fria.

As chuvas frontais caracterizam-se por apresentar uma intensidade de moderada a fraca, espalhando-se por grandes áreas (≈ 1.500 km de raio) por um longo período de duração (dias).

Na **Figura 10.3**, é apresentado o perfil horário das chuvas no mês de julho, em Campinas-SP, época em que predominam as precipitações frontais.

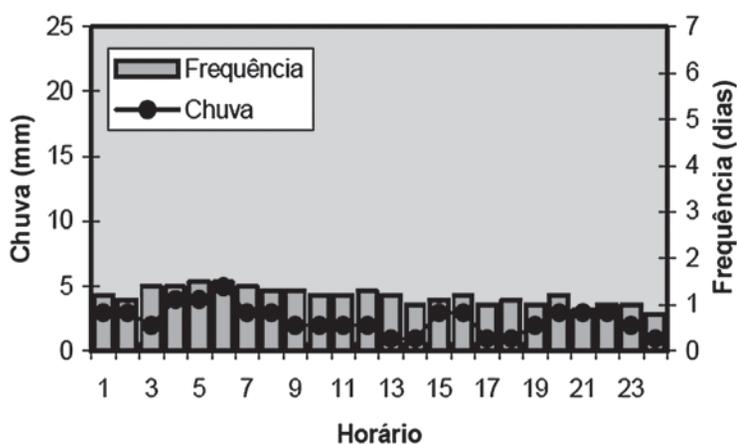


Figura 10.3: Variação horária das chuvas e frequência de dias chuvosos registrados em julho em Campinas-SP.

Fonte: Pezzopane et al. (1956b, citado por PEREIRA ET AL. (2002).

Pelo que podemos observar, nota-se que, no mês de julho, não há um horário predominante para ocorrência das precipitações frontais e que sua intensidade é baixa, não passando de 5 a 6 mm/h, em média.

Este tipo de precipitação é importante, principalmente, no desenvolvimento e no manejo de projetos em grandes bacias hidrológicas.

– Precipitações orográficas

São típicas de regiões onde barreiras topográficas obstruem o livre movimento das massas de ar. Ocorrem quando o fluxo de ar quente úmido, originado nos oceanos, encontra uma montanha no seu caminho, é forçado a subir a **barlavento**, descendo depois a

Barlavento
É o lado da montanha
que está recebendo
o vento.

Sotavento

É o lado da montanha oposto ao barlavento.

sotavento (Figura 10.4). Caracterizam-se pela longa duração e pela baixa intensidade, abrangendo grandes áreas por várias horas continuamente e sem descargas elétricas.

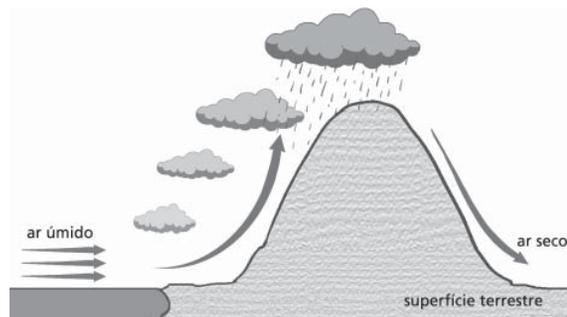


Figura 10.4: Representação do processo de formação de chuvas orográficas.

Como consequência da precipitação orográfica, a nebulosidade concentra-se a barlavento, enquanto que, a sotavento, a descida do ar, com o conseqüente aquecimento, dissipa as nuvens. Assim, as grandes quantidades de precipitação nas regiões montanhosas ocorrem sempre a barlavento por uma extensão de até 150 km.

Esse fenômeno pode ser observado no maciço da Tijuca, no litoral do município do Rio de Janeiro, ao se comparar os totais anuais de precipitação medidos a barlavento (Alto da Boa Vista, 2.236 mm/ano) e a sotavento (o bairro da Tijuca, 1.610 mm/ano).

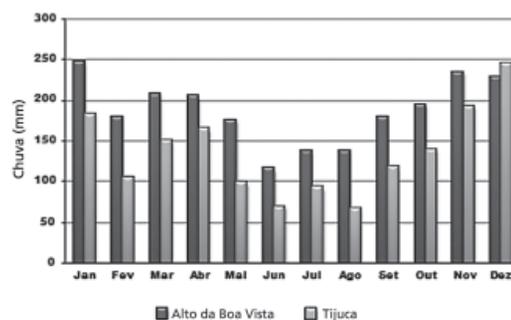


Figura 10.5: Variação média mensal das precipitações pluviométricas nos bairros Alto da Boa Vista e Tijuca, no período de 2000 a 2010. Fonte: Fundação Instituto de Geotécnica – GeoRio (<http://portalgeorio.rio.rj.gov.br>).

No caso do maciço da Tijuca, os ventos carregados de umidade, vindos do mar (sudoeste, sul e sudeste), são responsáveis por níveis diferenciados de precipitação pluviométrica e de umidade, nas encostas norte e sul. Por essa razão, o Alto da Boa Vista (localizado a sudoeste do maciço) apresenta taxas totais anuais mais elevadas em relação à Tijuca, que é voltada para o norte.

– *Precipitações convectivas*

São típicas das regiões tropicais, por isso, muitas vezes, denominadas chuvas de verão. Originam-se a partir do aquecimento desigual da superfície terrestre, que provoca o aparecimento de correntes convectivas (térmicas) que se resfriam adiabaticamente ao se elevarem, resultando em nuvens de grande desenvolvimento vertical (cumuliformes) (**Figura 10.6**). São conhecidas como tempestades ou aguaceiros, têm curta duração (10 a 20 minutos) e usualmente são acompanhadas por fenômenos elétricos (trovoadas), rajadas de vento e forte precipitação.

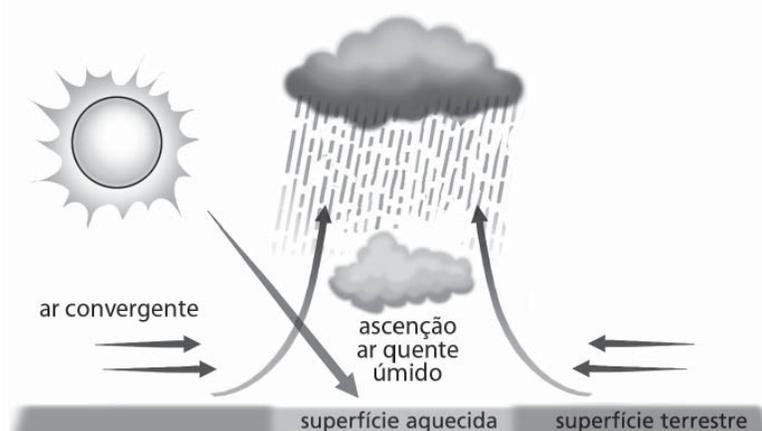


Figura 10.6: Representação do processo de formação de chuvas orográficas.

As chuvas convectivas manifestam-se quando a força gravitacional supera a força de sustentação térmica durante a tarde e a noite. A **Figura 10.7** apresenta um exemplo da variação do total e da frequência das chuvas horárias precipitadas no verão, na região de Campinas-SP.

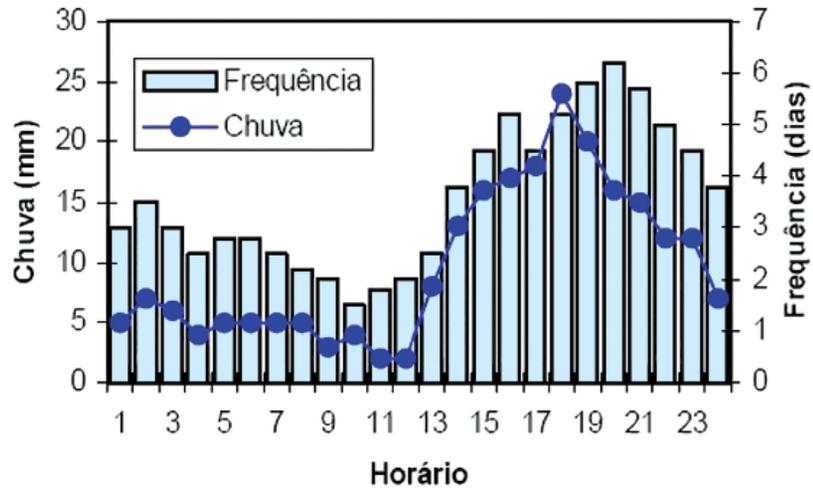


Figura 10.7: Variação do total e da frequência da chuva horária, em janeiro, em Campinas-SP.

Fonte: Pezzopane et al. (1956b, citado por PEREIRA ET AL. (2002).

Na figura se observa que a maior intensidade e frequência ocorrem no período da tarde e à noite.

A chuva convectiva, por sua maior intensidade, tem grande potencial de danos; especialmente no meio urbano. Em áreas elevadas ou de encosta, por exemplo, sua intensidade supera a velocidade de infiltração da água no solo, contribuindo para a intensificação do escoamento superficial que, ganhando momento (quantidade de movimento), poderá causar erosão das encostas, deslocamento de massa etc. São, também, importantes para projetos de gestão de pequenas bacias hidrográficas.



Atende ao Objetivo 1

1. Observe a imagem a seguir. É uma foto aérea da cidade do Rio de Janeiro, com um zoom sobre o maciço da Tijuca. A parte em destaque sobre as montanhas são os limites do Parque Nacional da Tijuca, que é uma das maiores florestas urbanas do mundo. A entrada principal do parque fica no bairro da Tijuca, a sotavento do maciço, indicado pela letra A na figura. A área indicada pela letra B é a serra da Carioca, onde estão o pico do Corcovado e a Pedra da Gávea, que também fazem parte do parque. O ponto B está a barlavento do maciço, de frente para a lagoa Rodrigo de Freitas e para o litoral. Qual destas áreas tem a vegetação mais exuberante? Isto é, qual delas é “mais verde”? Explique usando os tipos de chuva que você viu nesta aula.



Fonte: http://pt.wikipedia.org/wiki/Ficheiro:Mapa_PNT_PT_RGB_c%C3%B3pia.jpg

Resposta Comentada

O ponto B está localizado a barlavento do maciço, de frente para a lagoa Rodrigo de Freitas e para o litoral. Assim, está mais exposto à umidade, principalmente das chuvas orográficas. Estas são típicas de regiões onde barreiras topográficas obstruem o livre movimento das massas de ar. O fluxo de ar quente úmido originado nos oceanos encontra uma montanha no seu caminho, é forçado a subir e, assim, chove. Logo, a encosta a sotavento recebe nuvens menos carregadas, ou seja, com menos chuva, o que faz com que a vegetação dessa área seja menos verde e mais ressecada, como ocorre no ponto A.

Medidas das precipitações

De um modo geral, o monitoramento das precipitações pluviométricas é simples, sendo feito através do cálculo da quantidade recolhida em uma dada área. Ou seja, a quantidade total da precipitação que alcança a superfície terrestre em um determinado período é expressa pela altura que esta cobriria, na forma líquida, uma projeção horizontal da superfície da Terra. No caso de precipitações sólidas, mede-se a altura equivalente de água, depois da fusão completa do gelo e da neve.

– *Grandezas e unidades*

Altura pluviométrica (h) – é a medida pela altura que a água precipitada atingiria, se fosse acumulada sobre uma superfície plana e impermeável. É usualmente expressa em milímetros (mm).

A escolha adotada do milímetro ocorre por razões práticas, quando uma lâmina de 1 mm de espessura corresponde à distribuição uniforme de 1 litro de água em uma superfície plana, horizontal de um metro quadrado.

Assim sendo, a altura pluviométrica (h) pode ser matematicamente expressa como sendo o volume precipitado (V , cm^3) por unidade de área horizontal do terreno (S , cm^2).

Equação 10.1: Equação utilizada no cálculo da altura pluviométrica (mm)

$$h = V/S = 1 \text{ litro}/\text{m}^2 = 10^3 \text{ cm}^3/10^4 \text{ cm}^2 = 1/10 \text{ cm} = 0,1 \text{ cm} = 1 \text{ mm}$$

Então, quando ouvirmos dizer que choveu 100 mm nas últimas 24 horas é porque em uma área qualquer da superfície terrestre, com 1 m^2 , foi acumulada água, que atingiu 100 mm de altura. Qual o volume (ml) acumulado nessa área?

Se $h = V/S \rightarrow V = S \times h$, então $V = 1 (\text{m}^2) \times 0,1 (100\text{mm}) = 0,1 (\text{l})$ ou seja, 100ml.



Atende aos Objetivos 1 e 2

2. Considere que você queira simular uma chuva numa área de 25 m^2 . Qual seria a altura (h) correspondente a um volume precipitado, se 50 litros de H_2O fossem derramados sobre essa área?

Resposta Comentada

Como mencionado na **Equação 10.1**:

$$h = V/S = 1 \text{ litro/m}^2 = 10^3 \text{ cm}^3/10^4 \text{ cm}^2 = 1/10 \text{ cm} = 0,1 \text{ cm} = 1 \text{ mm}$$

Logo, se você quer estimar o correspondente à altura pluviométrica (h) nessa área, utilize equação da seguinte forma:

$$h = V/S = 50 \text{ litro/m}^2 = 50.000 \text{ cm}^3/250.000 \text{ cm}^2 = 2/10 \text{ cm} = 0,2 \text{ cm}$$

Se 0,1 cm corresponde a 1 mm, então, numa área de 25 cm² em que 50 litros de água forem nela despachados, a altura da chuva é de 0,2 mm.

Duração da precipitação (t) – intervalo de tempo decorrido entre o instante em que se iniciou a precipitação e seu término. Usualmente, expressa em minutos ou em horas.

Intensidade ou velocidade das precipitações (i) – corresponde à altura da chuva (h) que chega à superfície terrestre por unidade de tempo (t). É expressa em mm/h ou mm/min. Esse índice tem aplicação em dimensionamento de sistemas de drenagem e na conservação dos solos.

Do ponto de vista da intensidade, as chuvas podem ser classificadas:

- Chuva fraca (até 2,5 mm/h). Constitui-se de gotas isoladas, facilmente identificáveis. Neste grupo se inclui a garoa –

precipitação uniforme, de gotículas de diâmetro inferior a 0,5 mm e muito numerosas.

- Chuva moderada (entre 2,5 e 7,5 mm/h). As gotas isoladas são dificilmente observáveis. Formação relativamente rápida de poças de água.
- Chuva forte (entre 7,5 a 25 mm/h). A chuva parece cair em lençóis, não sendo possível identificar gotas isoladas. Observa-se formação rápida de poças de água. A visibilidade é também prejudicada.
- Chuvas extremas ou intensas (superior a 25 mm/h). São também conhecidas por chuvas máximas e têm distribuição irregular, tanto temporalmente quanto espacialmente. Esse tipo de evento causa grandes prejuízos, tais como: erosão no solo e inundações.

Estas informações relativas à pluviosidade anual e à duração do período chuvoso definem a intensidade pluviométrica (mm/h) e permitem a quantificação empírica do grau de risco a que está submetida uma unidade de paisagem. As situações de intensidade pluviométrica elevada, isto é, alta pluviosidade e curta duração do período chuvoso, podem ser traduzidas como de maior capacidade de erosão, pois a quantidade de água disponível para o escoamento superficial é muito grande.

Os períodos de chuvas concentradas reúnem as melhores condições para o desenvolvimento dos **processos morfogenéticos**, cujo vetor principal nas condições climáticas brasileiras é o escoamento superficial. De forma inversa, a baixa pluviosidade anual distribuída em um maior período de tempo caracteriza intensidade pluviométrica reduzida. A menor disponibilidade de água para o escoamento superficial leva a situações de menor risco para a integridade da unidade de paisagem.

– *Monitoramento das precipitações*

Quem procurar pela palavra no dicionário saberá logo o que significa: *pluvio* = nuvem carregada de chuva + *metro* = medida.

Processos morfogenéticos

“Morfo” vem da palavra grega *morphe*, que significa forma.

Assim sendo, são processos responsáveis pela formação do relevo.

A precipitação pluviométrica, ou a chuva, é monitorada por meio de registros em locais previamente selecionados, utilizando-se de instrumentos de leitura direta (pluviômetros) ou por registradores (pluviógrafos).

Nesses dois instrumentos são coletadas pequenas amostras. Ambos têm uma superfície horizontal de captação da ordem de 500 cm² e 200 cm², respectivamente, e usualmente são alocados a 1,50 m do solo.

Em se tratando do monitoramento direto das chuvas (pluviômetros), as leituras são executadas por um observador, normalmente em intervalos de 24 horas, em provetas graduadas. Elas se referem a leituras do total precipitado das 9 horas da manhã do dia anterior até as 9 horas do dia em que é feita a leitura.

Em princípio, qualquer recipiente poderia funcionar como um pluviômetro, desde que fosse impedida a evaporação da água nele acumulada. Para tanto, basta que se conheça a área de captação do funil e o *volume* coletado a cada pancada de chuva em cm³ para determinar a altura pluviométrica pela relação:

$$h \text{ (mm)} = \text{Volume coletado} / \text{área da boca do funil}$$

Assim sendo, um pluviômetro artesanal pode ser elaborado com um funil coletor, um tubo de PVC, um garrafão de 5 litros e uma proveta (**Figura 10.8**).

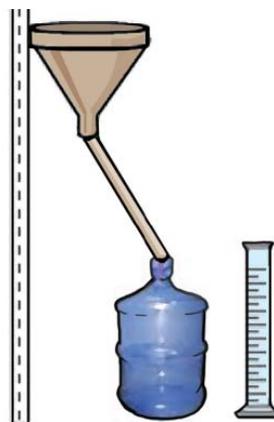


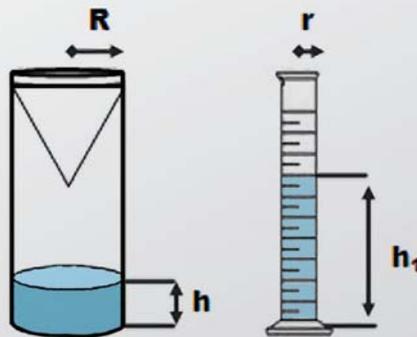
Figura 10.8: Desenho de um pluviômetro artesanal para medir a precipitação pluviométrica.



Construindo um pluviômetro artesanal

Como você acabou de saber, os pluviômetros são utilizados para medir a precipitação pluviométrica. Os modelos mais simples de pluviômetros utilizam provetas “apropriadas” para medir a chuva, as chamadas provetas pluviométricas.

A proveta pluviométrica pode ser construída de um tubo de plástico ou vidro transparente, cuja graduação é feita levando-se em conta a área da seção reta da proveta e a área de captação do pluviômetro. Por essa razão, considere um pluviômetro cuja área de captação é A . Derramando-se nele um volume V de água, este alcançará uma altura h , conforme mostra o diagrama a seguir.



Pega-se uma proveta cuja seção circular é a_1 . Nela se depeja o volume de água armazenado no pluviômetro, que na proveta alcançará a altura h_1 . Logo:

$$\text{Para o pluviômetro: } V = A \cdot h = \pi \cdot R^2 \cdot h$$

$$\text{Para a proveta: } V = A_1 \cdot h_1 = \pi \cdot r^2 \cdot h$$

Ou seja:

$$\pi \cdot R^2 \cdot h = \pi \cdot r^2 \cdot h$$

Considerando-se que a altura h armazenada no pluviômetro equivale a 1 mm de chuva, tem-se:

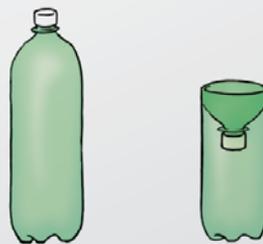
$$h_1 = R^2 / r^2$$

Assim sendo, conclui-se que cada incremento de 1 mm na altura da chuva no pluviômetro corresponderá a uma altura h_1 (obtida com uma régua comum), na proveta. Dessa forma, h_1 será o módulo para a divisão da escala na sua proveta.

Por exemplo:

Se você deseja fazer uso de uma garrafa pet de 2 litros para construir um pluviômetro e uma garrafa cilíndrica pequena ou uma embalagem transparente de plástico para construir sua proveta pluviométrica:

1. Use um estilete para cortar a garrafa pet no gargalo em 7 cm, para que seja feito um funil.
2. Inverta a parte cortada, posicionando-a na boca da garrafa.



3. Meça o raio (R) da garrafa pet. Ou seja, $R = 5 \text{ cm} = 50 \text{ mm} \rightarrow R^2 = 2.500 \text{ mm}^2$.
4. Corte com o estilete a parte superior da sua garrafa, a qual será utilizada como proveta. Meça o raio (r) da garrafa pequena. Ou seja, nosso exemplo, $r = 3 \text{ cm} = 30 \text{ mm} \rightarrow r^2 = 900 \text{ mm}^2$.

Levando-se em conta o que foi apresentado, ou seja, que:

$$h_1 = R^2 / r^2$$

$h_1 = 2.500 \text{ mm}^2 / 900 \text{ mm}^2 \approx 2,77$, que arredondamos para $h = 2,8$.

Assim, 2,8 será a referência da sua escala a ser marcada na proveta, ou seja, cada 2,8 mm marcados com uma caneta na proveta corresponderá a 1 mm de chuva precipitada.

O pluviômetro modelo Ville de Paris, mostrado na **Figura 10.9**, é bastante utilizado nas estações e postos climatológicos. Basicamente, é constituído por um cilindro com fundo afunilado, denominado coletor, que faz escoar a água até um reservatório. A superfície delimitada pelo bordo do coletor define a área de captação do pluviômetro, que, no modelo citado, é 400 cm².

Uma torneirinha na parte inferior do corpo do pluviômetro possibilita a coleta da chuva. Esse pluviômetro é acompanhado de duas provetas calibradas: uma com capacidade para 7 mm e outra para 25 mm de chuva. A forma cilíndrica do coletor é a mais recomendável por oferecer idênticas condições de exposição ao vento, qualquer que seja a direção deste nas vizinhanças imediatas do instrumento. Seu bordo, bastante robusto para evitar deformações provocadas pela passagem do vento, é chanfrado, com a parte inclinada para fora, minimizando a penetração de respingos provenientes das gotas que se chocam com ele.

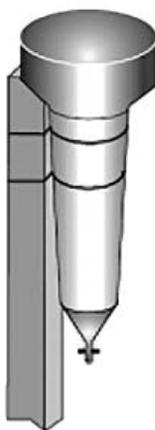


Figura 10.9: Pluviômetro Ville de Paris com área de captação de 400 cm².
Fonte: Varejão (2002).

Para mensuração da chuva recolhida nesse pluviômetro, coloca-se a proveta sob a torneirinha, abrindo-a e deixando que toda a água nele armazenada se escoe. Caso o volume de água recolhida seja superior à capacidade da proveta, recolhe-se uma determinada quantidade, fecha-se a torneira e lê-se o valor na proveta, anotando-o. Joga-se a água da proveta fora e fazem-se sucessivas medições e anotações até que o total de água do pluviômetro seja extravasado. Somando-se as parcelas anotadas, tem-se o total de chuva.



Atende aos Objetivos 2 e 3

3. Um pluviômetro do tipo Ville de Paris, alocado em um parque da cidade do Rio de Janeiro, coletou após um temporal no fim da tarde o equivalente a 208.000 cm^3 durante uma chuva de 1 hora e 20 minutos. Qual foi a altura pluviométrica (mm) e a intensidade média da chuva em mm/h?

Resposta Comentada

Como você aprendeu, o pluviômetro do tipo Ville de Paris é um pluviômetro padrão com uma área de captação de 400 cm^2 .

Conhecendo-se a área de captação do funil e o volume precipitado a cada pancada de chuva em cm^3 , determina-se a altura pluviométrica dessa chuva (h, mm) pela relação:

$$h = \text{Volume coletado (cm}^3\text{)} / \text{Área de captação (400 cm}^2\text{)}$$

Logo:

$$h \text{ (mm)} = 208.000 \text{ cm}^3 / 400 \text{ cm}^2 = 520 \text{ cm, que equivale a 52 mm (considere que } 0,1 \text{ cm} = 1 \text{ mm)}.$$

Como você estudou, a duração de uma precipitação (t) é o intervalo de tempo decorrido entre

o instante em que se iniciou a precipitação e o seu término. Usualmente, é expressa em minutos ou em horas. Como o temporal teve a duração de 1 hora e 20 minutos, isso significar dizer, sob a ótica climatológica, que esse temporal teve uma d (h) = $1\text{ h} + 20' = 1 + 20'/60' = 1 + 0,3 = 1,3\text{ h}$.

Assim sendo, dentro desse período de tempo, a chuva monitorada no pluviômetro Ville de Paris teve uma intensidade (i) de 40 mm/h , sendo, portanto, considerada como uma chuva extrema ($>7,5\text{ mm/h}$).

Em climatologia, há a necessidade de se conhecer a intensidade das precipitações, o que é fundamental para o estudo do escoamento de águas pluviais e das vazões de enchentes de pequenas bacias hidrográficas. Há necessidade de registro contínuo das precipitações, ou seja, da quantidade de água de chuva acumulada no decorrer do tempo. Para tanto, utilizam-se pluviógrafos (**Figura 10.10**).

Um pluviógrafo é constituído de duas unidades: elemento receptor e elemento registrador. O receptor é semelhante ao de um pluviômetro comum, diferindo apenas quanto à superfície receptora que é de 200 cm^2 , ou seja, a metade da área do pluviômetro. O elemento registrador consta de um cilindro oco, dentro do qual fica instalado um equipamento de relojoaria que faz girar um pequeno carretel situado sob o fundo do cilindro. Este cilindro gira uma volta completa em 24 horas, o que permite a mudança diária do papel com os registros de precipitações ocorridos, bem como o arquivamento contínuo para possíveis consultas futuras dos dados registrados (**Figura 10.10**).

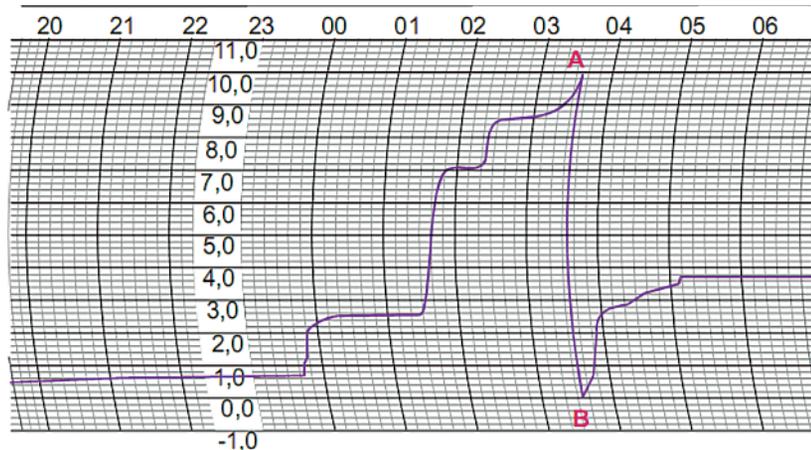


Figura 10.10: Trecho de um pluviograma. A linha A-B corresponde a uma sifonagem.

Fonte: Varejão (2002).

Observe a **Figura 10.11**. Durante uma precipitação sobre o receptor, a água escorre por um funil metálico (2), até o cilindro de acumulação (3). Neste cilindro, encontra-se instalado um flutuador (4) ligado por uma haste vertical (6) a um suporte horizontal (9), que por sua vez possui em sua extremidade uma pena (8) que imprime sobre o papel do cilindro (pluviograma) de gravação (5) a altura acumulada de água no cilindro de acumulação (3). Deste último, também parte um sifão (11) que servirá para esgotamento da água quando esta atingir uma altura máxima, despejando o volume sifonado em um vasilhame (10) localizado na parte inferior da instalação. Essa altura máxima é função da capacidade de registro vertical no papel. Quando a pena atinge a margem limite do papel, imediatamente ocorre o esgotamento, possibilitando que a pena volte à margem inicial, continuando o registro acumulado.

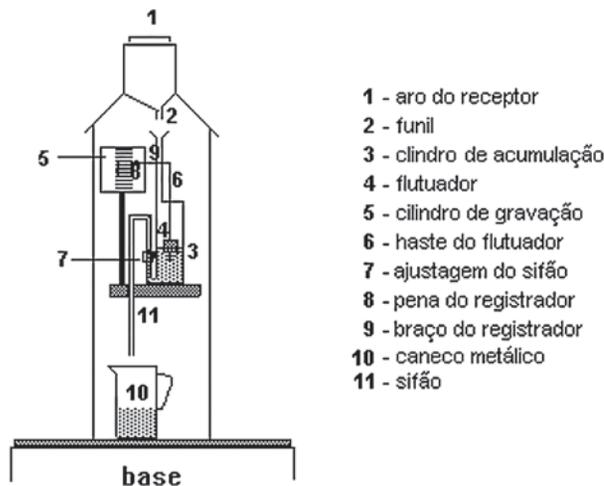


Figura 10.11: Esquema do pluviógrafo de Hellmann-Fuess.

Fonte: www.dec.ufcg.edu.br

Interpretando um pluviograma



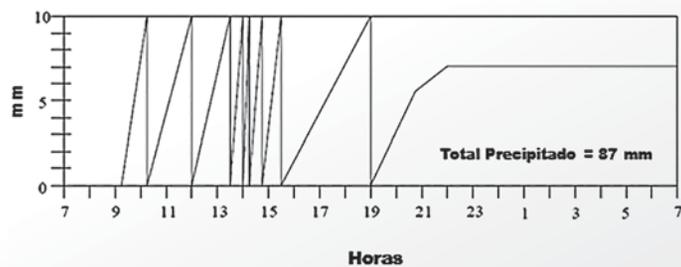
O pluviograma é um gráfico em cuja horizontal destacam-se valores de horas e minutos e, na vertical, a altura da precipitação (0 a 10 mm) até um determinado instante. Desse modo, a inclinação do gráfico em relação ao eixo das abscissas fornece a intensidade da precipitação. A precisão destas leituras é de 0,1 mm na lâmina precipitada e 10 minutos no tempo da chuva.

No pluviograma, as linhas traçadas são, basicamente, três:

- horizontal: quando não ocorre precipitação;
- inclinada: quando está ocorrendo precipitação;
- vertical: quando é atingida a capacidade máxima de registro no papel e a água armazenada é sifonada.

Assim sendo, as linhas verticais indicam a quantidade de

chuva (mm) e as horizontais indicam a hora e os minutos de início e fim desta. A figura a seguir é um pluviograma que representa uma única pancada de chuva.



Nele se observa que, entre as 9h10 e as 22 horas, por oito vezes a pena do registrador atingiu a margem limite do papel, ou seja, registrou 80 mm de chuva. Após a última sifonagem, a linha vertical continuou subindo até a altura de 7 mm. Logo, o total de chuva precipitada registrado no pluviograma foi de 87 mm.

No entanto, independentemente de ser em um pluviômetro ou pluviógrafo, o monitoramento da quantidade de água coletada por um desses instrumentos depende da sua exposição em relação ao vento, bem como da disposição e das alturas dos obstáculos circunvizinhos e da superfície de captação em relação ao nível do solo. Ou seja, resultados satisfatórios poderiam ser alcançados, selecionando-se um local protegido do vento, porém não da chuva. De qualquer modo, subentende-se que a superfície de captação deve ser perfeitamente horizontal e permanecer afastada dos obstáculos circunvizinhos, pelo menos, a uma distância equivalente a quatro vezes suas respectivas alturas. Por essa razão é que não se recomenda o monitoramento das precipitações no alto das edificações.

Caráter da precipitação

Assim é chamado o aspecto de continuidade com que a esta ocorre. Para sua determinação, levam-se em conta os tipos de nuvens que dão origem à precipitação.

Os principais critérios são:

1. Contínuas, quando a intensidade aumenta ou diminui muito lentamente e sem interrupção, sendo típicas de nuvens estratiformes (Ns, St).
2. Intermitentes, quando a intensidade aumenta ou diminui bruscamente, porém com interrupções momentâneas, sendo os períodos dessas interrupções sempre menores que os períodos de precipitação. Geralmente, é consequência da presença de nimbostratus (Ns);
3. Pancadas, quando a intensidade aumenta ou diminui bruscamente, porém com interrupções irregulares. Nestas precipitações, os períodos de chuva são usualmente inferiores aos períodos de interrupções. Provêm de nuvens cumuliformes.

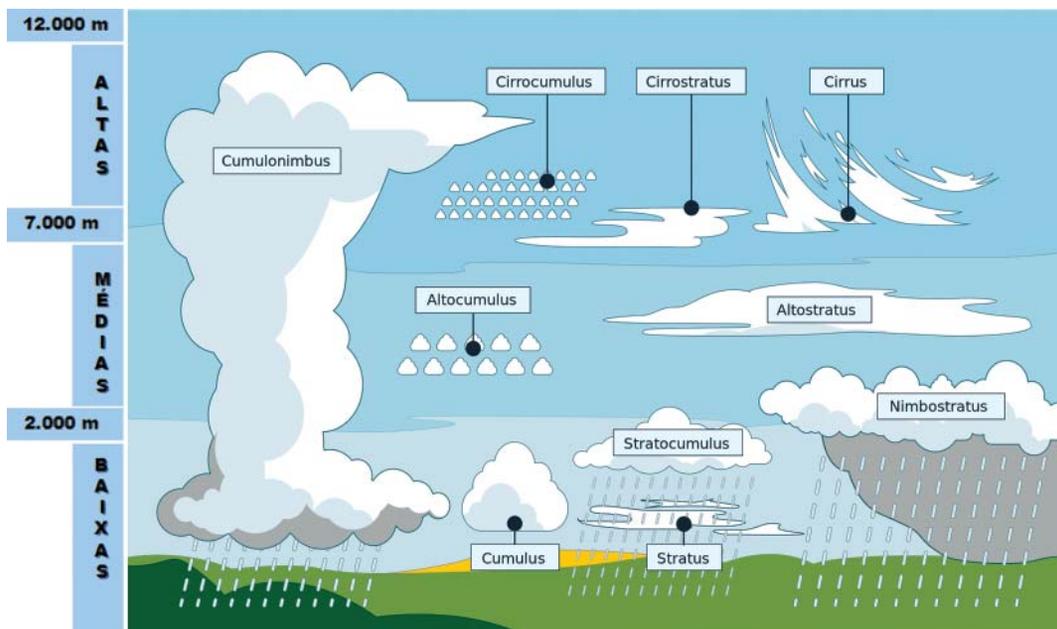


Figura 10.12: Tipos de nuvens.

Fonte: Adaptado de http://pt.wikipedia.org/wiki/Ficheiro:Cloud_types_en.svg.



Tipos de nuvens

Como já foi mencionado, as nuvens são um conjunto visível de partículas diminutas de gelo ou água em seu estado líquido ou ainda de ambas ao mesmo tempo (mistas), que se encontram em suspensão na atmosfera, após terem se condensado ou liquefeito em virtude de fenômenos atmosféricos.

Nuvens são classificadas com base em dois critérios: aparência e altitude.

1. Com base na aparência, distinguem-se três tipos: cirrus, cumulus e stratus. Cirrus são nuvens fibrosas, altas, brancas e finas. Stratus são camadas que cobrem grande parte ou todo o céu. Cumulus são massas individuais globulares de nuvens, com aparência de domos salientes. Qualquer nuvem reflete uma destas formas básicas ou é combinação delas.
2. Com base na altitude, a nuvem mais comum na troposfera, são agrupadas em quatro famílias: nuvens altas, médias, baixas e nuvens com desenvolvimento vertical. As nuvens das três primeiras famílias são produzidas por levantamento brando sobre áreas extensas. Estas nuvens se espalham lateralmente e são chamadas estratiformes. Nuvens com desenvolvimento vertical geralmente cobrem pequenas áreas e são associadas com levantamento bem mais vigoroso. São chamadas nuvens cumuliformes.
 - 2.1 Nuvens altas normalmente têm bases acima de 6.000 m.
 - 2.2 Nuvens médias geralmente têm base entre 2.000 a 6.000 m.
 - 2.3 Nuvens baixas têm base até 2.000 m.

Estes números não são fixos. Há variações sazonais e latitudinais. Em altas latitudes ou durante o inverno em latitudes médias, as nuvens altas são geralmente encontradas em altitudes menores.

Características principais das precipitações

Analisar a variação espaço-temporal dos elementos meteorológicos constitui um dos ramos mais antigos dos estudos em climatologia no mundo e no Brasil.

Avaliar essa variação, tanto numa concepção de extremos ou de médias, permitiu, durante muitos anos, que fossem conhecidas empiricamente as condições da variabilidade das condições atmosféricas, geralmente, ao longo de um ano sobre determinada região, a fim de determinar um padrão diário, sazonal e/ou anual.

– Variabilidade temporo-espacial das precipitações

A precipitação pluviométrica configura-se como elemento climático mais irregular, espacial e temporalmente, causando impactos em diversas atividades humanas, dentre elas, a gestão ambiental. Por isso, a quantidade e os padrões de distribuição espaço-temporal das chuvas, ultimamente, têm sido utilizados para a caracterização climática de um local e/ou região, considerando que as chuvas que precipitam podem afetar a sociedade como um todo.

Como visto nas aulas anteriores, a sazonalidade é caracterizada pela posição relativa da Terra-sol, tomando-se o equador terrestre como referencial. Assim sendo, na **Figura 10.13**, evidencia-se que o regime pluviométrico anual é diferente nas várias regiões do território brasileiro.

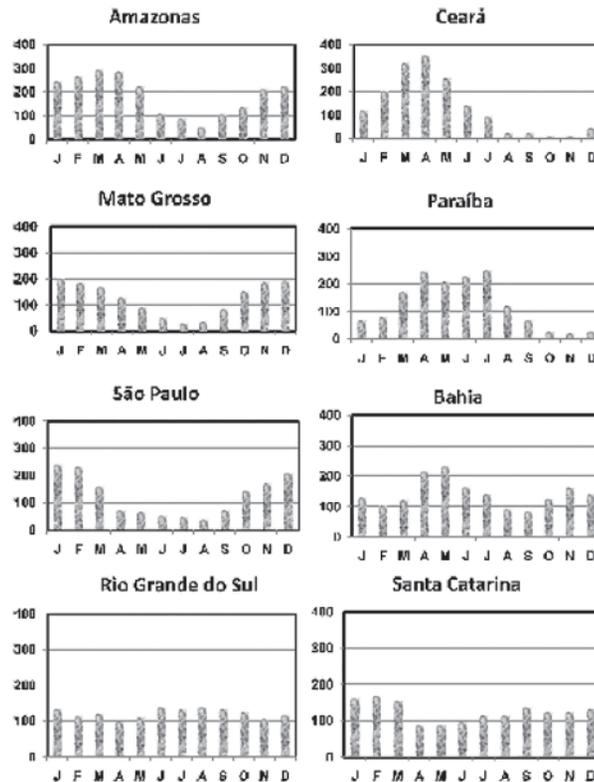


Figura 10.13: Padrão anual da precipitação média mensal (mm) em alguns estados brasileiros.

Fonte: Ramos et al. (2009).

Frente polar atlântica

É uma massa de ar que passa pelo polo sul e depois pelo oceano Atlântico, formando, assim, uma massa de ar fria e úmida.

No território brasileiro, a distribuição e a variabilidade das chuvas estão associadas à atuação e à sazonalidade dos sistemas convectivos de macro e meso escala, e, em especial, da **frente polar atlântica**. Isso explica as diferenças entre os regimes pluviométricos encontrados que se expressam na diversidade climática do país, com tipos chuvosos, semiáridos, tropicais e subtropicais.

Nas regiões Sudeste e Sul, particularmente nesta última, as precipitações mensais variam pouco ao longo do ano, não existindo diferenciação entre o período mais ou menos chuvoso.

Nas regiões Sudeste e Centro-oeste, as chuvas concentram-se na época mais quente do ano, em torno do solstício de verão (dezembro), e são escassas no período mais frio, em torno do solstício de inverno (junho).

Na região Nordeste, o período chuvoso concentra-se do equinócio de outono (março) ao solstício de inverno; a época menos chuvosa concentra-se durante a primavera. Na região Norte, a época mais chuvosa se localiza no equinócio de outono e a menos chuvosa no equinócio de primavera (setembro).

A distribuição espacial dos totais médios anuais das chuvas, no período de 1961 a 1990, no Brasil, é apresentada na **Figura 10.14**. Mais uma vez, dois grandes contrastes pluviométricos do país são colocados em foco: a região Norte, com as mais elevadas médias anuais (> 2.450 mm) localizadas na Amazônia Ocidental e em parte da planície da foz do rio Amazonas, e o sertão nordestino, com valores médios anuais entre 1.200 e menos até que 450 mm/ano. A elevada pluviosidade da Amazônia é consequência da massa de ar equatorial continental que ocorre na região, provocando a formação de movimentos convectivos intensos que dão origem a grandes aguaceiros. Nessa região, também ocorre a convergência dos ventos alísios, que intensifica o processo de elevação de massas de ar. Ao contrário do que muitos pensam, a seca não atinge toda a região Nordeste. Ela se concentra em uma área chamada de “Polígono das Secas”, que engloba parte de oito estados nordestinos (Alagoas, Ceará, Bahia, Paraíba, Pernambuco, Piauí, Rio Grande do Norte e Sergipe) e parte do norte do estado de Minas Gerais. Dentre os muitos aspectos de caráter orográfico e climático da região Nordeste, as principais causas da seca são naturais. Ou seja, a redução das chuvas nessa região é causada basicamente pelo tipo de massa de ar aliado ao relevo, o qual muitas vezes impede que massas de ar quentes e úmidas oriundas do Sul ajam sobre o local, causando chuvas. Logo, o sertão nordestino permanece durante grande parte do ano sob efeito de uma massa de ar quente e seca.

No sul do Polígono das Secas ocorrem, raramente, chuvas entre outubro e março, as quais são provenientes da ação de frentes frias com característica polar que se apresentam e agem no sudeste. As outras áreas do sertão têm suas chuvas provocadas pelos ventos alísios vindos do hemisfério Norte.

– Estimativa da precipitação pluviométrica

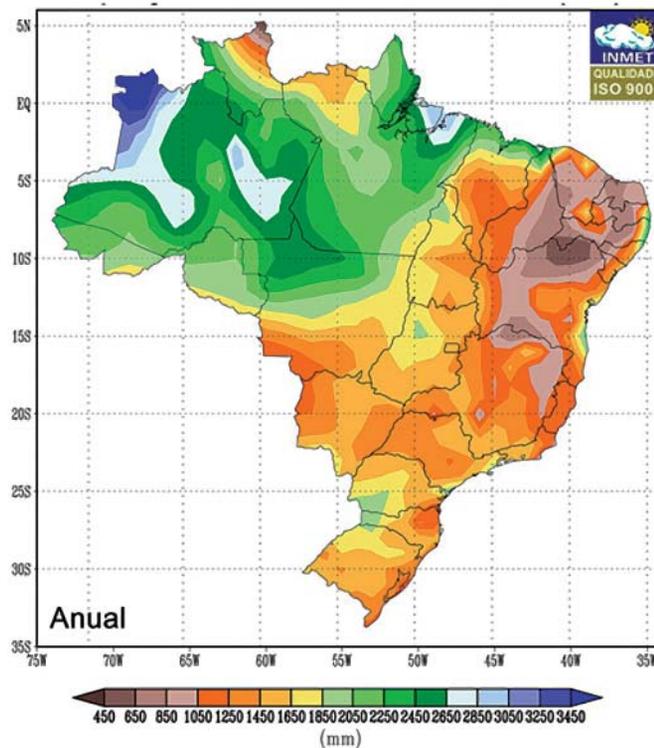


Figura 10.14: Padrão médio anual das precipitações pluviométricas no território brasileiro.

Fonte: Instituto brasileiro de Meteorologia – INMET (www.inmet.gov.br/graficosclimatologicos)

Além do setor amazônico, considerado como o mais úmido do Brasil, todo território centro-sul do território brasileiro se contrapõe aos baixos índices pluviométricos registrados no sertão nordestino, com totais anuais médios entre 1.100 e 1.850 mm, retratados em sua alta produção agropastoril e em sua vasta rede hidrográfica.

Totais superiores a 1.500 mm são comuns em algumas regiões localizadas na costa litorânea brasileira. Nessas regiões, os altos índices pluviométricos registrados são oriundos da massa de ar úmida que invade o território brasileiro e encontra as serras litorâneas, provocando as chuvas orográficas.

Índices pluviométricos entre 1.000 e 2.000 mm ocorrem nas regiões Sul, Sudeste e Centro-oeste.

– Estimativa da precipitação pluviométrica

A precipitação pluviométrica em um local onde não se proceda à sua medição regularmente pode ser estimada através de diagramas contendo linhas de igual precipitação (isoietas) para o período desejado. As isoietas podem ser anuais, estacionais, mensais etc. A precipitação dessa forma é estimada, interpolando o valor da isoieta que passa pelo local, em função das duas isoietas mais próximas do local (**Figura 10.15**).

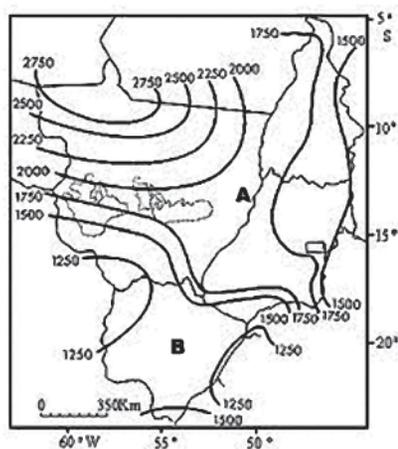


Figura 10.15: Distribuição geográfica das isoietas anuais no Centro-oeste brasileiro.

Fonte: Vianello e Alves (1961).

Assim sendo, analisemos os pontos A e B, representados na **Figura 10.15**. Pelo critério das isoietas, considera-se que nas localidades representadas pelos pontos A (entre as isoietas 2.000 e 1.750 mm) e B (entre as isoietas 1.500 e 1.250 mm) os valores das médias anuais das chuvas sejam 1.800 mm e 1.400 mm anuais, respectivamente.

Em locais onde regularmente são coletadas chuvas, o valor da precipitação faltante (P, mm) em um determinado período pode ser estimada utilizando-se informações dos volumes de água precipitada em um mínimo de três estações circunvizinhas, através da expressão a seguir:

Equação 10.2: Expressão utilizada para estimativa da precipitação

$$p = \frac{1}{3} \left(\frac{P_{Méd}}{P_1} + \frac{P_{Méd}}{P_2} + \frac{P_{Méd}}{P_3} \right)$$

Onde:

P – corresponde à precipitação faltante em um dado período;

P_1, P_2, P_3 – correspondem à precipitação observada nas estações circunvizinhas no mesmo período;

$P_{Méd}$ – corresponde à precipitação média no mesmo período para os locais ou estações circunvizinhas 1, 2 e 3.

Assim como a estimativa da precipitação média de um local no interior de uma área pode ser obtida pelo método das isoietas, a precipitação média (P, mm) referente, por exemplo, a uma bacia hidrográfica, considerando o número de pontos de amostragem localizados em seu interior, pode ser obtida pelo método da média aritmética.

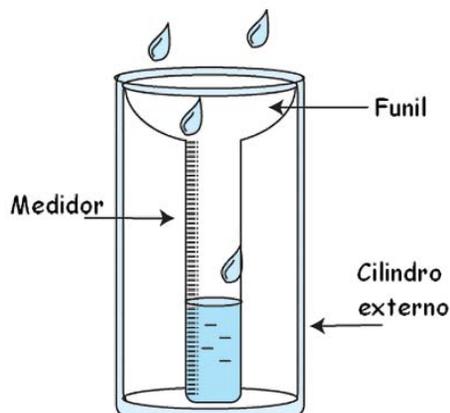


Atende ao Objetivo 4

4. Todos os dias, somos informados das condições do tempo, seja pela TV, pelo rádio, em jornais ou na internet. Uma combinação de fatores faz parte das informações e previsões. Entre elas, a pressão atmosférica, a temperatura, a umidade e a precipitação, ou seja, a quantidade de chuva em um determinado período de tempo.

Medir a quantidade de chuva é muito importante, pois essa informação auxilia na tomada de decisões referentes às atividades diversas e, principalmente, em medidas de emergência que podem evitar tragédias envolvendo deslizamentos e enchentes, como as ocorridas, recentemente, na região serrana fluminense.

Nesta aula, você estudou que existem diversos modelos de pluviômetros, mas, para a finalidade desta aula, propomos um pluviômetro muito simples. Observe o modelo da figura a seguir:



Basicamente, um pluviômetro como o da imagem anterior é composto de uma régua escolar simples que, ao ser inserida no recipiente cilíndrico de plástico, tendo na sua extremidade um funil, é usada para medir, em milímetros lineares, a quantidade de chuva precipitada durante um determinado tempo e local.

Digamos que o funil tenha um diâmetro de 80 mm, portanto com raio = 40 mm ou 4 cm ou, ainda, 0,04 metros. Se, por exemplo, nas últimas 24 horas fossem coletadas 350 ml de água ou 350 cm³ de água de chuva por esse pluviômetro, qual seria a quantidade de milímetros de chuva coletada no período?

Resposta Comentada

Como você estudou, para se calcular o equivalente da altura de água precipitada sobre um local num determinado período, basta dividir o volume de água armazenada no pluviômetro pela área da boca do funil.

Nesse exemplo, como o volume de chuva precipitada foi de 350 ml ou 350 cm³ e você coletou esse volume através de um funil cuja área de captação é equivalente a $\pi.r^2 = 3,14.4 = 50,2 \text{ cm}^2$, logo:

$$h \text{ (mm)} = V \text{ (350, cm}^3\text{)} / A \text{ (50,2 cm}^2\text{)} = 6,97 \text{ cm ou } 69,7 \text{ mm.}$$

CONCLUSÃO

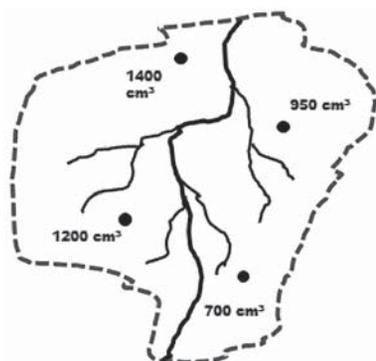
Para a climatologia, a precipitação pluviométrica é um índice que expressa a água da atmosfera que atinge a superfície terrestre na forma de chuva, neve ou granizo.

O tema, desenvolvido nesta aula, esteve centrado no conhecimento do elemento meteorológico – precipitação pluviométrica –, identificando a sua importância dentro do ciclo hidrológico, os diferentes tipos de precipitação, sua distribuição espaço-temporal e as principais formas de monitoramento e estimativa dessa importante variável meteorológica para uso nos seus estudos futuros em climatologia.

Atividade Final

Atende aos Objetivos 1, 2, 3 e 4

Construir um pluviômetro artesanal, por exemplo, pode um dia fazer parte do seu objetivo de estimar a chuva média precipitada a cada dia em uma área de certa bacia hidrográfica. Assim sendo, determine qual o valor médio precipitado (mm) e a intensidade diária (mm/h) das chuvas nessa área, com base em informações coletadas em quatro pluviômetros artesanais (250 cm² de área de captação), alocados no entorno da bacia hidrográfica a seguir.



Resposta Comentada

Em algumas situações, como projetos de irrigação ou dimensionamento de sistemas de escoamento de água, é importante estimar a chuva média precipitada que atinge uma região e/ou bacia hidrográfica. Assim sendo, no exemplo dado, utilizando-se do método da média aritmética e considerando-se que as informações coletadas nos quatro pontos são resultado da coleta feita por pluviômetros (área de captação 250 cm²) representados no interior da bacia, determina-se a altura pluviométrica de cada ponto pela relação:

$$h \text{ (mm)} = \text{Volume coletado} / \text{Área de captação do pluviômetro}$$

Logo, onde em cada ponto amostrado choveu:

1. 1.400 cm³, a altura da chuva em mm é:

$$h = 1.400/250 = 5,6 \text{ cm} = 56 \text{ mm}$$

2. 950 cm³, a altura da chuva em mm é:

$$h = 950/250 = 3,8 \text{ cm} = 38 \text{ mm}$$

3. 1.200 cm³, a altura da chuva em mm é:

$$h = 1.200/250 = 4,8 \text{ cm} = 48 \text{ mm}$$

4. 750 cm^3 , a altura da chuva em mm é:

$$h = 750/250 = 2,8 \text{ cm} = 28 \text{ mm}$$

A média da chuva precipitada na bacia é:

$$P_{\text{(MÉDIA)}} = (56 + 38 + 48 + 28) = 42,5 \text{ mm}$$

A intensidade média dessas chuvas é obtida pela relação entre a média da altura das chuvas precipitadas dividida pela duração das chuvas ($i = h/t$). Logo, a intensidade média da média das chuvas precipitadas no interior da bacia é $1,7 \text{ mm/h}$.

RESUMO

Nesta aula, foram apresentadas a origem das precipitações pluviométricas e os seus diferentes tipos. Por essa razão, a chuva é o mais importante dos processos hidrológicos de interesse da Geografia, sendo caracterizada por uma grande aleatoriedade espacial e temporal.

Foram vistos também o instrumental utilizado em pluviometria e os métodos de obtenção da precipitação.

Informação sobre a próxima aula

Na próxima aula, você verá as classificações climáticas.

Aula **11**

Evaporação e
evapotranspiração

*Ricardo Augusto Calheiros de Miranda
Lucio de Souza*

Meta da aula

Apresentar as bases conceituais do processo da evaporação e da evapotranspiração.

Objetivos

Esperamos que, ao final desta aula, você seja capaz de:

1. distinguir os principais processos físicos da evaporação e da evapotranspiração no contexto do ciclo hidrológico;
2. identificar as variáveis importantes nesses processos;
3. reconhecer como se mede a evapotranspiração;
4. diferenciar evapotranspiração real da potencial;
5. reconhecer as limitações dos métodos de cálculo da evapotranspiração.

INTRODUÇÃO

Todos nós sabemos que a água é uma substância muito difundida na natureza, sendo encontrada principalmente em sua forma líquida. Nas formas líquida e sólida, a água (seja doce ou salgada) cobre mais de 2/3 da superfície do planeta e, na forma gasosa, é constituinte variável da atmosfera (ocupa cerca de 0,25% do volume de ar da atmosfera).

Na natureza, a principal fonte de água para a Terra é a precipitação, nas formas líquida (chuvas) e sólida (neve, granizo). São as precipitações que, incidindo sobre o globo terrestre, continentes e oceanos, se dispersam das mais variadas maneiras, de acordo com a superfície receptora, escoando sobre a superfície, infiltrando-se e/ou evaporando-se.

Assim sendo, o conhecimento da perda de água de uma superfície natural é de suma importância nos diferentes campos do conhecimento científico, especialmente nas aplicações da climatologia e da hidrologia. Na hidrologia, o conhecimento da perda de água em correntes, canais e reservatórios, bem como a transpiração dos vegetais têm muita importância no balanço hídrico de uma bacia hidrográfica.

Na superfície terrestre, o fenômeno da transferência do vapor d'água para a atmosfera se processa a partir da combinação de fenômenos de natureza física, a saber:

1. evaporação, quando a água líquida é convertida para vapor de água e transferida, nesse estado, para a atmosfera;
2. evapotranspiração, um processo biofísico associado à perda conjunta de água do solo pela evaporação e, da planta, pela transpiração.

A evapotranspiração, portanto, como um dos principais componentes do balanço hídrico, se constitui em uma importante fase do ciclo hidrológico. Informações quantitativas desse processo

são de grande utilidade na climatologia, quer em classificações climatológicas ou para quantificação das disponibilidades hídricas regionais. Por isso, foi escolhido este tema para esta aula.

O conceito de ciclo hidrológico planetário

Como mencionado, a água da Terra – que constitui a hidrosfera – distribui-se por três reservatórios principais: os oceanos, os continentes e a atmosfera. Entre estes, existe uma circulação perpétua: o ciclo da água, ou ciclo hidrológico.

O ciclo hidrológico é o movimento permanente da água, resultante dos fenômenos de evaporação, transpiração, precipitação, escoamento superficial, escoamento subterrâneo, infiltração, entre outros. Portanto, o ciclo hidrológico é um sistema quase estável e autorregulável, em que a água é transferida de um “reservatório” para outro, em ciclos complexos. Esses reservatórios incluem a umidade atmosférica (nuvens e chuvas), os oceanos, rios e lagos, os lençóis freáticos, os aquíferos subterrâneos, as calotas polares e o solo saturado (**Figura 11.1**)

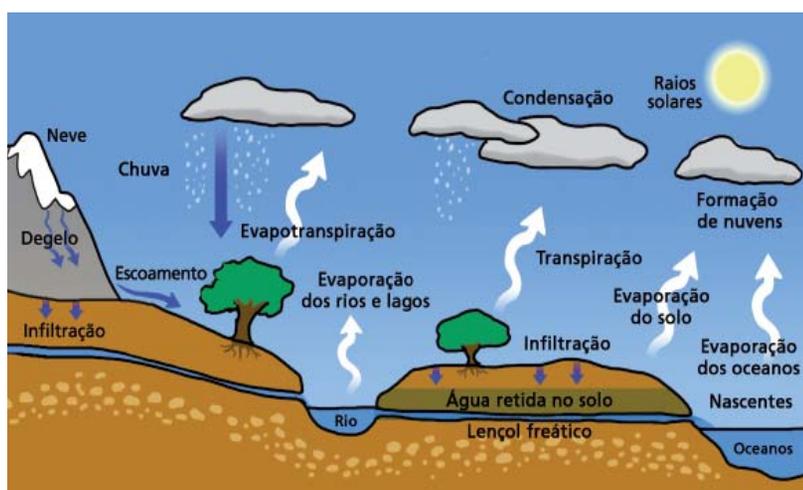


Figura 11.1: Ciclo hidrológico planetário.

Fonte: <http://inovblogcoimbra.blogspot.com.br/2008/06/ciclo-hidrolgico.html>

A representação esquemática do ciclo hidrológico não deve levar a uma ideia simplista do fenômeno, que é muito complexo. O ciclo hidrológico é um fenômeno global de circulação da água perpétua entre a superfície terrestre e a atmosfera, impulsionado, fundamentalmente, pela quantidade de radiação solar e pela rotação da Terra, na qual a atmosfera funciona como elo vital que une os reservatórios oceânicos e terrestres.

Nesse ciclo, o calor obtido da energia solar fará com que a água evapore dos oceanos e, em menor quantidade, dos continentes para a atmosfera, onde as nuvens se formam. Frequentemente, ventos transportam o ar carregado de umidade através de grandes distâncias, antes que haja formação de nuvens e, subsequentemente, a precipitação. A precipitação que cai no oceano termina o seu ciclo e está pronta para recomencê-lo. Em contrapartida, a água precipitada sobre os continentes ainda pode seguir várias etapas. Uma porção se infiltra no solo, como água subterrânea, e outra deságua em lagos e rios, ou diretamente no oceano. Quando a taxa de precipitação é maior que a capacidade de absorção da terra, outra porção escorre sobre a superfície para rios e lagos. Grande parte da água que se infiltra ou que escorre acaba evaporando. Em adição a essa evaporação do solo, rios e lagos, uma parte da água que se infiltra é absorvida pelas plantas, que então a liberam na atmosfera através da transpiração. Medidas da evaporação direta e da transpiração são usualmente combinadas, sendo por isso chamadas de evapotranspiração.

Assim sendo, a evapotranspiração se transforma em um processo crítico na remoção de água dos oceanos e dos continentes, e corresponde à quantidade de água evaporada, expressa em milímetros (mm) por unidade de área horizontal, durante certo intervalo de tempo (hora, dia).

Mecanismos da evapotranspiração

Calor latente

É a quantidade de calor necessária para que uma substância mude de estado físico.

Na superfície terrestre, a água, recebendo incidência de calor, inicia um processo de aquecimento, até que seja atingido o seu ponto de ebulição. Prosseguindo a cessão de calor, este não mais atua na elevação da temperatura, mas como **calor latente** de vaporização, convertendo a água do estado líquido para o gasoso. Esse vapor d'água se liberta da massa líquida e passa a compor a atmosfera, situando-se nas camadas mais próximas da superfície.

Portanto, a evaporação é o processo natural pelo qual há transformação em vapor da água da superfície do solo e dos cursos d'água, lagos e mares.

A transpiração é a perda de água para a atmosfera em forma de vapor, decorrente de ações físicas e fisiológicas dos vegetais. É a "evaporação" devido à ação fisiológica dos vegetais. Nesse processo, a vegetação, através das raízes, retira a água do solo e a transmite à atmosfera pela ação de transpiração de suas folhas.

A evapotranspiração representa o conjunto das duas ações, ou seja, é o somatório de dois termos:

- *transpiração*, quando a água que penetra pelas raízes das plantas retira do solo a água necessária às suas atividades vitais, restituindo parte dela à atmosfera em forma de vapor, que se forma na superfície das folhas;
- *evaporação*, quando a água evaporada pelo solo descoberto adjacente à vegetação, por uma superfície de água, ou pela superfície das folhas – quando molhadas por chuva ou irrigação – for evaporada sem ser usada pelas plantas.

Da precipitação que incide sobre a superfície terrestre, observa-se que aproximadamente 86% da água que circula anualmente evapora da superfície dos oceanos, e apenas 14% evapora dos continentes. Considerando que, em média, 21% da água que circula se precipita sobre a terra firme e que, nesta, a evaporação é de apenas 14%, teoricamente os 7% restantes são

oriundos da evaporação que ocorre nos oceanos. Esses mesmos 7% acabam voltando novamente para os oceanos através do escoamento dos rios, lagos, etc.

Fatores intervenientes que afetam a evapotranspiração

Como visto anteriormente, a evaporação e a evapotranspiração fisicamente dizem respeito ao mesmo fenômeno, que é a mudança de fase da água de líquida para vapor

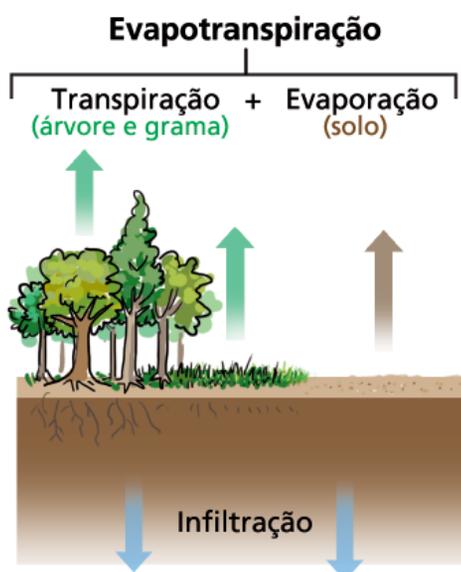


Figura 11.2: Ilustração do processo de evapotranspiração.

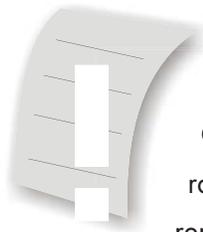
O processo de evaporação/evapotranspiração consiste na absorção de energia por parte de moléculas de água que mudam de fase (**Figura 11.2**). Para tanto, é necessário que:

- o ar tenha capacidade para receber mais moléculas de água na forma de vapor, isto é, não esteja saturado;
- haja energia para ser fornecida às moléculas de água.

Embora se conheça um grande número de fatores meteorológicos e físicos que afetam a taxa de evapotranspiração e se possa determinar os efeitos combinados de todos, torna-se difícil

separá-los por ordem de importância, devido às complicadas relações existentes entre eles.

As primeiras se caracterizam pelo estado da atmosfera na circunvizinhança da superfície evaporante, estando assim relacionadas ao que se denomina de *poder evaporante do ar*. Ao passo que as segundas caracterizam o estado da própria superfície evaporante (superfície de água livre, solo nu, vegetação, etc.) e sua aptidão para alimentar a evaporação.



Poder evaporante do ar

Como já foi estudado na Aula 2, a atmosfera está em contínuo movimento, misturando e renovando o ar que envolve uma superfície, seja esta coberta de água ou vegetação. Essa renovação dificulta que o ar imediatamente acima da superfície se sature, mantendo o déficit de saturação e, por consequência, a continuidade do processo evaporativo. Portanto, a movimentação atmosférica mantém um poder evaporante, isto é, a capacidade de secamento da superfície. Esse fenômeno é notado quando se estende roupa no varal e esta seca, mesmo não havendo incidência direta dos raios solares, apenas pelo efeito do vento.

Assim sendo, a evapotranspiração é controlada pela disponibilidade de energia, pela demanda atmosférica e pelo suprimento de água do solo nas plantas. Por essa razão, os fatores que intervêm na intensidade de evapotranspiração podem ser agrupados em quatro categorias distintas: fatores meteorológicos; fatores geográficos; fatores do solo e fatores da planta.

a) Fatores meteorológicos

- Radiação solar

A radiação solar é utilizada como fonte energética necessária ao processo evaporativo, sendo caracterizada pelas coordenadas geográficas (latitude e altitude), pela estação do ano e pela topografia da região. A latitude determina o total diário de radiação solar potencialmente passivo de ser utilizado no processo evaporativo, e a estação do ano determina o aquecimento diferenciado do calor sobre a superfície da Terra. Nas regiões perto da linha do equador, o aquecimento é maior, em contraste com a camada espessa de gelo que cobre as regiões polares.

- Temperatura de superfície

A variação da intensidade da radiação solar recebida na superfície produz uma variação na temperatura da superfície, modificando a energia cinética das moléculas. Nas altas temperaturas, mais moléculas escapam da superfície, devido à sua maior energia cinética.

- Temperatura e umidade relativa do ar

Para uma dada temperatura, se não há vento (isto é, se o ar que cobre a superfície evaporante não é constantemente trocado), a evaporação ocorre até que a pressão de vapor no ar atinja a pressão de vapor de saturação. Quando esse equilíbrio é atingido, a evaporação cessa.

Um acréscimo na temperatura global do sistema (água e ar) provoca o aumento do estado de agitação das moléculas da água e, conseqüentemente, aumenta a pressão de vapor da água. Por outro lado, quanto mais quente o ar, maior é a quantidade de vapor de água que pode ser “retida” por ele. Dessa forma, se não há aumento simultâneo da ventilação, a taxa de evaporação aumentará apenas nos primeiros instantes, até que o ar circundante da superfície evaporante incorpore vapor o suficiente para retornar à condição de equilíbrio ou saturação.

Relembrando o que você já estudou...

- A umidade relativa é a quantidade de vapor de água presente na atmosfera.
- Umidade relativa máxima é quando a quantidade de vapor de água que o ar pode reter a uma dada temperatura atinge o seu ponto de saturação. Por exemplo, se a umidade relativa é 100%, diz-se que o ar está saturado e a quantidade de moléculas de água que escapam da superfície evaporante é igual à quantidade de água que volta ao estado líquido. Ou seja, não há mais evaporação na condição de saturação.
- Pressão atmosférica

Como você estudou nas Aulas 2 e 8, a atmosfera é constituída por moléculas de gases que vão exercer um peso (ou força) sobre a superfície terrestre. A força que o ar atmosférico exerce por unidade de superfície é chamada de pressão atmosférica.

A pressão atmosférica varia com a altitude, a temperatura e a densidade do ar (**Figura 11.3**).

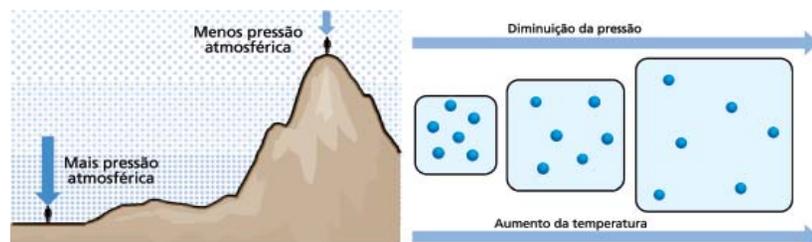


Figura 11.3: Variação da pressão atmosférica com a altitude, temperatura e densidade do ar.

Assim sendo:

- à medida que aumenta a altitude, a pressão diminui e vice-versa;
- à medida que a temperatura aumenta, a pressão diminui e vice-versa;

- quanto maior a densidade do ar, maior a pressão e vice-versa.

É por essa razão que a diminuição da pressão atmosférica e o aumento da altitude devem aumentar a taxa de fuga das moléculas de vapor de água acima de uma superfície evaporante. Isso ocorre porque, com a pressão atmosférica menor, as moléculas de água que escapam podem ficar mais afastadas entre si do que em uma situação de pressão atmosférica maior (**Figura 11.3**). Assim, será necessária uma quantidade maior de moléculas para atingir a condição de saturação do ar em uma mesma temperatura.

- Velocidade média do vento

O vento atua no fenômeno da evaporação renovando o ar em contato com as massas de água ou com a vegetação, afastando do local as massas de ar que já tenham grau de umidade elevado.

Por essa razão, a evaporação também ocorre com maior facilidade em regiões onde a maior movimentação das camadas de ar é mais frequente. Dessa forma, o vento retira o ar úmido que envolve uma massa líquida até o ar seco, promovendo uma variação na perda de água pelas superfícies líquidas (rio, lagos, etc.). Assim, a taxa de condensação diminui e a evaporação aumenta até certo limite, quando outras variáveis meteorológicas podem atuar mais intensamente.

O vento diminui a espessura da “camada adjacente” das folhas de superfícies vegetadas. No entanto, comparada à radiação solar, a velocidade do vento tem influência secundária nas taxas de evaporação, mas, em determinadas condições de umidade do ar, sua interferência tende a aumentar à medida que a temperatura decresce e a umidade do ar aumenta.



Atende aos Objetivos 1 e 2

1. Como você já deve ter constatado, a umidade do ar é decorrente de uma das fases do ciclo hidrológico, o processo de evaporação da água. O vapor de água sobe para a atmosfera e se acumula em forma de nuvens, mas uma parte passa a compor o ar que circula na atmosfera. A umidade relativa do ar é a relação entre a quantidade de água existente no ar (umidade absoluta) e a quantidade máxima que poderia haver na mesma temperatura (ponto de saturação). Ela é um dos indicadores usados na meteorologia para se saber como o tempo se comportará para fazermos previsões.

Assim sendo, quando dizemos que a umidade relativa do ar é de 95% na cidade de Ilhéus, no extremo sul do estado da Bahia, o que isso significa para que haja ocorrência de chuva?

Resposta Comentada

A umidade do ar nada mais é do que a quantidade de vapor d'água presente no ar atmosférico. Essa quantidade pode ser medida em números absolutos (g/m^3) ou de forma relativa ao seu ponto de saturação (%). Quando dizemos que a umidade relativa do ar é de 95%, significa que faltam 5% para o ar reter todo o vapor d'água e começar a chover na cidade de Ilhéus.

b) Fatores geográficos

- Qualidade da água

O aumento de um por cento na salinidade da água faz decrescer em cerca de 1% a evaporação, devido à queda na pressão de vapor de água salinizada. O turvamento da água afeta o albedo (taxa de reflexão da superfície evaporante) e, conseqüentemente, o balanço de calor, tendo um efeito indireto.

- Profundidade, forma e tamanho do espelho de água

No caso de evaporação de espelhos de água menores, como pequenos lagos, o regime da temperatura do lago está diretamente ligado à temperatura do ar, o que não acontece com massas de água mais profundas, quando ocorrem atrasos no aquecimento e resfriamento. A evaporação de superfícies abertas de água decresce com o aumento da área, sendo importante na avaliação das perdas de água das culturas, quando se usam como referência tanques de evaporação; devem ser considerados outros cuidados, como a reflexibilidade do tanque e do meio que o envolve. Para superfícies contínuas de água, há interferência na umidade relativa do ar.

c) Fatores do solo

Teor de umidade

A evaporação da água do solo é meramente a evaporação dos filmes de água envolvendo os grânulos de solo e da água que enche os espaços vazios. Logo, o teor de umidade torna-se o fator obviamente mais direto, influenciando na evaporação, decrescendo rapidamente com a queda da umidade do solo, devido às forças de retenção ter sua atuação ampliada. A primeira camada superficial (± 10 cm de profundidade) tem efeito decisivo na evaporação da água do solo; o subsolo pode estar saturado, mas, devido à lenta movimentação da

água, a evaporação cai drasticamente se a camada superficial secar. O tipo do solo torna-se então primordial, com os solos argilosos tendo maior facilidade na condução de água, quando não saturados, que os de textura mais grosseira e o não estruturado.

- Profundidade do lençol freático

É um fator importante, porque se o lençol freático estiver próximo da superfície, a evaporação irá alcançar os valores mais elevados e decrescerá tão rapidamente quanto o lençol baixará. Quanto mais arenoso for o solo, mais rápido será esse decréscimo.

- Coloração do solo

É um fator diretamente ligado às características refletivas. Os solos escuros absorvem mais calor que os claros e, por isso, terão aumentadas suas temperaturas superficiais, influenciando diretamente na taxa de evaporação.

d) Fatores da planta

A presença de vegetação produz sombra no solo, diminuindo a temperatura, a incidência de ventos e podendo aumentar a umidade relativa do ar próximo à superfície do solo.

Considerando a planta em si, a transpiração é essencialmente igual à evaporação. Esse fenômeno depende da profundidade da zona efetiva das raízes e do tipo de vegetação. Entretanto, as moléculas de água não escapam de um espelho d'água ou de um solo descoberto, mas sim de estruturas vegetais denominadas estômatos. Os estômatos são muito comuns nas partes verdes aéreas das plantas, particularmente nas folhas. São pequenos orifícios situados nas folhas, mais frequentemente no lado de baixo (abacial). O número de estômatos nas folhas usualmente varia de 8 a 120 por cm^2 , dependendo da espécie da planta e das condições ambientais prevaletentes em termos de umidade do ar, calor e umidade do solo.



Estômatos

O primeiro tecido de revestimento das plantas é a epiderme, formada por uma única camada de células diretamente ligadas umas às outras. A folha de uma planta tem dois lados diferentes, o lado de cima – a epiderme – é revestido por uma cutícula que a protege da perda de água, por isso é lisinha e brilhante como se estivesse encerada; a parte de baixo apresenta uma estrutura responsável por realizar as trocas gasosas com o ambiente, é conhecida como estômato. Estômatos, também denominados de células-guardas, são estruturas no formato parecido com o do feijão, meio curvadinho, presentes principalmente na face inferior (axial) das folhas.

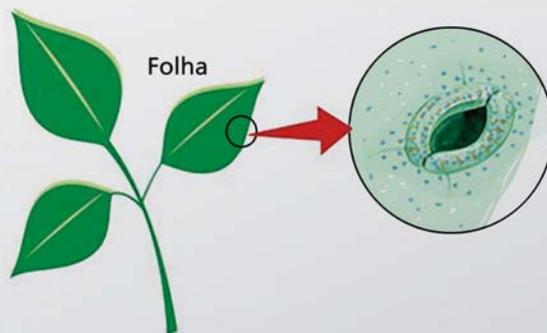


Figura 11.4: Modelo de um estômato aberto em uma folha.

A abertura dos estômatos depende de diversos fatores, principalmente da luminosidade, da concentração de gás carbônico (CO_2) e da disponibilidade de água nas raízes. A maioria das plantas abre seus estômatos pela manhã e os fecha com a diminuição da luminosidade, permitindo a absorção do gás carbônico durante o dia para a realização da fotossíntese e reduzindo a perda de água para o ambiente durante a noite.

Assim, a transpiração é afetada pelos mesmos fatores que governam a evaporação, enquanto os estômatos estiverem totalmente abertos.

O tipo de vegetação e o estágio de crescimento também afetam a taxa de transpiração de uma planta. Assim sendo, para que haja transpiração em proporções semelhantes, em dadas condições climáticas, em uma pastagem, uma floresta ou uma cultura anual, é necessário que:

- os estômatos estejam abertos pelo mesmo período de tempo;
- haja um mesmo nível de absorção de energia radiante;
- a quantidade de energia seja a mesma, considerando-se a vegetação como um platô receptor de raios solares, daí havendo apenas um fator que diferencie um tipo de vegetação do outro, ou seja, do albedo, que é o índice de reflexão da superfície vegetada. O albedo da maioria das culturas gira em torno de 20-25%, embora para algumas coníferas seja de 15%;
- o suprimento de água seja suficiente e disponível.

Se essas condições não forem atingidas, as plantas com sistema radicular mais eficiente e profundo transpirarão mais.

Tipos de evapotranspiração

Existem vários tipos de evapotranspiração a serem considerados em estudos climatológicos. Vejamos a seguir.

- Evapotranspiração potencial (ETP)

É um valor de referência, pois caracteriza a perda de água de uma bacia hidrográfica ou de um cultivo como se toda a vegetação fosse recoberta por grama da espécie batatais. Portanto, é um índice que independe das características particulares de transpiração da cultura plantada na região estudada, levando em

conta apenas o clima, o tipo de solo e as superfícies livres de água na bacia. Corresponde à máxima evaporação possível de uma determinada área. Seu estudo é importante, por exemplo, quando se quer analisar a perda de água de uma bacia hidrográfica e tem várias aplicações na climatologia.

- Evapotranspiração de referência (ET_0)

Equivale à perda de água de uma extensa superfície cultivada com grama, com altura de 8 a 15 cm, em crescimento ativo, cobrindo totalmente o solo e sem deficiência de água no solo. Conceitualmente, a ET_0 é limitada apenas pelo balanço vertical de energia, ou seja, pelas condições prevalecentes locais, podendo ser estimada por métodos teórico-empíricos desenvolvidos e testados para diferentes padrões climáticos.

- Evapotranspiração real (ET_R)

Constitui a perda de água que realmente ocorre em uma extensa superfície vegetada, em crescimento ativo, cobrindo totalmente o solo, com ou sem restrição hídrica. Pode-se determinar a evapotranspiração real indiretamente, a partir da evapotranspiração potencial, através de um **coeficiente da cultura (K_c)** particular para cada tipo de cultura, o que nos leva a concluir que não faz sentido referir-se à evapotranspiração potencial de uma cultura.

Em condições normais de cultivo de plantas de ciclos anuais, logo após o plantio, a ET_R (evapotranspiração real) é bem menor do que a ETP (evapotranspiração potencial). Essa diferença vai diminuindo à medida que a cultura se desenvolve (em razão do aumento foliar), tendendo para uma diferença mínima antes da maturação. Tal diferença volta a aumentar quando a planta atinge a maturidade (colheita) (**Figura 11.5**).

Coeficiente de cultura (K_c)

É um fator indicativo do consumo ideal de água ao longo do ciclo de crescimento da planta. Seu valor representa a razão entre a evapotranspiração real (ET_R) e a evapotranspiração potencial (ETP) para cada estágio de desenvolvimento da cultura.

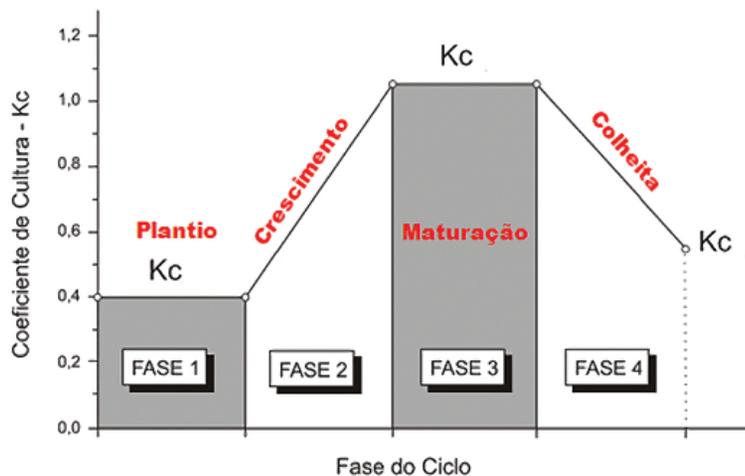


Figura 11.5: Relação entre a evapotranspiração real e a potencial para uma cultura de ciclo curto durante cada um dos estágios de desenvolvimento: plantio, crescimento, maturação e colheita.

A evapotranspiração real (ET_r) representa, então, a máxima perda de água que certa cultura sofre, em dado estágio de desenvolvimento, quando não há restrição de água no solo. Analisando a **Tabela 11.1**, observa-se que K_c varia mais com o estágio de desenvolvimento do que com o tipo de cultura. Logo, significa que a perda máxima de água na ET_r , para uma dada condição climática, não é muito diferente para uma floresta ou uma pastagem.

Tabela 11.1: Coeficiente médio de cultura para algumas culturas em função do estágio de desenvolvimento

Cultura	Fase 1	Fase 2	Fase 3	Fase 4
Feijão	0,3 - 0,4	0,7 - 0,8	1,06 - 1,20	0,66 - 0,76
Algodão	0,4 - 0,6	0,7 - 0,8	1,06 - 1,26	0,8 - 0,9
Milho	0,3 - 0,6	0,8 - 0,86	1,06 - 1,20	0,8 - 0,86
Cana de açúcar	0,4 - 0,6	0,7 - 1,0	1,0 - 1,30	0,76 - 0,8
Soja	0,3 - 0,4	0,7 - 0,8	1,0 - 1,16	0,7 - 0,8
Trigo	0,3 - 0,4	0,7 - 0,8	1,06 - 1,20	0,66 - 0,76

Fonte: Reichardt (1990).

Conclui-se que a ET_r é menor ou, no máximo, igual à ETP.

Determinação da evapotranspiração

Em toda a literatura especializada, diversos métodos para a estimativa da evapotranspiração são citados, constituindo-se basicamente de dois grupos: o dos métodos diretos e o dos indiretos, ou empíricos.

Os métodos diretos caracterizam-se pela determinação da evapotranspiração diretamente na área onde se destacam os diferentes tipos de lisímetros, que são instrumentos utilizados para medir a evapotranspiração.

Os indiretos são caracterizados pelo uso de equações empíricas ou modelos matemáticos. Estes, por se tratarem de uma estimativa, são menos precisos, principalmente quando aplicados em condições climáticas diferentes daquelas nas quais foram elaborados.

Métodos diretos

A evapotranspiração é, usualmente, medida diretamente por lisímetros, que podem ser de pesagem ou percolação.

O lisímetro de percolação é, por exemplo, constituído por uma caixa de alvenaria ou cimento amianto (volume mínimo de 1 m³, contendo o terreno que se quer estudar), que é enterrada no solo e exposta à cultura na qual se deseja medir a evapotranspiração na parte superior. A caixa possui um sistema de drenagem que permite medir a água que escoe através do solo. Sua área não deve ser inferior a 1 m², podendo chegar a 10 m². Sua profundidade deve ser de 0,5 m para mais, dependendo da cultura, sendo a ideal de 1 a 1,2 m para culturas anuais.

Para medir a evapotranspiração é necessário que o solo seja molhado até aparecer água de drenagem no poço de coleta. Depois de um ou dois dias, a drenagem cessa, pois a água do solo se encontra em equilíbrio. Nessas condições, é iniciado o período de monitoramento, sendo a evapotranspiração medida pelo total de água usado pelo cultivo em dado período, determinado pela diferença entre as quantidades de água adicionada e percolada.

A amostra do solo recebe as precipitações que são medidas na vizinhança. A caixa dispõe de um dreno no fundo, que conduz a água para um sistema de medição (**Figura 11.6**).

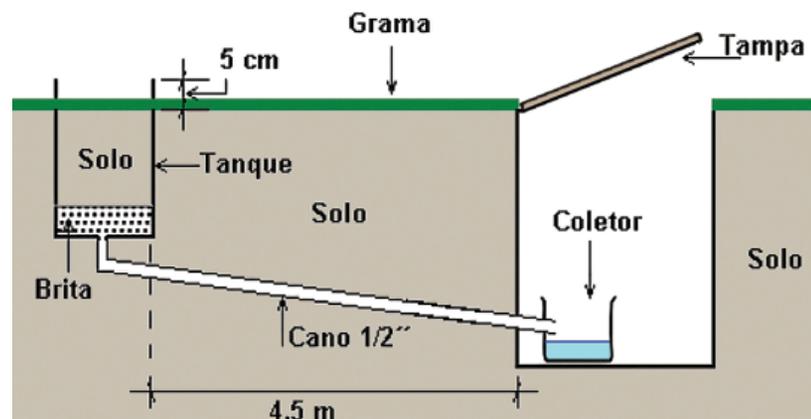


Figura 11.6: Esquema de lisímetro de percolação para cálculo da evapotranspiração.

Fonte: Reichardt (1990).

A evapotranspiração, durante certo período, como mencionado, pode ser determinada. Isso se forem conhecidas as quantidades de chuva precipitada, de água drenada, e a variação de água acumulada no lisímetro em um certo período de tempo. Quando se despreza a variação da água acumulada (períodos grandes), tem-se:

$$ET = (P + I - D) / A \quad (\text{Eq. 1})$$

Sendo: P a chuva precipitada (P) ou irrigada (I); D a água drenada ou percolada através do lisímetro de área de captação (A, m²). ET será igual à ETP, se a cultura for grama batatais, ET_R , para qualquer outra cultura.

É o método mais preciso para a determinação direta da ET_0 , desde que os lisímetros sejam instalados corretamente na área a ser amostrada.

Vejamos o exemplo de um lisímetro com uma área de captação da chuva de 4 m² plantada com feijão, onde a partir do dia 5 de março de 2012, em dias consecutivos, foram adicionados 60 litros de água (**Tabela 11.2**).

Tabela 11.2: Esquema montado para cálculo da evapotranspiração em um lisímetro de percolação de um cultivo de feijão

Dia	5/5	15/5	18/5	22/5
H ₂ O adicionada	60	60	60	60
H ₂ O percolada	9,5	14,3	18,4	10,8

Observando-se a **Tabela 11.2**, verifica-se que dos 60 litros adicionados em 5/5, 14,3 litros drenaram até o dia 10/10. Os restantes (60 – 14,3) foram então evapotranspirados. Como o lisímetro tem uma área de captação de 4 m², esse total evapotranspirado corresponde a $45,7/4 = 11,4$ l/m² ou 11,4 mm. Como esses cálculos equivalem a um período de cinco dias consecutivos, temos que ET_R para cada dia no período de teste foi de 2,3 mm/dia.



Atende aos Objetivos 3 e 4

2. Utilize os dados apresentados na **Tabela 11.2** para estimar a evapotranspiração real para os períodos subsequentes ao dia 5 de março de 2012.

Resposta Comentada

Período de 15/5 a 18/5:

$$60 - 18,4 = 42,6 \rightarrow 42,6/4 = 10,6 \text{ l/m}^2 \text{ ou } 10,6 \text{ mm} \leftrightarrow ET_R = 3,5 \text{ mm/dia}$$

Período de 15/5 a 18/5:

$$60 - 10,8 = 49,2 \rightarrow 49,2/4 = 12,3 \text{ l/m}^2 \text{ ou } 12,3 \text{ mm} \leftrightarrow ET_R = 4,1 \text{ mm/dia}$$

Métodos indiretos

A estimativa da evapotranspiração por meio de equações matemáticas se constitui no processo mais comum e mais usual para se estimar a perda de água em uma área vegetada.

Métodos indiretos são métodos em que a evapotranspiração potencial de referência (ET_0) depende exclusivamente das condições climáticas prevalentes em cada local e/ou região da Terra.

De acordo com os princípios envolvidos no seu desenvolvimento, os métodos indiretos (ou teórico-empíricos) se baseiam em elementos meteorológicos regularmente monitorados em estações climatológicas. Aqui serão tratados apenas alguns que apresentam maior potencial de aplicação prática. Entre os métodos, destacam-se:

- Método de Thornthwaite

Nesse método, desenvolvido em 1948, a evapotranspiração potencial é estimada a partir de dados de temperatura média mensal, para dias com 12 horas de brilho solar e meses com 30 dias. Foi desenvolvido para condições de clima úmido e por isso é empregado para fins climatológicos na escala mensal. Normalmente apresenta subestimativas da ETP em condições de clima seco.

Ou seja, é calculado da seguinte forma:

$$ETP = F_c \cdot 16 \cdot \left(10 \cdot \frac{T}{I}\right)^a \quad (\text{Eq. 2})$$

Onde:

- ETP = Evapotranspiração potencial (mm/mês)
- F_c = Fator de correção em função da latitude e mês do ano (**Tabela 11.3**);
- $a = 6,75 \cdot 10^{-7} \cdot I^3 - 7,71 \cdot 10^{-5} \cdot I^2 + 0,01791 \cdot I + 0,492$ (mm/mês)
- I = índice anual de calor do local e/ou região, correspondente à soma de 12 índices mensais;

$$I = \sum_{i=1}^{12} \left(\frac{T_i}{5}\right)^{1,514} \quad (\text{Eq. 3})$$

- Temperatura média mensal ($^{\circ}\text{C}$).

Tabela 11.3: Fator de correção mensal para ser utilizado no método de Thornthwaite

	Jan	Fev	Mar	Abr	Mai	Jun	Jul	Ago	Set	Out	Nov	Dez
F_c	1,16	1,00	1,05	0,97	0,95	0,90	0,94	0,99	1,00	1,09	1,10	1,16

Fonte: Pereira (2002).



Atende aos Objetivos 3 e 4

3. O método proposto por Thornthwaite é uma das mais antigas expressões de estimativa da evapotranspiração potencial (ETP). Constitui-se em um modelo simples, baseado em dados de temperatura média do ar e do fotoperíodo (comprimento do dia) em que o fator de correção para o mês de janeiro foi estimado como sendo igual a 1,16.

Para a evapotranspiração potencial de cada mês, o modelo escreve-se com a seguinte notação matemática:

$$\text{ETP (mês)} = \text{ETP} \cdot F_c \text{ (mm/mês)} \quad (\text{Eq.4})$$

Assim sendo, estime a evapotranspiração real do mês de janeiro na cidade de Piracicaba (latitude 22° 42'S), localizada no vale do Paraíba, em São Paulo, considerado a temperatura média de 21,1 °C e um fotoperíodo de 13,4 horas.

Resposta Comentada

Local: Piracicaba (SP) – latitude 22°42'S

Janeiro ($T_{\text{Média}}$) = 21,1°C,

$I = 12 (0,2 \cdot 21,1) 1,514 = 106,15$

$\alpha = 0,49239 + 1,7912 \cdot 10^{-2} (106,15) - 7,71 \cdot 10^{-5} (106,15)^2 + 6,75 \cdot 10^{-7} (106,15)^3 = 2,33$

$ETP = 16 (10,24,4/106,15)^{2,33} = 111,3 \text{ mm/mês}$

$ETP = 111,3 \cdot F_c \rightarrow F_c =$ (Vide **Tabela 11.3**)

$ETP = 111,3 \cdot 1,16 = 129,1 \text{ mm/mês}$ ou 4,2 mm/dia

- Método de Blandey-Cridle

A equação de Blandey-Cridle é, provavelmente, a mais conhecida expressão para a estimativa das necessidades hídricas das culturas. Esse método foi proposto para áreas onde os dados climáticos disponíveis consistem apenas de dados de temperatura do ar, utilizando, tal como o método de Thornthwaite, a temperatura média mensal e um fator ligado à duração do dia.

Esse método foi adaptado para uso de unidades do sistema métrico decimal, escala Celsius, e para fins computacionais, na seguinte forma:

$$ETP = K \cdot p \cdot (0,46 \cdot T_a + 8,13) \quad (\text{Eq.5})$$

Em que:

T_a – temperatura média diária mensal (°C);

K – coeficiente mensal dependente da vegetação, localidade e estação do ano, que varia de 0,5 a 1,2. Sendo usualmente utilizados os valores de 0,85 para a estação úmida e 0,45 para a estação seca.

p – percentagem das horas de luz solar real (n) em função do total anual (N), para um dado mês e latitude.

Os valores de p , que variam em função da latitude local, estão na **Tabela 11.3**.

Tabela 11.4: Duração média do dia (em horas, N) em função da latitude para o hemisfério Sul

Lat. Sul	Jan	Fev	Mar	Abr	Mai	Jun	Jul	Ago	Set	Out	Nov	Dez
5°	12,1	12,1	12,1	12,1	12,1	12,1	12,1	12,1	12,1	12,1	12,1	12,1
10°	12,6	12,4	12,1	11,9	11,7	11,5	11,6	11,8	12,0	12,3	12,6	12,7
20°	13,2	12,8	12,2	11,6	11,2	10,9	11,0	11,4	12,0	12,5	13,2	13,3
30°	13,9	13,1	12,3	11,4	10,6	10,2	10,4	11,0	11,9	12,8	13,6	14,1
40°	14,7	13,6	12,4	11,1	9,9	9,3	9,6	10,5	11,8	13,1	14,3	15,0

Fonte: Reichardt (1990).

- Método Hargreaves & Samani

O modelo proposto por Hargreaves e Samani para estimar a ETP (mm d^{-1}) considera as variáveis latitude, temperatura diária máxima, média e mínima, e é expresso pela seguinte equação:

$$\text{ETP} = 0,0023 \cdot R_g \cdot \Delta T^{1/2} (T_a + 17,8) \quad (\text{Eq.6})$$

Em que:

ΔT – amplitude térmica no dia ($T_{\text{Máx}} - T_{\text{Mín}}$);

R_g – radiação solar global extraterrestre incidente acima da atmosfera, expressa em mm de evaporação equivalente por dia, no dia 15 de cada mês correspondente para o hemisfério Sul (**Tabela 11.5**).

Tabela 11.5: Radiação solar global extraterrestre (mm.dia-1), para o hemisfério Sul

Lat. Sul	Jan	Fev	Mar	Abr	Mai	Jun	Jul	Ago	Set	Out	Nov	Dez
0°	14,5	15,0	15,2	14,7	13,9	13,4	13,5	14,2	14,9	14,9	14,6	14,3
5°	15,2	15,4	15,1	14,1	13,2	12,4	12,3	12,5	13,5	14,6	15,2	15,1
10°	15,9	15,7	15,0	13,8	12,4	11,6	11,9	13,0	14,4	15,3	15,6	15,7
15°	16,4	15,8	14,8	13,0	11,3	10,4	10,7	11,0	12,4	15,3	15,5	16,4
20°	16,7	16,0	14,5	12,4	10,6	9,6	10,0	11,5	13,5	15,3	16,2	16,7
25°	17,0	15,8	13,9	11,5	9,5	8,3	8,7	10,4	12,8	15,0	16,4	17,2
30°	17,2	15,7	13,5	10,8	8,5	7,4	7,8	9,6	12,2	14,7	16,7	17,6

Fonte: Adaptada de Pereira et al. (2001).

Considere os dados de uma cidade brasileira localizada à latitude de 22°S, cujas temperaturas média, máxima e mínima, mensuradas no dia 10 de janeiro foram 26,5 °C, 32 °C e 21 °C, respectivamente. Considere ainda que no 15° dia desse mês, de acordo com dados obtidos na **Tabela 11.5**, a radiação global extraterrestre equivalente para a latitude de 20°S é de 16,7 mm/dia. Qual seria o valor estimado da evapotranspiração (mm/dia) pelo método Hargreaves e Samani?

$$ETP = 0,0023 \cdot 16,7 \cdot (32 - 21)^{0,5} \cdot (26,5 + 17,8) = 5,6 \text{ mm.dia}^{-1}$$

- Método do tanque “classe A”

Por muitos anos, medidas tomadas em tanques (**Figura 11.7**) têm sido utilizadas para estimativas da evapotranspiração de referência e aplicadas no manejo da irrigação. A popularidade do uso de tanques se prende ao fato de serem de simples operação e porque as paredes laterais, expostas diretamente à radiação solar e à água no tanque, não oferecem impedimento ao processo evaporativo, estando sempre disponíveis, mesmo durante os períodos mais secos do ano. Isso faz com que o valor

da evaporação obtida nesses tanques seja maior em relação à perda efetiva de uma determinada cultura, mesmo estando ela submetida a condições ótimas de água disponível no solo.



Figura 11.7: Tanque do tipo "classe A".

Logo, o valor diário do tanque (EC_{Tanque} , mm.dia^{-1}) necessita ser corrigido por um fator de ajuste, chamado de coeficiente de tanque (K_p), para se obter a ETP correspondente, ou seja:

$$ETP = EC_{\text{Tanque}} \cdot K_p \quad (\text{Eq.7})$$

O valor de K_p , sempre menor que um, é função da velocidade do vento e da umidade relativa do ar, e do tamanho da bordadura, vegetada ou não, circunvizinha ao tanque.

É comum a solução de aplicativos na área da geografia e/ou climatologia utilizar de um fator fixo de K_p quando dados de umidade relativa do ar e do vento medido a dois metros da superfície não são disponíveis. Nesse caso, resultados experimentais mostram que $K_p = 0,72$ é o valor que proporciona menores erros para condições de clima úmido.

Assim sendo, quando durante um determinado dia do ano se obtém um valor de $8,3 \text{ mm.dia}^{-1}$ para a evaporação de um tanque “classe A” localizado numa estação meteorológica – conforme mostrado na **Figura 11.5** –, a evapotranspiração de referência ($ETP = EC_{\text{Tanque}} \cdot Kp$) nesse local será equivalente a $6,0 \text{ mm.dia}^{-1}$.



Atende aos Objetivos 2, 3 e 4

4. Estime a evapotranspiração de referência para um cultivo de milho por um período de sete dias, utilizando os dados de um tanque “classe A” alocado em estação meteorológica circunvizinha ao plantio. Considere que a evaporação registrada no tanque nesse período foi de $51,5 \text{ mm}$, e o coeficiente da cultura do milho como sendo de $0,85$.

Resposta Comentada

De acordo com o que você estudou, a evaporação medida durante o período de sete dias no tanque "classe A" foi de 51,5 mm.

Você aprendeu que, em se tratando de medidas oriundas de um tanque "classe A" alocado numa estação meteorológica, a estimativa da evapotranspiração potencial, usualmente um fator fixo de $K_p = 0,72$, é utilizada para condições de clima úmido. Assim sendo:

$ETP(\text{Tanque}) = 51,5 \cdot 0,75 = 38,6$ mm em sete dias, sendo que o valor médio para esses dias corresponde $5,5 \text{ mm.dia}^{-1}$.

Logo, a evapotranspiração potencial de referência para a cultura do milho para o período será de:

$$ETP_{\text{Milho}} = 5,5 \cdot 0,85 = 4,7 \text{ mm.dia}^{-1}$$

Crítérios para escolha de método para estimativa da evapotranspiração

Sendo a evapotranspiração um processo conjugado de transferência de água para a atmosfera por evaporação do solo e por transpiração das plantas, a sua intensidade depende da proporção com que cada um desses fenômenos atua isoladamente. Nessas condições, é necessário estabelecer critérios para que se possam estimar as diferentes formas de estimativa da evapotranspiração.

A escolha de um método específico de estimativa da evapotranspiração potencial (EVP) depende de uma série de fatores, a saber:

1. disponibilidade de dados meteorológicos coletados no local e/ou região – por exemplo, conforme você pode constatar, o método de Penman- Monteith não poderá ser empregado em local que só dispõe de dados de temperatura do ar;

2. escala de tempo requerida – normalmente, métodos como os propostos por Thornthwaite e Blandey-Cridle estimam bem a evapotranspiração potencial em escala mensal, ao passo que os métodos que envolvem o saldo de radiação apresentam boas estimativas em escala diária;
3. métodos indiretos ou empíricos são necessários para que se conheçam as condições climáticas para as quais foram desenvolvidos, por isso eles não têm uma utilização universal. Assim sendo, o método de Thornthwaite que, usualmente, se aplica a regiões de clima úmido, não apresenta o mesmo desempenho que o método proposto por Hargreaves e Samani nas regiões de clima seco, onde se observa uma tendência a subestimativas da evapotranspiração potencial.

CONCLUSÃO

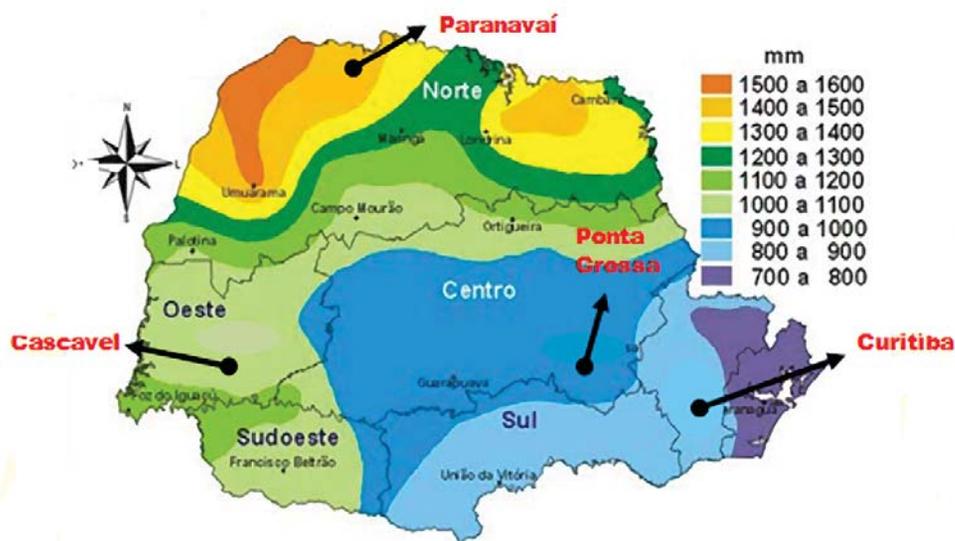
A evaporação e a evapotranspiração ocorrem quando a água precipitada sobre a Terra é convertida para vapor e transferida, nesse estado, para a atmosfera. O processo da evapotranspiração somente ocorrerá naturalmente se houver ingresso de energia radiante no sistema Terra-atmosfera e será controlado pela taxa de energia, na forma de vapor de água que se propaga da superfície terrestre. Essa transferência ocorre fisicamente nas formas de difusão molecular e turbulenta (vento). Logo, o processo de evapotranspiração de superfícies naturais pode ser estimado com embasamento físico, por métodos diretos, indiretos e combinados.

Atividade Final

Atende aos Objetivos 1, 2, 3, 4 e 5

O Paraná está localizado na região de clima subtropical, com temperaturas amenas, e tem pequena parte na região de clima tropical. Nesse estado, a amplitude térmica anual varia entre 12 °C e 13 °C, com exceção do litoral, onde as amplitudes térmicas variam entre 8 °C e 9 °C. O Paraná não apresenta uma estação seca bem definida. As menores quantidades de chuvas são registradas no extremo noroeste, norte e nordeste do estado, e as maiores ocorrem no litoral, junto às serras, nos planaltos do centro-sul e do leste paranaense.

O mapa a seguir representa a taxa anual de evapotranspiração para as diferentes regiões do estado do Paraná. Ou seja, representa a transferência regional da água evapotranspirada para a atmosfera por meio dos processos de evaporação (rios, lagos e lagoas) e transpiração vegetal, cuja importância é fundamental para se conhecer as demandas hídricas das diferentes regiões nesse estado.



Fonte: Adaptada do site do Instituto Agrônomo do Paraná (Iapar) – www.iapar.com.br (http://200.201.27.14/Site/Sma/Cartas_Climaticas)

Assim sendo, utilizando as informações disponibilizadas, estime as diferenças entre as taxas médias mensais da evapotranspiração entre os municípios assinalados no mapa.

Resposta Comentada

Como você acabou de estudar, a evapotranspiração é definida como sendo o conjunto de processos físicos e fisiológicos que provocam a transformação da água precipitada na superfície da Terra em vapor. Representa a quantidade média de água perdida pela planta e pelo solo, em milímetros por dia, mês e ano, em um determinado local ou região. Assim, a ETP se transforma num processo oposto à precipitação, representa a água que retorna forçosamente para a atmosfera, em estado gasoso, e depende da energia solar disponível na superfície do terreno para vaporizá-la.

Considerando que:

$$\text{Curitiba ETP}_{(\text{Média no Ano})} = 850 \text{ mm/ano} \rightarrow \text{ETP}_{(\text{Média})} = 70,8 \text{ mm/mês};$$

$$\text{Ponta Grossa ETP}_{(\text{Média no Ano})} = 950 \text{ mm/ano} \rightarrow \text{ETP}_{(\text{Média})} = 79,2 \text{ mm/mês};$$

$$\text{Cascavel ETP}_{(\text{Média no Ano})} = 1.050 \text{ mm/ano} \rightarrow \text{ETP}_{(\text{Média})} = 87,5 \text{ mm/mês};$$

$$\text{Paranavaí ETP}_{(\text{Média no Ano})} = 1.450 \text{ mm/ano} \rightarrow \text{ETP}_{(\text{Média})} = 120,8 \text{ mm/mês}.$$

RESUMO

A evaporação e a evapotranspiração, fisicamente, dizem respeito ao mesmo fenômeno, que é a mudança de fase da água, da fase líquida para o vapor. A evapotranspiração é a transferência conjunta de água para a atmosfera, pela evaporação de superfícies líquidas e pela transpiração vegetal. Representa o processo inverso ao da precipitação pluviométrica.

A evapotranspiração potencial, que representa a chuva necessária, é o processo de perda de água para a atmosfera, através de uma superfície natural gramada, padrão, sem restrição hídrica para atender às necessidades da evaporação do solo e da transpiração.

Nesta aula, foram discutidos os processos de evaporação e evapotranspiração e apresentados alguns métodos de cálculo da evapotranspiração potencial, com comentário sobre a conveniência de seu emprego nos estudos climatológicos.

Aula 12

Classificação climática

*Ricardo Augusto Calheiros de Miranda
Lucio de Souza*

Meta da aula

Apresentar as bases conceituais sobre as classificações climáticas.

Objetivos

Esperamos que, ao final desta aula, você seja capaz de:

1. distinguir as principais zonas climáticas da Terra;
2. explicar os critérios utilizados em uma classificação climática;
3. classificar os diferentes tipos climáticos sobre a Terra.

INTRODUÇÃO

Sempre que questionamos uma pessoa sobre o clima de um lugar ou região, com toda certeza, ela dará uma importância especial às condições de temperatura. Dirá que o lugar e/ou região tem um clima ameno, que é muito fresco, ou então fará referência ao calor insuportável. Realmente, a temperatura é importante.

Mas as chuvas, conforme sua frequência e seu volume, também se constituem em uma característica climática importantíssima. Em geral, nós somente damos importância a elas quando nos preocupamos com o tempo que irá fazer no próximo fim de semana. Isto é, se tivermos planos de ir a uma praia ou de participar de alguma atividade ao ar livre. Entretanto, muitas das condições favoráveis ou desfavoráveis que os ambientes geográficos oferecem aos seres vivos e as suas atividades físicas e biológicas não decorrem diretamente do fato de um local ou região se apresentar quente e úmido ou frio ou seco. Ou seja, não dependem só da temperatura do ar e do volume das chuvas precipitadas sobre um local ou região. Na verdade, dependem das condições climáticas prevalentes nesse local ou região, que exercem um papel de destaque entre os componentes naturais que compõem o ambiente geográfico.

Como você já deve ter constatado nas aulas anteriores, os elementos do clima sofrem a influência de diversas variantes: latitude, altitude, relevo, vegetação e principalmente da incidência solar sobre a Terra. Contudo, cada um deles, por seu lado, exerce influência fundamental no comportamento dos seres vivos e sobre a distribuição das espécies vegetais sobre a Terra. Assim sendo, no nosso planeta, a temperatura, a pressão atmosférica e a umidade variam com facilidade a cada momento e, o que é muito importante, o próprio ar atmosférico movimenta-se e move-se conforme se processa o aquecimento da Terra pelo sol e conforme esse aquecimento varia de uma região para outra, o que nos permitiu concluir, na Aula 1, que em qualquer ponto do nosso planeta o tempo meteorológico varia

(às vezes, de hora em hora). E também nos permitiu concluir que o clima de um lugar ou região traduz-se como sendo uma sucessão habitual dos diferentes estados do tempo, ao longo de anos, que resultam do movimento constante da atmosfera. Ou seja, o clima é um conceito usado para dividir o mundo em regiões que dividem parâmetros climáticos parecidos. Por isso, quando desejamos comparar ou classificar os diferentes climas das várias regiões de nosso planeta, usamos dados relativos aos da temperatura do ar, da precipitação atmosférica, da umidade etc. Ou seja, utilizamo-nos de técnicas analíticas e descritivas que nos permitem classificar o clima de um local ou região – as classificações climáticas.

Nesta aula, você vai saber um pouco mais sobre as principais classificações climáticas e qual a sua importância na identificação dos diferentes tipos climáticos terrestre.

1. Zonas climáticas da Terra

Muitas vezes, confunde-se estado de tempo com clima. Embora sejam conceitos diferentes, eles estão interligados, uma vez que, à sucessão habitual dos estados de tempo que ocorre numa área durante um longo período de tempo, dá-se o nome de clima.

É igualmente importante saber que existem diferentes:

- zonas climáticas;
- tipos de clima.

Essa diferenciação resulta da conjugação dos vários elementos do clima, caracteriza-se pelo comportamento da temperatura, da precipitação, da umidade, da pressão atmosférica, da nebulosidade, do vento, dentre outros, sendo a temperatura e a precipitação os mais importantes.

Por essa razão, os padrões prevalecentes do clima de um local ou região exercem um papel de destaque entre os fatos naturais que compõem a paisagem natural. Esta influência faz-se notar de tal modo, que os climas definem grandes domínios geográficos em

que os grupos humanos exercem suas atividades e nos quais vivem os seres vivos.

A Terra tem um formato que se assemelha a uma esfera e, devido a essa forma, as diferentes áreas do globo não recebem luz solar com intensidade igual. As regiões próximas à linha do equador, por exemplo, são atingidas pelos raios solares de forma perpendicular, ou seja, os raios chegam mais fortes nessas áreas. A partir do equador e indo em direção norte ou sul, os raios solares atingem a Terra de maneira inclinada. Quanto mais próximo aos polos, maior a inclinação dos raios; logo, menor será a temperatura no planeta. Assim sendo, é possível delimitar cinco zonas de características térmicas relativamente homogêneas sobre o planeta (**Figura 12.1**).

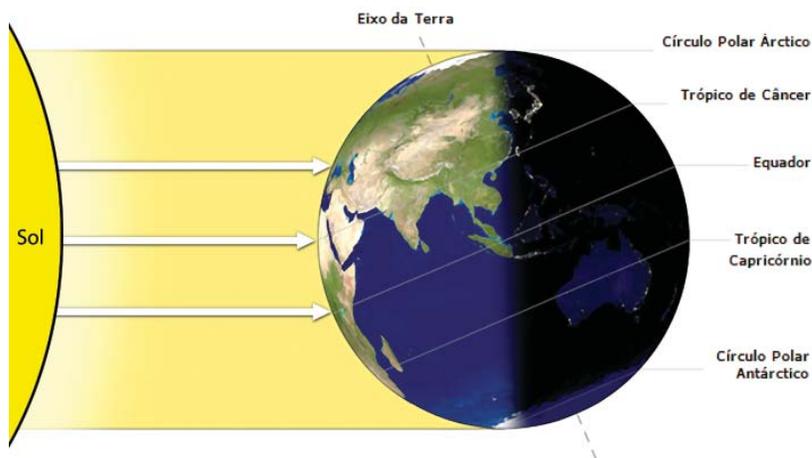


Figura 12.1: Incidência solar sobre o globo terrestre.

Desta forma, podemos concluir que, quanto maior é o valor da latitude, menor é o aquecimento da superfície terrestre, ou seja, a temperatura do planeta diminui à medida que a latitude aumenta.

Se a radiação solar fosse o único fator em questão, todos os lugares situados sobre uma mesma latitude teriam a mesma temperatura. Sob tais condições, seriam identificadas áreas

diferenciadas do planeta Terra que, graças ao movimento de rotação e translação, são expostas ao calor do sol de tal forma que não recebem a mesma proporção de radiação solar. Isso leva à ocorrência de três grandes zonas climáticas no globo terrestre – a zona intertropical, as zonas temperadas do norte e do sul e as zonas polares (**Figura 12.2**).

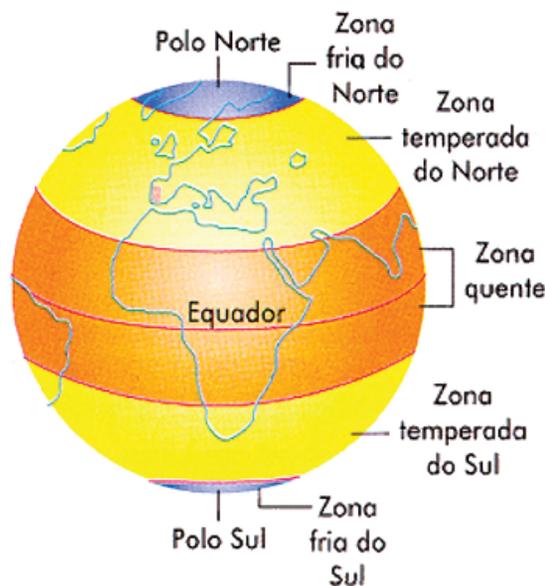


Figura 12.2: Subdivisão das zonas climáticas da Terra.

Fonte: Vianello e Alves (1991).

• Zona intertropical

É limitada pelos trópicos de câncer (ao norte) e de capricórnio (ao sul). Abrange as regiões atingidas mais diretamente pelos raios solares durante o ano todo. Nela, os climas têm uma característica fundamental: a pequena amplitude térmica anual. A diferença entre a temperatura média do mês mais frio e a do mês mais quente na faixa intertropical geralmente não passa de 5 °C. As condições de umidade, mesmo as de temperatura média, variam muito na faixa tropical, que por isso apresenta uma variedade de tipos climáticos tais como:

- o *clima equatorial*, que registra temperaturas elevadas

(geralmente superiores a 18 °C) e caracteriza-se por apresentar chuvas muito abundantes que se sucedem, ano após ano. Ocorre no centro da bacia do rio Amazonas, no Congo e na Indonésia, e a ele correspondem às florestas mais exuberantes do mundo;

- os *climas tropicais* propriamente ditos, que são úmidos e não apresentam geralmente totais de chuva tão elevados quanto os do tipo equatorial. Por outro lado, eles têm como característica marcante um regime de chuvas concentradas em uma estação, a estação chuvosa, que corresponde aos meses de verão. Por exemplo, o conhecido clima de monção é uma variedade deste clima tropical. Nele, a quantidade de chuva é tal que chega a compensar o fato de chover pouco ou mesmo quase nada no restante do ano;
- os *climas de montanha*, que constituem uma verdadeira curiosidade no ambiente dos climas tropicais. As temperaturas tornam-se cada vez mais baixas e chegam, à medida que aumenta a altitude, a permitir a formação de neves perenes, nos picos mais elevados.

- **Zonas temperadas**

Situadas nas latitudes médias, as zonas temperadas localizam-se entre os trópicos e os círculos polares. Como recebem os raios de sol mais inclinados, são menos aquecidas e iluminadas. Nessas zonas, as quatro estações do ano são facilmente percebidas, pois cada uma apresenta características que as diferenciam nitidamente umas das outras. Nessa faixa do globo terrestre de climas temperados e frios, distinguem-se dois tipos climáticos principais: oceânicos e continentais.

- Nos *climas oceânicos*, é grande a influência do ar úmido e da temperatura estável que predomina sobre o oceano. As estações do ano são bem distintas, mas não apresentam o mesmo perfil que se observa à medida que nos afastamos da costa na direção do continente. Chove com frequência durante o ano todo, e o tempo muda com facilidade.

- Nos *climas continentais*, destacam-se as amplitudes térmicas diurnas e anuais acentuadas. O centro dos continentes aquece-se e resfria-se mais intensamente e mais rapidamente que as regiões costeiras, sujeitas à influência oceânica. Em vista disso, os climas continentais caracterizam-se por apresentar um inverno frio e um verão muito quente. As chuvas também não têm a mesma regularidade dos locais ou regiões onde predominam os climas oceânicos; com frequência, no verão, o interior dos continentes é seco, o que contribui para aumentar o calor.

Os *climas temperados* apresentam uma transição para os climas tropicais, que chamamos de climas subtropicais. Uma variedade importante é a que denominamos de *clima mediterrâneo*, porque circunda o mar Mediterrâneo.

Os *climas polares ou de altas latitudes* situam-se nos extremos norte e sul da Terra e são limitados pelos círculos polares árticos e antárticos. Estas zonas recebem os raios solares muito inclinados durante todo o ano, sendo insuficientes para aquecê-las e, por esse motivo, as temperaturas são inferiores 10 °C, ocorrendo nelas a formação de grandes geleiras. Destaca-se o hemisfério Norte, que agrega grande extensão de terras sujeitas a esse clima. Lá existe também uma faixa de transição, na qual um verão muito curto permite a existência de um tipo de vegetação especialmente adaptado a essas condições climáticas: a tundra.

Os climas pouco secos são denominados *semiáridos*, ao passo que os climas áridos caracterizam os desertos (por isso também são chamados *climas desérticos*). Na maior parte dos desertos, há chuvas, mas em quantidade insuficiente para manter qualquer tipo de vegetação.

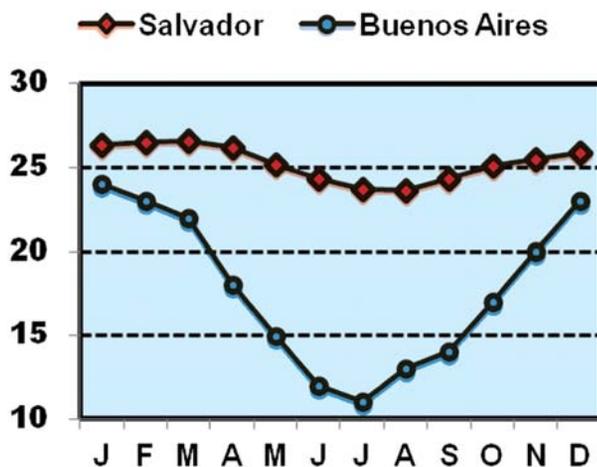
Há climas desérticos quentes, porque ocorrem em regiões muito próximas do equador, como o famoso Saara, o deserto do Peru e o deserto de Kalaari, localizado no sul do continente africano. Mas há climas desérticos temperados, como o do

Arizona, nos Estados Unidos, que ocorre e localiza-se na região de média latitude.



Atende ao Objetivo 1

1. Como você pode observar, a partir do equador e indo na direção norte ou sul, os raios solares atingem a Terra de maneira inclinada. Quanto mais próximo aos polos, maior a inclinação dos raios; logo, menor será a temperatura no planeta. Assim, a delimitação das zonas climáticas na Terra segue um critério no qual a temperatura do ar pode ser usada para identificar um tipo de clima de um local ou região. Portanto, observe o gráfico a seguir, referente a duas localidades do continente sul-americano: Salvador (BA) e Buenos Aires (ARG), para identificar o tipo climático, tendo como base a variação mensal das suas temperaturas.



Resposta Comentada

Como você pode observar no gráfico, as temperaturas criam a primeira distinção entre os climas, e, com base nessas diferenças, podem-se reconhecer grandes tipos climáticos.

No grupo de climas tropicais, enquadra-se a cidade de Salvador (BA), que têm uma característica fundamental: a pequena amplitude térmica ($T_{\text{máx}} - T_{\text{mín}}$) anual.

No grupo de climas temperados, enquadra-se a cidade de Buenos Aires, que apresenta um clima marcado por uma acentuada amplitude térmica. Ou seja, invernos frios ($\approx 10\text{ }^{\circ}\text{C}$) e verões quentes ($\approx 23\text{ }^{\circ}\text{C}$).

Se a quantidade de radiação solar fosse o único critério a ser utilizado para uma classificação climática, os principais tipos climáticos poderiam ser sumarizados de acordo com a temperatura (**Figura 12.3**).

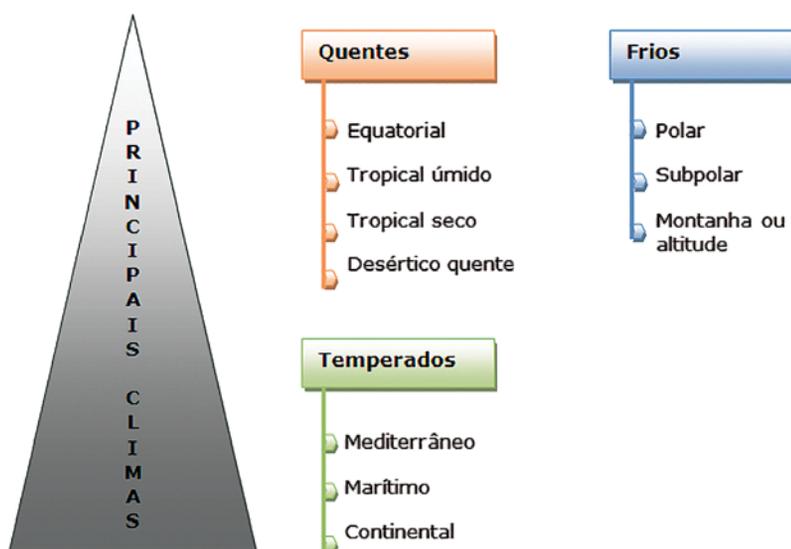


Figura 12.3: Distribuição dos principais tipos climáticos na Terra e sua correspondente relação com as temperaturas.

Isto, como se sabe, não pode ser uma regra. Outro fator importante é a circulação geral da atmosfera que transporta o ar quente e o ar frio para grandes distâncias em relação à sua origem. A desigual distribuição entre terras e mares é outro elemento importante que condiciona os climas de diversas regiões. Como você estudou, as superfícies continentais reagem rapidamente à radiação solar incidente, apresentando-se quentes no verão e frias no inverno. Por outro lado, os oceanos reagem de maneira inversa. Durante o verão, são mais frios que a terra próxima e, no inverno, são mais quentes. Estas variações produzem uma pressão relativamente alta sobre as áreas mais frias, pois o ar é mais denso, e uma pressão mais baixa sobre as regiões mais aquecidas, onde o ar é menos denso. Este fator causa modificação nos ventos e, por consequência, na circulação atmosférica. Por essa razão, no hemisfério Sul, por não existirem grandes massas terrestres, esses efeitos são menos acentuados, apresentando verões e invernos mais amenos do que no hemisfério Norte.

Como estudamos nas aulas anteriores, outros fatores que podem influenciar no clima de uma região são altitude, relevo, correntes marítimas, continentalidade e a cobertura do solo.

A relação mútua desses fatores irá determinar uma grande variedade de tipos climáticos. Porém é sempre possível agrupar os diferentes climas de uma região através de **índices climáticos**.

Sistemas de classificação climática - SCC

Como estudamos, o clima de um lugar ou região é um padrão dos diversos elementos atmosféricos que ocorrem na Terra. Fenômenos como frentes frias, tempestades, furacões e outros estão associados tanto às variações meteorológicas preditas pelas leis físicas determinísticas como a um conjunto de variações aleatórias dos elementos meteorológicos, como temperatura, precipitação, vento, umidade e pressão do ar, cuja principal ferramenta de investigação é a estatística.

Índices climáticos

São relações numéricas estabelecidas entre alguns fatores climáticos básicos, como, por exemplo, temperatura e chuva, com objetivo de exprimir, de maneira sintética, características do clima. No caso de classificação climática, os mais comuns são os valores médios de períodos específicos (em geral, mês mais quente ou mais frio), totais sazonais, eventualmente com o uso de desvios em torno das médias.

No caso de classificação por índices climáticos, o clima pode ser entendido como as condições atmosféricas médias de uma região. Assim sendo, as classificações climáticas constituem importante subsídio às atividades que, direta ou indiretamente, dependem do meio ambiente. Possibilitam o conhecimento das características climáticas básicas e gerais de uma região, auxiliando nos processos de seleção de espécies animais e vegetais, e no planejamento e desenvolvimento de regiões. Permitem, ainda, a comparação entre condições climáticas, em nível mundial, sendo suas denominações universais, e, uma vez identificadas, possuem características similares de clima, em qualquer parte do mundo.

A infinita variedade de climas que se encontra na superfície terrestre levou pesquisadores à proposição de classificações através da reunião dos elementos do clima, segundo certas diferenças ou semelhanças climáticas (**Figura 12.4**).

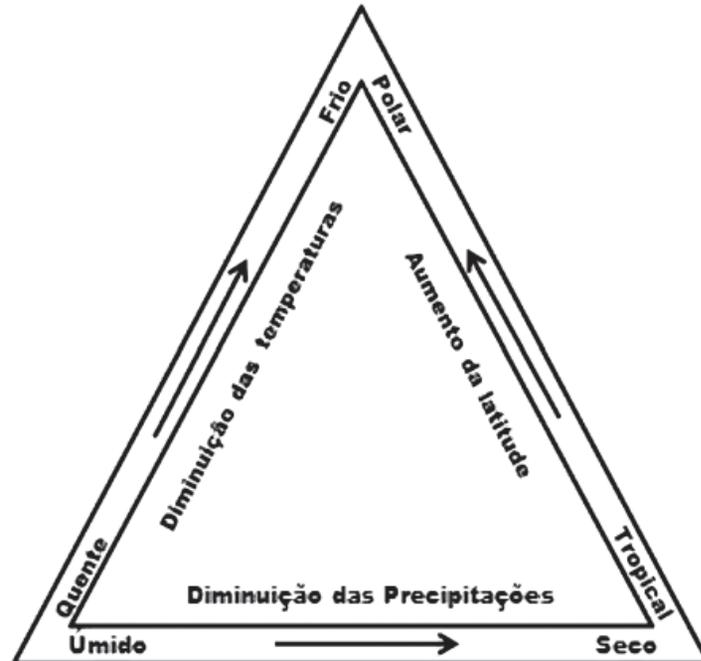


Figura 12.4: Domínios climáticos predominantes nas diferentes regiões da Terra.

Porém, os princípios que orientaram estas classificações variam notavelmente, conforme o propósito do sistema e das variáveis escolhidas. Assim sendo, podem-se distinguir duas abordagens fundamentais para as classificações climáticas. Uma, a empírica, leva em conta os elementos meteorológicos, considerando principalmente os elementos temperatura e precipitação – **climogramas**. A outra, a genética, utiliza os fatores que determinam o clima, enfatizando especialmente a circulação atmosférica.

Como exemplo desses tipos de classificação, apresenta-se o domínio climático equatorial, representado pela **Figura 12.5**, que se caracteriza principalmente pelas regiões na faixa entre 10° S e 10° N do equador, estendendo-se a 20° de latitude na Ásia e correspondendo à Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), sob o domínio de massas de ar quentes e úmidas.

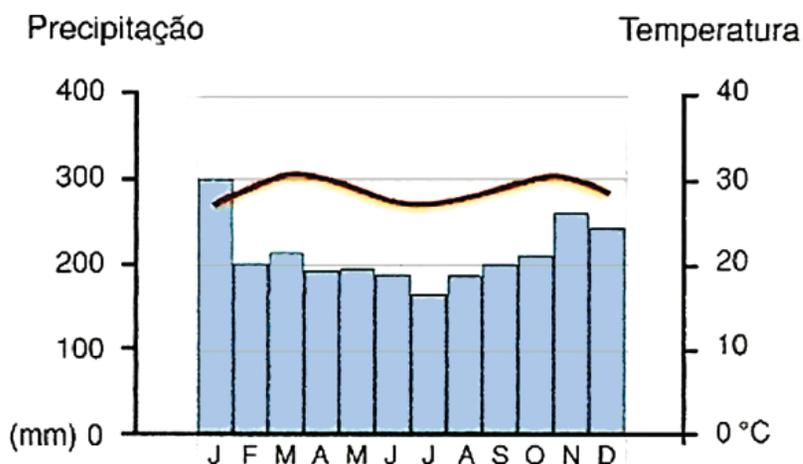


Figura 12.5: Domínio climático típico de clima equatorial úmido ($\approx 10^\circ$ de latitude sul ou norte).

Fonte: Mendonça e Danni-Oliveira, 2007.

Trata-se de domínio climático, favorecido por intensa insolação durante o ano todo, o que justifica as temperaturas elevadas (temperaturas médias mensais variando entre 24 °C e 27 °C), com reduzida variação mensal. Nessas regiões, são raros os lugares que

Climogramas

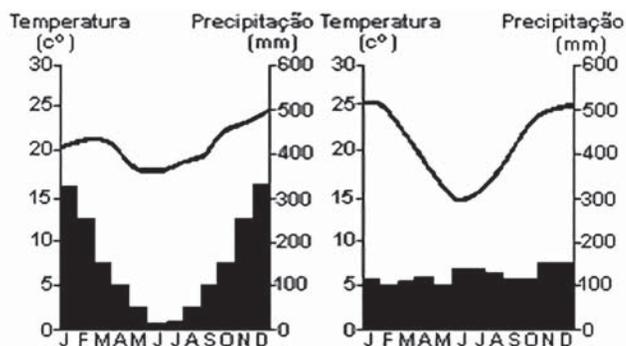
Nestes gráficos, podem-se analisar as precipitações e as temperaturas de um determinado local ao longo do ano. De um modo geral, apresentam os valores da precipitação em forma de barras (e são lidos no lado esquerdo e/ou direito), enquanto que a temperatura, que normalmente é lida no lado direito e/ou esquerdo, é representada por meio de uma linha. Na parte inferior do gráfico, são representados os 12 meses do ano, assinalados por suas respectivas iniciais.

não chove mais de 2.000 mm/ano. Tais características são típicas de um tipo de ecossistema composto por um dossel superior, formado por árvores de grande porte e, no nível médio, por espécies arbóreas de médio porte e epífitas.



Atende ao Objetivo 2

2. Após analisar os gráficos a seguir, faça o que é pedido:



a) Explique o que é um climograma.

b) Quais são as principais características desses climogramas?

Resposta Comentada

a) O climograma é um gráfico em que se representa a temperatura (°C) e a quantidade de chuva (mm) numa área conforme os meses do ano.

b) O climograma da esquerda mostra um local com pequena amplitude térmica, no qual há uma breve queda de temperatura nos meses junho, julho e agosto e um aumento a partir de outubro. Em relação às chuvas, é visível que há duas estações: uma chuvosa (de novembro a fevereiro) e outra seca (de março a outubro). Em contrapartida, o climograma da direita representa um local com grande amplitude térmica ($T_{\text{máx}} - T_{\text{min}} \approx 10^{\circ}\text{C}$) no inverno e chuvas bem distribuídas no ano. Apresenta uma queda acentuada nas temperaturas nos meses do inverno.



Fonte: http://pt.wikipedia.org/wiki/Ficheiro:Wladimir_Peter_K%C3%B6ppen.jpg

Köppen

Wladimir Peter Köppen (1846-1940) tornou-se o primeiro pesquisador a mapear as regiões climáticas do mundo e suas variações ao longo dos meses do ano. Seu mapa climatológico, que abrangia desde o círculo polar até as latitudes tropicais, representou um progresso para a meteorologia da época, com o mapeamento de todas as regiões climáticas do mundo.

Classificação de Köppen

Um dos sistemas de classificação climática mais abrangentes é o de **Köppen**, proposto em 1928, que parte do pressuposto de que a vegetação natural é a melhor expressão do clima da região onde ela é prevalente. Por isso, é conhecido como o sistema de classificação global “empírico” dos tipos climáticos mais utilizados em Geografia, climatologia e ecologia.

Basicamente, utiliza de dados de temperaturas médias do mês mais frio e do mês mais quente, ocorridas durante o ano, assim como dados de precipitação pluviométrica. A classificação climática de Köppen divide os climas em cinco grandes grupos, sendo eles A, B, C, D, E, e diversos tipos e subtipos. Cada clima é representado por um conjunto variável de letras com dois ou três caracteres, com a seguinte formação:

- Primeira letra: uma maiúscula, seja A, B, C, D ou E, que denota a característica geral do clima regional, constituindo o indicador do grupo climático.

Assim sendo, o clima tipo B identifica áreas secas, enquanto os tipos A, C, e D identificam os climas úmidos. Os climas úmidos são identificados em função da temperatura média mensal, ou seja:

- A ↔ Megatérmico (*tropical úmido*), com temperatura média do mês mais frio superior a 18 °C e abundantes precipitações, principalmente nas zonas equatoriais e nos declives das montanhas. Apresenta vegetação de florestas, bosques e savanas.
- C ↔ Mesotérmico (*temperado quente*), com temperatura média do mês mais frio variando entre -3 °C e 18 °C. Precipitação média em todos os meses do ano inferiores a 60 mm. Ocorre nas baixas e médias latitudes.
- D ↔ Clima boreal ou microtérmico (*temperado frio*), com temperatura do mês mais frio menor que -3 °C e do mês mais quente maior que 10 °C. Característico de lugares onde ocorrem nevadas.

- E ↔ Clima polar, onde as temperaturas médias mensais são inferiores a 10 °C. Ocorre nas altas latitudes.

Quanto aos climas secos (tipo B), esses são classificados em função tanto do total anual de chuvas (P , em cm) como pela estação do ano e por sua relação com a temperatura média anual (T , °C). São dois tipos básicos: BS, que é típico das **pradarias** ou **estepes** ($380 < P < 760$ mm/anuais); e BW, que é característico dos desertos ($P < 250$ mm/anuais).

Esses dois tipos climáticos são diferenciados por três situações distintas, a saber:

1. Onde as chuvas são predominantes no inverno e se:

$P < T \rightarrow$ corresponde ao tipo climático BW;

$T < P < 2.T \rightarrow$ corresponde ao tipo BS.

2. Onde não ocorre predominância de chuvas em uma estação definida e se:

$P < T + 7 \rightarrow$ corresponde ao tipo climático BW;

$T + 7 < P < 2.(T + 7) \rightarrow$ corresponde ao tipo BS.

3. Onde as chuvas predominam nos meses do verão e se:

$P < T + 14 \rightarrow$ corresponde ao tipo climático BW;

$T + 14 < P < 2.(T + 14) \rightarrow$ corresponde ao tipo BS.

O sistema de classificação climática de Köppen prevê também a utilização de subtipos e variedades climáticas, expressos por letras minúsculas, para que assim se considere a amplitude térmica anual ($A = T_{MÁX} - T_{MIN}$) e a distribuição sazonal das precipitações pluviométricas. Essas letras são incorporadas às letras do tipo ou grupo climático (A, B, C, D e E), para que assim se estabeleça um tipo climático para uma região do planeta. Por exemplo, o tipo clima úmido de floresta tropical chuvosa é representado por Af (f significa precipitação, ou seja, mês mais seco apresenta média mensal superior a 60 mm).

- Segunda letra: uma letra minúscula que estabelece o subtipo

Pradarias/ Estepes

São formações herbáceas uniformes e contínuas (de 10 a 15 cm), utilizadas para criação de gado.

climático dentro do grupo e denota as particularidades do regime pluviométrico, isto é, a quantidade e a distribuição da precipitação. Apenas é utilizada caso a primeira letra seja A, C ou D. Nos grupos cuja primeira letra seja B ou E, a segunda letra é também uma maiúscula, denotando a quantidade da precipitação total anual, no caso de B, ou a temperatura média anual do ar, no caso de E.

Assim sendo, as variedades climáticas de acordo com cada um dos tipos ou grupos climáticos tem o seguinte significado:

1. Tipo climático A

Para indicar uma variedade climática nesse grupo, basta juntar a ele um símbolo adequado, expresso sempre por uma letra minúscula que represente a precipitação pluviométrica.

2. Tipos climáticos C e D

Para esse grupo, a variedade climática é representada por duas letras minúsculas, sendo a primeira referente à precipitação pluviométrica e a segunda, indicadora da temperatura.

De acordo com a distribuição anual das chuvas precipitadas, usa-se uma letra minúscula (f, w, s, m) à direita da maiúscula para se caracterizar essa chuva. Para os grupos A, C e D, temos:

f → Clima úmido. Ocorrência de precipitação em todos os meses do ano. Inexistência de estação seca definida. Nessas regiões, predominam grandes conglomerados florestais.

w → Ocorre chuvas no verão e seca nos meses do inverno (< 60 mm mensais). Clima típico das savanas. Quando as chuvas dos meses mais secos são inferiores a 20 mm, esta região caracteriza-se por apresentar uma vegetação de caatinga.

s → apresenta períodos de chuvas periódicas e o verão é seco (< 60 mm mensais). Durante os meses chuvosos do inverno, as chuvas são três ou mais vezes superiores que as dos meses mais secos. Por essa razão, este subtipo climático

só se aplica aos climas mesotérmicos (C).

m → as chuvas que ocorrem nessas regiões são provocadas pela presença de massas de ar úmido, oriundas do oceano em algumas épocas do ano. Clima de bosque. Esta variedade climática só se aplica para o grupo A.

No contexto dos grupos climáticos C e D, a terceira letra (a, b, c, e d) significa variações das temperaturas.

a → verão muito quente – média da temperatura do mês mais quente superior a 22 °C;

b → verão quente – média da temperatura do mês mais quente inferior a 22 °C, com pelo menos quatro meses apresentando temperaturas mínimas acima de 10 °C;

c → verão curto e fresco – média da temperatura do mês mais quente inferior a 22 °C, com pelo menos quatro meses no ano apresentando temperatura média superior a 10 °C;

d → inverno rigoroso – temperaturas médias mensais no mês mais frio do ano inferiores a -38 °C. Este subtipo climático só se aplica para o grupo D;

h → seco e quente – temperatura média anual do ar superior a 18 °C. Clima típico das regiões desérticas ou áridas. Só se aplica ao grupo B;

k → seco e frio – temperatura média anual inferior a 18 °C. Só se aplica ao grupo B.

Em se tratando do clima polar (grupo E), utilizam-se as letras maiúsculas T e F como segunda letra da classificação climática. Sendo que T para clima polar de tundra e F para clima polar gelado – neve perpétua e sem vegetação.

Por causa de diversas variantes – latitude, altitude, relevo, hidrografia, vegetação, incidência solar etc. –, a interação entre diversos fatores é que resulta em cada zona climática e, conseqüentemente, nos diferentes tipos e subtipos climáticos existente na Terra. Ou seja:

A – Clima tropical → megatérmico das regiões tropicais e subtropicais

Af ↔ Clima úmido de floresta tropical chuvosa, todos os meses chuvosos, apresentando precipitação média mensal > 60 mm. Precipitação anual > 750 mm. Temperatura média do mês mais quente superior a 22 °C e a do mês mais frio, a 18 °C.

Aw ↔ Clima de savana, verão chuvoso e inverno seco. Precipitação média anual > 750 mm. Temperatura média do mês mais quente superior a 22 °C e a do mês mais frio, a 18 °C.

Am ↔ Clima de bosque. Intermediário entre Af e Aw. Precipitação média anual acima de 750 mm. Meses muitos secos precedidos de meses chuvosos. Apresenta chuva de monção.

B – Clima seco → das regiões áridas e dos desertos das regiões subtropicais e de média latitude

BS ↔ Clima semiárido. Apresenta vegetação de estepe. Verão sem chuvas e meses de inverno com menos de 60 mm mensais. Temperatura média do mês

BW ↔ Clima árido a desértico, apresentando quase ausência de chuvas durante o ano. Temperatura média do mês mais quente acima de 26 °C.

C – Clima temperado → das regiões oceânicas e marítimas e das regiões litorâneas ocidentais dos continentes

Cw ↔ Temperado úmido com inverno seco. Temperatura do mês mais frio inferior a 18 °C e acima de -3 °C.

Cwa ↔ Temperado de inverno e verão chuvosos. Precipitação do mês mais seco inferior a 60 mm. Temperatura média do mês mais quente superior a 22 °C.

Cwb ↔ Temperado de inverno e verão chuvosos. Precipitação

do mês mais seco inferior a 60 mm. Temperatura média do mês mais quente inferior a 22 °C.

Cf ↔ Temperado regularmente úmido, sem estação seca (> 60 mm). Temperatura do mês mais frio oscilando entre -3 °C e 18 °C.

Cfa ↔ Temperado com chuvas médias mensais superiores a 60 mm durante todos os meses do ano.

Cfb ↔ Temperado com chuvas acima de 60 mm se precipitando durante todos os meses do ano. Temperatura média do mês mais quente inferior a 22 °C.

Cs ↔ Temperado com verão seco. Precipitação nesses meses inferior a 60 mm.

Csa ↔ Temperado com verão seco. Precipitação do mês mais seco inferior a 60 mm. Verão com temperaturas superiores a 22 °C no mês mais quente.

Csb ↔ Temperado com verão seco, precipitação nesses meses inferiores a 60 mm. Temperatura média do mês mais quente inferior a 22°C.

D – Clima temperado frio ou continental → das grandes regiões continentais localizadas nas médias e altas latitudes

Df ↔ Clima úmido e frio, com precipitações superiores a 60 mm durante o ano. Temperatura média do mês mais frio inferior a -3 °C, e do mês mais quente superior a 10 °C.

Dfa ↔ Clima úmido e quente, com precipitações superiores a 60 mm durante o ano. Temperatura média do mês mais quente superior a 22 °C.

Dfb ↔ Quando a temperatura média do mês mais quente é inferior a 22 °C, com um mínimo de quatro meses no ano com temperaturas superiores a 10 °C.

Dw ↔ Clima frio e seco, registrando precipitações médias durante o inverno inferiores a 60 mm. Temperatura média do

mês mais frio inferior a $-3\text{ }^{\circ}\text{C}$, e do mês mais quente superior a $10\text{ }^{\circ}\text{C}$.

Dwa ↔ Clima registrando precipitações médias durante o inverno inferiores a 60 mm. Temperatura média do mês mais quente superior a $22\text{ }^{\circ}\text{C}$.

Dwb ↔ Quando a temperatura média do mês mais quente é inferior a $22\text{ }^{\circ}\text{C}$, com um mínimo de quatro meses no ano com temperaturas superiores a $10\text{ }^{\circ}\text{C}$.

E – Climas polares → das regiões circumpolares e das altas montanhas

ET ↔ clima polar, em que a temperatura do mês mais quente varia entre $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ e $10\text{ }^{\circ}\text{C}$.

EF ↔ clima polar gelado, com neve perpétua, em que em todos os meses do ano são registradas temperaturas de $0\text{ }^{\circ}\text{C}$. Não apresenta nenhum tipo de vegetação.

Sendo assim, observe na **Figura 12.6** a aplicação da classificação climática de Köppen para observar os tipos climáticos prevalentes sobre o globo terrestre.

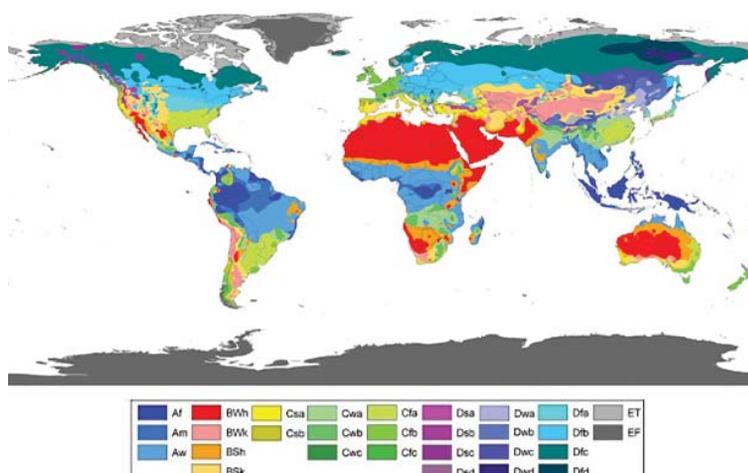


Figura 12.6: Padrão espacial dos tipos climáticos na Terra de acordo com a classificação de Köppen.

Fonte: Vianello e Alves (1991).

Em função da faixa de latitude que se encontra e do relevo com altitudes pouco acentuadas, o território brasileiro apresenta macroclimas dos tipos megatérmico (I e III), mesotérmico (II) e microtérmico (IV e V), de acordo com a classificação de Köppen (**Figura 12.7**). Ou seja, os climas megatérmico (temperaturas médias superiores a 18 °C); mesotérmico ($-3\text{ °C} >$ temperatura média $< 18\text{ °C}$) e microtérmico (temperaturas médias inferiores a -3 °C).

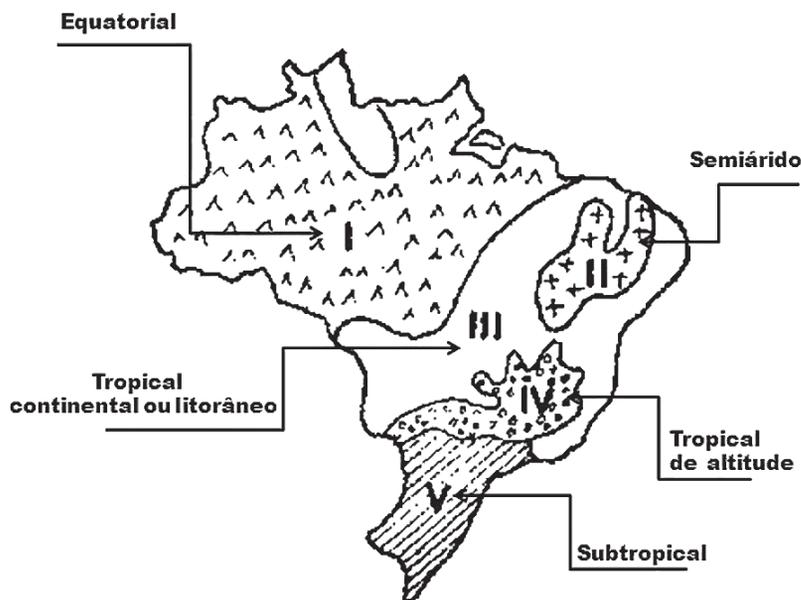


Figura 12.7: Macroclimas brasileiros de acordo com a classificação climática de Köppen.

Fonte: Pereira et al. (2002).

O tipo II representado por BSh, clima semiárido quente (h significa temperatura média anual superior a 18 °C), ocorre no sertão nordestino, com maior parte do ano seco.

Os climas megatérmicos prevalecem em grande totalidade do território nacional, com os seguintes subtipos climáticos:

- Af – com chuvas regulares e bem distribuídas ao longo do ano, ausência de uma estação seca, abrange a Amazônia ocidental e parte do litoral sudeste.
- Am – Abrange boa parte da Amazônia oriental. Apresenta temperaturas médias superiores a 22 °C em todos os meses do

ano e pequena variação mensal das precipitações pluviométricas.

- Aw – com inverno seco e verão chuvoso, está presente nas regiões Norte, Centro-oeste e parte do Sudeste brasileiro.
- Aw' – clima de característica idêntica ao anterior, mas com chuvas máximas no outono.
- As – Abrange parte do litoral nordeste. Apresenta um padrão de distribuição das precipitações característico, com estação seca entre o outono e o verão.

Os climas mesotérmicos ocorrem em parte do sudeste e do sul do Brasil, apresentando os seguintes subtipos climáticos:

- Cwa – tropical de altitude, apresenta temperaturas moderadas com verão quente e chuvoso. No mês mais frio, a média de temperatura é menor que 20 °C.
- Cwb – tropical de altitude, apresentando um verão brando e chuvoso com temperatura moderada (< 22 °C). Há geadas no inverno e as médias de temperatura no inverno e no outono são inferiores a 18 °C, com temperaturas mínimas inferiores a 12 °C.
- Csa – tropical de altitude, típico das regiões de montanha do nordeste, apresentando período de estiagem no verão.
- Cfa – subtropical, sem estação seca e com temperatura do mês mais quente superior a 22 °C.
- Cfb – subtropical, apresentando temperatura moderada, com chuva bem distribuída, podendo ocorrer geadas tanto no inverno como no outono. As médias de temperatura são inferiores a 20 °C, exceto no verão. No inverno a média é inferior a 14 °C, com mínimas inferiores a 8 °C.

Assim sendo, fazendo uma análise geral do clima no território brasileiro, constata-se que, na visão global, o Brasil está localizado em duas áreas climáticas. Uma delas, entre o equador e o trópico de capricórnio, em que 92% do seu território estão na zona de clima tropical. Apenas a região Sul e o sul de São Paulo localizam-se na zona temperada. Outro fator marcante do Brasil é seu grande

e extenso litoral, o que o faz um país bastante úmido. Ou seja, basicamente, o Brasil é um país quente e úmido, mas logicamente nem todos os lugares do território nacional são assim (**Figura 12.8**).



Figura 12.8: Tipos e subtipos climáticos encontrados no território brasileiro, segundo a classificação climática de Kop
pen. Fonte: <http://www.portalsaofrancisco.com.br/alfa/brasil/clima-brasileiro.php>



Atende aos Objetivos 2 e 3

3. A classificação climática de Köppen utiliza símbolos alfabéticos para caracterizar os climas de um local e/ou região. Ou seja, basicamente se utiliza de dados de temperaturas médias do mês mais frio e do mês mais quente, ocorridas durante o ano, assim como dados de precipitação pluviométrica.

Observando-se o mapa do estado de São Paulo, pergunta-se:

a) Em São Paulo, quais são as principais zonas macroclimáticas que predominam sobre o estado?

b) Que tipos climáticos predominam nas regiões norte, noroeste e centro do estado?



Fonte: Rolin et al (2007)

Resposta Comentada

a) Como você estudou, na classificação climática de Köppen, as letras maiúsculas denotam características gerais ou macroclimáticas do clima de uma região. A segunda letra (minúscula) estabelece o tipo climático dentro do grupo e denota as particularidades do regime pluviométrico. A terceira letra (minúscula) denota as temperaturas médias durante os meses mais quentes (nos casos em que a primeira letra seja C ou D) ou a temperatura média anual do ar (no caso da primeira letra ser a B).

Assim sendo, no estado de São Paulo predominam dois tipos climáticos:

A – Megatérmico (tropical úmido), com temperatura média do mês mais frio > 18 °C.

C – Mesotérmico (temperado quente), com temperatura média do mês mais frio entre $-3\text{ }^{\circ}\text{C}$ e $18\text{ }^{\circ}\text{C}$.

b) Quanto aos climas que predominam nas diferentes regiões do estado, os de maior ocorrência são o Aw (clima tropical com estação seca no inverno), no norte e no noroeste, e o Cfa (clima temperado úmido com verão quente), na região central.

Classificação climática de Strahler

A classificação climática de Strahler explica as diferentes características climáticas na Terra, considerando a atuação das *massas de ar*, diferentemente de Köppen, que utiliza os conceitos de regimes térmicos e tipos pluviométricos.

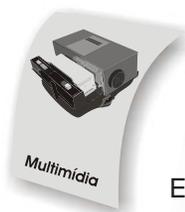
O modelo de classificação climática Strahler baseia-se nas áreas da superfície terrestre controladas ou dominadas por grandes volumes de ar com características de umidade e características térmicas oriundas da sua região de origem. É uma classificação que deriva do estado térmico ou de umidade das massas de ar segundo:

1. a região de origem: antártica ou ártica (A); polar (P); tropical (T); e equatorial (E);
2. a superfície de origem: marítima (m) e continental (c).



Estado das massas de ar

Massas de ar são porções individualizadas da atmosfera que apresentam características físicas de temperatura, umidade, pressão e propriedades das áreas onde se originam (continentes, oceanos, regiões polares e tropicais). Seu deslocamento ocorre de regiões de alta pressão para regiões de baixa pressão. O nome da massa de ar indica o lugar em que ela se forma (continentes, oceanos, regiões polares e tropicais). Dependendo de onde se formaram, as massas de ar podem ser: frias e úmidas (oceanos glaciais), frias e secas (áreas continentais frias), quentes e úmidas (áreas continentais quentes e úmidas, como a Amazônia), quentes e secas (desertos quentes continentais). Por exemplo, uma massa de ar polar tem origem em um dos polos e será necessariamente fria. Se ela se formou sobre o continente (massa continental), terá mais chances de ser seca do que uma que se formou sobre o oceano.



Para saber mais sobre o tema massas de ar, acesse o site do Centro de Previsão do Tempo e Estudos Climáticos (CPTEC/Inpe), em português: www.cptec.inpe.br.

Assim, o clima sobre a Terra pode ser dividido em três principais:

1. Grupo I – clima de baixas latitudes, controlado por massas de ar equatoriais e tropicais.

Principais subdivisões:

- a. equatorial úmido;
 - b. litorâneo com ventos alísios;
 - c. desértico tropical;
 - d. desértico da costa ocidental;
 - e. tropical semiúmido.
2. Grupo II – clima de latitudes médias (entre os trópicos de câncer e de capricórnio), controlado pelas massas de ar tropicais e pelas massas de ar polares.

Principais subdivisões:

- a. subtropical úmido;
 - b. mediterrâneo;
 - c. marítimo da costa ocidental;
 - d. desértico de latitudes médias;
 - e. continental úmido;
 - f. seco de latitudes médias.
3. Grupo III – clima de altas latitudes, dominado pelas massas de ar polar e ártica. É subdividido em boreais (hemisfério Norte) e antártico (hemisfério Sul).

Principais subdivisões:

- a. continental subártico;
- b. tundra;
- c. marítimo subártico;
- d. polar;
- e. climas das terras altas (típicos das cadeias de montanhas com gelo eterno).

O território sul-americano, pelas suas dimensões continentais, possui uma diversificação climática bem ampla, influenciada pela sua configuração geográfica, sua significativa extensão costeira, seu relevo, e pela dinâmica das massas de ar que atuam sobre

esse território. Assim, sobre o Brasil, é considerada a atuação das massas de ar apresentadas pela **Figura 12.9** como responsável pela diversidade climática no território brasileiro.



Figura 12.9: Principais tipos de massa de ar atuantes nas diferentes estações do ano, sobre o território sul-americano.

Fonte: Vianello e Alves (1991).

Sendo os seus principais tipos:

- Massa equatorial continental (EC) – originária da Amazônia ocidental – área de baixa latitude e muitos rios. É uma massa de ar quente, úmido e instável. Atinge praticamente todas as regiões durante o verão no hemisfério sul, provocando chuvas. No inverno, a EC recua e sua ação fica restrita à Amazônia ocidental.
- Massa equatorial atlântica (EA) – massa de ar quente e úmido. Atua principalmente durante a primavera e o verão no litoral norte e nordeste. Conforme avança para dentro do país, perde a umidade. O centro de origem está próximo ao arquipélago dos Açores.
- Massa tropical atlântica (TA) – também de ar quente e úmido,

origina-se no Atlântico sul. Atua na faixa litorânea e é praticamente constante durante todo o ano. No inverno, a TA encontra a única massa de ar frio atuante no Brasil, a polar atlântica, cujo encontro provoca as chuvas frontais do litoral nordestino. No sul e no sudeste, o encontro da TA com as áreas elevadas da serra do Mar provocam as chuvas orográficas.

- Massa polar atlântica (PA) – fria e úmida, forma-se nas porções do oceano atlântico próximas à Patagônia. Atua de forma mais intensa no inverno. Em virtude das baixas altitudes da área central do território brasileiro (planaltos rebaixados), no inverno essa massa chega a atingir a Amazônia ocidental e provoca baixa de temperaturas. Como dito antes, essa massa encontra a TA no litoral nordeste no inverno, provocando as chuvas frontais.
- Massa tropical continental (TC) – origina-se na região do Chaco, Paraguai, que é uma zona de altas temperaturas e pouca umidade, que a torna a única massa de ar quente e seco. Também provoca um bloqueio que detém as massas de ar frio, mormente nos meses de maio e junho.

Isso nos leva a concluir que as massas de ar avançam ou recuam devido à rotação da Terra, que provoca alterações na atração gravitacional e diferença de aquecimento, gerando ondas que fazem com que as massas estejam em constante movimento durante o ano, em virtude das disponibilidades de energia sobre a superfície terrestre.



Atende ao Objetivo 3

4. Você deve ter observado que a classificação climática proposta por Strahler baseia-se na dinâmica geral da atmosfera, através das massas de ar.

O Brasil, pelas suas dimensões continentais, possui uma diversificação climática bem ampla, influenciada pela sua configuração geográfica, sua significativa extensão costeira, seu relevo e a dinâmica das massas de ar sobre seu território. Esse último fator assume grande importância, pois atua diretamente sobre as temperaturas e os índices pluviométricos nas diferentes regiões do país. Assim sendo, qual massa de ar caracteriza-se no mapa?



Resposta Comentada

Massa tropical atlântica (TA), oriunda do oceano Atlântico sul, responsável pelo calor e pela umidade da faixa litorânea brasileira durante todo o ano. No inverno, a TA encontra a única massa de ar frio atuante no Brasil, a PA, cujo encontro provoca as chuvas frontais do litoral nordestino. No sul e no sudeste, o encontro da TA com as áreas elevadas da serra do Mar provocam as chuvas orográficas.

CONCLUSÃO

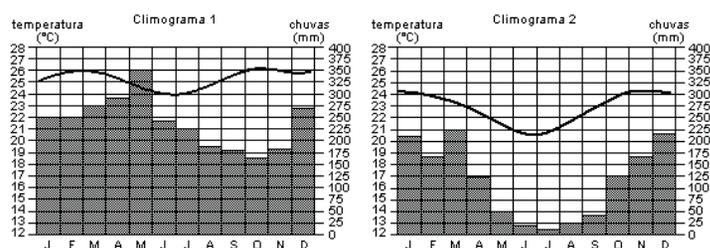
O clima pode ser entendido como sendo uma descrição estática, que expressa as condições prevalentes do sequenciamento do tempo meteorológico. Assim sendo, ele influencia diretamente a maioria das atividades humanas, em especial a distribuição espacial dos seres vivos sobre a superfície terrestre. Dessa forma, regiões com alta disponibilidade de água e energia apresentam maior biodiversidade, enquanto que, nas regiões frias ou secas, somente poucas espécies vegetais são identificadas.

A classificação climática objetiva caracterizar, em uma grande área ou região, zonas com características climáticas homogêneas. A classificação do clima também pode ser feita para localidades específicas, levando-se em conta tanto as características da paisagem natural (vegetação zonal), baseando-se no fato de a vegetação ser um integrador dos estímulos do ambiente, como também os índices climáticos (baseados nas normais climatológicas).

Atividade Final

Atende aos Objetivos 1, 2, 3 e 4

Apesar de ser reconhecido como um país tropical, o Brasil apresenta uma variedade climática que comporta outros tipos de clima no seu território. Assim sendo, analise os dois climogramas a seguir, referentes a duas cidades brasileiras, e responda como é o clima em cada uma dessas localidades e a qual área ou região do país cada um deles corresponde.



Resposta Comentada

O climograma 1 corresponde ao clima equatorial, com alta pluviosidade, pequena amplitude térmica e chuvas regulares, típico da região Amazônica.

O climograma 2 corresponde ao clima tropical, típico da região Centro-Oeste brasileira, com duas estações bem definidas – um período chuvoso (verão) e outro seco (inverno) – e temperaturas médias superiores a 20 °C.

RESUMO

Para a climatologia, a classificação climática estabelece uma hierarquia de climas de fundamental importância para análise dos vários problemas atrelados ao determinismo climático de um local ou região. Dessa forma, o clima é entendido como sendo uma descrição estática, que expressa as condições prevalentes do sequenciamento do tempo meteorológico. É caracterizado por valores médios, conjuntamente com a sua variabilidade mensal, sazonal e anual, e por outras características, tais como o recobrimento da superfície terrestre e a origem das massas de ar. Assim, o clima influencia diretamente a maioria das atividades humanas, em especial a distribuição espacial dos seres vivos sobre a superfície terrestre.

As classificações climáticas, tomando como referência o modo como se combinam os diferentes elementos climáticos, em especial a temperatura do ar e a precipitação pluviométrica, resultam em vários tipos de clima à superfície da Terra.

Aula 13

Fenômenos atmosféricos

*Ricardo Augusto Calheiros de Miranda
Lucio de Souza*

Meta da aula

Apresentar os conceitos e fundamentos dos fenômenos atmosféricos.

Objetivos

Esperamos que, ao final aula, você seja capaz de:

1. distinguir os principais fenômenos atmosféricos e suas características;
2. identificar as consequências e possíveis causas destes fenômenos.

INTRODUÇÃO

Qualquer discussão relativa ao clima de um local e/ou região é sempre oportuna e importante. Oportuna por trazer à população e à comunidade científica informações sobre fenômenos e elementos climáticos a eles associados que podem estar afetando a sociedade no tocante à economia, à produção de alimentos, ao bem-estar, à saúde etc.

Por essa razão, nas últimas décadas, diversas notícias – algumas em tom alarmista – quanto à possibilidade da ocorrência de inundações e secas sucedem-se na mídia, causando apreensão e pânico no Brasil e no resto do mundo. Isso se explica, em grande parte, pela ocorrência de certos fenômenos atmosféricos.

Para as ciências atmosféricas, o estudo da atmosfera da Terra na sua forma mais ampla envolve os fenômenos atmosféricos, pois a atmosfera, por ser muito extensa, é também sede de um grande número de fenômenos. Os fenômenos meteorológicos são os objetos de estudo da ciência atmosférica. Esses fenômenos são mensurados pelos seus componentes principais (luz, água, eletricidade) ou por variáveis meteorológicas (temperatura, pressão, umidade do ar). Há também a classificação em escalas, que leva em consideração o tamanho e a duração de cada fenômeno. A primeira camada da troposfera é chamada Camada Limite Atmosférica (CLP), e é onde ocorre a maioria desses fenômenos.

A elaboração desta aula deu-se pela necessidade de os nossos alunos entenderem os princípios básicos que governam a ocorrência e a formação de certos fenômenos atmosféricos, para que assim seja possível atuar nas suas discussões acerca das consequências destes. Entre os fenômenos conhecidos, destacam-se: aquecimento global, El Niño/La Niña, ciclones tropicais e extratropicais.

Os fenômenos atmosféricos

Os fenômenos atmosféricos são observados na natureza e estão relacionados diretamente ao clima. O clima de qualquer região do planeta é determinado, em grande parte, pela circulação geral da atmosfera que, em última instância, resulta do aquecimento diferencial do globo pela radiação solar, da distribuição assimétrica de oceanos e continentes, e também das características topográficas dos continentes.

Padrões de circulação, gerados na atmosfera, redistribuem calor, umidade e momentum (quantidade de movimento) por todo o globo. No entanto, essa redistribuição não é homogênea, agindo algumas vezes no sentido de diminuir as variações regionais dos elementos climáticos, tais como, temperatura, precipitação e umidade, as quais têm enorme influência nas atividades humanas.

Aquecimento global

As mudanças do clima e o aquecimento global estão inter-relacionados, mas não são o mesmo fenômeno. Mudanças climáticas ocorrem devido a fatores internos e externos. Fatores externos são aqueles associados à complexidade derivada do fato de os sistemas climáticos serem sistemas caóticos não lineares. Fatores internos podem ser de origem natural ou antropogênica.



Sistemas caóticos não lineares

Como você já deve ter constatado, a previsão do tempo é uma das tarefas humanas mais desafiadoras e essenciais para a sobrevivência humana. Desde a Antiguidade, adivinhos, pajés e curandeiros buscavam na suposta ligação com deuses e outras forças do universo uma tentativa de fazer previsões do tempo para a próxima estação ou até mesmo para o dia de amanhã. O que diferencia a dinâmica do clima que torna sua previsibilidade quase impossível? O fato de que o clima é um sistema caótico não linear cujas implicações dos seus componentes, individualmente, são aleatórias e não previsíveis. Ou seja, onde o seu estado futuro é extremamente dependente de seu estado atual e pode ser mudado radicalmente a partir de pequenas mudanças no presente.

Como estudado na Aula 1, é natural que a Terra passe por alterações climáticas, esfriando e esquentando em diferentes momentos. Em séculos passados, lagos ficaram anos congelados na Europa, e longos períodos de clima estável foram sucedidos por glaciações. Outra confusão comum é pensar que qualquer evento atípico ou extremo é resultado da mudança do clima. Se, por exemplo, há um inverno muito rigoroso, ou um período muito quente, isso não significa que esteja ocorrendo uma mudança climática, pois na história do planeta sempre houve extremos de frio e de calor, independente desse tipo de fenômeno (**Figura 13.1**).

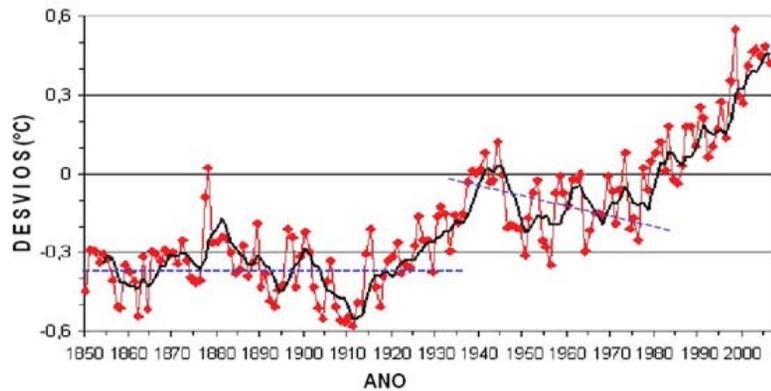


Figura 13.1: Desvios da temperatura média global com relação à média do período 1961-1990. A curva preta é a média móvel de 5 anos e a reta tracejada (inclinada) é a linha de tendência dos desvios na fase fria, período 1947-1976.

Fonte: Resarch Climatic Unit/University of East Anglia, UK e Molion (2008).

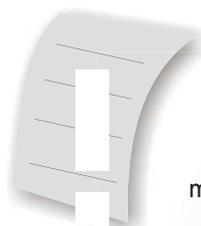
Pelo o que se pode observar pelo apresentado na **Figura 13.1**, os desvios de temperatura do ar para o globo terrestre, com relação à média do período 1961-1990, aumentaram em cerca de $0,7\text{ }^{\circ}\text{C}$ desde o ano de 1850. Nela se observa que, até aproximadamente 1920, houve apenas variabilidade interanual em princípio, não tendo ocorrido aumento expressivo de temperatura nesse período extenso, embora haja relatos de ondas de calor como, por exemplo, a de 1896 nos Estados Unidos, que deixou mais de 3 mil mortos somente em Nova Iorque. Porém, entre 1920 e 1946, o aumento global foi de cerca de $0,4\text{ }^{\circ}\text{C}$. No período subsequente, entre 1947 e 1976, houve um resfriamento global de cerca de $0,2\text{ }^{\circ}\text{C}$ (reta inclinada), não explicado pela comunidade científica e, a partir de 1977, a temperatura média global aumentou cerca de $0,4\text{ }^{\circ}\text{C}$. O próprio Painel Intergovernamental de Mudanças Climáticas – IPCC concorda que o primeiro período de aquecimento, entre 1920 e 1946, pode ter tido causas naturais, possivelmente o aumento da produção de energia solar e a redução de **albedo planetário**.

Antes do término da Segunda Guerra Mundial, as emissões decorrentes das ações antrópicas eram cerca de 6% das atuais. Portanto, torna-se difícil argumentar que os aumentos de temperatura

Albedo planetário

É a parte da energia radiante do sol que incide sobre a Terra e é refletida de volta ao espaço, cerca de 30%. O balanço energético global entre o fluxo de radiação solar incidente no topo da atmosfera e o que é devolvido ao espaço externo controla a temperatura média da atmosfera.

daquela época tenham sido causados pela intensificação do efeito estufa, devido às emissões antrópicas de carbono.



Efeito estufa é a propriedade que a atmosfera terrestre tem de absorver a radiação infravermelha, emitida pela superfície e reemitir-la em direção à própria. Resulta no “aprisionamento” de boa parte da radiação solar que penetra no sistema terra-atmosfera.

A polêmica que essa série de anomalias tem causado reside no fato de o segundo aquecimento, a partir de 1977, não ter sido verificado, aparentemente, em todas as partes do globo. A série de temperaturas médias para os Estados Unidos, por exemplo, não mostrou esse segundo aquecimento, sendo a década dos anos 1930 mais quente que a dos anos 1990.

Diante do exposto, conclui-se que o clima da Terra tem variado ao longo das eras, forçado por fenômenos de escalas de tempo de décadas até milênios. Até que no final da década dos anos 1970, após um período de 30 anos de resfriamento, surgiu a hipótese de que a temperatura média global da superfície estaria aumentando devido à influência antropogênica (humana). Essa hipótese fundamentou-se em três argumentos: a série de temperaturas médias globais do ar na superfície “observada” nos últimos 150 anos, o aumento observado na concentração de gás carbônico a partir de 1958 e os resultados obtidos com modelos numéricos de simulação de clima.

Assim, o aquecimento global, no contexto dos debates atuais, é realmente um aumento da temperatura além do natural e além da capacidade da atmosfera em reter calor. Em resumo, a questão do aquecimento da Terra está diretamente relacionada à quantidade de

energia que entra (via radiação solar) e sai (via calor) da Terra. Sendo o gás carbônico o principal responsável pela presença do efeito estufa, contribuindo com 60% na formação do fenômeno, existe uma preocupação geral de que, caso haja um acréscimo de CO_2 no ar, possa ocorrer uma maior absorção da radiação solar de ondas longas emitidas pela Terra e pelas partículas desse gás, as quais serão novamente irradiadas para a superfície, causando um aumento na temperatura da Terra. Além do gás carbônico (CO_2), o vapor d'água, o metano (CH_4), o ozônio (O_3), o óxido nitroso (N_2O), os compostos de clorofluorcarbono (CFCs), presentes na atmosfera, também contribuem para o aumento da temperatura na superfície da Terra.

Aí entra em cena a polêmica sobre as causas desse fenômeno: qual parcela diz respeito às causas naturais e qual resulta da contribuição das atividades humanas, já que tem sido observado um progressivo aumento na concentração dos gases de efeito estufa na atmosfera, nos últimos 150 anos.

Uma das consequências mais notáveis do aquecimento global é o degelo. As regiões mais afetadas são o Ártico, a Antártida, a Groelândia e várias cordilheiras. Pesquisas apontam que a camada de gelo do Ártico tornou-se 40% mais fina e sua área sofreu redução de cerca de 15%. A Antártida perdeu mais de 3 mil quilômetros quadrados de extensão. A Groelândia também tem sofrido com o aquecimento global, fato preocupante visto que seu derretimento pode provocar um aumento no nível dos oceanos de até 7 metros.

O derretimento dessas geleiras gera transtornos ambientais e sociais. Esse fenômeno altera a temperatura dos oceanos, causando um desequilíbrio ambiental e atingindo principalmente as espécies marinhas. A elevação do nível dos oceanos obriga que a população residente em áreas costeiras migre para outras localidades – estima-se que pelo menos 200 milhões de pessoas sejam afetados pelo aumento do nível dos oceanos.

Outras consequências do aquecimento global são desertificação, alteração do regime das chuvas, intensificação das secas em determinados locais, escassez de água, abundância de chuvas

em algumas localidades, tempestades, furacões, inundações, alterações de ecossistemas, redução da biodiversidade, perda de áreas férteis para a agricultura, além da disseminação de doenças, como: a malária, esquistossomose e febre amarela.



Atende ao Objetivo 1

1. O trabalho com cartuns requer uma pesquisa cuidadosa e com antecedência por parte do professor. Lembremos que há uma diferença entre charges e cartuns: destacamos a primeira como forma de humor gráfico com temas voltados para a realidade local ou do país, enquanto que os cartuns, mesmo sendo linguagem gráfica, tratam de temas universais, não se detêm em assuntos da realidade local. Os dois podem ser encontrados em jornais, revistas e livros. A figura a seguir pode ser encaminhada a jornais e revistas, por qualquer cartunista, na tentativa de se atribuir a esta um dos fenômenos climáticos estudados nesta aula. Que fenômeno climático global esse cartunista refere-se com essa charge?



Fonte: <http://www.mises.org.br/images/articles/2009/Julho/aquecimento-global1.jpg>

Resposta Comentada

O aquecimento global é um fenômeno climático de larga extensão – um aumento da temperatura média superficial global que vem acontecendo nos últimos 150 anos. Entretanto, o significado deste aumento de temperatura ainda é objeto de muitos debates entre os cientistas. Causas naturais ou antropogênicas (provocadas pelo homem) têm sido propostas para explicar o fenômeno. A principal evidência do aquecimento global vem das medidas de temperatura de estações meteorológicas, distribuídas em todo o globo, desde 1860. Os dados com a correção dos efeitos de “ilhas urbanas” mostra que o aumento médio da temperatura foi de $0,6\text{ °C} \pm 0,2\text{ °C}$ durante o século XX. Os maiores aumentos foram em dois períodos: 1910 a 1945 e 1976 a 2000.

Portanto, o aquecimento global tem consequências extremamente negativas para a vida de todas as espécies do planeta. Sendo assim, são necessárias medidas para amenizar o processo de alteração climática, como, por exemplo, a redução da emissão de gases responsáveis pela intensificação do efeito estufa, garantindo, assim, uma relação harmoniosa entre homem e natureza.

El Niño e La Niña

Um grande influenciador do sistema climático planetário é representado pela interação entre a temperatura da superfície dos oceanos e a atmosfera. Assim sendo, as interações da atmosfera com os oceanos produzem fenômenos meteorológicos de toda espécie.



Diferenciando fenômenos climatológicos de eventos meteorológicos

É muito comum haver confusão entre o que é tempo e o que é clima. Porém, estes são dois fenômenos diferentes, mesmo que se encontrem inter-relacionados. O tempo é o estado da atmosfera em um determinado momento, que pode ser interpretado sob as escalas convencionais, que podem considerar a atmosfera como quente ou fria, úmida ou seca, calma ou tempestuosa, limpa ou nublada. A maior parte dos eventos meteorológicos ocorre na troposfera, a camada mais baixa da atmosfera terrestre. O tempo pode ser referido, geralmente, às mudanças cotidianas na temperatura e na precipitação, em que o clima é o termo empregado para se referir às condições atmosféricas predominantes ao longo de um período mais prolongado de tempo. Ou seja, o clima compreende os diversos fenômenos climáticos que ocorrem na atmosfera. Os fenômenos climatológicos ocorrem devido às diferenças de temperatura, pressão atmosférica ou umidade do ar entre uma massa de ar e outra.

O El Niño e a La Niña, por exemplo, apesar de serem classificados popularmente como fenômenos climatológicos, são, na verdade, eventos meteorológicos. São detectados a sudeste do oceano Pacífico sul, mudando a circulação geral da atmosfera, e podem mudar o clima em escala planetária em um período muito curto, praticamente de um ano para outro. Referem-se à presença de águas quentes que todos os anos aparecem na costa norte do Peru, na época do Natal. Coube aos pescadores do Peru e do Equador chamarem esta presença de águas mais quentes de Corriente de El

Niño, em referência ao Niño Jesus, ou Menino Jesus.

Assim sendo, antes de estudarmos como se formam o El Niño e a La Niña, deixe-me lembrá-lo que na natureza a atmosfera terrestre está em constante movimentação e que:

1. Os movimentos atmosféricos ocorrem em resposta à diferença de pressão atmosférica, devida à incidência e absorção da radiação solar de maneira distinta entre duas regiões sobre a superfície terrestre. Os ventos partem dos centros de alta (regiões mais frias) para as baixas pressões (regiões mais aquecidas).
2. As diferenças de pressão são devidas à incidência e absorção da radiação solar de maneira distinta entre duas regiões. Na Terra, devido à posição relativa Terra-sol, os raios solares são mais intensos e mais absorvidos na região equatorial do que nos polos.

Essa diferença térmica, ocasionada pela movimentação das massas de ar atmosférico, é caracterizada pela "circulação geral da atmosfera". Por essa razão, climatologistas concluem que o clima de qualquer região no planeta é consequência, em grande parte, da circulação geral da atmosfera. Ou seja, o clima é, em última instância, consequência do aquecimento diferencial do globo pela radiação solar, da distribuição assimétrica de oceanos e continentes, e também das características topográficas sobre esses continentes.

Assim, padrões de circulação gerados na atmosfera redistribuem o calor, a umidade e o momentum (quantidade de movimento) por todo o globo terrestre. Muito embora essa redistribuição não seja homogênea, ela age algumas vezes no sentido de diminuir as variações regionais dos elementos climáticos, tais como temperatura e precipitação, as quais têm enorme influência nas atividades humanas.

Interação oceano-atmosfera em anos “normais”

Na região do Pacífico sul, coube, em 1924, ao cientista Gilbert Walker identificar uma acentuada variação da pressão atmosférica entre as massas de ar localizadas nas faixas tropicais e subtropicais do oceano Índico e do oceano Pacífico sul. Essa variação indicava que, sempre que um sistema de baixa pressão (ciclone) estivesse atuando na região da Indonésia, um sistema de alta pressão (anticiclone) era detectado a sudeste do oceano Pacífico (**Figura 13.2**).

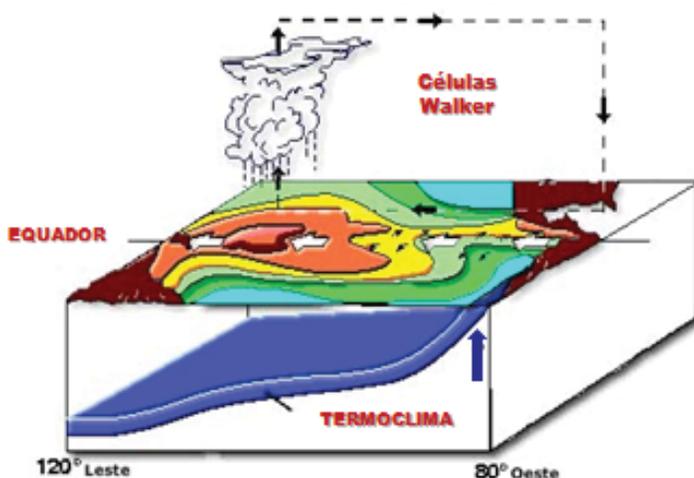


Figura 13.2: Padrão de circulação geral da atmosfera no Pacífico sul em anos normais.

Fonte: <http://www.cptec.inpe.br/enos>

Em condições definidas por climatologistas como “normais” nessa região do planeta, a diferença de pressão atmosférica entre a costa sul-americana e a da Indonésia, gera os **ventos alísios** que sopram de leste para oeste sobre a superfície do Pacífico equatorial, levando as águas quentes para o Ocidente, gerando aumento dos movimentos ascendentes do ar e, conseqüentemente, maior acúmulo de nuvens e chuvas sobre essa região do Pacífico. Em contrapartida, ventos frios em altos níveis da troposfera sopram de oeste para leste

Ventos Alísios

São originados do deslocamento das massas de ar quente das zonas de alta pressão (trópicos) para as zonas de baixa pressão (equador). Devido a um efeito ocasionado pelo movimento de rotação da Terra, os ventos nas faixas intertropicais sopram no sentido leste-oeste no hemisfério Sul e no sentido oeste-leste, no hemisfério Norte.

e fecham essa célula de circulação atmosférica na costa da América do Sul. Paralelamente, as águas profundas e mais frias (em média 8 °C mais frias) emergem no leste para substituir as águas quentes superficiais (≈ 25 °C). Esse processo faz com que o nível do mar aumente em cerca de meio metro próximo à costa australiana e da Indonésia em relação à costa oeste da América do Sul.

Em suma, esse fenômeno de grande escala (uma oceânica e outra atmosférica) que envolve a troca de massas de ar entre o leste e o oeste, ocorrido na região do oceano Pacífico equatorial, torna-se dependente da temperatura da água do mar e foi denominado de **Índice de Oscilação Sul (IOS)**.

Índice de Oscilação Sul (IOS)

Reflete a variabilidade atmosférica entre os sistemas de baixa pressão (ciclone) que atuam na região da Indonésia e o sistema de alta pressão (anticiclone) detectado a sudeste do oceano Pacífico.

No entanto, também se observam anos nos quais se verificam anomalias tanto positivas (El Niño) quanto negativas (La Niña) da temperatura da superfície do mar nessa região do oceano Pacífico equatorial. Sob tais condições, considera-se não somente as temperaturas das águas oceânicas, mas também as mudanças na atmosfera próxima à superfície do oceano, com o enfraquecimento dos ventos alísios (que sopram de leste para oeste) na região equatorial.

Com a oscilação do ciclo de aquecimento ou resfriamento das águas oceânicas e com o enfraquecimento dos ventos, começam a ser observadas mudanças da circulação da atmosfera nos níveis baixos e altos, determinando mudanças nos padrões de transporte de umidade. Assim sendo, mudam os padrões de vento em escala mundial e assim são afetados os regimes de chuva em regiões tropicais e de latitudes médias.

Neste ponto, é necessário que se faça a diferenciação do que seja o episódio quente (El Niño) ou frio (La Niña), quando se associam estes aos padrões "normais" de circulação, identificados por Walker.

Interação oceano-atmosfera em anos de El Niño

Em anos de El Niño, ocorre um aquecimento anormal (em torno de 4 °C a 6 °C) das águas superficiais nas porções central e leste do oceano Pacífico (≈ 25 °C), nas proximidades da América do Sul, mais particularmente na costa do Peru (**Figura 13.3**).

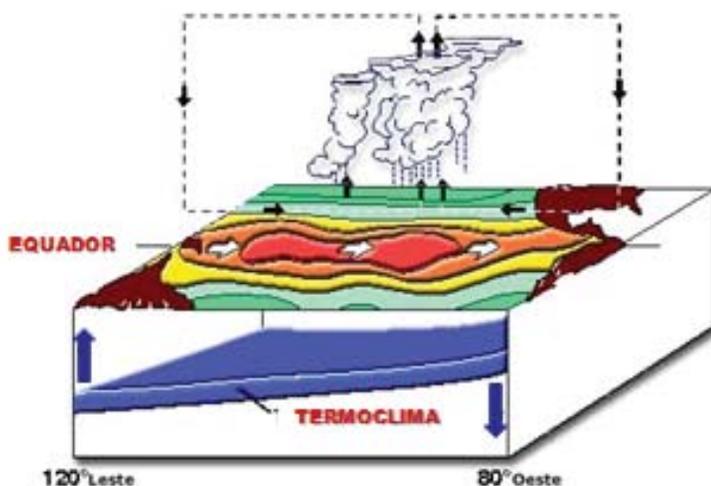


Figura 13.3: Padrão de circulação geral da atmosfera no Pacífico sul em anos de El Niño.

Fonte: <http://www.cptec.inpe.br/enos>

Em anos de El Niño, ocorre uma inversão na direção dos ventos alísios, e a célula de circulação sobre o oceano Pacífico reparte-se em duas, em consequência do aquecimento superficial das águas, que, liberando evaporação, permite a formação de nuvens com intensas chuvas nessa região do Pacífico equatorial ocidental. Durante os anos de El Niño, fenômeno que dura de 12 a 18 meses, em média, pode-se observar águas quentes em quase toda a extensão do Pacífico tropical e a **termoclina** fica mais aprofundada junto à costa oeste da América do Sul, por consequência do enfraquecimento dos ventos alísios.

Essa mudança no local da formação das nuvens gera modificações no padrão de circulação do ar e da umidade na atmosfera,

Termoclina

É a região onde há uma rápida mudança na temperatura do oceano, que separa as águas mais quentes próximas à superfície das águas mais frias e mais profundas.

Os ventos alísios “empurram” as águas mais quentes para oeste, fazendo com que a termoclina fique mais rasa do lado leste, expondo assim as águas mais frias.

pode afetar o clima regional e global, mudando os padrões de vento em nível mundial e afetando, assim, os regimes de chuva em regiões tropicais e de latitudes médias (**Figura 13.4**).

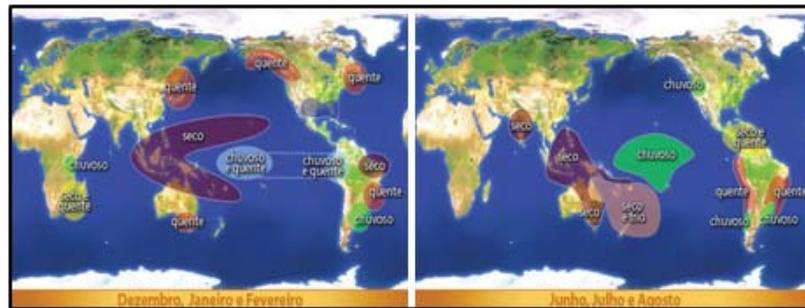


Figura 13.4: Efeito sazonal do El Niño no clima no mundo.

Fontes: http://enos.cptec.inpe.br/img/DJF_el.jpg; http://enos.cptec.inpe.br/img/JJA_el.jpg

Como pode ser observado, na própria faixa tropical, há um deslocamento do ar, deixando as áreas menos chuvosas com índices de chuva mais elevados (Indonésia e Austrália) e as áreas mais chuvosas com índices de chuva menos elevados (oeste da América do Sul). Como na atmosfera não há barreiras, tais mudanças na faixa tropical passam a afetar todo o globo terrestre. Assim sendo, no verão do Hemisfério Sul são registrados índices pluviométricos acima da média no nordeste africano, no sudeste americano e na região costeira do Peru, bem como abaixo do sudeste africano, no norte da Austrália, nas Filipinas e na Indonésia. Já no inverno do hemisfério Norte, observa-se um clima mais seco no Paquistão e no nordeste da Índia, mais frio e úmido no sudeste dos Estados Unidos e mais quente no nordeste.

No território brasileiro, por exemplo, nos anos de El Niño, há uma redução dos movimentos convectivos nas regiões Norte e Nordeste, gerando um bloqueio ao avanço das frentes frias, que ficam semiestacionárias no sul do Brasil, aumentando, assim, os níveis de chuva, especialmente nos estados da região Sul. Nas regiões Norte e Nordeste, as chuvas ocorrem abaixo dos índices normais. Assim sendo, na região Norte se registra uma diminuição

das chuvas no nordeste e leste da Amazônia. Na região Nordeste, há intensificação do período da seca nordestina, principalmente no período no qual seria a estação chuvosa do semiárido nordestino. No centro-oeste, caracteriza-se por apresentar temperaturas mais altas e menos chuvas. Na maior parte da região Sudeste, há elevação da temperatura e secura do ar, e, em algumas áreas, aumento de chuvas. Finalmente na região Sul, há aumento de chuvas.

Interação oceano-atmosfera em anos de La Niña

O fenômeno La Niña (significa “menina” em espanhol) corresponde ao resfriamento anômalo (em média de 2 °C a 3 °C) das águas superficiais do oceano Pacífico equatorial central e oriental (média de ≈ 25 °C), formando uma “piscina de águas frias” nesse oceano, ocasionada pelo aumento da força dos ventos alísios. Ao aumentar a intensidade dos ventos alísios, o fenômeno de ressurgência (aflorentamento das águas profundas do oceano – mais frias) das águas do Pacífico tende a se intensificar, provocando a diminuição da temperatura da superfície oceânica (no máximo de até -4 °C) (**Figura 13.5**).

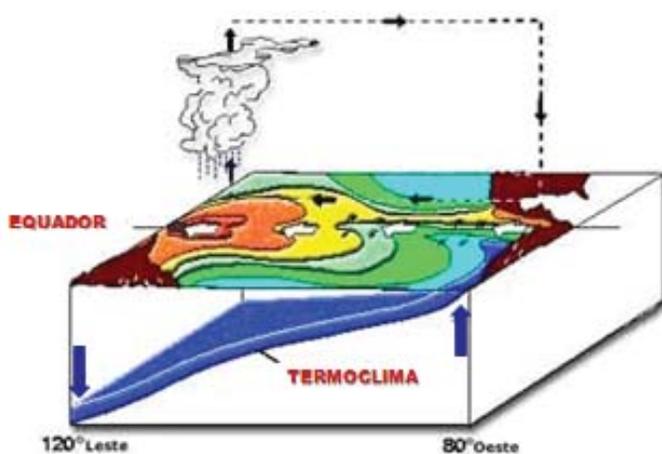


Figura 13.5: Padrão de circulação geral da atmosfera no Pacífico sul em anos de El Niño.

Fonte: <http://www.cptec.inpe.br/enos/>

Além disso, a corrente atmosférica tende a “empurrar” as águas mais quentes com maior força, fazendo com que ela se acumule mais no Pacífico equatorial oeste do que ocorreria normalmente. Ao contrário do que seria esperado, por ser o fenômeno La Niña o inverso do El Niño, os efeitos por ele causados nas correntes atmosféricas são similares.

A maior concentração de águas quentes a oeste do Pacífico produz uma área onde a evaporação é intensa e há a formação de nuvens de chuva. Conseqüentemente, intensificando o processo da célula de circulação de Walker (o ar quente sobe na região de águas mais quentes, ao mesmo tempo em que o ar mais frio desce na região oposta, gerando um ciclo).

Tal como o El Niño, a mudança na formação destas nuvens gera modificações no padrão de circulação do ar e da umidade na atmosfera, alterando o clima no mundo inteiro (**Figura 13.6**).

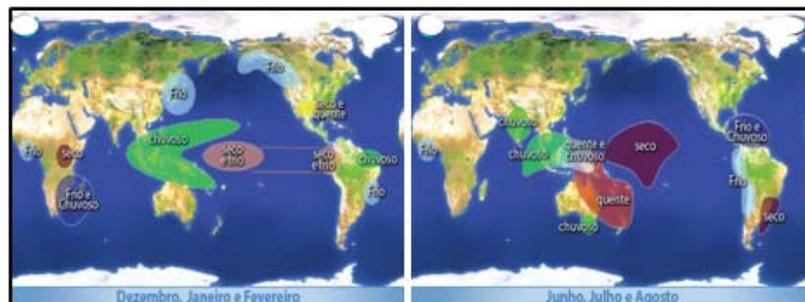


Figura 13.6: Efeito sazonal do La Niña no clima no mundo.

Fontes: http://enos.cptec.inpe.br/img/DJF_la.jpg; http://enos.cptec.inpe.br/img/JJA_la.jpg

Em geral, episódios La Niñas têm períodos de aproximadamente 9 a 12 meses. Os valores da temperatura da superfície do mar em anos de La Niña têm desvios menores que em anos de El Niño, ou seja, as maiores anomalias observadas não chegam a 4 °C abaixo da média de 25 °C, registrada para essa região do Pacífico sul. As águas mais frias estendem-se por uma estreita faixa, com largura de cerca de 10° de latitude ao longo do equador terrestre,

desde a costa peruana até aproximadamente 180° de longitude no Pacífico central. Assim como o El Niño, a La Niña também pode variar em intensidade.

Embora os efeitos mais intensos sejam nas regiões próximas à linha do equador e às regiões subtropicais, os efeitos da La Niña como os do El Niño também podem ser percebidos em diversas partes do mundo. Por exemplo, entre os meses de dezembro a fevereiro, observa-se um aumento do frio na costa oeste dos Estados Unidos, um aumento das chuvas na costa leste da Ásia e ondas de frio no Japão. Em contrapartida, entre junho e agosto, ondas de frio intenso são observadas na costa oeste da América do Sul, bem como quedas de temperaturas e chuvas extremas na região do Caribe (América Central), aumento das temperaturas altas na região leste da Austrália e um aumento das temperaturas e chuvas na região leste da Ásia.

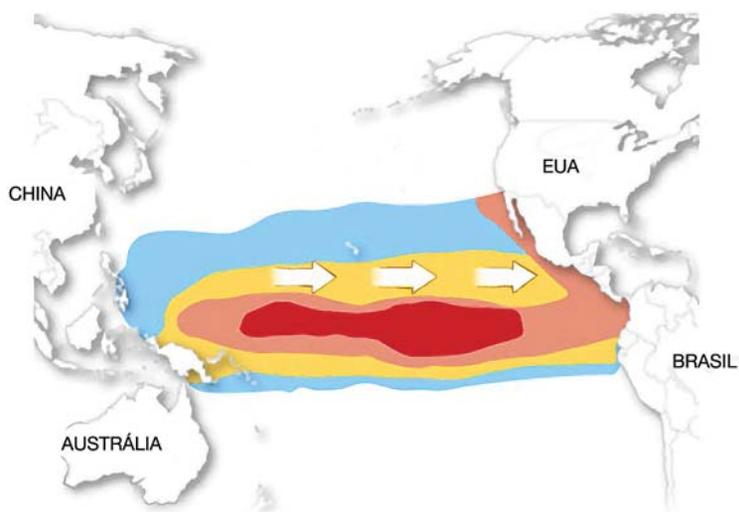
No Brasil, na condição de La Niña, há um favorecimento ao avanço das frentes frias, que atingem as regiões Norte e Nordeste, provocando chuvas acima do normal para essas regiões. Há tendência de chuvas abundantes também no norte e no leste da Amazônia. Na região Sul, no entanto, as chuvas são reduzidas, já que as frentes passam rapidamente pela região.

Em geral, um episódio La Niña começa a se desenvolver e atinge sua intensidade máxima no final de um ano, vindo a dissipar-se em meados do ano seguinte. Ele pode, no entanto, durar até dois anos. Sua intensidade é tão forte que os episódios La Niña permitem, algumas vezes, a chegada de frentes frias até a região Nordeste, notadamente no litoral da Bahia, de Sergipe e Alagoas, e na região Norte, principalmente em Rondônia e no Acre.



Atende aos Objetivos 1 e 2

2. O aumento da temperatura média do oceano Pacífico nos meses de dezembro, janeiro e fevereiro, entre a América do Sul e a Oceania, apresentado como uma mancha na gravura a seguir, é um velho fenômeno meteorológico global que, apesar de se formar perto da costa do Peru desde o século XVI, só passou a ser estudado a partir do final do século XX.



Assim sendo, responda que fenômeno meteorológico, cuja ocorrência afeta os padrões climáticos no litoral da América do Sul, é apresentado na gravura e diga quais alterações são percebidas nas regiões Nordeste e Sul do território brasileiro.

Resposta Comentada

A gravura é uma referência ao fenômeno El Niño (Menino Jesus), que é um fenômeno atmosférico-oceânico caracterizado por um aquecimento anormal das águas superficiais no oceano Pacífico tropical e que pode afetar o clima regional e global, mudando os padrões de vento em nível mundial e afetando, assim, os regimes de chuva em regiões tropicais e de latitudes médias. No território brasileiro, por exemplo, nos anos de El Niño, há uma redução dos movimentos convectivos nas regiões Norte e Nordeste, gerando um bloqueio ao avanço das frentes frias, que ficam semiestacionárias no Sul do Brasil, aumentando, assim, os níveis de chuva, especial-

mente, nos estados da região Sul e diminuindo no Norte e no Nordeste.

Ciclones tropicais

Conforme você pode observar desde a Aula 1, desde épocas remotas o homem tem procurado compreender o comportamento das intempéries naturais – furacão, tufões etc.

Para isso, foi necessário que gradativamente superássemos a condição de meros observadores das intempéries naturais para atingirmos um estágio de conhecimento em que foi possível apresentar explicações compatíveis com os fenômenos atmosféricos por nós observados.

Assim, o conhecimento humano foi capaz de caracterizar o estado atmosférico prevalente em um local e/ou região do pla-

neta. Ou seja, o estado momentâneo e transitório das condições atmosféricas em um determinado momento e local.

Como consequência desses estudos, foi possível identificar que, sobre o globo terrestre, se formam sistemas atmosféricos de alta pressão atmosférica (anticiclones) e de baixa pressão atmosférica (ciclones) sobre extensas regiões do planeta (**Figura 13.7**). Nesses sistemas, o ar circula sempre das regiões de alta pressão para as regiões de baixa pressão, procurando atingir o equilíbrio. No entanto, devido à rotação da Terra (a força de Coriolis), o ar não se desloca em linha reta. Consequentemente, os ventos formam uma espiral: para dentro e para cima nos sistemas de baixa pressão (ciclones), para baixo e para fora nos sistemas de alta pressão (anticiclones).

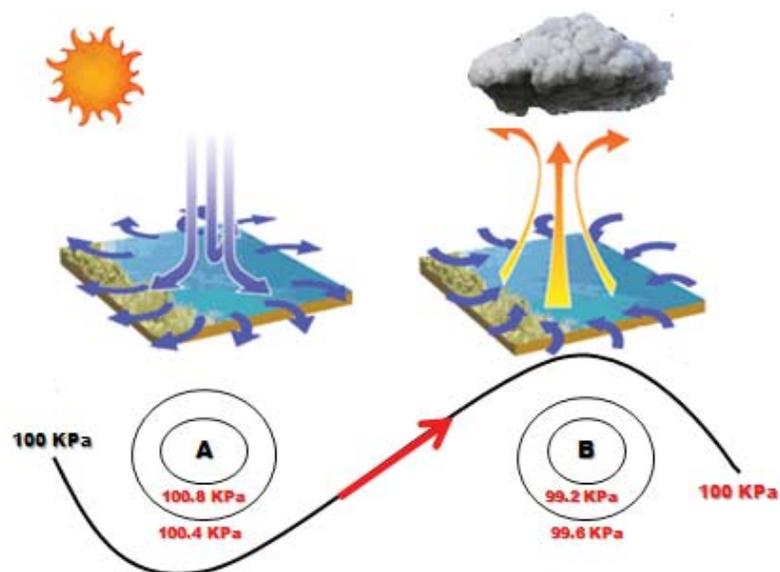


Figura 13.7: Modelo geral de circulação do ar atmosférico na superfície e em altitude sobre áreas de alta pressão (A) para baixo (B).

Assim sendo, áreas denominadas centros de ação positivo ou anticiclones caracterizam-se por apresentar pressão atmosférica maior que o seu entorno. São áreas em que, na superfície, ocorre divergência do ar a partir do seu núcleo, onde não ocorre a for-

mação de nuvens (em áreas sobre oceanos se podem encontrar nuvens baixas). Esse movimento de queda dos níveis superiores da atmosfera para as camadas inferiores impede que o ar adjacente à superfície, carregado de umidade, suba até uma altura de resfriamento e, assim, condense-se e conseqüentemente produza nuvens e precipitação. Na porção central dos anticiclones, o tipo de tempo prevalente é bom, seja quente ou frio. A circulação do ar no seu entorno se efetua para a esquerda no hemisfério Sul e para a direita no hemisfério Norte, como consequência da força de Coriolis sobre o movimento da atmosfera.

Sobre o domínio de áreas de baixa pressão ou depressões, essa situação se inverte, tanto em altura como na superfície. O ar atmosférico oriundo de áreas de alta pressão é atraído para as áreas de baixa pressão no entorno das quais o movimento do ar se desenvolve para a direita, no hemisfério Sul, e para a esquerda, no hemisfério Norte. Nessas áreas de baixa pressão, a atmosfera é instável perto do centro do sistema de baixa pressão. O ar, inicialmente quente e úmido, evolui em espirais ascendentes, provocando a descida da temperatura e a formação de nuvens em altos níveis da atmosfera que podem se transformar em precipitações (chuva ou neve), seguidas de fortes ventos.

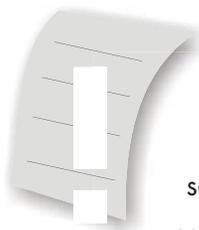
Como podem se desenvolver sobre o continente e/ou oceanos devido ao aquecimento diferencial da superfície do terrestre (por exemplo, em zonas costeiras), são também chamadas depressões de origem térmica. Estas depressões, em determinadas situações, desencadeiam instabilidades atmosféricas suficientemente fortes para originar tempestades, chamadas de ciclones tropicais e extratropicais, tufões, furacões e depressões tropicais.

Nas regiões tropicais, por exemplo, a atmosfera apresenta movimentos turbilhedores do ar em larga escala espacial, em torno de um centro de baixas pressões, geralmente acompanhado de fortes ventos e fortes chuvas, que se formam sobre os oceanos, pertencentes à família dos fenômenos meteorológicos, chamados de ciclones tropicais ou extratropicais (**Figura 13.8**).



Figura 13.8: Imagem de satélite do furacão Catarina, um ciclone tropical do Atlântico sul raro, que atingiu a costa do estado de Santa Catarina, Brasil, visto da Estação Espacial Internacional em 26 de março de 2004. Fonte: NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration).

Assim sendo, ciclones – do grego “*kukloma*” que significa rodar em círculos – ou furacões são tempestades marítimas tropicais violentas, frequentemente com uma forma circular quando completamente desenvolvidos, com pressões muito baixas na região central e ventos superiores a 33 m/s (115 km/h). Frequentemente, a velocidade do vento é superior a 50 m/s, e eles são um dos mais devastadores e amedrontadores fenômenos naturais. São considerados pelos climatologistas como perturbações tropicais que, coletivamente, ganham o nome de ciclones tropicais. Atuam nas faixas climáticas da Terra de latitudes mais baixas (0° a 30°), isto é, nos trópicos. Ciclones extratropicais atuam em latitudes mais altas (30° a 60°), nas zonas temperadas.



Faixas climáticas

Existem no mundo diversos tipos de clima que são determinados por muitos fatores. Um deles está ligado diretamente à localização geográfica no globo terrestre: como o planeta Terra tem forma esférica, ele recebe luz solar de maneira distinta e é isso que produz as faixas climáticas, que são:

- Faixas climáticas de baixa latitude: os raios solares incidem de forma quase que perpendicular. Diante desse fator, as temperaturas são elevadas, em média sempre acima de 20 °C. No entanto, os índices pluviométricos possuem um grande contraste, uma vez que há regiões com chuvas acima dos 2.000 mm ao ano. Já em outros lugares, estas não ultrapassam os 25 mm. As massas de ar que prevalecem nessa faixa são a tropical e a equatorial.
- Faixas climáticas de médias latitudes: as temperaturas médias permanecem em torno de 10 °C, podendo atingir até 20 °C, as massas que exercem influência são as polares e as equatoriais/tropicais. Nesse caso, estações do ano são bem definidas.
- Faixas climáticas de altas latitudes: ocorre a incidência de raios solares de maneira extremamente inclinada. Essa característica favorece a média de temperaturas em torno de 10 °C. A ocorrência de chuva é relativamente baixa, não ultrapassa os 500 mm ao ano. As estações do ano são bem definidas, sendo percebidos somente os verões e os invernos. O primeiro tem curta duração, com temperaturas amenas. O segundo é rigoroso, com temperaturas muito baixas.

Todavia, esse fenômeno recebe denominações regionais particulares, tais como:

- a) Tufão, no extremo oriente e no noroeste do oceano Pacífico;
- b) Furacão no Atlântico norte e no mar das Caraíbas;
- c) Tornado ou Willy-Willy, na Austrália.

Tufões, furacões e ciclones giram todos na mesma direção, se forem formados no hemisfério Norte (anti-horária). As tempestades que giram no sentido horário formam-se no hemisfério Sul, apesar de serem extremamente raras na bacia do Atlântico e mais comuns no oceano Índico e na costa da Austrália.

Os ciclones ou furacões surgem em uma zona de baixa pressão atmosférica (inferior a 95 KPa à superfície), mas suas características e intensidades são diferentes daquelas associadas aos ciclones ou depressões de latitudes médias. Por serem fenômenos oceânicos, tendem a perder intensidade à medida que atingem os continentes. Ocorrem somente em certas estações do ano, principalmente no final do verão e no início do outono.

Eles se formam somente sobre áreas oceânicas onde as temperaturas do mar são superiores a 26/27 °C e onde existe uma camada razoavelmente profunda de água quente, com 60/70 metros ou mais de profundidade. Se essa condição não é satisfeita, o deslocamento da água do mar pelo vento traz água fria para a superfície, matando o sistema.

O surgimento mais comum de um ciclone é associado à presença de grande volume de ar seco que se desloca sobre o oceano tropical. Os exemplos clássicos são os furacões que atingem o golfo do México, as ilhas da América Central e a costa dos Estados Unidos.

O ar seco, proveniente do deserto do Saara, é transportado pelos ventos alísios, que, durante o trajeto, absorvem grande quantidade de água do mar que foi evaporada. O ar quente é mais leve e sobe junto com o vapor d'água. Quando se condensa (liquefaz-se), o vapor libera calor e aquece o ar novamente, que sobe e torna os ventos quentes instáveis. Se a diferença entre a temperatura da superfície do oceano (quente) e das altas camadas atmosféricas (fria) for muito grande, a massa de ar ganha volume cada vez maior e adquire a forma de vórtice atmosférico, conhecido como furacão ou tufão.

O “olho” do ciclone fica na região central do fenômeno, possui poucos ventos, é quente, seco e de baixíssima pressão atmosférica. É no olho que a água evapora e aumenta o tamanho do ciclone, podendo o olho medir de 8 km até 200 km, o que torna fácil identificá-lo em imagens de satélites (**Figura 13.8**).

No Atlântico norte, os ciclones tropicais são classificados em três grupos principais: depressões tropicais, tempestades tropicais e furacões. A forma de classificação de um ciclone tropical quanto à sua intensidade varia conforme a região. Para o oceano Pacífico noroeste, além dos três grupos principais, há uma classificação intermediária entre tufão e tempestade tropical.

Uma depressão tropical é um sistema organizado de nuvens e temporais com uma circulação de superfície definida, sustentando ventos de menos de 17 metros por segundo (62 km/h). Não tem nenhum olho e não tem a forma espiral de tempestades tipicamente poderosas.

Uma tempestade tropical é um sistema organizado de tempestades fortes com uma circulação de superfície definida, sustentando ventos entre 17 e 33 metros por segundo (117 km/h). Neste momento, a forma ciclônica distintiva começa a se desenvolver, entretanto o olho normalmente não está presente.

O termo que descreve tempestades sustentando ventos que excedem os 33 metros por segundo (117 km/h) depende da região de origem. No início dos anos 1970, o engenheiro Herbert Saffir e o então director do Centro Nacional de Furacões nos Estados Unidos, Robert Simpson, construíram uma escala em que classificaram os ciclones tropicais que se formam no Atlântico norte e no oceano Pacífico nordeste com ventos ininterruptos de 118 km/h ou mais. A escala de furacões de Saffir-Simpson utiliza uma escala de 1 até 5 e enumera os potenciais danos, de acordo com a pressão barométrica, a velocidade dos ventos e a elevação do nível do mar. Ou seja:

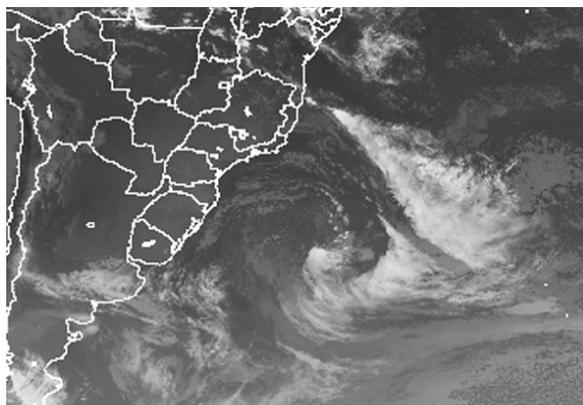
Tabela 13.1: Escala de classificação de furacões proposta por Saffir-Simpson

Classes	Velocidade do vento (km/h)	Danos potenciais
F1	118 a 152	Não provoca quaisquer danos nas estruturas dos edifícios. A principal consequência registra-se ao nível das regiões costeiras, com possibilidade de pequenas inundações. Pode provocar queda de árvores.
F2	154 a 177	Danos se verificam em janelas, portas e telhados de casas. Podem ser arrancadas árvores com a força dos ventos. Embarcações ancoradas junto à costa podem ser afetadas. Possibilidade de inundações em zonas costeiras.
F3	178 a 209	Provoca danos estruturais em pequenas casas e edifícios. Destroi construções feitas de madeira. Inundações perto da costa destroem pequenas estruturas e danificam construções maiores, inundações de terrenos. Neste caso, já se recomenda a retirada das pessoas do local onde o furacão possa passar.
F4	210 a 249	Provoca grandes danos em áreas habitadas. Chuvas torrenciais provocam alagamentos em enormes áreas, grandes inundações. Necessidade de retirar em larga escala todos aqueles que residem nas regiões por onde o furacão passe.
F5	>250	Fenômeno considerado "raro" pelos meteorologistas, pode destruir tudo o que estiver no seu caminho. Áreas costeiras podem ser invadidas até dez quilômetros. Colapso das estruturas. É obrigatória a retirada de todas as pessoas que morem perto da costa.



Atende aos Objetivos 1 e 2

3. A imagem de satélite mostrada a seguir foi capturada pelo Centro de Previsão do Tempo e Estudos Climáticos (Cptec/Inpe). Nesta imagem, observa-se a formação de uma extensa faixa nebulosa a 1.000 km da costa brasileira, com rotação horária, seguindo na direção da região Sul do Brasil.



Diante do exposto responda:

a) Como é conhecida por climatologistas essa pequena área de instabilidade atmosférica que se forma no Atlântico sul?

b) Como pode ser classificado esse sistema nebuloso, utilizando a classificação proposta por Saffir-Simpson, considerando-se que a velocidade de deslocamento, no sentido mar-continente, foi da ordem de 120 km/h?

Resposta Comentada

a) Os ciclones podem ser classificados em tropicais e extratropicais. No primeiro grupo, encontram-se os ciclones tropicais, formados nas latitudes baixas, entre o equador e os trópicos de câncer e de capricórnio. Definidos como sistemas de baixa pressão atmosférica, os ciclones extratropicais ocorrem nas regiões de latitudes médias ou áreas abaixo do nível dos trópicos e constituem-se em uma parte importante da circulação atmosférica nas regiões equatoriais e nas regiões polares.

b) A tempestade atingiu os 120 km/h, equivalente a categoria 1 na escala de furacões de Saffir-Simpson. Este ciclone ganhou informalmente o nome "Catarina" e também foi o primeiro ciclone tropical a ser registrado oficialmente no Atlântico sul.

CONCLUSÃO

A atmosfera terrestre é caracterizada por fenômenos cujas escalas temporal e espacial têm grande amplitude de variação sobre os padrões climáticos da Terra. Assim sendo, os fenômenos meteorológicos que mais afetam o tempo no dia a dia encontram-se na chamada macroescala ou entre os planetários. Ou seja, têm dimensões maiores que algumas centenas de quilômetros e duração da ordem de um dia, meses ou anos.

O aquecimento global, por exemplo, é uma espécie de resultado de todos os fenômenos climáticos negativos causados pela ação destrutiva do homem. Como o próprio nome diz, trata-se dos crescentes aumentos de temperatura do planeta, com previsões assustadoras de contínuo crescimento dessa temperatura. Seus principais causadores são os gases de efeito estufa, que agem na atmosfera, não permitindo que os raios solares saiam da terra quando são refletidos pelo planeta. Suas consequências são sérias, como o possível aumento no nível do oceano (podendo causar en-

chentes devastadoras), secas em diversos lugares do mundo, além da extinção de espécies como o próprio homem. Em contrapartida, o El Niño/La Niña representa um fenômeno oceânico-atmosférico de grande escala (uma oceânica e outra atmosférica) que envolve a troca de massas de ar entre o leste e oeste. Ocorrido na região do oceano Pacífico equatorial, torna-se dependente da temperatura da água do mar. Os ciclones tropicais e extratropicais são um sistema tempestuoso caracterizado por um sistema de baixa pressão, por trovoadas, que produzem ventos fortes e chuvas torrenciais. Este fenômeno meteorológico forma-se nas regiões tropicais, onde constitui uma parte importante do sistema de circulação atmosférica ao mover calor da região equatorial para as latitudes mais altas.

Atividade Final

Atende aos Objetivos 1 e 2

Segundo divulgado pelos institutos de meteorologia de vários países, o El Niño deve mostrar as caras novamente nos próximos meses. Quando ele chega, tudo muda de lugar. Nos anos em que ocorre, as regiões que deveriam ter inverno rigoroso ficam mais quentes, a seca afeta áreas úmidas e as chuvas causam inundações em vários países, inclusive no Brasil. O responsável por tudo, o El Niño, fenômeno oceânico-atmosférico que muda a circulação geral da atmosfera e que pode mudar o clima em escala planetária em um período muito curto, praticamente de um ano para outro.

Assim sendo, utilize da legenda para assinalar sobre cada região do território brasileiro os principais impactos climáticos em anos de El Niño.



Resposta Comentada

No Brasil, as pesquisas e o monitoramento do El Niño indicam que três regiões são afetadas pelas mudanças na circulação atmosférica: o semiárido do nordeste, o norte e o leste da Amazônia e o sul do Brasil.

A região Sul é afetada pelo aumento de chuva, principalmente na primavera (setembro-dezembro) e nos meses de maio a junho. O norte e o leste da Amazônia e o nordeste do Brasil sofrem pela diminuição da chuva. O sudeste do país apresenta temperaturas mais altas, o que torna o inverno mais ameno. Já para as demais regiões do país, como a Centro-oeste, os efeitos são considerados mais fracos, muito embora se registre um aumento das temperatura ao sul dessa região.

Observe a imagem a seguir e veja que nos anos de El Niño no Brasil temos:



RESUMO

Nos últimos anos, como demonstrado na mídia, tem-se verificado um aumento na ocorrência de eventos climáticos extremos no Brasil e no mundo. Várias regiões do planeta vêm sendo afetadas por esses eventos adversos, os quais, nos últimos anos, geram impactos ambientais que podem afetar o futuro e o presente do clima da Terra.

Diante destas questões emergentes, contatou-se que, nesse curso, haveria uma necessidade de se desenvolver uma percepção correta de conhecimento que permita aos nossos alunos conhecer as causas e os efeitos dos fenômenos meteorológicos relacionados com o estudo da climatologia. Assim sendo, propusemos apresentar uma descrição conceitual de temas sobre aquecimento global, El Niño/La Niña e ciclones tropicais e extratropicais.

Informação sobre a próxima aula

Na próxima aula, dissertaremos sobre o monitoramento das condições climáticas, que é feito através de estações meteorológicas onde se medem e/ou avaliam os fenômenos meteorológicos.

Aula 14

Monitoramento meteorológico

*Ricardo Augusto Calheiros de Miranda
Lucio de Souza*

Meta da aula

Apresentar os fundamentos do monitoramento meteorológico e sua aplicação na climatologia.

Objetivos

Esperamos que, ao final desta aula, você seja capaz de:

1. reconhecer os parâmetros medidos em estações meteorológicas;
2. diferenciar as categorias de estações meteorológicas;
3. descrever como o dado base torna-se uma informação climatológica.

INTRODUÇÃO

Esta aula tem sua fundamentação baseada no Manual de Observações Meteorológicas de Superfície, do Instituto Nacional de Meteorologia, representante permanente do Brasil junto à Organização Meteorológica Mundial, órgão das Nações Unidas (ONU) responsável pelo monitoramento de tempo e clima no mundo. Uma observação meteorológica consiste na medição, no registro ou na determinação de todos os elementos que, em seu conjunto, representam as condições meteorológicas em um dado momento e em um determinado lugar, utilizando instrumental adequado e valendo-se também do olho humano e de sua visão. Estas observações são realizadas de forma sistemática, uniforme, ininterrupta e em horas estabelecidas, permitindo conhecer as características e variações dos elementos atmosféricos, os quais constituem as informações primordiais nos mapas de tempo e, após integradas ao longo do tempo, compõem o clima dessa região.

Os padrões citados são aplicados a todos os países que reconhecem as Nações Unidas, que, através de seu órgão apropriado, coordena e padroniza a meteorologia mundial, fazendo com que todos esses países sigam o mesmo padrão. Esse padrão é definido pela Organização Meteorológica Mundial – OMM (World Meteorological Organization – WMO), órgão da ONU detentor dessa missão.

Parte do procedimento e do instrumental associado às observações meteorológicas foi discutida ao longo das aulas, especialmente aquelas ligadas às grandezas primitivas de meteorologia: pressão atmosférica, temperatura, umidade relativa do ar e ventos. Nesta aula, detalharemos um pouco mais o monitoramento desses parâmetros e descreveremos as diferenças entre as estações meteorológicas, de acordo com a classificação da OMM. No final, apresentaremos uma breve discussão sobre o processamento dessas informações, fator gerador da condição climática.

Monitoramento meteorológico

Os fenômenos meteorológicos são estudados a partir de observações, experiências e métodos científicos de análise. A observação meteorológica é uma avaliação ou uma medida de um ou vários parâmetros meteorológicos. As observações são sensoriais, quando são adquiridas por um observador sem a ajuda de instrumentos de medição, e instrumentais, em geral chamadas medições meteorológicas, quando são realizadas com instrumentos meteorológicos.

Portanto, os instrumentos meteorológicos são equipamentos utilizados para adquirir dados meteorológicos:

- termômetro – mede a temperatura do ar,
- barômetro – mede a pressão atmosférica,
- higrômetro – mede a umidade relativa do ar etc.

A reunião desses instrumentos em um mesmo local é denominada estação meteorológica. E o conjunto destas estações, distribuídas por uma região, é denominado rede de estações meteorológicas.

Os instrumentos que medem os parâmetros nas estações meteorológicas são classificados pelo sufixo “metro”. Já os instrumentos que registram os parâmetros nas estações meteorológicas são classificados pelo sufixo “grafo”, que reporta a um registrador gráfico contínuo, semanal ou diário, da grandeza em questão. Exemplos são os termômetros e os termógrafos, instrumento e registrador de temperatura do ar, respectivamente.

Geralmente, a vantagem de uso dos registradores advém do registro contínuo da grandeza medida. Com isso, as estações meteorológicas de superfície possuem um número mínimo de registradores, sendo esses os termógrafos, higrógrafos ou termo-higrógrafos (para a temperatura do ar e a umidade relativa do ar) e os barógrafos (para a pressão atmosférica). Muitas se valem do uso dos pluviógrafos para identificar quais foram as horas com maior

registro de chuva, por exemplo. Um instrumento medidor informa o valor da grandeza no momento da leitura, enquanto um registrador o faz de forma contínua, servindo de instrumento de calibração em muitas ocasiões. Não há preponderância de uns sobre os outros, e sim redundância de monitoramento, gerando confiabilidade no parâmetro registrado.

Os instrumentos mais comuns nas estações meteorológicas, para medição dos parâmetros, são:

- *Anemógrafo* – registra continuamente a direção (em graus) e a velocidade instantânea do vento (em m/s); a distância total (em km) percorrida pelo vento com relação ao instrumento e as rajadas (em m/s). A imagem dos registradores de um anemógrafo está ilustrada na **Figura 14.1**. Um anemógrafo coleta as informações de vento da mesma forma que um anemômetro, mas contém o instrumental para registro contínuo do vento.

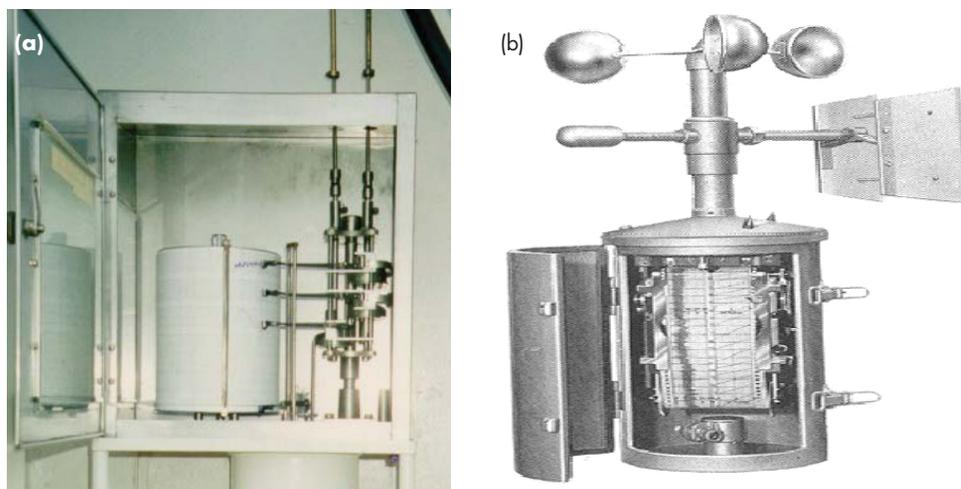


Figura 14.1: Sistema de um anemógrafo, visto por dentro (a) e por fora (b).

Fonte: Inmet (http://www.inmet.gov.br/html/informacoes/sobre_meteorologia/instrumentos/index.html).

- *Anemômetro* – mede a velocidade do vento (em m/s) e, em alguns tipos, também a direção (em graus). Este instrumento possui várias formas de disponibilização das informações sendo as mais comuns

a analógica e a digital. Essas formas assemelham-se aos relógios que usamos. A **Figura 14.2** ilustra o anemômetro.



Figura 14.2: Anemômetros.

Fonte: Inmet (http://www.inmet.gov.br/html/informacoes/sobre_meteorologia/instrumentos/index.html).

Se observarmos uma estação meteorológica por fora, não é possível distinguir o anemômetro do anemógrafo. A diferença só é percebida na forma de exposição dos dados coletados.

- *Barógrafo* – registra continuamente a pressão atmosférica em milímetros de mercúrio (mm Hg) ou em milibares (mb).
- *Barômetro de mercúrio* – mede a pressão atmosférica em coluna de milímetros de mercúrio (mm Hg) e em hectopascal (hPa).

A **Figura 14.3** mostra um barômetro (a) e um barógrafo (b). Estes instrumentos geralmente possuem o mercúrio como elemento sensível e uma abertura interna para contato do mercúrio com o ar livre. É este contato que determina a subida ou a queda do mercúrio, registrando a pressão na atmosfera. Os barógrafos também podem ser de gravidade, mas esses são mais raros.



Figura 14.3: Barômetro (a) e barógrafo (b).

Fonte: Inmet (http://www.inmet.gov.br/html/informacoes/sobre_meteorologia/instrumentos/index.html).

- *Evaporímetro de piche* – mede a evaporação em mililitro (ml) ou em milímetros de água evaporada, por dia, a partir de uma superfície porosa, mantida permanentemente umedecida por água. Esse instrumento está caindo em desuso, pois existem métodos indiretos de medida da evaporação que possuem precisão similar à do evaporímetro. A **Figura 14.4** ilustra um evaporímetro.



Figura 14.4: Evaporímetro.

Fonte: Inmet (http://www.inmet.gov.br/html/informacoes/sobre_meteorologia/instrumentos/index.html).

Em sua base, o evaporímetro possui um disco poroso (vide a parte de baixo da **Figura 14.4**), geralmente de papel, que permite o contato com o ar livre, evaporando a água contida no corpo do evaporímetro.

- *Heliógrafo* – registra a insolação ou a duração do brilho solar, em horas e décimos. Geralmente, possui uma fita graduada em horas, e essa fita, após ser utilizada, permite ao meteorologista determinar o número de horas com sol, céu com poucas nuvens e até de céu nublado que a região possui.

A **Figura 14.5** ilustra o heliógrafo (a) e a fita (b). Atente para a esfera maciça de vidro que compõe esse instrumento. É ela quem, ao receber o raio de sol, irá permitir a queima da fita instalada logo abaixo (observe atentamente o brilho da luz queimando a fita na **Figura 14.5a**).



Figura 14.5: Heliógrafo (a) e fita (b).

Fonte: Inmet (http://www.inmet.gov.br/html/informacoes/sobre_meteorologia/instrumentos/index.html).

Quanto às fitas do heliógrafo (**Figura 14.5b**), existem três tipos: a mais comprida para os meses de dias mais longos, a mais curta para os meses de dias mais curtos e as intermediárias, que são geralmente utilizadas nos meses de transição (outono e primavera). Esse instrumento também vem caindo em desuso, mas sua aplicação na atividade agrícola e na construção civil é de suma importância.

- *Higrógrafo* – registra a umidade do ar, em valores relativos, expressos em porcentagem (%), geralmente em uma semana, ou seja, seu gráfico deve ser trocado uma vez por semana. Existem higrógrafos de maior duração, porém esses são raros. A **Figura 14.6** ilustra o instrumento.

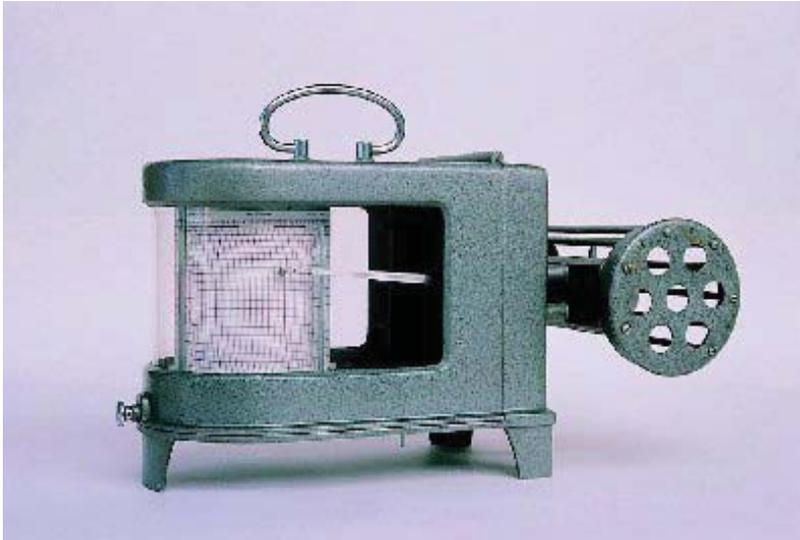


Figura 14.6: Higrógrafo.

Fonte: Inmet (http://www.inmet.gov.br/html/informacoes/sobre_meteorologia/instrumentos/index.html).

- *Piranógrafo* – registra continuamente as variações da intensidade da radiação solar global, em $\text{cal}/\text{cm}^2.\text{mm}^1$.
- *Piranômetro* – mede a radiação solar global ou difusa, em $\text{cal}.\text{cm}^2.\text{mm}^1$.

Piranômetros e piranógrafos são instrumentos que medem a quantidade de energia solar que chega à superfície da Terra, tanto de forma direta (onda curta) como de forma indireta. A **Figura 14.7** ilustra esses instrumentos.

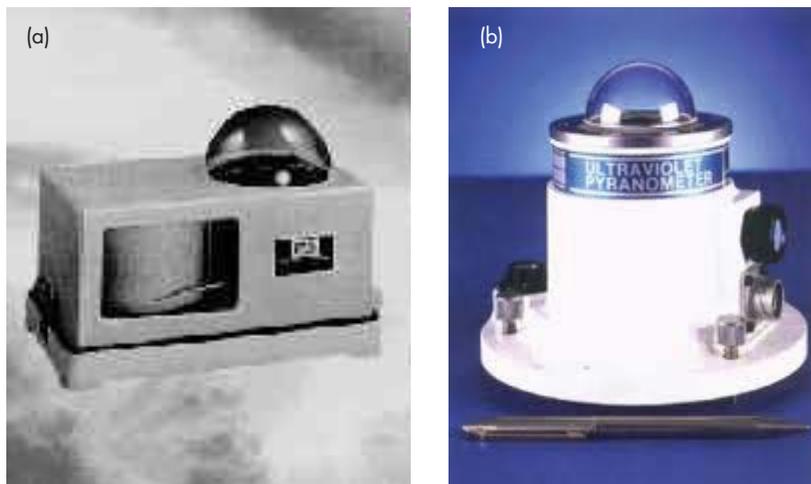


Figura 14.7: Piranógrafo (a) e piranômetro (b).

Fonte: Inmet (http://www.inmet.gov.br/html/informacoes/sobre_meteorologia/instrumentos/index.html).

- *Pluviógrafo* – registra a quantidade de precipitação pluvial (chuva), em milímetros (mm).
- *Pluviômetro* – mede a quantidade de precipitação pluvial (chuva), em milímetros (mm).

Pluviômetros e pluviógrafos são instrumentos dos mais importantes na composição de uma estação meteorológica de superfície. Mesmo as mais simples contêm esses instrumentos, uma vez que a quantidade de chuva registrada é um dos dados mais requisitados da meteorologia. Ilustramos os dois instrumentos na **Figura 14.8**.

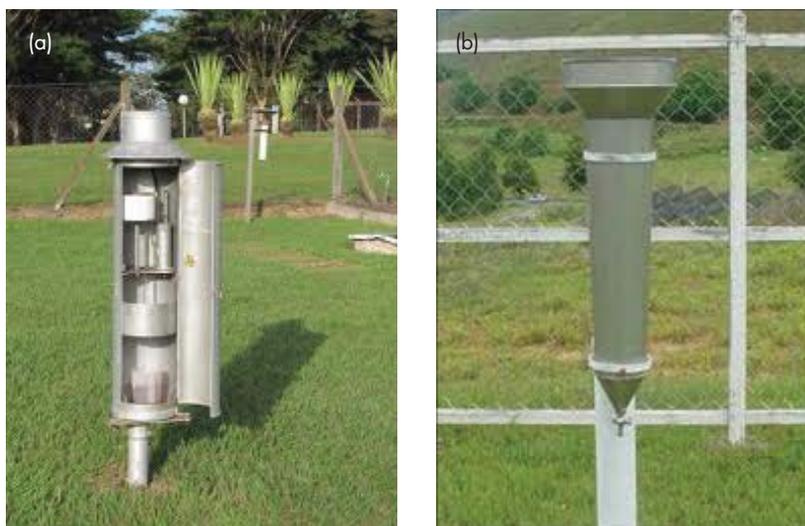


Figura 14.8: Pluviógrafo (a) e pluviômetro (b).

Fonte: Inmet (http://www.inmet.gov.br/html/informacoes/sobre_meteorologia/instrumentos/index.html).

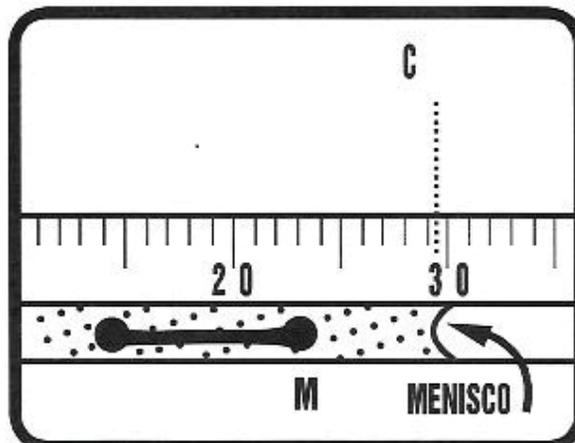
No caso do registrador, o gráfico reporta as quantidades de chuva ocorridas em termos de horas. O gráfico do pluviômetro é semanal, mas em locais onde as chuvas são muito intensas, em poucos lugares e não se aplica ao Brasil, os gráficos podem ser diários.

Na face superior, tanto o pluviômetro quanto o pluviógrafo possuem a mesma área de captação das chuvas e sempre indicam a quantidade em milímetros de chuva, ou por hora (pluviógrafo) ou por dia (pluviômetro). Esses milímetros registrados são equivalentes a litros de água por metro cúbico de superfície. Então, quando você escuta na imprensa que “choveu 50 mm no dia de ontem” significa dizer que choveu 50 litros de água em cada metro cúbico da área onde o pluviômetro se encontra.

- *Psicrômetro* – mede a umidade relativa do ar – de modo indireto – em porcentagem (%). Compõe-se de dois termômetros idênticos, um denominado termômetro de bulbo seco, que mede a temperatura do ar; e outro com o bulbo envolvido em gaze ou cadarço de algodão, mantido constantemente molhado,

denominado termômetro de bulbo úmido, que mede a temperatura do ar, caso a umidade relativa fosse 100%.

- *Termômetros de máxima e mínima* – indicam as temperaturas máxima e mínima do ar ($^{\circ}\text{C}$), ocorridas no dia. O termômetro de máxima é similar ao termômetro caseiro para medir a febre. O termômetro de mínima possui um halter interno que é empurrado pelo elemento sensível deste (geralmente álcool, mas pode ser mercúrio) até a queda máxima na temperatura. Quando esta torna a se elevar, o halter fica parado no valor mais baixo e é nesse ponto que se extrai a menor temperatura da região.



A **Figura 14.9** ilustra um psicrômetro e os termômetros de máxima e mínima. Todos, juntos, formam o conjunto de termômetros da estação meteorológica.

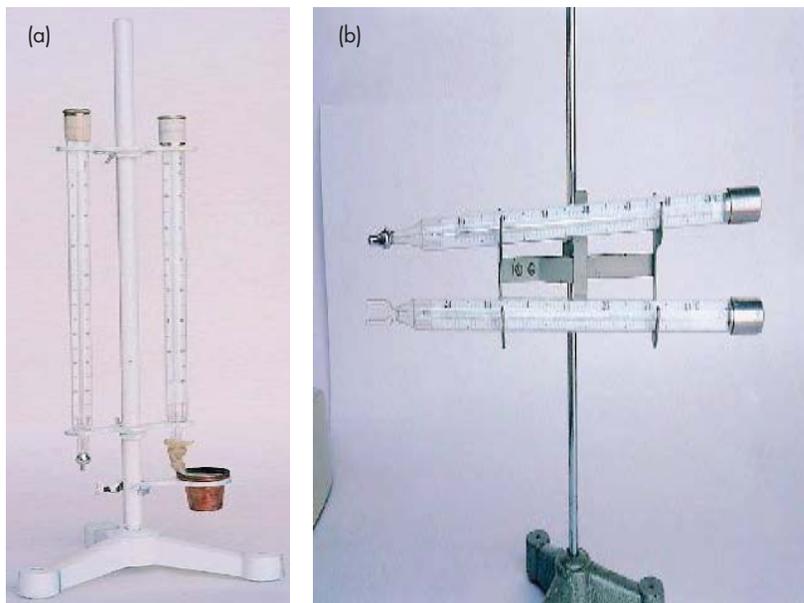


Figura 14.9: Psicrômetro (a), com o termômetro seco à esquerda e o úmido à direita, e termômetros de máxima e mínima (b).

Fonte: Inmet (http://www.inmet.gov.br/html/informacoes/sobre_meteorologia/instrumentos/index.html).

Note que os termômetros de máxima e mínima são colocados na horizontal, sendo que o de máxima (o de cima) tem inclinação proposital para forçar o elemento sensível a expandir somente quando a temperatura subir efetivamente. Já o psicrômetro possui o bulbo úmido (à direita, na **Figura 14.9a**), que deve sempre ser mantido com água, e a gaze permanentemente umedecida.

- *Termógrafo* – registra a temperatura do ar, em graus Celsius (°C).
- *Termo-higrógrafo* – registra, simultaneamente, a temperatura (°C) e a umidade relativa do ar (%). Ambos estão ilustrados na **Figura 14.10**.

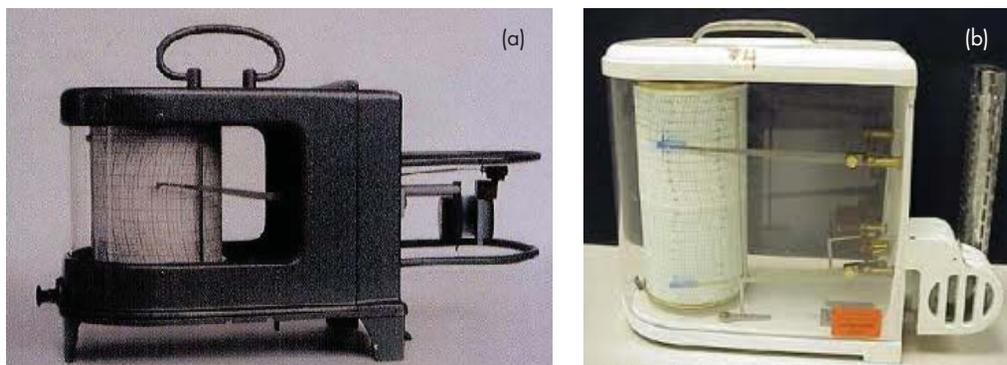


Figura 14.10: Termógrafo (a) e termo-higrógrafo (b).

Fonte: Inmet (http://www.inmet.gov.br/html/informacoes/sobre_meteorologia/instrumentos/index.html).

Os termógrafos e termo-higrógrafos possuem gráficos semanais em sua ampla maioria, mas gráficos diários também são utilizados.

- *Termômetros de solo* – indicam as temperaturas do solo em diversas profundidades, em graus Celsius ($^{\circ}\text{C}$). São muito utilizados na área de agrometeorologia, pois ajudam na produção agrícola. A **Figura 14.11a** ilustra o termômetro de solo, e a **14.11b** os ilustra instalados no solo.



Figura 14.11: Termômetro de solo (a) e termômetros de solo instalados (b).

Fonte: Inmet (http://www.inmet.gov.br/html/informacoes/sobre_meteorologia/instrumentos/index.html).

Os termômetros de solo possuem diferentes profundidades que variam de 2 cm a 1 metro de profundidade. Sua aplicação é função da necessidade de coleta da informação de temperatura.

- *Tanque evaporimétrico classe A* – Mede a evaporação em milímetros (mm) em uma superfície livre de água. Esse tanque está caindo em desuso, pois métodos indiretos de estimativa da evaporação têm-se mostrado precisos o suficiente, a ponto de dispensar este instrumento. A **Figura 14.12** ilustra o tanque de evaporação.



Figura 14.12: Tanques de evaporação.

Fonte: Inmet (http://www.inmet.gov.br/html/informacoes/sobre_meteorologia/instrumentos/index.html).

Podemos observar na **Figura 14.12** que, no interior do tanque, existe um “poço tranquilizador”, um dispositivo que auxilia a colocar a água em repouso no seu interior. Nesse interior do poço tranquilizador, existe um micrômetro de gancho, graduado em milímetros, que informará a quantidade de água evaporada naquela estação.

As estações meteorológicas completas medem todos os parâmetros citados até este ponto da aula. Porém, a maioria das estações meteorológicas não apresenta esse amplo quantitativo instrumental, e a diferença na classificação é o tema da próxima seção da aula.

de todos os parâmetros meteorológicos. Se, ao contrário, apenas dispusermos de instrumentos “metros”, somente teremos valores pontuais nas horas de leitura e teremos de interpolar o intervalo entre estas, ou realizar observações com a frequência que necessitamos. Imaginem como seria a evolução horária das temperaturas durante o mês de julho no Rio de Janeiro? Quantas medições seriam necessárias e quantas pessoas seriam utilizadas nessa tarefa de apenas um mês! Os registradores são e permanecerão sendo uma forma confiável de registro contínuo das grandezas meteorológicas. Portanto, nossa estação deverá ter todos os “grafos” das grandezas que queremos medir continuamente.

Categorias de estações meteorológicas

Como vimos na seção anterior, temos inúmeros instrumentos a serem instalados em uma estação meteorológica. Vimos também que nem sempre as estações meteorológicas possuem todos os instrumentos e que, infelizmente, a falta de instrumentos acabou virando regra, ao invés de exceção. Com isso, é necessário categorizar as estações meteorológicas em função dos instrumentos que estas contêm. Essa é nossa missão a partir desse ponto.

Estações meteorológicas utilizadas no Brasil

O Inmet, órgão oficial da operação meteorológica no Brasil, utiliza a seguinte classificação de estações:

- climatológica principal (CP);
- climatológica auxiliar (CA);
- agroclimatológica (AC);
- automática (AT).

Toda estação meteorológica, ao entrar em operação no Inmet e em qualquer órgão que tenha a operação de meteorologia,

deverá obrigatoriamente assumir uma das denominações citadas anteriormente. Não há, na ótica de definição, distinção entre uma estação meteorológica e uma climatológica, sendo a climatológica apenas uma tipificação classificatória de uma estação meteorológica. Passemos então a entender quais as diferenças entre estas estações.

Estação climatológica principal

Essas estações realizam observações climatológicas e sinóticas pelo menos três vezes ao dia, além de leituras horárias, efetuadas segundo dados registrados automaticamente nos instrumentos registradores (os "grafos"). O instrumental mínimo das estações climatológicas principais é:

1. abrigo termométrico;
2. termômetro de máxima;
3. termômetro de mínima;
4. psicrômetro;
5. pluviômetro;
6. barômetro;
7. catavento;
8. anemômetro e/ou anemógrafo;
9. evaporímetro de piche;
10. barógrafo;
11. termógrafo ou termo-higrógrafo;
12. higrógrafo;
13. pluviógrafo;
14. heliógrafo;
15. termômetro de solo (2, 5, 10, 20 e 30 cm de profundidade);
16. atlas de nuvens.

O atlas de nuvens é um documento que contém os nomes e a classificação dos diferentes tipos de nuvens, classificando-as por seu tipo e sua altura.

Conforme destacado anteriormente, esse é o instrumental mínimo, com a frequência amostral mínima para que uma estação seja considerada climatológica principal (CP). A **Figura 14.13** ilustra a extinta estação climatológica principal do Rio de Janeiro, que funcionou no Aterro do Flamengo, até 1992.



Figura 14.13: Estação climatológica principal (CP) do Rio de Janeiro, Aterro do Flamengo. Estação atualmente extinta.
Fonte: Inmet/6º Disme, arquivo do 6º Distrito de Meteorologia.

Estação climatológica auxiliar

São as estações que realizam observações, pelo menos uma vez ao dia, das temperaturas extremas e da precipitação, e, caso seja possível, de alguns dos demais elementos componentes das CP.

O instrumental mínimo das climatológicas auxiliares é:

- abrigo termométrico;
- termômetro de máxima;

- termômetro de mínima;
- pluviômetro.

A maioria das estações em operação na rede oficial do Inmet atualmente é composta de climatológicas auxiliares. A **Figura 14.14** ilustra uma estação auxiliar, no caso a estação de Cordeiro.



Figura 14.14: Estação climatológica auxiliar (CA) de Cordeiro, RJ. Estação em operação.

Fonte: Inmet/6º Disme, arquivo do 6º Distrito de Meteorologia.

Estação agroclimatológica

Estação que fornece dados meteorológicos e biológicos com a finalidade de estabelecer relações entre o tempo e a vida das plantas e animais. Essa categoria tem forte aplicação agrícola e seu uso tem sido mais frequente às demandas específicas de cada produtor ou grupo de produção.

○ instrumental mínimo dessa classe de estações é:

- abrigo termométrico;
- termômetro de máxima;

- termômetro de mínima;
- psicrômetro;
- pluviômetro e pluviógrafo;
- heliógrafo;
- tanque de evaporação;
- termômetro de solo (2, 5, 10, 20 e 30 cm de profundidade);
- evaporímetro;
- termógrafo/e/ou termo-higrógrafo;
- piranômetro ou piranógrafo;
- instrumentos para medir umidade do solo.

A **Figura 14.15** ilustra uma estação agroclimatológica, no caso a de Ilha Solteira, SP, a cargo da Unesp.

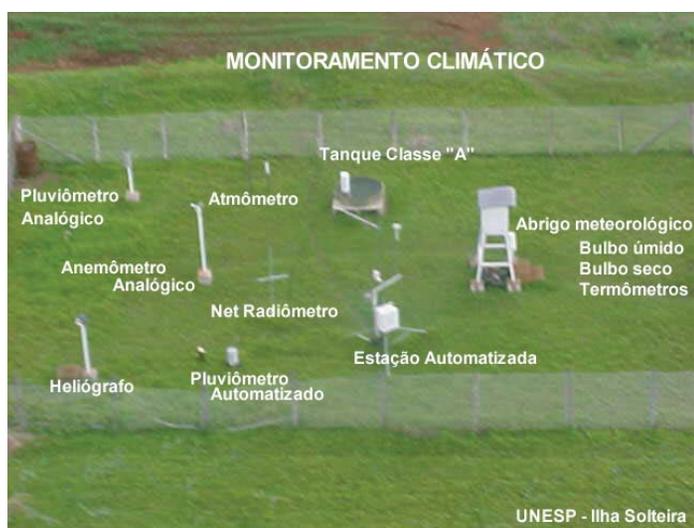


Figura 14.15: Estação agroclimatológica, Ilha Solteira, SP.

Fonte: Unesp.

Estação automática

Estação na qual os instrumentos efetuam, transmitem ou registram automaticamente as observações, realizando, caso seja necessário, diretamente a conversão a código meteorológico correspondente ou realizando essa conversão em uma estação ou armazenador de dados decodificador. Esse tipo de estação deve permitir a inserção de dados por procedimentos manuais e vem sendo cada vez mais utilizado no Brasil, especialmente nas áreas mais remotas, uma vez que o usuário, dispondo de um sistema de transmissão de dados, pode acessar, de qualquer lugar e a qualquer hora, os dados gerados nessas estações.

O instrumental dessas estações geralmente é composto de sensores que substituem os instrumentos das estações convencionais. Geralmente, os sensores mais utilizados são:

- pressão atmosférica;
- direção e velocidade dos ventos;
- temperatura;
- umidade relativa do ar;
- precipitação;
- radiação.

Adicionalmente, as unidades mais modernas possuem sensores óticos capazes de determinar a altura da base das nuvens e a visibilidade horizontal. Também os fluxos de calor podem ser determinados nessas estações, e os termômetros de solo dessas unidades são sensores combinados de temperatura e umidade do solo, aplicados nas profundidades desejadas pelo usuário. Tudo isso é integrado automaticamente e armazenado em um *datalogger* ou armazenador de dados, para maior segurança. Conforme citado anteriormente, se o usuário dispõe de sistema de transmissão de dados, esses são transmitidos com a frequência determinada pelo usuário. A **Figura 14.16** ilustra uma estação automática.



Figura 14.16: Estação automática de Cambuci, RJ, em operação.

Fonte: Inmet/6° Disme, arquivo do 6° Distrito de Meteorologia.

É possível observar na **Figura 14.16** um ambiente mais “limpo” em relação às estações convencionais. Também devido à facilidade de acesso aos dados, sem o custo de observadores para efetuar as leituras, essa classe de estações está cada vez mais em uso no Brasil.

Atualmente, o Inmet opera cerca de 500 estações automáticas no Brasil, que disponibilizam os dados meteorológicos em base horária e em tempo real. De qualquer lugar no mundo você pode acessar os últimos três meses de dados horários coletados por qualquer estação automática do Inmet.



As informações meteorológicas oficiais do Brasil podem ser obtidas diretamente do sítio do Inmet: www.inmet.gov.br, no link "ESTAÇÕES E DADOS". Neste link existem opções para o usuário, de acordo com sua demanda. Seguindo as instruções do próprio sistema, é fácil obter o banco de dados que se deseja. Por exemplo, para acessar dados das estações automáticas, basta clicar no link <http://www.inmet.gov.br/portal/index.php?r=estacoes/estacoesAutomaticas> e acessar em tempo real os últimos 90 dias de dados horários de qualquer estação, operada pelo Inmet, no Brasil.

É necessário informar que esses dados estão em forma "bruta" para que o usuário possa processá-los a sua maneira. Há também os dados em gráficos, nesse mesmo link "ESTAÇÕES E DADOS", onde a informação vem pré-processada. Na maioria das vezes, é necessária a intervenção de um meteorologista ou técnico em meteorologia para processar e interpretar as informações.



Atende ao Objetivo 2

2. As histórias a seguir são reais e foram extraídas de parte de processos de licenciamento ambiental e do site do Inmet, entre as perguntas frequentes, realizadas pela sociedade. Com base no que foi dito sobre as classes de estações meteorológicas e seus equipamentos, responda às duas histórias que apresentamos a seguir.

História 1: Sou um pequeno produtor rural do interior do estado e necessito ter as condições de temperaturas, chuvas e umidade em minha propriedade. Para o início da produção, extraí informações de uma estação meteorológica relativamente próxima de onde trabalho, mas estou certo que aquelas informações são insuficientes para minha produção. Qual classe de estação meteorológica melhor se adapta a minha realidade?

História 2: Um grande empreendimento necessita monitorar em tempo REAL os valores dos ventos, das temperaturas e da umidade do ar, das chuvas e da intensidade de energia radiativa que chega em sua planta de produção. Como fazê-lo de forma segura, garantindo o monitoramento contínuo e o acesso em tempo real às informações?

Resposta Comentada

História 1: Para medir diariamente as variações de temperatura, umidade e chuva, o agricultor necessita de uma estação climatológica auxiliar, contendo termômetros de máxima, mínima, psicrômetro, abrigo termométrico e pluviômetro.

História 2: Essa demanda necessita de uma estação meteorológica automática, contendo os sensores das grandezas desejadas. É igualmente necessário possuir um sistema de transmissão dos dados, que atenda à frequência amostral desejada, garantindo o acesso aos dados de forma segura e constante.

CONCLUSÃO

Processamento da informação meteorológica com fins climatológicos

Vimos nas seções e aulas anteriores que o dado meteorológico é o fundamento principal das atividades de meteorologia e climatologia. Foi possível entender também que a necessidade faz a estação meteorológica, ou seja, os padrões existem para as referências, mas o usuário pode montar sua unidade de acordo com sua demanda.

O que geralmente não muda é o destino final dos dados: previsão do tempo, do clima e caracterização climática da região onde a estação está inserida. Portanto, a informação climatológica é aquela proveniente dos estados sucessivos do tempo, cujas condições foram medidas nas estações meteorológicas ao longo dos anos.

As “normais climatológicas” são obtidas através do cálculo das médias de parâmetros meteorológicos, obedecendo a critérios

recomendados pela Organização Meteorológica Mundial (OMM). Essas médias referem-se a períodos padronizados de 30 (trinta) anos, sucessivamente, de 1901 a 1930, de 1931 a 1960 e de 1961 a 1990. Como, no Brasil, somente a partir de 1910, a atividade de observação meteorológica passou a ser feita de forma sistemática, o primeiro período padrão possível de ser calculado foi o de 1931 a 1960. São essas as bases reais da climatologia do Brasil, e você também pode acessar as normais climatológicas no site do Inmet (www.inmet.gov.br).

Os dados coletados são processados em termos de valores médios, médios máximos, médios mínimos e extremos. Dessa forma, mês a mês, e a cada estação do ano, é elaborado o diagnóstico climático de uma dada região, classificando-a em quente, úmida, fria, seca, tropical ou temperada. Quanto maior e mais completa for a série, melhor o diagnóstico climático da região.

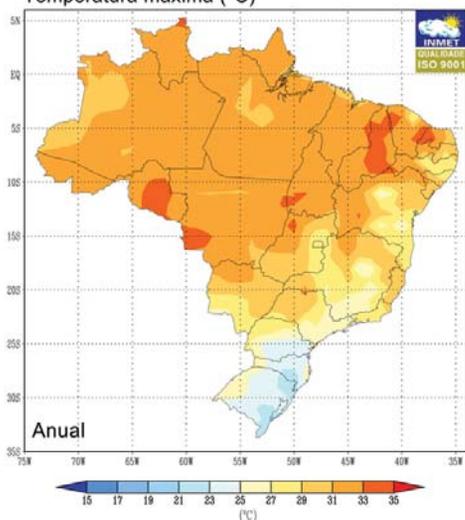
Por fim, de posse das informações coletadas nas estações e processadas no padrão OMM/Inmet, gerando a climatologia de uma determinada região, podemos sempre comparar a estação atual em que estamos vivendo com a série histórica. Esse procedimento tem sido cada vez mais comum na imprensa, quando escutamos coisas do tipo: “esse verão é o mais quente dos últimos 10 anos”, ou ainda: “a quantidade de chuva em um dia, foi equivalente à média registrada para o mês”.

Atividade Final

Atendendo ao Objetivo 3

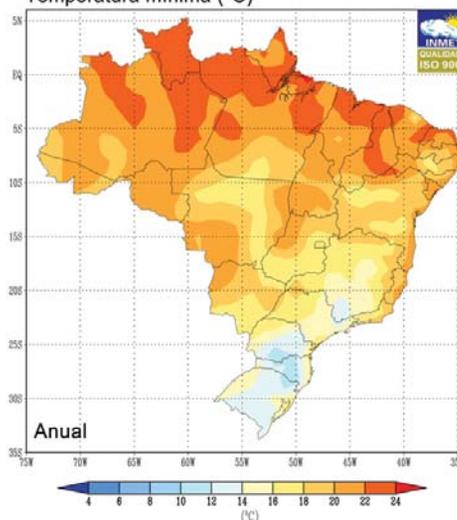
Observe atentamente as figuras a seguir. São mapas de temperatura média máxima (a), temperatura média mínima (b), temperatura média compensada (c) e precipitação acumulada (d) no território brasileiro, segundo os dados da normal climatológica de 1961-1990.

Normais Climatológicas do Brasil 1961-1990
Temperatura máxima (°C)



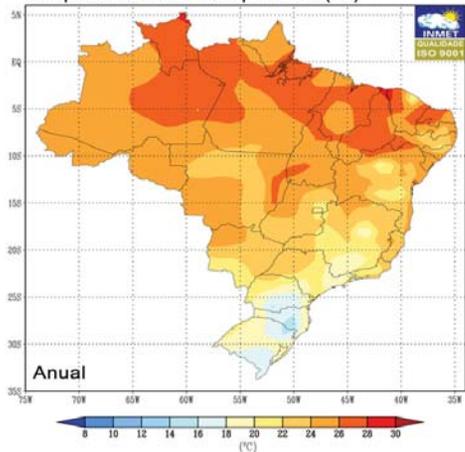
(a)

Normais Climatológicas do Brasil 1961-1990
Temperatura mínima (°C)



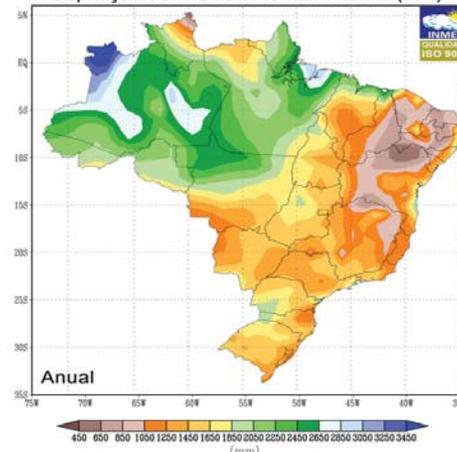
(b)

Normais Climatológicas do Brasil 1961-1990
Temperatura média compensada (°C)



(c)

Normais Climatológicas do Brasil 1961-1990
Precipitação acumulada mensal e anual (mm)



(d)

Como essas figuras são geradas? É possível termos uma relação entre as quatro figuras?

Resposta Comentada

Essas figuras foram geradas a partir das estações meteorológicas de superfície, sejam elas de quaisquer categorias de estação, processadas no padrão OMM/Inmet e geradas conforme sua titulação: temperaturas médias, máximas, mínimas e compensadas, e acumulado de chuva anual. TODAS as estações disponíveis geraram a base de dados que as figuras ilustram, após um processamento.

A relação entre elas pode ser extraída a partir das regiões. A região Norte e grande parte do nordeste do Brasil possuem, geralmente, as médias de temperaturas mais elevadas do país. A região Sul possui a média de temperaturas mais baixas. Parece óbvio, mas há outros detalhes: observe na região Centro-oeste como as temperaturas médias estão mais próximas das mínimas do que das máximas e como essa diferença gera um gradiente acentuado de temperatura no centro-oeste do Brasil.

Podemos ver também que o setor mais quente (norte do Brasil) é também o setor mais chuvoso do país. Note também que a região mais seca (ou a que apresenta menor acumulado anual de chuva) não representa a região mais quente do Brasil.

No caso do Rio de Janeiro, podemos ver que estamos em uma região onde a quantidade de chuva não varia tanto quanto na região Centro-oeste, por exemplo. Isso ocorre porque a área

do estado do Rio de Janeiro é bem menor que a área dos estados componentes da região Sudeste e, principalmente, pela proximidade com o mar, gerando aporte constante de umidade no ar, fato esse que atenua as temperaturas extremas (isso mesmo, atenua as temperaturas. Se estivéssemos afastados da praia, no Rio fariam 45 °C ao invés dos habituais 40 °C no verão) tanto no inverno quanto no verão.

Já no sul do Brasil, vemos que as temperaturas são realmente baixas. A razão mais óbvia é a latitude. O posicionamento em paralelos mais elevados faz que essa região tenha características mais temperadas, o que significa invernos realmente frios. Todavia a proximidade com a faixa tropical ainda remonta a quantidades significativas de chuva acumulada nessa região.

RESUMO

A estação meteorológica reúne vários instrumentos em um mesmo local para medir o comportamento do tempo. O conjunto dessas estações distribuídas por uma região é denominado rede de estações meteorológicas.

Os instrumentos que medem os parâmetros nas estações meteorológicas são classificados pelo sufixo "metro". Já os instrumentos que registram os parâmetros nas estações meteorológicas são classificados pelo sufixo "grafo", que reporta a um registrador gráfico contínuo, semanal ou diário, da grandeza em questão. Exemplos são os termômetros e os termógrafos, instrumento e registrador de temperatura do ar, respectivamente.

Os dados meteorológicos são coletados em estações meteorológicas que têm características diferentes. Esses dados são processados, e, após, são elaborados mapas médios caracterizando o clima de uma região. A utilização de uma estação meteorológica,

ou de seus dados, deve ser muito bem planejada em função das demandas que o usuário quer suprir. Esse conhecimento evita gastos excessivos, sendo muitas vezes necessária a intervenção de um meteorologista para otimizar a demanda.

Climatologia
Geográfica

Referências

Aula 8

AHRENS, C. Donald. *Meteorology Today: An Introduction to Weather, Climate and the Environment*. 9. ed. Brooks/Cole – Cengage Learning. 2007-2009.

FERREIRA, Arthur Gonçalves. *Meteorologia prática*. São Paulo: Oficina de Textos, 2006.

INPE. *Glossário de termos técnicos em radiação atmosférica*.

FERREIRA, Nelson Jesus; VIANELLO, Rubens Leite; OLIVEIRA, Lucimar Luciano de. *Meteorologia fundamental*. Erechim, RS: Editora ND-Edifapes.

INSTITUTO NACIONAL DE METEOROLOGIA – INMET: www.inmet.gov.br. Acesso desde setembro de 2011.

PROGRAMA de Educação a Distância da Ucar: www.metted.ucar.edu. Acesso desde fevereiro 2011.

VAREJÃO-SILVA, M. A. *Meteorologia e climatologia*. Recife, Brasil, março 2006. Disponível em: www.agritempo.gov.br/publish/publicacoes/livros/METEOROLOGIAECLIMATOLOGIA_VD2_Mar_2006.pdf

Aula 9

AHRENS, C. Donald. *Meteorology Today: An Introduction to Weather, Climate and the Environment*. 9. ed. Brooks/Cole – Cengage Learning. 2007-2009.

AMBRIZZI, T.; PEZZA, A. B. Cold Waves and the Propagation of Extratropical Cyclones and Anticyclones in South America: Synoptic-Climatological Overview. In: *Revista Geofísica*, nº 51, p. 45-67.1999.

ANDRADE, K. M.; CAVALCANTI, I. F. A. *Climatologia dos sistemas frontais e padrões de comportamento para o verão na América do Sul*. CPTEC/INPE.

CAVALCANTI, I. F. A.; KOUSKY, V. E. Configuração de anomalias associadas à propagação de sistemas sinóticos sobre a América do Sul. In: *Anais do IX CBMET*, Campos do Jordão, 1996.

CENTRO DE PREVISÃO DE TEMPO E ESTUDOS CLIMÁTICOS – CPTEC: www.cptec.inpe.br.

FORTUNE, M. A.; KOUSKY, V. E. *Two Severe Freezes in Brazil: Precursors and Synoptic Evolution*. *Monthly Weather Review*, v. 111, p. 181-196. 1983.

HOLTON, J. R. *An Introduction to Dynamic Meteorology*. 4. ed. San Diego, California: Elsevier Academic Press, 2004.

INSTITUTO NACIONAL DE METEOROLOGIA – INMET: www.inmet.gov.br.

INMET/Mapa. *Boletim Agrometeorológico Mensal*. 2008.

KOUSKY, V. E. Atmospheric Circulation Changes Associated with Rainfall Anomalies Over Tropical Brazil. NCEP/NOAA/NWS. *Monthly Weather Review*, v. 113, n. 11, 1995.

MENDONÇA, Francisco; DANNI-OLIVEIRA, Inês Moresco. *Climatologia: noções básicas e climas do Brasil*. São Paulo: Oficina de Textos, 2007.

OLIVEIRA, A. S. *Interações entre sistemas frontais na América do Sul e convecção na Amazônia*. (Tese de Mestrado) INPE, março, 1986.

RATALAK, B. J. Notas e treinamento para a formação do pessoal meteorológico classe IV. INMET/MAA. OMM, n. 266.TP.150, v. II, Brasília, 1977.

RODRIGUES, M. L. G.; FRANCO, D.; SUGAHARA, S. Climatologia de frentes frias no litoral de Santa Catarina. In: *Revista Brasileira Geofísica*, v. 22, n. 2, São Paulo, 2004.

VAREJÃO-SILVA, M. A. *Meteorologia e climatologia*. Instituto Nacional de Meteorologia, Brasília: Stilo, 2000, p. 417-435.

Aula 10

AYOADE, J. O. *Introdução à climatologia para os trópicos*. 8º ed. Rio de Janeiro: Editora Bertrand, 2002. 322 p.

CENTRO DE PESQUISA ENERGIA ELÉTRICA – CEPEL. *Atlas do potencial eólico brasileiro*. Eletrobras, Ministério de Ciências e Tecnologia. Rio de Janeiro, RJ, 1998.

LUTGENS, F. K.; TARBUCK, E. J. *The Atmosphere: an Introduction to Meteorology*. Englewoods Cliffs: Prentice Hall, 1989. 235 p.

MORAN, J. M.; MORGANN, M. D. *Meteorology: Atmosphere and the Science of Weather*. New York: MacMillan, 1989. 158 p.

PEREIRA, A. R.; ANGELOCCI, L. P.; SENTELHAS, P. C. *Agrometeorologia: fundamentos e aplicações*. Guaíba: Agropecuária, 2002. 487 p.

PEREIRA, A. R.; VILLA NOVA, N. A.; Sedyama, G. C. *Evapo(transpi)ração*. Piracicaba, SP: Fundação Estadual Luiz de Queiroz, 1997. 183 p.

PEZZOPANE, J. E. M.; SENTELHAS, P. C.; ORTOLONI, A. A.; MORAES, A. V. C. Caracterização da chuva horária em três locais do estado de São Paulo: um subsídio ao planejamento de operações agrícolas de campo. *Scientia Agricola*, 52, p. 70-77, 1995b.

RAMOS, A. M.; SANTOS, L. A. R. dos; FORTES, L. T. G. *Normais climatológicas do Brasil 1961-1990*. Brasília, Distrito Federal: Instituto Nacional de Meteorologia, 2009. CD-Rom.

TUCCI, E. M. *Hidrologia: ciência e aplicação*. 2 ed. Porto Alegre: Editora da Universidade da Federal do Rio Grande do Sul, 1997. 943 p.

TUBELIS, A.; NASCIMENTO, F. J. L. do. *Meteorologia descritiva: fundamentos e aplicações brasileiras*. São Paulo: Nobel, 1984. 374 p.

VAREJÃO-SILVA, M. A. *Meteorologia e climatologia*. Brasília: Instituto Nacional de Meteorologia; Stilo, 2005. 532 p.

VIANELLO, R. L.; ALVES, A. R. *Meteorologia básica e aplicações*. Viçosa: Universidade Federal de Viçosa; Imprensa Universitária, 1961. 449 p.

ZUNILGA, A. C. *Agroclimatología*. San Jose: Editorial Universidad Estatal a Distancia, 1985. 520 p.

Aula 11

ALLEN, R. G. et al. *Crop Evapotranspiration: Guidelines for Computing Crop Water Requirements. Irrigation and Drainage Paper, 56*. Roma: FAO, 1998. 330 p.

BERLATO, M. A.; MOLION, L. C. B. Evaporação e evapotranspiração. In: Ipagro: Secretaria de Agricultura. *Boletim técnico, 7*. Porto Alegre: 1981. 95 p.

CAMARGO, A. P.; CAMARGO, M. B. P. Uma revisão analítica da evapotranspiração potencial. *Bragantia*, Campinas, v. 59, n. 2, p. 125-137, 2000.

FERREIRA, A. L. A. *Comparação de métodos de estimativa da evapotranspiração de referência (ETO) em Cruz das Almas, BA*. Dissertação (Mestrado em Agronomia) – Escola de Agronomia, Universidade Federal da Bahia, Cruz das Almas, 1998. 74 p.

PENMAN, H. L. Natural Evaporation from Open Water, Bare Soil, and Grass. *Proceedings of Royal Society*, n. A-123, London, 1948, p. 120-145.

PEREIRA, A. R.; ANGELOCCI, L. P.; SENTELHAS, P. C. *Agrometeorologia: fundamentos e aplicações*. Guaíba: Agropecuária, 2002. 487 p.

REICHARDT, K. *Processos de transferência no sistema solo-planta-atmosfera*. Campinas: Fundação Cargill, 1985. 445 p.

SEDIYAMA, G. Estimativa da evapotranspiração: histórico, evolução e análise crítica. *Revista Brasileira de Agrometeorologia*, v. 4, n. 1, Santa Maria, p. 1-12, 1996.

STRAHLER, A. H.; STRAHLER, A. N. *Physical Geography: Science and Systems of the Human Environment*. Nova York: Wiley, 2005. 794 p.

STONE, L. F.; SILVEIRA, P. M. *Determinação da evapotranspiração para fins de irrigação*. Goiânia: EMBRAPA, CNPAF, 1995. 49 p.

THORTHWAITE, C. W. An Approach Toward a Rational Classification for Climate. *Geographical Review*, v. 38, n.1, p. 55-94, 1948.

TUBELIS, A.; NASCIMENTO, F. J. L. do. *Meteorologia descritiva: fundamentos e aplicações brasileiras*. São Paulo: Nobel, 1984. 374 p.

TUCCI, E. M. et al. *Hidrologia: ciência e aplicação*. 4 ed. Porto Alegre: Editora da UFRGS/ABRH, 2007. 278 p.

VAREJÃO-SILVA, M. A. *Meteorologia e climatologia*. Brasília: Instituto Nacional de Meteorologia; Stilo, 2005. 532 p. Versão digital atualizada disponível em: http://www.agritempo.gov.br/publish/publicacoes/livros/METEOROLOGIA_E_CLIMATOLOGIA_VD2_Mar_2006.pdf. Acesso em: 17 ago. 2012.

VIANELLO, R. L.; ALVES, A. R. *Meteorologia básica e aplicações*. Viçosa: Universidade Federal de Viçosa; Imprensa Universitária, 1961. 449 p.

Aula 12

AYOADE, J. O. *Introdução à climatologia para os trópicos*. 8 ed. Rio de Janeiro: Bertrand, 2002. 322 p.

CARTER, D. B.; MATHER, J. R. Climatic Classification for Environmental Biology. Elmer, NY: C. W. Thornthwaite Associates Laboratory of Climatology. *Publications in Climatology*, v. 19, n. 4, 1966. 395 p.

DOORENBOS, J.; KASSAM, A. H. Efeito da água no rendimento de todas culturas. *Irrigation & Drainage papers*, 33, Roma: FAO, 1979. 212 p.

LANDINI, C. C. *Meteorologia e climatologia*. Faculdade de Ciências Agro Ambientais, Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro, Curso de Zootecnia, 2003. 158 p.

MÜLLER, P. B. *Bioclimatologia aplicada aos animais domésticos*. 3 ed. Porto Alegre: Sulina, 1989.

OKE, T. R. *Boundary Layer Climates*. London: Methuen & Ltd. A. New York: Halsted Press Book, John Wiley & Sons, 1978. 372 p.

PEREIRA, A. R.; ANGELOCCI, L. P.; SENTELHAS, P. C. *Agrometeorologia: fundamentos e aplicações*. Guaíba: Agropecuária, 2002. 487 p.

ROLIM, G. S.; CAMARGO, M. B. P.; LANIA, D. G.; MORAES, J. F. L. Classificação climática de Köppen e de Thornthwaite e sua aplicabilidade na determinação de zonas agroclimáticas para o estado de São Paulo. *Bragantia*, Campinas, n. 66, p. 711-720, 2007.

STRAHLER, A. H.; STRAHLER, A. N. *Physical Geography: Science and Systems of the Human Environment*. New York: Wiley, 2005. 794 p.

THORNTHWAITE, C. W. Problems in the Classification of climates. In: *Geography Review*, n. 33, p. 233-255, 1948.

TUBELIS, A.; NASCIMENTO, F. J. L. do. *Meteorologia descritiva: fundamentos e aplicações brasileiras*. São Paulo: Nobel, 1984. 374 p.

VAREJÃO-SILVA, M. A. *Meteorologia e climatologia*. Brasília: Instituto Nacional de Meteorologia; Stilo, 2005. 532p.

VIANELLO, R. L.; ALVES, A. R. *Meteorologia básica e aplicações*. Viçosa: Universidade Federal de Viçosa; Imprensa Universitária, 1961. 449 p.

Aula 13

AYOADE, J. O. *Introdução à climatologia para os trópicos*. 3 ed. São Paulo: Bertrand Brasil, 1991. 332 p.

GRIMM, A. M., FERRAZ, S. E. T.; GOMES, J. Precipitation Anomalies in Southern Brazil Associated with El Niño and La Niña Events. *Journal of Climate*, v. 11, p. 2863-2880, 1998.

GRIMM, A. M., BARROS, V. R.; DOYLE, M. E. Climate Variability in Southern South America Associated with El Niño and La Niña Events. *Journal of Climate*, v. 13, p. 35-58, 2000.

MENDONÇA, F.; DANNI-OLIVEIRA, I. M. *Climatologia: noções básicas e climas do Brasil*. São Paulo: Oficina de Textos, 2007. 206 p.

PHILANDER, S. G. El Niño and La Niña. *Journal Atmospheric Science*, v. 42, n. 23, p. 2652-2662, 1985.

PHILANDER, S. G. *El Niño, La Niña, and Southern Oscillation*. San Diego: Academic Press, 1990. 293 p.

REBOITA M. S. *Elementos da variabilidade climática no extremo sul do Brasil, no período de 1990 a 2001*. Dissertação de Mestrado – Fundação Universidade Federal do Rio Grande, Engenharia Oceânica, 2004. 211 p.

SILVA, J. de F. *El Niño, o fenômeno climático do século*. Brasília: Thesaurus, 2000. 139 p.

VAREJÃO-SILVA, M. A. *Meteorologia e climatologia*. Brasília: Inmet, 2000. 515 p.

Aula 14

AHRENS, C. Donald. *Meteorology Today: An Introduction to Weather, Climate and the Environment*. 9. ed. Brooks/Cole – Cengage Learning. 2007-2009.

FERREIRA, Nelson Jesus; VIANELLO, Rubens Leite; OLIVEIRA, Lucimar Luciano de. *Meteorologia fundamental*. Erechim, RS: Editora ND-Edifapes.

INSTITUTO NACIONAL DE METEOROLOGIA. *Manual de observações meteorológicas de superfície*. Brasília: INMET, 1999.

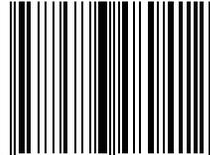
INSTITUTO NACIONAL DE METEOROLOGIA – Inmet: www.inmet.gov.br. Acesso desde setembro de 2011.

PROGRAMA de Educação a Distância da Ucar: www.meted.ucar.edu. Acesso desde fevereiro 2011.

VAREJÃO-SILVA, M. A. *Meteorologia e climatologia*. Recife, Brasil, março 2006. Disponível em: www.agritempo.gov.br/publish/publicacoes/livros/METEOROLOGIAECLIMATOLOGIA_VD2_Mar_2006.pdf

WMO. Calculation of Monthly and Annual 30 Year Standard normals. *Technical document*, n. 341; WCDP, n.10, Geneva, 1989.

ISBN 978-85-7648-941-2



9 788576 489412



UENF
Universidade Estadual
do Norte Fluminense



Universidade
Federal
Fluminense



UFRRJ



Fundação Carlos Chagas Filho de Amparo
à Pesquisa do Estado do Rio de Janeiro



SECRETARIA DE
CIÊNCIA E TECNOLOGIA



UNIVERSIDADE
ABERTA DO BRASIL

Ministério da
Educação



PAÍS RICO É PAÍS SEM POBREZA